EVE | Ente Vasco de la Energía

Página siguiente

Mapa Geológico del País Vasco a Escala 1:25.000

INDICE

1. INTRODUCCION

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ROCAS CATACLASTICAS
2.1.1. Granitos cataclásticos (7)
2.1.2. Brechas tectónicas asociadas a la falla de Régil
2.1.2.1. Rocas básicas (ofitas) tectonizadas (8)
2.1.2.2. Brecha de falla intraformacional (9)
2.1.2.3. Brecha de falla poligénica (10)

2.2. PALEOZOICO
2.2.1. Paleozoico de Cinco Villas
2.2.1.1. Alternancia de pizarras y grauvacas. Pizarras dominantes (22)
2.2.1.2. Alternancia de pizarras y grauvacas. Grauvacas dominantes (23)
2.2.1.3. Pizarras (24)
2.2.1.4. Calizas negras estratificadas (25)
2.2.1.5. Conglomerados silíceos (26)
2.2.1.6. Brechas sedimentarias (27)
2.2.2. Paleozoico asociado a las fallas de Régil y Leiza (28)

2.3. PERMOTRIAS Y TRIAS
2.3.1. Facies Buntsandstein
2.3.1.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas rojas (29)
2.3.1.2. Alternancia de areniscas y conglomerados (30)
2.3.1.3. Conglomerados cuarcíticos (31)
2.3.1.4. Calizas tableadas (32)
2.3.2. Facies Muschelkalk
2.3.2.1. Calizas, dolomías y margas laminadas (33)
2.3.2.2. Areniscas silíceas verdes de grano fino (34)
2.3.3. Facies Keuper
2.3.3.1. Arcillas abigarradas y yesos (35)
2.3.3.2. Ofitas (36)
2.3.3.3. Niveles de yeso (37)
2.3.3.4. Rocas volcanoclásticas (38)
2.3.3.5. Margas arcillosas (39)
2.3.3.6. Brechas tectónicas asociadas al Trías (40)

2.4. JURASICO
2.4.1. Infralías y Lías calizo-dolomítico
2.4.1.1. Carniolas. Brechas intraformacionales (41)
2.4.1.2. Calizas grises, calizas dolomíticas y carniolas. Lías indiferenciado (42)
2.4.1.3. Calizas dolomíticas y dolomías laminadas (43)
2.4.1.4. Calizas dolomíticas y calizas grises estratificadas (44)
2.4.2. Lías margoso
2.4.2.1. Margas grises, generalmente masivas (45)
2.4.2.2. Calizas margosas y margocalizas estratificadas (46)
2.4.2.3. Areniscas con cemento calcáreo (47)
2.4.2.4. Calizas y brechas calcáreas (48)
2.4.2.5. Calizas, margas y margocalizas con ammonites y belemnites (49)
2.4.3. Dogger
2.4.3.1. Calizas bioclásticas y calizas con sílex (50)
2.4.3.2. Areniscas calcáreas (51)
2.4.3.3. Conglomerados (52)
2.4.3.4. Margocalizas grises con nódulos de sílex (53)
2.4.4. Malm I
2.4.4.1. Margas arenosas y lutitas (54)
2.4.4.2. Areniscas y limolitas micáceas (55)
2.4.4.3. Areniscas silíceas (56)
2.4.4.4. Conglomerados de cantos silíceos (57)
2.4.4.5. Calizas conglomeráticas y calizas arenosas (58)
2.4.5. Malm II
2.4.5.1. Calizas bioclásticas “encrinitas” (59)
2.4.5.2. Niveles pizarrosos lenticulares (60)
2.4.5.3. Calizas micríticas tableadas (61)

EVE Ente Vasco de la Energía

2.5. MALM-NEOCOMIENSE
2.5.1. Lutitas micáceas versicolores (62)
2.5.2. Calizas de sérpulas, localmente con moluscos y oolitos (63)
2.5.3. Margas y margocalizas (64)

2.6. MALM-NEOCOMIENSE-BARREMIENSE
2.6.1. Lutitas rojizas, margas y calizas arenosas (65)

2.7. FACIES PURBECK-WEALD
2.7.1. Lutitas negras y areniscas (66)
2.7.2. Areniscas con niveles lutíticos (67)
2.7.3. Rocas ígneas (68)
2.7.4. Niveles carbonatados (69)
2.7.5. Pizarras negras, areniscas y calizas negras fétidas (70)
2.7.6. Niveles de lutitas negras laminadas (71)
2.7.7. Areniscas de grano muy fino y limolitas rojas y verdes (72)

2.8. COMPLEJO URGONIANO
2.8.1. Facies de implantación urgoniana
2.8.1.1. Grauvacas gris oscuro, arenas amarillentas, limolitas y arenas versicolores (73)
2.8.1.2. Arcillas carbonosas y pasadas de lignito (74)
2.8.1.3. Areniscas estratificadas (75)
2.8.1.4. Lutitas calcáreas grises y margas arenosas (76)
2.8.1.5. Niveles de areniscas (77)
2.8.1.6. Brechas calcáreas, niveles de inestabilidad (78)
2.8.1.7. Calizas urgonianas arenosas, areniscas calcáreas oquerosas y calizas arenosas con ostreidos (79)
2.8.1.8. Areniscas arcillosas y lutitas (80)
2.8.1.9. Limolitas micáceas oscuras (81)
2.8.1.10. Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (82). Formación Ereza
2.8.1.11. Alternancia de areniscas y lutitas (83) Formación Ereza.
2.8.1.12. Alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas bioclásticas (84)
2.8.1.13. Argilitas grises apizarradas (85)
2.8.1.14. Lutitas negras. Limolitas arenosas y areniscas (86) Fm. Tellamendi
2.8.1.15. Areniscas calcáreas (87)
2.8.2. Calizas arrecifales urgonianas
2.8.2.1. Calizas impuras. Calizas arenosas y/o margosas (88)
2.8.2.2. Calizas urgonianas estratificadas en bancos decimétricos a métricos (89)
2.8.2.3. Calizas urgonianas estratificadas en bancos métricos a decamétricos (90)
2.8.2.4. Calizas urgonianas masivas o con estratificación difusa (91)
2.8.2.5. Calizas sideritizadas. Siderita (92)
2.8.2.6. Montículos arrecifales (93)
2.8.2.7. Barras de calizas rosadas (94)
2.8.2.8. Niveles de calizas con orbitolinas (95)
2.8.3. Facies de talud y cuenca relativos
2.8.3.1. Areniscas y limolitas (96)
2.8.3.2. Margas y margocalizas grises. Margas arenosas (97)
2.8.3.3. Areniscas arcillosas carbonatadas, lutitas calcáreas y margas (98)
2.8.3.4. Margocalizas y calizas margosas (99)
2.8.3.5. Margas masivas y margas arenosas (100)
2.8.3.6. Areniscas silíceas, lutitas micáceas y margas arenosas (101)
2.8.3.7. Microbrechas calizas, turbiditas calcáreas y margas (102)
2.8.3.8. Niveles métricos eslumpizados (103)
2.8.3.9. Margas oscuras, limolitas calcáreas, calcarenitas arenosas y areniscas; niveles de brechas olistostrómicas (104)
2.8.3.10. Areniscas y limolitas (105)
2.8.3.11. Limolitas calcáreas (106)
2.8.3.12. Bloques olistolíticos de areniscas (107)
2.8.3.13. Calcarenitas arenosas (108). Calcarenitas y brechas calcáreas (109)

2.8.3.14. Calcarenitas bioclásticas (110). Bloques olistolíticos de calcarenitas bioclásticas (111)
2.8.3.15. Margas, parabrechas calcáreas, limolitas y areniscas (112). Lutitas calcáreas con septarias y areniscas; niveles “eslumpizados” (113)
2.8.3.16. Calcarenitas bioclásticas estratificadas. Intercalaciones margosas (114). Limolitas calcáreas micáceas (115)
2.8.3.17. Margas y margocalizas con belemnites (116)
2.8.3.18. Areniscas con lutitas minoritarias (117)
2.8.3.19. Areniscas, calizas y limolitas (118)
2.8.3.20. Margas con olistolitos calizos, margas con brechas bioclásticas y margas brechoides (119)
2.8.3.21. Megabrechas de bloques calizos (120)
2.8.3.22. Alternancia de calizas, brechas calcáreas y calcarenitas. Fm. Sasiola (121)
2.8.3.23. Areniscas de Istiña (122)
2.8.3.24. Margas y limolitas calcáreas negras (margas de Itziar). Lutitas silíceas (123)
2.8.3.25. Areniscas silíceas y lutitas (124). Conglomerados y microconglomerados (125)
2.8.3.26. Areniscas calcáreas y margas (126)
2.8.3.27. Areniscas calcáreas, margas y niveles de brechas y megabrechas calcáreas (127)
2.8.3.28. Lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas (128)
2.8.3.29. Calcarenitas bioclásticas masivas o con estratificación cruzada (129)
2.8.3.30. Calizas margosas, calcarenitas y niveles de brechas calcáreas (130)
2.8.3.31. Margas y margocalizas. Niveles calcareníticos aislados (131)
2.8.3.32. Areniscas silíceas masivas y estratificadas. Areniscas y lutitas (132)
2.8.3.33. Niveles de inestabilidad y parabrechas areniscosas en matriz lutítica (133)
2.8.3.34. Margas, margocalizas y calcarenitas de grano fino (134)
2.8.3.35. Calcarenitas, margocalizas y margas (135)
2.8.3.36. Margocalizas y margas. Calizas nodulosas y/o tableadas (136)
2.8.3.37. Calcarenitas estratificadas (137)
2.8.3.38. Alternancia de calcarenitas arenosas y margas arenosas (138)
2.8.3.39. Calcarenitas, localmente arenosas (139)
2.8.3.40. Calizas y calizas arcillosas (140)
2.8.3.41. Parabrecha mixta calcosilícea (141)
2.8.3.42. Limolitas, margas y areniscas. “Slumps”. (Tramo mixto) (142)
2.8.3.43. Areniscas y limolitas calcáreas o descalcificadas (143)
2.8.3.44. Margas y calizas nodulosas (144)
2.8.3.45. Margas (145)
2.8.3.46. Parabrecha con aporte de material volcánico (146)
2.8.3.47. Areniscas. Localmente microconglomerados (147)
2.8.3.48. Conglomerados (148)
2.8.3.49. Areniscas con estratificación cruzada (149)
2.8.3.50. Calizas y/o brechas calcáreas (150)
2.8.3.51. Margas y parabrechas calcáreas (151)
2.8.3.52. El urgoniano terrígeno de la unidad de Yurre
2.8.3.52.1. Limolitas y areniscas de grano fino. Areniscas estratificadas (152)
2.8.3.52.2. Areniscas silíceas masivas con lutitas y conglomerados (153)
2.8.3.52.3. Conglomerados arenosos (154)
2.8.3.52.4. Calizas y margas, brechas y “slumps” (155)
2.8.3.52.5. Areniscas y lutitas (156)
2.8.3.52.6. Lutitas (limolitas) grises y negras (157)
2.8.3.52.7. Areniscas silíceas (158)
2.8.3.52.8. Lutitas y areniscas (159)
2.8.3.52.9. Alternancia regular de areniscas y lutitas (160)

2.8.3.52.10. Lutitas negras con algún nivel areniscoso (161)
2.8.3.53. Calcarenitas con escasas intercalaciones de areniscas (162)
2.8.3.54. Calizas, margocalizas y margas estratificadas (163)
2.8.3.55. Calcarenitas bioclásticas. Intercalaciones de margas y margocalizas (164)
2.8.3.56. Margocalizas. Margas y margocalizas laminadas (165)
2.8.3.57. Alternancia de margas y calcarenitas (166)
2.8.3.58. Lutitas calcáreas masivas (167)
2.8.3.59. Calizas arenosas con lamelibranquios (168)
2.8.3.60. Calizas organógenas brechoides (169)
2.8.3.61. Areniscas y lutitas (170)
2.8.3.62. Margocalizas y calizas margosas (171)
2.8.3.63. Calizas y margocalizas nodulosas con niveles de orbitolinas (172)
2.8.3.64. Calizas y margocalizas nodulosas (173)
2.8.3.65. Alternancia irregular de calizas arrecifales, lutitas y areniscas (174)
2.8.3.66. Olistolitos calizos (175)
2.8.3.67. Margocalizas, margas y lutitas (176)
2.8.3.68. Limolitas arenosas y descalcificadas (177)
2.8.3.69. Margas con intercalaciones de margocalizas y calizas nodulosas (178)
2.8.4. Equivalentes del Complejo Urgoniano en el área de Sobrón
2.8.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (179). Calizas bioclásticas, calizas arenosas y calizas conglomeráticas (180). Aptiense inferior - superior "Urgoniano s.l."
2.8.4.2. Aptiense superior - Albiense inferior. Formación Escucha
2.8.4.2.1. Tramo inferior. Alternancia de areniscas y lutitas. Niveles de arcillas, arcillas carbonosas y lignito (182)
2.8.4.2.2. Tramo superior. Alternancia de areniscas y lutitas. Pasadas de microconglomerados (183). Microconglomerados silíceos (184). Calizas arenosas amarillentas (185)
2.8.5. Equivalentes del Urgoniano en la Sierra de Cantabria
2.8.5.1. Calizas con ostreidos y orbitolinas (181)
2.8.5.2. Areniscas, arcillas grises y niveles de lignito. Niveles de microconglomerados (183). Formación Escucha

2.9. COMPLEJO SUPRAURGONIANO O ALBOCENOMANIENSE
2.9.1. Formación Oyarzun
2.9.1.1. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)
2.9.1.2. Conglomerados y microconglomerados (188)
2.9.1.3. Calizas bioclásticas grises (190)
2.9.1.4. Calizas bioclásticas con tinciones rojas (191)
2.9.1.5. Lutitas rojo vino (193)
2.9.1.6. Margas y margocalizas grises (194)
2.9.2. Formación Deva o "Flysch Negro"
2.9.2.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)
2.9.2.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)
2.9.2.3. Microconglomerados y conglomerados (188)
2.9.2.4. Depósitos caóticos. Megaturbiditas (189)
2.9.2.5. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)
2.9.2.6. Calizas (195)
2.9.2.7. Serie basal del sector de Ea
2.9.2.7.1. Conglomerado poligénico en matriz margosa (196)
2.9.2.7.2. Areniscas con cemento silíceo y/o carbonatado y margas (197)
2.9.2.7.3. Areniscas con cemento calcáreo y/o silíceo (198)
2.9.2.7.4. Cuarzoarenita con niveles de conglomerado silíceo (199)
2.9.2.8. Margas y areniscas calcáreas (200)
2.9.2.9. Areniscas, lutitas y conglomerados (201)
2.9.2.10. Areniscas con niveles de lutitas y conglomerados (202)
2.9.2.11. Areniscas y conglomerados (203)

2.9.2.12. Areniscas (204)
2.9.2.13. Lutitas y conglomerados (205)
2.9.2.14. Margas con brechas calcáreas (206)
2.9.2.15. Rocas volcánicas indiferenciadas (207)
2.9.3. Formación Valmaseda
2.9.3.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)
2.9.3.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)
2.9.3.3. Microconglomerados y conglomerados (188)
2.9.3.4. Depósitos caóticos. Brechas (189)
2.9.3.5. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)
2.9.3.6. Calizas. Niveles de abandono (195)
2.9.3.7. Calcarenitas bioclásticas. Calizas bioclásticas arenosas (208)
2.9.3.8. Areniscas masivas laminadas o estratificadas (209)
2.9.3.9. Areniscas calcáreas o descalcificadas y/o calizas arenosas (210)
2.9.3.10. Areniscas, calcarenitas, calizas brechoides y limolitas (211)
2.9.3.11. Lutitas negras piríticas y areniscas silíceas. “Slumps” (212)
2.9.3.12. Margas (213)
2.9.3.13. Lutitas con orbitolinas muy abundantes (214)
2.9.3.14. Lutitas gris oscuro a negras con septarias (215)
2.9.3.15. Areniscas, conglomerados y lutitas (216)
2.9.3.16. Lutitas calcáreas negras (217)
2.9.3.17. Areniscas indiferenciadas (218). Areniscas con estratificación cruzada (219)
2.9.3.18. Areniscas conglomeráticas (220)
2.9.3.19. Areniscas silíceas de grano fino a muy fino (221)
2.9.3.20. Areniscas calcáreas y limolitas (222)
2.9.4. Formación Zufía
2.9.4.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)
2.9.4.2. Areniscas silíceas (187)
2.9.4.3. Limolitas calcáreas y margas con nódulos y septarias (223)
2.9.4.4. Brechas olistostrómicas. Megabrecha de Sagu-Soro (224). Olistolitos calizos (225)
2.9.5. Formación Eguino
2.9.5.1. Calizas impuras albocenomanienses (226)
2.9.5.2. Calizas masivas de Eguino (227)
2.9.5.3. Calizas en bancos decimétricos a métricos (228). Calizas en bancos métricos (229)
2.9.5.4. Calizas de Eguino indiferenciadas (230)
2.9.5.5. Brechas calcáreas (231)
2.9.5.6. Alternancia de calcarenitas, margas y margocalizas (232)
2.9.5.7. Margas (233)
2.9.5.8. Margocalizas y margas oscuras (234). Limolitas descalcificadas. Niveles de calcarenita arenosa (235)
2.9.6. Formación Durango
2.9.6.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)
2.9.6.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)
2.9.6.3. Microconglomerados y conglomerados (188)
2.9.6.4. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)
2.9.6.5. Margas negras (217)
2.9.6.6. Complejo volcánico de la hoja de Bilbao. Coladas, masivas o de “pillow-lavas” (236). Rocas piroclásticas (237). Rocas volcánicas indiferenciadas (207)
2.9.7. Formación Utrillas
2.9.7.1. Alternancia de arenas, areniscas y niveles de microconglomerados. Niveles decimétricos de calizas con orbitolinas (238)
2.9.7.2. Areniscas ferruginosas (239)
2.9.7.3. Areniscas rojizas estratificadas. Niveles de calizas arenosas con orbitolinas (240)
2.9.7.4. Niveles de lignito y arcillas carbonosas (241)
2.9.7.5. Microconglomerados silíceos (242)
2.9.7.6. Serie de Nograro. Areniscas e intercalaciones de lutitas (243). Arenas silíceas (244). Microconglomerados silíceos (242). Alternancia de areniscas y lutitas (245)

2.10. CRETACICO SUPERIOR
2.10.1. El “flysch” del Cretácico superior
2.10.1.1. “Flysch” calcáreo
2.10.1.1.1. Margas gris oscuro esquistosas, con intercalaciones de calizas arenosas (246). Margas con aporte volcánico (247). Intercalaciones areniscosas en margas negras (248)
2.10.1.1.2. Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas estratificadas (249)
2.10.1.1.3. Depósitos caóticos (250)
2.10.1.1.4. Margas y margocalizas con tinciones rojizas (251)
2.10.1.1.5. Margocalizas con brechas polimícticas (252)
2.10.1.1.6. Calizas micríticas negras (253)
2.10.1.1.7. Margas, lutitas, niveles aislados de margocalizas y “slumps” (254)
2.10.1.1.8. Brechas polimícticas con cantos de areniscas y lutitas (255)
2.10.1.1.9. Brechas polimícticas con cantos volcánicos (256)
2.10.1.1.10. Alternancia de margas, margocalizas, calizas micríticas y calcarenitas (257)
2.10.1.1.11. Brechas polimícticas y calcarenitas con sílex (258). Margas, calizas y calcarenitas con sílex (259). Areniscas y conglomerados (260)
2.10.1.2. Complejo volcánico del Cretácico superior
2.10.1.2.1. Sills básicos (261)
2.10.1.2.2. Rocas volcanoclásticas (262)
2.10.1.2.3. Coladas volcánicas masivas y traquitas (263)
2.10.1.2.4. Brechas volcánicas (“pillow-brechas”) (264)
2.10.1.2.5. Coladas volcánicas con estructura en “pillow” (265)
2.10.1.2.6. Cuerpos tabulares discordantes (266)
2.10.1.2.7. Coladas volcánicas sin diferenciar (267)
2.10.1.2.8. Volcanitas básicas (coladas y piroclásticas) (268)
2.10.1.2.9. Areniscas, lutitas y margas, con niveles brechoides (269)
2.10.1.3. “Flysch” detrítico
2.10.1.3.1. Alternancia de areniscas o areniscas calcáreas y lutitas calcáreas o margas (270). “Flysch detrítico”
2.10.1.3.2. Microconglomerados (271)
2.10.1.3.3. Margas y margocalizas. Niveles brechoides (272)
2.10.1.4. “Flysch” detrítico-calcáreo
2.10.1.4.1. Alternancia de calizas arenosas y margas (273)
2.10.1.4.2. Alternancia de margas y calizas arenosas; hacia el oeste areniscas calcáreas y margas (274)
2.10.1.4.3. Megaturbidita (275)
2.10.1.4.4. Brechas calcáreas. Brechas intraformacionales (276)
2.10.1.4.5. Niveles margosos (277)
2.10.1.4.6. Alternancia de areniscas y lutitas. Facies arenosas (278)
2.10.1.4.7. Margas nodulosas (279)
2.10.1.5. Margas de Garay
2.10.1.5.1. Margas y margocalizas (280)
2.10.1.5.2. Facies olistostrómicas (281)
2.10.1.5.3. Brechas volcánicas (282)
2.10.1.5.4. Margas rosas (283). Brechas poligénicas (284)
2.10.2. El Cretácico superior de la zona de Otzaurte (285)
2.10.3. Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior
2.10.3.1. Flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño
2.10.3.1.1. Alternancias cenomanienses
2.10.3.1.1.1. Alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (286)
2.10.3.1.1.2. Alternancia regular de calizas y margas en bancos centimétricos (287)
2.10.3.1.1.3. Calcarenitas bioclásticas y/o calcirruditas (288)
2.10.3.1.1.4. Limolitas carbonatadas o margas. Ocasionales niveles calcáreos (289)
2.10.3.1.1.5. Limolitas carbonatadas y calcarenitas (290)
2.10.3.1.1.6. Areniscas calcáreas y limolitas (291)
2.10.3.1.1.7. Calizas, calizas brechoides y margas (292)

2.10.3.1.2. Calizas turonienses o de Gárate
2.10.3.1.2.1. Alternancia irregular de calizas laminadas, margocalizas y margas. Localmente brechas y “slumps” (298)
2.10.3.1.2.2. Alternancia regular de margas y margocalizas (299)
2.10.3.1.3. Alternancias senonienses (Turoniense superior - Coniaciense superior)
2.10.3.1.3.1. Alternancia centimétrica de margas, margocalizas y calizas laminadas (300)
2.10.3.1.3.2. Niveles de calizas micríticas grises (301)
2.10.3.1.3.3. Alternancia de calizas y margas. Calizas laminadas (302). Localmente brechas intraformacionales.
2.10.3.1.3.4. Margas masivas, margocalizas minoritarias. Bancos calcareníticos aislados (303)
2.10.3.1.3.5. Margocalizas masivas y estratificadas (304)
2.10.3.1.3.6. Alternancia de margocalizas compactas y calizas laminadas (305)
2.10.3.1.4. Calizas de Orduña o de Subijana
2.10.3.1.4.1. Calizas bioclásticas grises. Intercalaciones de calizas margosas (306). Calizas de Subijana.
2.10.3.1.5. Alternancias senonienses. Tramo superior (Santoniense inferior - Maastrichtiense)
2.10.3.1.5.1. Alternancia de margas, margocalizas y calizas laminadas (300)
2.10.3.1.5.2. Calizas micríticas y bioclásticas grises (301)
2.10.3.1.5.3. Brechas calcáreas intraformacionales (312)
2.10.3.1.5.4. Margas y margocalizas (313)
2.10.3.1.5.5. Niveles lumaquélicos (314)
2.10.3.1.5.6. Margas y margocalizas pseudonodulosas (321)
2.10.3.1.5.7. Margas; tramos de margas y margocalizas alternantes (322)
2.10.3.1.5.8. Margas arenosas oscuras (323). Calcarenitas arenosas, areniscas laminadas y margas (324). Calizas, margocalizas arenosas y margas (327). Limolitas descalcificadas. Niveles de areniscas (328)
2.10.3.1.5.9. Alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas (325)
2.10.3.1.5.10. Calcarenitas bioclásticas con glauconita (326)
2.10.3.1.5.11. Calizas nodulosas y margas (329). Calcarenitas arenosas (330)
2.10.3.1.5.12. Margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas (339). Areniscas calcáreas (340). Calizas nodulosas y margas arenosas (341). Areniscas calcáreas microconglomeráticas (342)
2.10.3.1.5.13. Calizas arenosas y limolitas calcáreas. Tramos de areniscas calcáreas y limolitas (343). Areniscas calcáreas descalcificadas y arenas. Niveles conglomeráticos (344). Conglomerados y areniscas calcáreas (345). Campaniense superior
2.10.3.1.5.14. Areniscas calcáreas rojas y grises; niveles conglomeráticos (352). Areniscas calcáreas y limolitas; calizas arenosas (353). Calcarenitas y calizas arenosas (354). Calizas dolomíticas blancas (355). Conglomerados calcáreos y calizas brechoides (456). Maastrichtiense
2.10.3.1.6. Serie del Monte Oro
2.10.3.1.6.1. Margas, margocalizas y calizas (362)
2.10.3.1.6.2. Calizas arrecifales, brechas calcáreas y calcarenitas (363)
2.10.3.1.6.3. Areniscas calcáreas, areniscas conglomeráticas calcarenitas y limolitas (364)
2.10.3.2. Cretácico superior en el área de Sobrón
2.10.3.2.1. Cenomaniense (293 y 294)

2.10.3.2.2. Turoniense - Coniaciense inferior. Margas de Zuazo (300 y 301)
2.10.3.2.3. Coniaciense - Santoniense inferior. Calizas de Subijana (305, 306 y 307)
2.10.3.2.4. Santoniense inferior-medio. Margas de Osma (300 y 301)
2.10.3.2.5. Santoniense medio-superior. Calcarenitas con *Lacazina* (315, 316 y 317)
2.10.3.2.6. Santoniense terminal - Campaniense medio (322, 325 y 338)
2.10.3.2.7. Campaniense superior (349, 350 y 351)
2.10.3.2.8. Campaniense (334) y Campaniense superior - Maastrichtiense (344)
2.10.3.2.9. Maastrichtiense (361)
2.10.3.3. Cretácico superior de la Sierra de Cantabria
2.10.3.3.1. Cenomaniense (295, 296 y 297)
2.10.3.3.1.1. Margas, margocalizas, calizas y areniscas (295)
2.10.3.3.1.2. Calizas micríticas y calcarenitas (296)
2.10.3.3.2. Turoniense inferior (300)
2.10.3.3.3. Coniaciense - Santoniense inferior (308, 309 y 310)
2.10.3.3.4. Cenomaniense a Coniaciense (311)
2.10.3.3.5. Santoniense medio-superior. Calcarenitas con *Lacazina* (315)
2.10.3.3.6. Santoniense superior - Campaniense (315, 318, 319, 320, 322, 325, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 344, 346, 347, 348)
2.10.3.3.7. Maastrichtiense (353, 354, 357, 358, 359 y 360)

2.11. TERCIARIO
2.11.1. Terciario de la unidad de San Sebastián
2.11.1.1. Tránsito Cretácico - Terciario. Maastrichtiense superior - Daniense
2.11.1.1.1. Alternancia de margocalizas y margas grises. Flysch de transición (365). Margocalizas grises estratificadas (366). Margocalizas y brechas calcáreas (367)
2.11.1.1.2. Alternancia de margas rojas y margocalizas grises (368). Margas rojas masivas, pasadas de margocalizas rojas (369). Calizas micríticas y margocalizas rojas (370). Alternancia de margocalizas grises y rojas (371). “Capas rojas del Danés”
2.11.1.2. Paleoceno superior. Thanetiense (372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379)
2.11.1.3. Paleoceno superior- Eoceno inferior (380, 381)
2.11.1.4. Eoceno inferior (Ypresiense). Flysch terciario (382, 383, 384, 385)
2.11.2. Terciario de la unidad de Oiz
2.11.2.1. Formación calcárea del Maastrichtiense - Daniense (386 a 390)
2.11.2.1.1. Margas y margocalizas grises (386)
2.11.2.1.2. Margas y margocalizas rojas, o rojas y grises (387)
2.11.2.1.3. Calizas micríticas y margocalizas rojas y grises (388)
2.11.2.1.4. Brechas poligénicas (389)
2.11.2.1.5. Margas y margocalizas grises (390)
2.11.2.2. Facies brechoide (391 a 394). Thanetiense
2.11.2.2.1. Areniscas de grano grueso, areniscas calcáreas y margocalizas (391)
2.11.2.2.2. Brechas y megabrechas calcáreas (392)
2.11.2.2.3. Conglomerados y areniscas (393)
2.11.2.2.4. Areniscas, lutitas y margas (394)
2.11.2.3. Flysch terciario. Eoceno
2.11.2.3.1. Lutitas, escasas pasadas areniscosas (395). Calizas, margocalizas y margas (396). Calizas arenosas, calizas micríticas y margas (397)
2.11.2.3.2. Alternancia flyschoide de calizas arenosas y margas (398)
2.11.2.3.3. Calizas micríticas (399). Niveles brechoides intercalados (400). Margocalizas (401)
2.11.2.3.4. Areniscas y lutitas (402)

2.11.2.3.5. Areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados. Areniscas del Oiz (403). Calizas arenosas de grano medio a grueso (404)
2.11.2.3.6. Margas y margas con olistolitos calizos (405)
2.11.2.3.7. Lutitas, areniscas, margas y calizas arenosas flyschoides (406)
2.11.2.3.8. Margas y paraconglomerados de matriz margosa (407). Calizas micríticas (408). Calizas micríticas arenosas, localmente brechoides (409). Calizas arenosas, calizas brechoides con cantos poligénicos y margas (410)
2.11.2.3.9. Areniscas, microconglomerados y lutitas (411). Margas, micritas, calcarenitas y areniscas calcáreas con nummulites (413)
2.11.3. Terciario de la unidad de Gorbea
2.11.3.1. Terciario marino. Paleoceno - Eoceno
2.11.3.1.1. Daniense - Montiense
2.11.3.1.1.1. Calizas, calizas dolomíticas y margas (414)
2.11.3.1.1.2. Dolomías, doloarenitas y calizas algales, masivas (415)
2.11.3.1.1.3. Dolomías calcáreas y margodolomías. Niveles de caliza (416). Dolomías margosas y margas dolomíticas (417). Calizas bioclásticas (418)
2.11.3.1.1 4. Dolomías y calizas estratificadas (419)
2.11.3.1.1.5. Esparitas arenosas rojizas (420)
2.11.3.1.1.6. Conglomerados silíceos, areniscas conglomeráticas y calcarenitas (421)
2.11.3.1.1.7. Margas grises (422). Intercalaciones de dolomías blancas (423)
2.11.3.1.1.8. Alternancia de margas arenosas y calizas dolomíticas blancas (424). Niveles métricos de dolomías y calizas algales (425)
2.11.3.1.2. Thanetiense inferior - medio
2.11.3.1.2.1. Calcarenitas bioclásticas algales, localmente laminadas o pseudobrechoides (427)
2.11.3.1.2.2. Calizas coralgales y calcarenitas de rodolitos (428)
2.11.3.1.2.3. Alternancia en bancos decimétricos - métricos de calizas algales y calcarenitas (429)
2.11.3.1.2.4. Alternancia de calcarenitas algales y margas arenosas (430)
2.11.3.1.2.5. Calcarenitas bioclásticas blancas (431)
2.11.3.1.2.6. Brechas calcáreas (432)
2.11.3.1.3. Thanetiense superior
2.11.3.1.3.1. Calcarenitas, areniscas, arenas y margas (433)
2.11.3.1.3.2. Areniscas calcáreas microconglomeráticas y arenas (434)
2.11.3.1.4. Thanetiense indiferenciado
2.11.3.1.4.1. Margas dolomíticas blancas (435). Niveles delgados de dolomías blancas (425)
2.11.3.1.4.2. Arenas, arcillas verdes, margas y limos (436). Niveles de calizas con ostreidos (437). Conglomerados silíceos (438)
2.11.3.1.5. Paleoceno indiferenciado (426)
2.11.3.1.6. Eoceno
2.11.3.1.6.1. Secuencia basal eocena de carácter marino (439 a 446)
2.11.3.1.6.2. Secuencia basal eocena de carácter lacustre (447 a 453)
2.11.3.1.6.3. Segunda secuencia eocena. Subsecuencia Luteciense (454 a 457)
2.11.3.1.6.4. Segunda secuencia eocena. Subsecuencia Luteciense - Biarritziense (458 a 467)
2.11.3.2. Terciario continental. Oligoceno - Mioceno
2.11.3.2.1. Oligoceno - Mioceno inferior (468 a 479)
2.11.3.2.1.1. Conglomerados calcáreos; intercalaciones de areniscas, calcarenitas y lutitas rojas (468)
2.11.3.2.1.2. Lutitas rojas con niveles de conglomerados y areniscas (469). Niveles de conglomerados

calcáreos (470). Niveles de areniscas de grano fino (471). Areniscas de grano grueso y microconglomerados (472). Calizas y calizas margosas (473)
2.11.3.2.1.3. Areniscas calcáreas (474)
2.11.3.2.1.4. Conglomerados calcáreos (475)
2.11.3.2.1.5. Areniscas de grano fino, limolitas, arcillas, calcarenitas y paraconglomerados calcáreos (476). Calcarenitas arenosas (477)
2.11.3.2.1.6. Margas y arcillas (478). Margas y calizas (479)
2.11.3.2.2. Mioceno inferior - medio (480 a 485)
2.11.3.2.2.1. Margas y limolitas amarillentas (480)
2.11.3.2.2.2. Niveles de conglomerados calcáreos (481)
2.11.3.2.2.3. Areniscas calcáreas de grano grueso y microconglomerados (482)
2.11.3.2.2.4. Areniscas calcáreas de grano fino (483)
2.11.3.2.2.5. Calizas, calizas margosas y calizas arenosas (484)
2.11.3.2.2.6. Calizas blancas masivas y oquerosas (485)
2.11.3.2.3. Mioceno superior (486 a 491)
2.11.3.2.3.1. Limolitas y areniscas de grano fino (486)
2.11.3.2.3.2. Areniscas de grano muy grueso y microconglomeráticas (487)
2.11.3.2.3.3. Niveles de conglomerados calcáreos (488)
2.11.3.2.3.4. Margas grises claro y blancas (489). Calizas lacustres (490)
2.11.3.2.3.5. Conglomerado silíceo, areniscas calcáreas y silíceas, margas rojas (491)
2.11.3.3. Mioceno y Plioceno de la cuenca de Pipaón-Bernedo-Campezo (492 a 494)
2.11.3.3.1. Limolitas, areniscas, arcillas y niveles conglomeráticos (492)
2.11.3.3.2. Ortoconglomerados calcáreos, areniscas, limolitas y arcillas (493)
2.11.3.3.3. Areniscas calcáreas y limolitas (494)
2.11.3.4. Plioceno (495 a 499)
2.11.3.4.1. Conglomerado calcosilíceo resedimentado y pie de monte cementado (495)
2.11.3.4.2. Conglomerado calcáreo en matriz arenosa (496)
2.11.3.4.3. Conglomerados poligénicos y brechas (497). Arcillas rojas (498). Niveles potentes de conglomerados rojizos (499)
2.11.4. Terciario de la Cuenca del Ebro
2.11.4.1. Oligoceno (500 a 503)
2.11.4.1.1. Brechas y megabrechas de conglomerados (500)
2.11.4.1.2. Conglomerados calcáreos rojizos (501). Areniscas groseras, microconglomerados y lechos conglomeráticos (502). Niveles de conglomerados (503)
2.11.4.2. Mioceno
2.11.4.2.1. Mioceno inferior (504 a 508)
2.11.4.2.2. Mioceno medio (509 a 511)

2.12. CUATERNARIO
2.12.1. Depósitos glaciales y periglaciales (512)
2.12.2. Depósitos fluvioglaciales (513)
2.12.3. Terrazas fluviales indiferenciadas (514)
2.12.4. Terraza baja-media (515)
2.12.5. Terrazas altas (516)
2.12.6. Coluviales antiguos (517)
2.12.7. Glacis (518)
2.12.8. Depósitos aluviales y aluvio-coluviales (519)
2.12.9. Coluviales indiferenciados (520)
2.12.10. Coluvial de bloques calizos (521)
2.12.11. Coluviales cementados (522)
2.12.12. Conos de deyección (523)
2.12.13. Tobas y travertinos (524)
2.12.14. Depósitos de playa (525)
2.12.15. Dunas (526)
2.12.16. Depósitos estuarinos

2.12.16.1. Fangos estuarinos (527)
2.12.16.2. Depósitos arenosos estuarinos (528)
2.12.17. Turberas (529)
2.12.18. Depósitos residuales (530)
2.12.19. Depósitos lagunares (531)
2.12.20. Depósitos antropogénicos (532)

3. SEDIMENTOLOGIA

3.1. PALEOZOICO

3.2. TRIASICO
3.2.1. Facies Buntsandstein
3.2.2. Facies Muschelkalk
3.2.3. Facies Keuper

3.3. JURASICO

3.4. TRANSITO JURASICO - CRETACICO
3.4.1. Facies marinas
3.4.2. Facies Purbeck-Weald
3.4.3. Materiales “wealdenses” de Aramayona
3.4.4. Sierra de Cantabria

3.5. COMPLEJO URGONIANO
3.5.1. Unidad de San Sebastián y Sector de Cestona
3.5.2. Sector del Erlo-Andutz-Arno
3.5.3. Sectores de Ondarroa y Gernika
3.5.4. Sector occidental del Anticlinorio de Bilbao
3.5.5. Sector oriental del Anticlinorio de Bilbao
3.5.6. Sectores de Espejo y sierra de Cantabria

3.6. COMPLEJO SUPRAURGONIANO
3.6.1. Formación Oyarzun
3.6.2. Formación Deva o Flysch Negro
3.6.3. Formación Arenas de Utrillas
3.6.4. Formación Valmaseda
3.6.5. Formación Eguino
3.6.6. Formación Zufía
3.6.7. Formación Durango

3.7. CRETACICO SUPERIOR (expansión oceánica)
3.7.1. Flysch del Cretácico superior
3.7.2. Plataforma carbonatada del Cretácico superior
3.7.2.1. Cenomaniense medio - Turoniense basal. Secuencia 6
3.7.2.2. Turoniense inferior - Coniaciense basal. Secuencia 7
3.7.2.3. Coniaciense inferior - Santoniense superior. Secuencia 8
3.7.2.4. Campaniense inferior. Secuencia 9
3.7.2.5. Campaniense medio. Secuencia 10
3.7.2.6. Campaniense superior - Maastrichtiense basal?. Secuencia 11

3.8. TERCIARIO (etapa de convergencia)
3.8.1. Ciclo Maastrichtiense - Eoceno medio (terciario preorogénico)
3.8.1.1. Monoclinal de Gipuzkoa y Sinclinorio de Bizkaia
3.8.1.2. Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa
3.8.1.2.1. Maastrichtiense. Secuencia 12
3.8.1.2.2. Paleoceno. Secuencias 13 (Daniense-Montiense) y 14 (Thanetiense)
3.8.1.2.3. Eoceno. Secuencias 15 (Eoceno inferior) y 16 (Eoceno medio)
3.8.2. Ciclo Oligoceno - Mioceno
3.8.2.1. Depósitos neógenos del Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa
3.8.2.2. Terciario de la Cuenca del Ebro
3.8.2.3. Depresión terciaria de Campezo-Bernedo y Pipaón
3.8.3. Mioceno - Mio-plioceno
3.8.4. Plio-cuaternario

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS DE ORIGEN HIDROTERMAL
4.1.1. Diques o filones de cuarzo (2)
4.1.2. Filones de calcita (3)
4.1.3. Alteraciones hidrotermales en fracturas (4)
4.1.4. Silicificaciones (5)
4.1.5. Dolomitizaciones (6)
4.1.6. Sideritizaciones (92)

4.2. ROCAS PLUTONICAS DEL "STOCK" GRANITICO DE PEÑAS DE AYA
4.2.1. Unidad central
4.2.1.1. Facies granodiorítica (11)
4.2.1.2. Gabrodioritas (12)
4.2.1.3. Granitos porfídicos y pórfidos graníticos (13)
4.2.1.4. Zonas con abundantes inyecciones graníticas (14)
4.2.2. Unidad periférica
4.2.2.1. Granito heterogranular de grano grueso (16)
4.2.2.2. Granitos y leucogranitos de grano fino-medio (18)
4.2.2.3. Granitos y leucogranitos de grano medio-grueso (19)
4.2.3. Aureola de metamorfismo de contacto
4.3.3.1. Pizarras y grauvacas moteadas (20)
4.3.3.2. Brechas de contacto (21)
4.2.4. Metamorfismo regional hercínico

4.3. ROCAS VOLCANICAS Y SUBVOLCANICAS DEL TRIASICO
4.3.1. Rocas subvolcánicas (ofitas)
4.3.2. Rocas volcanoclásticas

4.4. DIQUES DE ROCAS IGNEAS BASICAS (DIABASAS)

4.5. ROCAS VOLCANICAS Y SUBVOLCANICAS DEL CRETACICO SUPERIOR
4.5.1. Coladas, masivas y con estructura en "pillow"
4.5.2. Rocas volcanoclásticas
4.5.3. Sills
4.5.4. Cuerpos tabulares discordantes

4.6. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS
4.6.1. Análisis químicos
4.6.2. Caracterización geoquímica

4.7. NATURALEZA DEL MAGMATISMO DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA Y MARCO GEODINAMICO

5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

5.1. INTRODUCCION

5.2. CICLO HERCINICO
5.2.1. Deformación Hercínica
5.2.1.1. Introducción
5.2.1.2. Primera Fase (F_1)
5.2.1.3. Segunda Fase (F_2)
5.2.1.4. Tercera Fase (F_3)
5.2.2. Otras deformaciones
5.2.2.1. Tectónica frágil
5.2.2.2. Cizallas
5.2.2.3. Deformación de bóveda del "stock" granítico de Peñas de Aia
5.2.2.4. Tectónica tardihercínica

5.3. CICLO ALPINO
5.3.1. La Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC)
5.3.2. Tectónica sinsedimentaria: generalidades de la Cuenca Vasco-Cantábrica
5.3.3. Fases de deformación alpinas
5.3.3.1. Fase I
5.3.3.2. Fase II
5.3.3.3. Fase III
5.3.3.4. Fase IV
5.3.3.5. Fracturación alpina

5.4. DESCRIPCION POR UNIDADES ESTRUCTURALES
5.4.1. Introducción
5.4.2. División estructural de la Cadena Vasco-Cantábrica
5.4.3. Unidad de San Sebastián. Bloque de Ereñozu
5.4.4. Unidad de San Sebastián
5.4.4.1. Introducción
5.4.4.2. El diapiro y el "klippe" (isleo tectónico) de Zarautz.
5.4.4.3. Estructuras de la zona oriental
5.4.4.4. Relación entre los diferentes elementos estructurales: un claro ejemplo de tectónica de zócalo y cobertera.
5.4.5. Unidad de Oiz
5.4.5.1. Introducción
5.4.5.2. Sector de Zestoa
5.4.5.3. Sector de Erlo-Andutz-Arno
5.4.5.4. Sector de Ondarroa
5.4.5.5. Sector de Bermeo
5.4.5.6. Sector de Gernika
5.4.5.7. Sector de Durango
5.4.5.8. Sector de Aralar
5.4.6. Unidad de Yurre
5.4.6.1. Introducción
5.4.6.2. Sector noroccidental
5.4.6.2.1. Flanco meridional del Anticlinorio de Bilbao
5.4.6.2.2. Flanco septentrional del Anticlinorio de Bilbao
5.4.6.3. Sector de Mandoia
5.4.6.4. Sector de Anboto
5.4.6.5. Sector de Aramayona
5.4.6.6. Corredor tectónico de Villaro
5.4.7. Unidad de Gorbea
5.4.7.1. Franja Karrantza-Llanada Alavesa
5.4.7.1.1. Sector de Murgia-Vitoria
5.4.7.1.2. Sector de Llodio-Gorbea
5.4.7.1.3. Sector de Amurrio-Karrantza
5.4.7.2. Sierra de Cantabria
5.4.7.2.1. Introducción
5.4.7.2.2. Zona occidental de la sierra de Cantabria
5.4.7.2.2.1. Area de Sobrón
5.4.7.2.2.2. Area de los diapiros de Ocio-Salinillas-Peñacerrada
5.4.7.2.3. Franja norte de la sierra de Cantabria
5.4.7.2.4. Frente cabalgante de la sierra de Cantabria
5.4.7.2.4.1. Zona oeste (hojas de Labastida y Lagrán)
5.4.7.2.4.2. Zona central (hoja de Lagrán)
5.4.7.2.4.2.1.Introducción
5.4.7.2.4.2.2. Estructura
5.4.7.2.4.2.3. Modelo de deformación
5.4.7.2.4.3. Zona este (hojas de Lagrán y Bernedo)
5.4.7.2.5. Terminación oriental de la sierra de Cantabria
5.4.7.3. Sinclinal de Miranda-Treviño
5.4.7.3.1. Introducción
5.4.7.3.2. Estructuras
5.4.7.3.3. Historia evolutiva
5.4.8. Cuenca del Ebro

5.5. DIAPIRISMO: GENERALIDADES

5.6. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA CADENA VASCOCANTABRICA

BIBLIOGRAFÍA

INTRODUCCION

En el año 1984 el Ente Vasco de la Energía (EVE) emprendió el proyecto de cartografiar el territorio de la Comunidad Autónoma del País Vasco a escala 1:25.000, labor que concluyó en el año 1991. Posteriormente, hasta el año 1994, se realizaron los trabajos de edición en soporte papel de esa cartografía, se publicaron los 74 cuadrantes que componen el *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000*. Los mapas de cada uno de dichos cuadrantes (mapa y memoria) se encuentran desde entonces a disposición del público en las librerías especializadas de la Comunidad Autónoma Vasca.

Con el presente trabajo, el Ente Vasco de la Energía pretende cubrir un doble objetivo. Por una parte, suministrar al usuario de cartografía geológica la versión en soporte digital del *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000* y por otra, suministrar una base de datos en la cual se encuentran situados todos los trabajos relacionados con la geología, la investigación minera y la investigación hidrogeológica, realizado por el Ente Vasco de la Energía en la Comunidad Autónoma lo largo de sus años de actividad.

Para conseguir el primero de los objetivos, se ha digitalizado en contenido de cada uno de los 74 cuadrantes que componen el *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000*. Además, se ha creado una leyenda *'unificada'* en la que se incluyen todos y cada uno de los términos litológicos que aparecen representados en los 74 cuadrantes del mapa. Esto permite que cada término cartográfico posea un único número, el mismo, en todo el mapa (en los mapas en soporte papel el número de cada término está condicionado por la posición de ese término en la columna estratigráfica representativa de dicho cuadrante, con lo cual un mismo término posee números diferentes en cada cuadrante). También permite que el mapa pueda visualizarse y tratarse con la herramienta informática suministrada, como un conjunto unitario. No obstante, debe señalarse que en la elaboración de esta leyenda *'unificada'* se ha respetado la división en unidades tectoestratigráficas que se adoptó en la realización del Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000 en formato papel. Además, este proceso de digitalización ha permitido subsanar algunos pequeños errores que el Mapa Geológico del País Vasco mostraba en su formato en soporte papel.

En cuanto a la Base de Datos con los trabajos geológicos realizados por EVE, se incluye la situación y el área que cubren los siguientes tipos de proyectos:

- cartografías geológicas de detalle, principalmente a escala 1:5000 o 1:10000,
- campañas de geoquímicas, principalmente de suelos,
- campañas de geofísica,
- estudios hidrogeológicos,
- sondeos para investigación minera,
- sondeos para investigación hidrogeológica,
- situación de puntos de agua, inventario no exhaustivo, selección del extenso inventario disponible en EVE,
- situación de indicios mineros, minerales metálicos y rocas industriales.

El Ente Vasco de la Energía (EVE) actualizará periódicamente esta Base de Datos.

El usuario debe conocer que la información relativa a cada uno de los trabajos que se muestran está disponible en el Departamento de Recursos Geológicos del Ente Vasco de la Energía (EVE). En dicho Departamento podrán consultarse los diferentes informes, excepto aquellos sobre los que pese alguna cláusula de confidencialidad.

La aplicación informática sobre la que corre esta versión digital del Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000 permite visualizarlo e imprimirlo a diversas escalas. A este respecto, deberá tenerse en cuenta que el mapa ha sido formado a escala 1:25.000, escala para la cual presenta un grado de detalle y fiabilidad adecuado. Su visualización, impresión y/o utilización a escalas mayores, implicará la pérdida de detalle cartográfico, y serias imprecisiones en lo referente a la propia situación espacial de los diferentes elementos geológicos que lo componen (contactos estratigráficos, fallas, etc.).

2. ESTRATIGRAFIA

El territorio de la Comunidad Autónoma Vasca se incluye, casi en su totalidad, en la denominada Cordillera Vascocantábrica o Pirineo Vascocantábrico, que es una cadena alpina, situada en el borde septentrional de la Placa Ibérica, prolongación occidental de la Cadena Pirenaica, que se extiende desde el Languedoc y la Baja Provenza por el este, hasta Cantabria y norte de Castilla por el Oeste.

El zócalo de la Cadena Pirenaica lo constituye un substrato ígneo-metamórfico de edad hercínica que, en el caso de la Cadena Vascocantábrica, está representado por el Macizo de Cinco Villas. Más al oeste, fuera ya de la Comunidad Autónoma Vasca, dicho zócalo se corresponde con la denominada Zona Palentino-Leonesa.

Al sur de la Cadena Vascocantábrica afloran los depósitos terciarios de antepaís, correspondientes a las depresiones del Duero y del Ebro.

Los materiales integrados en la Cadena Vascocantábrica constituyen una pila sedimentaria con forma de cuña, engrosada hacia el norte, en la que se intercalan, en distintas posiciones, niveles de materiales plásticos de los cuales el Trías salino es el más representativo.

En la Cadena Vascocantábrica se reconocen algunos accidentes estructurales que permiten una compartimentación de la misma, tanto desde el punto de vista paleogeográfico como estratigráfico; se trata de accidentes antiguos, que funcionaron durante la formación de la cuenca, y que han sido reactivados durante la tectogénesis alpina. Algunos de estos accidentes son paralelos a las directrices alpinas como la falla de Bilbao-Alsasua, y otros transversos a ellos como la falla del río Oria, etc.

Estos accidentes han permitido independizar una serie de unidades de carácter estructural, lo cual ha permitido una mejor diferenciación de términos litológicos, dando lugar a una cartografía geológica más detallada; éstas unidades son (figura 2.1):

1. Unidad de San Sebastián
2. Unidad de Oiz
3. Unidad de Yurre
4. Unidad de Gorbea
5. Cuenca del Ebro

En el presente mapa geológico se ha respetado esta división del territorio en unidades, aunque el orden en que se describen los materiales atiende principalmente al criterio de edad geológica.

Quedan ajenas a esta diferenciación las rocas cataclásticas y metamórficas, asociadas principalmente a la falla de Régil, las rocas plutónicas que intruyen en el Macizo Paleozoico de Cinco Villas, así como las rocas filonianas y alteraciones de origen hidrotermal, que serán descritas aparte.

2.1. ROCAS CATACLÁSTICAS

Se les ha asignado el rango de unidad por poseer entidad propia y por no poder asignarlas a ninguna de las Unidades anteriormente citadas.

Se han originado por la trituración que acompaña a menudo a las zonas de fractura. Estos materiales son de naturaleza variada, teniendo únicamente en común, haber sufrido un proceso de deformación tectónica. De esta forma, en función de sus condiciones de deformación, abarcan desde brechas de falla hasta milonitas. Las primeras son rocas cataclásticas en el sentido de SIBSON (1977), es decir, rocas con fábrica desordenada, con matriz en proporción variable y en la que la reducción del tamaño de grano se alcanza mediante procesos de fricción (mecanismos de deformación frágil), lo que implica cargas litostáticas no demasiado importantes y temperaturas por debajo de 250ºC. En las milonitas la deformación es tan intensa que la roca queda reducida prácticamente a polvo, evidenciando condiciones de presión y temperatura bastante importantes.

2.1.1. Granitos cataclásticos (7)

Se trata de rocas de naturaleza granítica intensamente fracturadas. En la Cartografía geológica se han diferenciado estos materiales en dos contextos diferentes.

En el primero, los granitos forman parte del macizo granítico de Peñas de Aia, en el cuadrante de Irún-Ventas (65-I y III). En la zona del monte Biandiz, aflora una banda de dirección NO-SE de granitos cataclásticos con textura porfídica, donde puede observarse, tanto a escala de muestra de mano como en lámina delgada, una intensa microfracturación de la roca.

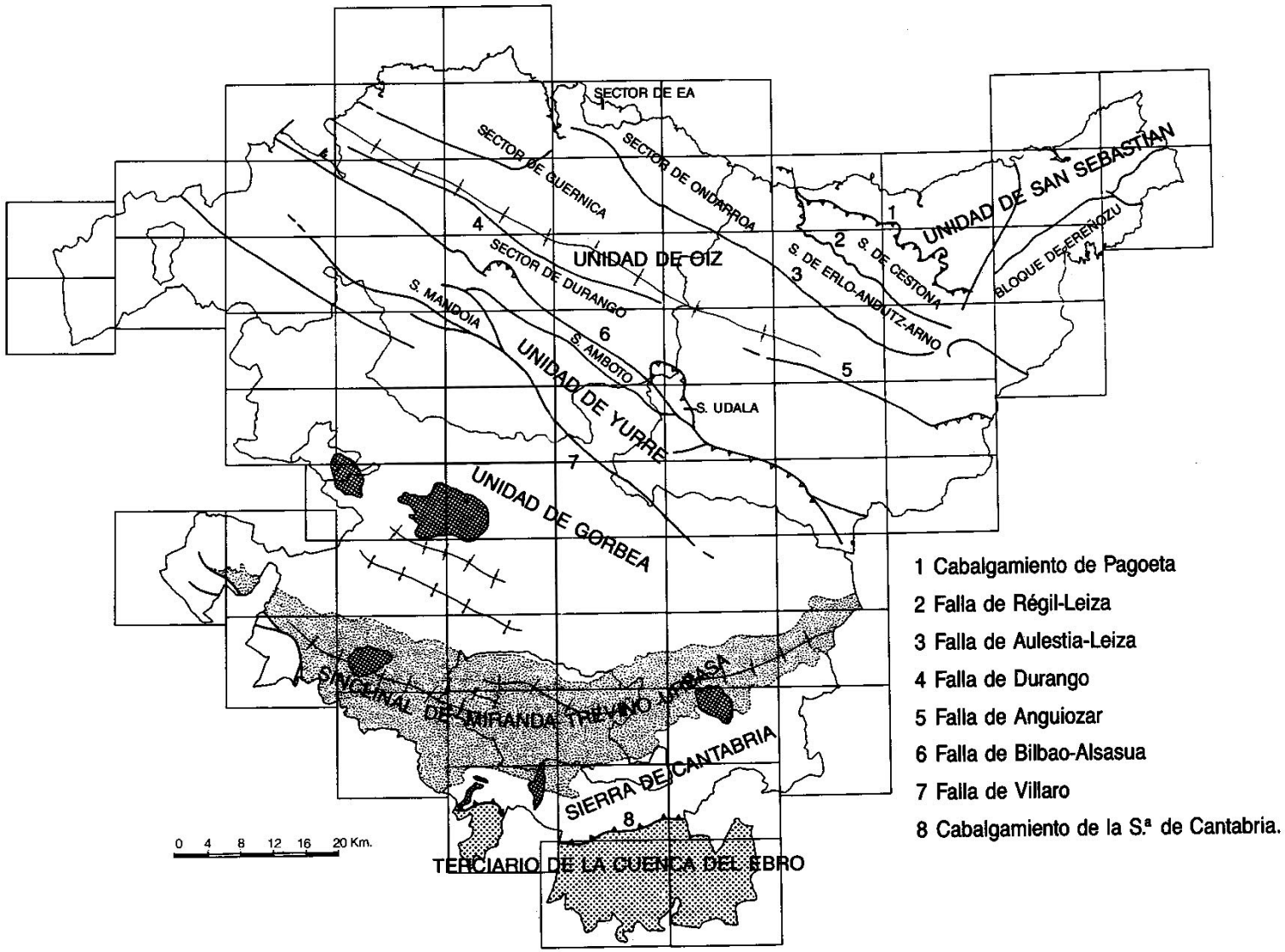


Figura 2.1.- Esquema de unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco

Las características petrológicas de esta roca se describirán, en el capítulo de petrología, junto con la facies granodiorítica que forma la unidad central del macizo de Peñas de Aia.

En el segundo caso, se ha cartografiado en el cuadrante de Villabona (64-III) un término de granitoides cataclásticos y miloníticos que afloran al norte de la localidad de Régil, en un bloque "exótico" de tamaño decamétrico a hectométrico. En el campo aparecen como rocas de colores claros, de aspecto granítico (cuarzo-feldespáticas, con micas), con tamaño de grano variable. Al microscopio se reconocen texturas protomiloníticas, granolepidoblásticas, gneísicas y porfiroclásticas en matriz milonítica. Como minerales principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica blanca (moscovita). Entre los minerales secundarios los más frecuentes son: clorita, albita, sericita, hematites y óxidos. Entre los accesorios, cabe citar: circón, esfena, pirita, rutilo y opacos. Se trata de un conjunto de rocas con una composición original granítica, afectadas por una deformación frágil en condiciones de baja temperatura. Esta deformación da lugar a una trituración de todos los constituyentes primarios de la roca. El resto de los minerales (mica blanca, clorita, sericita y óxidos) están asociados a la etapa de deformación y se forman a partir de otros minerales. La deformación no es uniforme, y se reconocen bandas muy trituradas junto a otras menos rotas y con escasa matriz. Con posterioridad a esta etapa de deformación, la roca ha sido afectada por una etapa hidrotermal con relleno de venas en las que cristaliza principalmente albita. Estos materiales se clasifican como granitos miloníticos (ortogneises), metagranitos leucocráticos (ortogneises leucocráticos) y granitos protomiloníticos gneisificados. Pueden observarse, en el extremo sudoeste del cuadrante de Villabona, en la pista que se toma a la altura del kilómetro 42 de la C-6324.

2.1.2. Brechas tectónicas asociadas a la falla de Régil (8, 9, 10)

Estos materiales han sido descritos en el cuadrante de Tolosa (89-I) y el extremo sudoeste del cuadrante de Villabona (64-III). En función de su naturaleza se han diferenciado los siguientes términos:

1.1.1.1. Rocas básicas (ofitas) tectonizadas (8)

Se trata de rocas subvolcánicas básicas, trituradas, esquistosas y con alteración hidrotermal (rellenos de cuarzo generalmente), que afloran en el extremo sudoeste del cuadrante de Villabona, en una pista que va hacia el arroyo Astazulo. En el campo aparecen como rocas esquistosas, de colores verdosos, que alternan con "bandas" en las que la textura original (microgranuda) se ha preservado mejor, reconociéndose en ocasiones la roca original. Al microscopio se reconocen texturas lepidoblásticas (granolepidoblásticas). En conjunto, la roca muestra una orientación marcada por la clorita y la disposición bandeada del cuarzo granoblástico.

2.1.2.2 Brecha de falla intraformacional (9)

En el cuadrante de Tolosa (89-I) se ha descrito una zona brechificada situada siempre en un mismo nivel estratigráfico (Infralías calizo - dolomítico) y separada a muro y a techo por zonas sanas, no brechificadas, de manera que puede interpretarse como el resultado de un juego muy temprano de la falla de Régil. Los clastos son monogénicos correspondiendo siempre a los materiales en los que encaja, es decir, calizas, dolomías laminadas y fragmentos de carniolas. Muestra una clara relación espacial con la falla de Régil, habiendo sido afectado por los sucesivos movimientos de este accidente estructural. La potencia del término es de unos 50 metros, lo que da una idea de la importancia de la falla. Estos materiales se pueden observar a la altura del kilómetro 437 de la CN-I, al sur de Tolosa, y en el cruce de la carretera C-6324 que va desde Tolosa a Bidania, justo por debajo de un pequeño puente del ferrocarril.

2.1.2.3. Brecha poligénica de falla (10)

Su génesis es muy diferente a la anterior, ya que está relacionada claramente con el juego alpino de la falla de Régil. La potencia puede llegar a ser superior a 75 metros y está constituida por fragmentos de areniscas del Trías Buntsandstein, ofitas, calizas liásicas, ofitas deformadas y materiales paleozoicos (pizarras y conglomerados silíceos). La matriz es lutítica y suele ser abundante. Los fragmentos de ofitas suelen aparecer

muy triturados, con esquistosidad y cuarzo de alteración hidrotermal. Los mejores afloramientos se encuentran en el cuadrante de Tolosa (89- I), en la pista que va desde Urkizu a Zelentxiki y que pasa al norte del monte Iturrioz, y en la pista que va desde Bidania al monte Hernio, justo al norte del caserío Beiza. En este último punto, la brecha engloba bloques de conglomerados paleozoicos de más de dos metros de diámetro.

2.2. PALEOZOICO

Los materiales Paleozoicos afloran en la parte oriental de la Comunidad Autónoma Vasca, en el denominado macizo de Cinco Villas, y constituyen el zócalo o basamento respecto a los materiales mesozoicos y cenozoicos sedimentados durante el ciclo alpino.

Los materiales reconocidos en el macizo de Cinco Villas están constituidos por una secuencia *"flysch"* de edad Devónico superior - Carbonífero inferior, formada casi exclusivamente por rocas detríticas, localmente metamorfizadas.

Pero no todos los afloramientos de rocas del zócalo se restringen exclusivamente al macizo de paleozoico de Cinco Villas; existen otros de pequeñas dimensiones en las proximidades de Azpeitia, asociados al trazado de la falla de Régil.

2.2.1. Paleozoico de Cinco Villas

Definido por CAMPOS (1979) como "sucesión esquistosa de Cinco Villas", estos materiales forman una potente y monótona serie de pizarras y grauvacas (con dominio de las primeras), que por sus características litológicas y tectónicas hacen prácticamente imposible establecer una secuencia estratigráfica detallada y precisa de la sucesión.

Por otro lado, aunque tradicionalmente se ha considerado a estos materiales como representativos de la facies "Culm", algunos autores, como HEDDEBAUT (1973) y PESQUERA (1985), los relacionan con ambientes costero-neríticos.

La zona en la que se puede establecer una columna sintética más completa, es en las proximidades de Andoain; dentro de la sucesión se pueden diferenciar los siguientes términos litológicos.

2.2.1.1. Alternancia de pizarras y grauvacas. Pizarras dominantes (22)

Son los materiales más abundantes del Paleozoico. Se presentan como una sucesión de pizarras masivas o laminadas donde se intercalan, con

mayor o menor frecuencia, niveles centi-decimétricos (raramente métricos) de grauvacas.

Los términos más finos (pizarras y lutitas masivas) son de color gris oscuro a negros, con frecuentes superficies satinadas. Así mismo, es frecuente observar finos bandeados composicionales originados por el diferente contenido en cuarzo, micas y materia carbonosa. En otras ocasiones es frecuente observar estos materiales con aspecto masivo, siendo difícil distinguir la estratificación; aunque, por otra parte es en estos materiales de granulometría fina en donde mejor se pueden observar las diferentes superficies penetrativas de origen tectónico.

Petrográficamente varían entre lutitas cuarzosas y lutitas micáceas, con metamorfismo de grado muy bajo. La fracción limo está formada principalmente por cuarzo que, por lo general, se presenta elongado en el sentido de la esquistosidad más penetrativa. Además de cuarzo es frecuente encontrar feldespatos (plagioclasa) y micas. Como minerales accesorios se encuentran circón, turmalinas y menas metálicas. La fracción fina la constituyen arcillas, micas y diferentes óxidos.

Por su parte, los niveles areniscosos se encuentran interestratificados entre las pizarras, en bancos de potencia variable (entre 5 y 60 centímetros). Son de color gris a gris oscuro en corte fresco. En ocasiones es frecuente observar bandeados composicionales de espesores milimétricos, así como escasas granoclasificaciones. Las superficies de estratificación están generalmente mal definidas.

Petrográficamente se les puede clasificar como grauvacas inmaduras formadas por una trama compuesta principalmente de cuarzo, y en menor proporción de feldespatos y fragmentos de roca. La trama está formada por granos subredondeados y elongados según la esquistosidad. El tamaño de grano es variable, predominando el grano fino. La matriz está formada por minerales micáceos y arcillosos y el cemento, aunque escaso, suele ser silíceo.

Se desconoce la potencia de este término debido principalmente a la intensa tectonización que presenta y a la ausencia de niveles guía.

La ausencia de fauna hace difícil su datación. **CAMPOS (1979)** les atribuye una edad Carbonífero (Westfaliense), sin excluir la posibilidad de que parte de ellos puedan ser de edad Devónico.

2.2.1.2. Alternancia de pizarras y grauvacas. Grauvacas dominantes (23)

Se trata de una alternancia, en proporción variable, de pizarras y grauvacas (cuya descripción coincide con la efectuada para el término anterior) con claro predominio de las segundas.

2.2.1.3. Pizarras (24)

Afloran al norte del pantano de Añarbe en el cuadrante de Andoain (64- IV). Están constituidas por un conjunto de lutitas esquistosas, de tonalidades rojizas a nacaradas en superficie de alteración, y gris oscuro a negras en corte fresco. No se han observado estructuras sedimentarias.

2.2.1.4. Calizas negras estratificadas (25)

A unos 300 metros al oeste del kilómetro 17 de la carretera que lleva de Oiartzun (Oyarzun) al embalse de Artikutza, aflora un paquete de calizas y margocalizas arenosas, grises azuladas y negras, tableadas, que intercalan delgados niveles de pizarras. La potencia máxima observada apenas rebasa los 25-30 metros, pasando lateralmente a pizarras y grauvacas.

Composicionalmente están formadas por calcita, cuarzo, moscovita, pirita y materia orgánico-carbonosa.

2.2.1.5. Conglomerados silíceos (26)

Ocasionalmente pueden diferenciarse en la monótona serie paleozoica niveles de microconglomerados y conglomerados en cuerpos discontinuos de morfología lenticular y escasa potencia. Los más potentes no suelen superar los 20 metros y son más abundantes en el cuadrante de Andoain (64-IV). Están constituidos por cantos heterométricos de cuarcita blanca, aunque también se han observado fragmentos de chert y esquistos. Es frecuente observar estos cantos elongados en el sentido de la esquistosidad. La matriz, en proporción variable, aunque por lo general superior al 30% de la roca, está constituida por lutita negra, rojiza en ocasiones, y cementada por sílice y óxidos de hierro.

Petrográficamente muestran una textura clástica, con tamaño de grano variable, pero predominando el de grava media (tamaño aproximado a 0,5 centímetros). A veces presentan blastesis orientada.

El grado de redondeamiento de los fragmentos varía desde subredondeado a subanguloso (índice 0,5), y están constituidos fundamentalmente por cuarzo de origen ígneo, fragmentos de cuarcita y rocas silíceas microcristalinas (liditas). Los cuarzos suelen mostrar fuerte extinción ondulante.

Presentan cemento y matriz silíceos, con micas y cloritas orientadas en superficies penetrativas, a veces se observa una incipiente formación de biotita.

2.2.1.6. Brechas sedimentarias (27)

Se diferencian únicamente en el cuadrante de Irún-Ventas (65-I y III), y puede observarse en el kilómetro 19,4 de la carretera de Oiartzun al Castillo del Inglés.

Están formadas por fragmentos angulosos de pizarras de hasta 4 ó 5 metros, en una matriz igualmente pizarrosa. Los clastos no están autosoportados (parabrechas).

2.2.2. Paleozoico asociado a las fallas de Régil y Leiza (28)

Se han reconocido materiales atribuibles a esta edad sobre el trazado más occidental de la falla de Leiza en el cuadrante de Berastegi (89-II y IV); así como en una estrecha franja, paralela a la falla de Régil, en los cuadrantes de Azkoitia (63-IV), Villabona (64-III) y Tolosa (89-I).

Se trata de pizarras oscuras con intercalaciones de grauvacas, semejantes a la facies más común de la sucesión que aparece en Cinco Villas. Estos materiales se encuentran intensamente deformados, afectados de un incipiente metamorfismo dinamotérmico, por procesos tectónicos relacionados con el funcionamiento de las fallas de Régil y Leiza.

Presentan buenos afloramientos a unos 150 metros al norte del caserío Potxueta, y a la altura del punto kilométrico 46 de la carretera Azpeitia-Goiaz, en el cuadrante de Azkoitia (63-IV).

Intercalados en las pizarras también aparecen niveles de conglomerados (26) cuya potencia no sobrepasa los 2 metros. Son metaconglomerados, con las mismas características descritas anteriormente para los conglomerados silíceos en Cinco Villas. Se pueden observar a unos 100 metros al nordeste del caserío Potxueta, en el punto kilométrico 50,5 de la carretera Azpeitia-Régil y a 100 metros al noroeste del punto kilométrico 51 de la misma carretera.

2.3. PERMOTRIAS Y TRIÁSICO

Los materiales de estas edades constituyen los primeros depósitos del Ciclo Alpino. Se trata de sedimentos mayoritariamente detríticos, de diversa granulometría, depositados discordantemente sobre el zócalo paleozoico plegado, al que fosilizan. Parte de estos materiales afloran actualmente orlando los macizos paleozoicos, y se encuentran en posición autóctona; otros han sufrido procesos de halocinesis, apareciendo en forma de estructuras diapíricas o como láminas de despegue en frentes de cabalgamiento, fallas importantes, etc.

2.3.1. Facies Buntsandstein

Afloran principalmente orlando los macizos paleozoicos y también en afloramientos irregulares, limitados por contactos mecánicos, a lo largo del río Oria.

Aunque estos materiales son azoicos, presentan una litología muy uniforme a escala regional, lo que les hace fácilmente correlacionables con otros materiales similares datados en otros puntos de la península.

La potencia estimada para toda la unidad se ha cifrado, en áreas cercanas al macizo de Cinco Villas, entre 400 y 600 metros.

2.3.1.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas rojas (29)

Se trata de la litología predominante del Buntsandstein, excepto en la parte basal de la serie, donde son más abundantes las areniscas y los conglomerados.

Este término está constituido por areniscas micáceas de grano fino a medio, estratificadas, con tonos rojizos o blanco-nacarados. Los bancos, de hasta un metro de potencia, presentan laminaciones y estratificaciones cruzadas de alto ángulo, así como laminaciones paralelas. Son también frecuentes las venas de cuarzo y los niveles de exhudación de cuarzo blanco.

Intercalados con las areniscas aparecen niveles de lutitas (limolitas) de color rojizo, aunque en algunas ocasiones pueden presentar tonalidades amarillentas, compactas, con laminación poco marcada.

Petrográficamente se han clasificado, según las zonas, como grauvacas y subarcosas.

Los mejores puntos de observación se encuentran en los cuadrantes de Villabona (64- III) y Tolosa (89- I), en la carretera que va de Alkiza a Anoeta, en las cercanías de Berrobi; en el corte del ferrocarril, en las cercanías de Casa Aillegui; la pista de Irumugarrieta y monte Loatzo que se toma a la altura del kilómetro 447,8 de la CN-I.

2.3.1.2. Alternancia de areniscas y conglomerados. Areniscas dominantes (30)

Se sitúan por lo general a muro de la serie. Se trata de una alternancia de areniscas y conglomerados, en proporción variable, con un claro dominio de la fracción areniscosa. Forman paquetes de varios metros de potencia constituidos por bancos decimétricos de areniscas rojas, que se apoyan directamente unos sobre otros, o bien están separados por finas intercalaciones lutíticas. Dan lugar a resaltes topográficos fácilmente cartografiables.

Los conglomerados son de naturaleza cuarcítica, aunque no es difícil observar brechas poco evolucionadas de cantos angulosos de naturaleza areniscosa. Presentan morfología lenticular, y son más frecuentes en el contacto con los materiales paleozoicos. Los clastos de cuarzo lechoso son heterométricos y se presentan subredondeados. La matriz, de naturaleza arenoso-lutítica, representa generalmente algo más del 20% de la roca.

Las características litológicas de estas areniscas son similares a las descritas en el apartado anterior para el término (29).

2.3.1.3.Conglomerados cuarcíticos (31)

Se han cartografiado pequeños lentejones de conglomerados, cuya potencia no suele superar unos cuantos metros, intercalados en diferentes puntos de la serie.

Presentan características similares a los conglomerados descritos anteriormente en el término (30). Están formados por cantos heterométricos y redondeados de cuarcita, unidos por una matriz limoso-areniscosa bien cementada. El tamaño de los cantos varía normalmente entre 1 y 10 cm,

aunque pueden llegar hasta los 20 cm. A veces presentan impresiones de origen mecánico, por compresión de unos cantos contra otros.

2.3.1.4. Calizas tableadas (32)

En el cuadrante de Tolosa (89-I), intercalado en la serie arenosa que constituye el término principal, se ha cartografiado un delgado nivel, de unos 5 metros de potencia, de calizas tableadas de tonos beiges y marrones.

Este nivel aflora al sudoeste de Berrobi en el cierre periclinal del anticlinal de Berastegi.

2.3.2. Facies Muschelkalk

2.3.2.1. Calizas, dolomías y margas laminadas (33)

El Trías marino, representado por este término, aparece en dos situaciones diferentes; la primera intercalado con el resto de los materiales triásicos, en la posición estratigráfica que le corresponde; y la segunda, en forma de enclaves brechificados, de extensión hasta kilométrica, dentro del diapiro de Maeztu.

En las inmediaciones del barrio Ergoien, cuadrante 65- I y III, aparece un afloramiento, de unos 8 ó 10 metros de potencia, de una alternancia de margas y calizas micríticas finamente tableadas, que por su posición y características se atribuyen a la facies Muschelkalk. Estas calizas deben pasar lateralmente a materiales terrígenos que resulta imposible diferenciar del resto de los materiales triásicos y deben suponer la facies de tránsito de la facies Buntsandstein a la facies Keuper.

En el diapiro de Maeztu, este término aflora en forma de enclaves, en la masa arcillosa y yesífera del Keuper. Con frecuencia se encuentran brechificadas por la fricción sufrida durante el ascenso halocinético.

Las calizas laminadas presentan laminación paralela y de "ripples", así como abundantes marcas de muro y pistas de tipo *Thalassinoides*. Localmente se encuentran calizas finamente estratificadas con multitud de pequeñas inclusiones de yeso que, al disolverse, inician el proceso de "microcarniolación". La potencia máxima aflorante se puede cifrar en torno a los 100 metros en los excelentes cortes que da la carretera al oeste y sureste de la población de Maeztu (cuadrante 139- III) .

2.3.2.2. Areniscas silíceas verdes de grano fino (34)

Dentro del diapiro de Maeztu, y en contacto normal, ligeramente mecanizado, a techo de los materiales carbonatados descritos anteriormente, se sitúan unas areniscas verdes de grano fino. Constituyen un pequeño afloramiento de pocos metros de potencia, uno de cuyos escasos puntos de observación se sitúa en la carretera de Maeztu a Sta. Cruz de Campezo. Podrían incluirse en la base de los materiales en facies Keuper o bien considerarse una intercalación terrígena dentro de los materiales Muschelkalk.

2.3.3. Facies Keuper

Aunque en la zona oriental de la cuenca se encuentran en serie con el resto de los materiales triásicos, con mucha frecuencia aparece formando estructuras diapíricas, como es el caso de Orduña, Murgia, Salinas de Añana o Maeztu; o involucrado en accidentes tectónicos o como nivel de despegue, tal es el caso de los afloramientos de Mungia, Bergara, etc.

2.3.3.1. Arcillas abigarradas y yesos (35)

El término está constituido principalmente por arcillas abigarradas de colores rojizos, verdosos y ocres, que intercalan delgados niveles de limolitas micáceas versicolores, niveles de evaporitas (principalmente yeso) y cantos de brecha tectónica; la plasticidad de estos materiales posibilita que migren con facilidad formando estructuras halocinéticas. En realidad, y salvo en pequeños afloramientos, es difícil observar esta facies, se detectan por la presencia de zonas deprimidas, suelos rojizos, cantos de ofitas, etc. A pesar de esto, hay algunos puntos en los que se pueden observar en corte fresco, como son:

- en la carretera de Salinillas de Buradón a Ocio, cerca del cementerio de Ocio y en las pistas que van de Ocio a Berganzo, al sur del río Inglares, en el cuadrante de Labastida (170- I y III).

- en la carretera que une Salinas de Añana con Pobes, en la hoja de Ribera Alta (137- II).

En el valle de Oyarzun (Gipuzkoa) se sitúan en contacto supuestamente normal sobre las facies Muschelkalk y sus equivalentes laterales en facies terrígenas rojas (no distinguibles del Bunt o Keuper arcilloso) en tanto que el contacto con los materiales suprayacentes está más o menos retocado por procesos halocinéticos.

2.3.3.2. Ofitas (36)

Las arcillas abigarradas engloban importantes masas de rocas ofíticas que originalmente se debieron disponer en forma de lacolitos intruidos en la serie triásica. Generalmente se encuentran muy alteradas, si bien en corte fresco presentan color verde oscuro, con tamaño de grano variable, fino a grueso, aspecto masivo y una fracturación muy importante (son frecuentes las fracturas rellenas de epidota). La textura es granuda, holocristalina e hipidiomorfa. Abundan los cristales de piroxeno augítico, con inclusiones de plagioclasa, rodeados por cristales tabulares de plagioclasa, menas metálicas y productos de alteración. La plagioclasa es del tipo labradorita y entre los minerales accesorios son especialmente abundantes los opacos, probablemente magnetita y, en menor proporción, apatito y circón. La alteración ha progresado uralitizando los piroxenos, que pasan a dar anfíboles del tipo actinolita, que a su vez se transforman en cloritas. Esta alteración a cloritas ha propiciado la puntual explotación de estas rocas como material de carga en algunas industrias papeleras, hasta la década de 1.950.

En la mayor parte de los afloramientos de materiales triásicos, las ofitas dominan arealmente sobre las arcillas abigarradas y se pueden observar en numerosos puntos. Uno de los mejores es, sin duda, la cantera de Ibarra, junto a la carretera que va a Gaztelu en el cuadrante de Tolosa (89- I); en la hoja de Villabona (64- III), en la carretera Asteasu-Villabona, en las inmediaciones de Asteasu; la pista que desde Casa Echaumberri (en la carretera Alquiza-Asteasu) baja a Arraya-erreka, o en el cuadrante de Ribera Alta (137- II) en el talud de la carretera que une Salinas de Añana con Pobes.

2.3.3.3. Niveles de yeso (37)

Este término se ha diferenciado en las zonas donde los niveles de yeso dominan en porcentaje sobre las arcillas abigarradas.

En el cuadrante de Ribera Alta (137- II), en el diapiro de Salinas de Añana, existe un nivel de yeso que alcanza los 15 metros de potencia que presenta notable continuidad lateral (aunque fragmentada) y se dispone paralelo al borde del diapiro. Está formado por una alternancia de yesos laminados, brechas yesíferas, arcillas y en ocasiones algún nivel calizo.

Como puntos de observación de estos materiales cabe citar, la pista que desde Salinillas de Buradón se dirige hacia el noroeste, hacia el monte Echera en la hoja de Labastida (170- I- III); la corta y el interior de la "Mina Roberto", situada a unos 600 metros al sur de Paúl en el cuadrante de Ribera Alta (137- II).

Estos materiales han sido objeto de explotación en otros lugares como Asteasu, Aduna, Belaunza, Berreño, Orduña, etc.

2.3.3.4. Rocas volcanoclásticas (38)

Constituyen un conjunto de materiales situados entre el techo del Trías Keuper y la base del Infralías, abarcando su edad, por tanto, parte de ambos tramos.

Están constituidas por un conjunto de rocas brechoides, estratificadas en bancos delgados, compuestas por fragmentos de rocas volcánicas afaníticas y rocas sedimentarias con matriz ferruginosa (oligisto).

Al microscopio se reconocen texturas clásticas (volcanoclásticas), brechoides y microlíticas. Los componentes principales son plagioclasa, anfíbol fibroso, material vítreo, feldespato potásico, clorita, sericita, óxidos y opacos; los secundarios son, entre otros, calcita, clorita y óxidos de hierro. Los opacos y el apatito aparecen como componentes accesorios.

La roca, por su aspecto textural, parece ser el resultado de una brechificación *in situ*, ya que buena parte de los fragmentos forman un "puzzle" con posibilidades de encaje. Según la clasificación de FISHER (1961), estos materiales corresponderían a un "conglomerado volcánico".

Este nivel indica un episodio efusivo de carácter intermedio no relacionado con las ofitas, que pudo alcanzar el fondo marino a través de fracturas tardi-hercínicas.

Un buen afloramiento se encuentra aproximadamente a 1 kilómetro al noreste de Aduna, en la hoja de Villabona (64-III).

2.3.3.5. Margas arcillosas (39)

Se trata de pequeños niveles margosos, intercalados en las arcillas del Keuper y que, como éstas, presentan colores violáceos, verdosos y blanquecinos.

Su diferenciación cartográfica es difícil, ya que se encuentran generalmente muy alteradas y cubiertas. No obstante se han diferenciado en la cartografía en todos aquellos lugares en los que ha sido posible.

Los mejores afloramientos de este término se encuentran situados al sur del paraje conocido como Valdespinosa, en el diapiro de Salinas de Añana.

2.3.3.6. Brechas tectónicas asociadas al Trías (40)

Se incluyen en este apartado las brechas tectónicas generadas tanto a causa del emplazamiento de los materiales plásticos del Trías, como del funcionamiento de los accidentes en los que se ven implicados estos materiales.

Brechas de borde de diapiro se pueden encontrar en varias zonas:

En el borde occidental de la estructura diapírica de Salinas de Añana, en una banda de potencia variable (entre 25 y 100 metros), aflora un tramo caótico en el que se observan fragmentos de carniolas, calizas, dolomías y ofitas englobadas en arcillas yesíferas. El tamaño de los fragmentos es muy variable, oscilando entre unos pocos centímetros y un metro de diámetro. Aunque se le atribuye un origen cataclástico, no se descarta que en parte se hayan originado por colapso debido a la disolución de sales. Los mejores afloramientos se encuentran situados unos 200 metros al nordeste de Salinas de Añana.

En el borde del diapiro de Orduña se ha cartografiado una serie de brechas constituidas por una matriz de arcillas verdes, blancas o rojizas, en la que flotan cantos calcáreos milimétricos (calizas del Cretácico superior), a veces centimétricos, cristales de cuarzo, calcita, yeso, esporádicos cantos de ofita muy alterada, etc.

Como brechas relacionadas con los materiales triásicos que jalonan importantes accidentes tectónicos, se pueden citar las siguientes:

En el cuadrante de Villabona (64-III), en la base del cabalgamiento de Pagoeta, accidente que separa las unidades de Oiz y San Sebastián, afloran materiales triásicos entre los que se diferencia una brecha tectónica arcillosa, consistente en una "pasta de falla", de tonos generalmente verdosos y localmente versicolor. Los fragmentos que contiene son variados, aunque dominan los cantos de ofitas, muy fracturados; fragmentos de lutitas y areniscas del Trías Buntsandstein (verdes y rojizos) y, en menor cantidad, fragmentos de calizas y dolomías del Lías inferior. Esta brecha, cuya potencia se limita a unos pocos metros, se identifica en algunos puntos de la base del cabalgamiento de Pagoeta. Los mejores afloramientos se encuentran: en la carretera que sube desde el sanatorio de Andazarrate a la ermita de San Juan, en la pista que desde dicho sanatorio va hacia Casa Velecha, y a la altura del kilómetro 446 de la CN-I a la altura de Villabona.

Al este del cuadrante de San Sebastián (64-II), en el núcleo fracturado del antiforme (intumescencia) de Oyarzun, se ha diferenciado una brecha tectónica cuya matriz está constituida por las arcillas del Keuper, y que engloba numerosos clastos poligénicos, angulosos, entre los que dominan los de lutitas verdosas, limolitas rojizas y ofitas. Esta brecha se puede observar en las inmediaciones de Venta Perurena.

Localizadas en el tramo final del arroyo de Laga (cuadrante de Elantxobe, 38-IV) se han diferenciado unas brechas calcáreas de aspecto masivo. Esporádicamente aparecen cantos calizos o dolomíticos en niveles triturados. Por su posición cartográfica podría tratarse de calizas o brechas urgonianas fracturadas por el emplazamiento de los materiales triásicos.

En el cuadrante de Gernika-Lumo (62-II) se ha encontrado una brecha caliza en forma de pequeños enclaves dentro de los materiales triásicos. Son calizas brechificadas, más intensamente en los bordes de los enclaves, donde los cantos calcáreos son subredondeados y subesféricos.

2.4. JURASICO

Después del episodio epicontinental somero, representado por el Trías Keuper, una transgresión generalizada trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina.

A grandes rasgos, el Jurásico marino se organiza en dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo (hasta el Dogger), y otro superior de tendencia básicamente regresiva, que culminará en el techo del Jurásico y el Neocomiense. Estos materiales se han dividido (de acuerdo con las ideas de SOLER Y JOSE, 1972) en cinco unidades, con un significado litológico y de facies sedimentaria, que permiten correlaciones fiables con el Jurásico marino de numerosos sectores de la Cordillera Ibérica.

Los términos más atípicos del Jurásico afloran en el cuadrante de Andoain (64- IV). Son los términos propios de la zona de orla del macizo de Cinco Villas, con características muy locales y diferenciadas.

2.4.1. Infralías y Lías calizo-dolomítico

Además de en el núcleo del Arco Vasco, Sierra de Aralar y franja de Mundaka-Gernika (unidades de San Sebastián y Oiz), estos materiales están representados en las zonas diapíricas de la unidad de Gorbea, o en la proximidad de alguna falla importante, como ocurre en la zona de Nograro y Barrio.

2.4.1.2. Carniolas. Brechas intraformacionales (41)

Son brechas sinsedimentarias con cantos hasta decimétricos, subangulosos, de calizas y dolomías, cementados por una matriz calcárea. La textura varía entre orto y parabrecha. Son materiales pulverulentos de tonos grises y rosados, con huecos centimétricos, amigdaloides, debido a la disolución de yeso (carniolas), y fragmentos de formas irregulares de arcillas verdosas. Estas brechas se han interpretado como debidas a un efecto de disolución de sales interestratificadas en la serie (brechas de colapso). En la zona de Gernika aparecen, ocasionalmente en la base, bancos, hasta decimétricos, de calizas dolomíticas grises.

La presencia de este tramo no siempre puede observarse, puesto que la base de los materiales jurásicos es un contacto mecanizado sobre las arcillas del Keuper. Se le atribuye una edad Hettangiense inferior.

Los mejores afloramientos se encuentran en la zona de Villabona (Gipuzkoa); se las puede observar en la subida al cementerio de Irura (desde la carretera Alkiza-Anoeta), en la subida desde Villabona a Casa Adunivar y en las proximidades del barranco de Errezil (Régil), en la pista que va al caserío Gorostiola, donde pueden presentar potencias superiores a los 100 metros.

2.4.1.2. Calizas grises, calizas dolomíticas y carniolas. Lías indiferenciado (42)

Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas tanto de carniolas como de dolomías laminadas, que alternan en bancos que oscilan entre 0,2 y 0,5 metros de potencia. Se observan en la carretera de Bidania a la altura del Caserío Muaga, cuadrante de Tolosa (89- I) y en la subida al alto de Larre, cuadrantes de Tolosa y Villabona (64- III).

El corte tipo, aflorante en el margen izquierdo del barranco de Arritzaga, que constituye el núcleo del frente cabalgante de la Sierra de Aralar (cuadrante de Ordizia, 89- III), puede servir para definir los distintos tramos distinguidos.

La serie comienza con dolomías de aspecto masivo, en ocasiones carniolares, con huecos de tamaño centimétrico “amigdaloides” debidos a la disolución de yeso; también se pueden observar brechas calizas, generalmente intraformacionales, originadas por colapso debido a la alta porosidad carniolar. La base de este término no llega a aflorar, pudiendo atribuirle una edad Hettangiense inferior por correlación con cortes de cuadrantes próximos (Tolosa, Villabona, etc.).

A continuación se distingue un tránsito de las carniolas a dolomías con estratificación mejor definida, en bancos decimétricos a métricos. Consta de carniolas, calizas dolomíticas y dolomías con fina laminación paralela de origen algal-estromatolítico. Los fósiles, al igual que en el tramo anterior, son muy escasos o están ausentes, presentándose muy recristalizados (pequeños bivalvos y gasterópodos). En ocasiones, se pueden observar

granos con envueltas oolíticas, suponiendo las primeras manifestaciones de los que posteriormente van a ser niveles de calizas oolíticas generalmente recristalizadas. Se presentan con tonos claros y en bancos decimétricos, alternantes con calizas tableadas azoicas y algún nivel calizo de origen algal. Asimismo aparecen finos niveles margosos, los cuales se hacen más frecuentes hacia techo, representando un tránsito hacia facies netamente margosas o margocalcáreas.

Para esta serie se ha estimado una potencia de unos 200 metros. El techo del conjunto puede situarse en el Sinemuriense inferior.

En la zona de Sierra de Cantabria, en el sur de Álava, este término incluye las siguientes litologías, a menudo alternantes. Hacia la parte inferior dominan calizo-dolomías de tonos grises y rosados, con huecos amigdaloides que corresponden a yeso disuelto. Es la típica facies de carniolas. Sin embargo, hacia techo del tramo dominan progresivamente calizas dolomíticas, dolomías grises finamente laminadas, con pasadas de calizas micríticas grises y carniolas. Hacia la parte alta se intercalan también delgados niveles de calizas oolíticas.

Aflora en los bordes de los diapiros de Ocio-Berganzo, Peñacerrada y Pipaón, así como en pequeños enclaves dentro de las estructuras diapíricas. Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera de Peñacerrada a Ribas de Tereso y al norte del cementerio de Ocio, en el cuadrante de Labastida (170- I y III).

Se le asigna una edad Hettangiense- Sinemuriense superior (ASSENS, 1971; IGME, 1979).

En conjunto, el tipo de facies indica un medio marino somero restringido, con áreas más salinas donde precipitarían las sales (yesos) y se originarían superficies algales ("algal-mats"), y áreas con mejor circulación de aguas e incluso cierto agitamiento, condiciones necesarias para la producción de oolitos.

2.4.1.3. Calizas dolomíticas y dolomías laminadas (43)

Se trata de las típicas dolomías "rubanées", un conjunto de dolomías micríticas y calizas dolomíticas, bien estratificadas (en bancos que oscilan entre los 15 y 60 centímetros), de tonalidades gris clara a blanquecinas. En el campo se las puede distinguir fácilmente ya que, por lo general, presentan una laminación paralela muy patente, aunque milimétrica, de carácter algal.

Las calizas que intercalan son grises, ocasionalmente rosáceas y pasan bruscamente en cambio lateral a dolomías. La potencia máxima medida es de 24 metros, en la pista del Alto de Larre, cuadrante de Villabona (64- III).

En la banda de Mundaka-Gernika se observan éstas mismas características aunque, a techo, comienzan a aparecer intercalaciones margosas, y en la zona de Gabika (cuadrante de Elantxobe, 38- IV) la serie es más arcillosa y con caracteres localmente brechoides.

Esta litología corresponde a un medio inter y/o supramareal (quizá hipersalino), en el que se desarrollaban "algal-mats" de características estromatolíticas planares.

2.4.1.4. Calizas dolomíticas y calizas grises estratificadas (44)

Presentan escasa potencia (20 metros). Están constituidas por un conjunto de calizas dolomíticas, de características similares a las descritas en el término anterior, y calizas grises, estratificadas en bancos que no suelen superar los 30 centímetros de espesor. Presentan buenos afloramientos en la ladera oriental del Alto de Loatzo, en el cuadrante de Tolosa (89- I).

En la franja de Mundaka-Gernika está constituido por calizas dolomíticas grises, brechoides, con laminación ondulada margosa y se reconocen corales de formas aplastadas en niveles centimétricos. El término tiene poca potencia y escasa extensión lateral.

En conjunto, el Lías calizo-dolomítico presenta una potencia variable entre 25 metros, en el sector de Aulestia (Bizkaia), y 200 metros en la subida al alto de Larre.

2.4.2. Lías margoso

Este tramo suele dar zonas relativamente deprimidas por encima del Lías calizo.

2.4.2.1. Margas grises, generalmente masivas (45)

Consiste en la típica facies de margas gris azulado, en niveles centimétricos, regulares o nodulosos, que alternan con bancos decimétricos

de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas. Estos materiales se encuentran frecuentemente alterados, presentando entonces un aspecto arcilloso con tonalidades pardo-amarillentas e incluso rojizas. En los bancos duros son frecuentes los ammonites, belemnites y pectínidos de gran tamaño.

Los niveles calcáreos se clasifican como biomicritas y, en parte, biolititas. Al microscopio presentan fragmentos de crinoides, microfilamentos, espículas, braquiópodos, briozoos y esponjas, así como abundante pirita diseminada.

La edad, en base a biozonaciones de ammonites y de microfauna, puede definirse como Sinemuriense - Toarciense superior (BULARD *et al*, 1979).

La potencia media es variable, oscilando entre los 120, en el cuadrante de Villabona, y los 260 metros en la Sierra de Aralar.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista que sube al alto de Larre-Loatzo, en la carretera que sube a Hernialde (cuadrantes de Villabona y Tolosa), afloramientos en los alrededores de Oiartzun (cuadrante 64- II), en la subida al barrio de Oñatz (cuadrante de Zumárraga, 88- II), y en los márgenes del barranco de Arritzaga (89- III).

En la zona de Gernika, los materiales jurásicos afloran en ambos flancos de la estructura anticlinal, en los márgenes de la ría. En la margen oriental, este tramo aflora en dos zonas separadas entre sí, la de Kanala y la de Gabika, presentando características diferentes en cada una de ellas. En la banda de Kanala se dispone en contacto erosivo sobre el término infrayacente. Se aprecian excavaciones en forma de suaves canalizaciones rellenas por margocalizas y calizas envueltas en una laminación ondulada margosa "wavy lamination" (localmente brechoide). En el corte de mayor desarrollo se aprecia una disminución del carbonato y una variación significativa de la macrofauna hacia techo. De abajo a arriba se reconocen: calizas y margocalizas con abundantes ammonites y belemnites; alternancia de margocalizas y margas con belemnites y algunos crinoides; margas arenosas muy ricas en crinoides (pentacrínidos exclusivamente); y pizarras arenosas azoicas y areniscas calcáreas. En la banda de Gabika el término está compuesto por margas y areniscas muy finas, calcáreas, y limolitas con belemnites y ammonites; que van perdiendo su carácter carbonatado hacia el oeste. En la margen occidental, en las cercanías de Gernika, los materiales aflorantes se encuentran muy tectonizados y meteorizados, esto hace que apenas pueda reconocerse la estructura laminar y los componentes arcillosos de la roca. Hacia Mundaka va siendo posible diferenciar los niveles margosos y calizos; por lo que se puede describir el término como una alternancia de margas apizarradas en niveles centimétricos, regulares o nodulosos y margocalizas con algunos restos de ammonites piritizados, de pequeño tamaño, y localmente restos de crinoides.

Cronológicamente, en la zona de Gernika, el término abarca al menos desde el Lías superior (aproximadamente Carixiense) hasta el Malm inferior (Oxfordiense), salvando posibles hiatos. La potencia que muestra es variable, presentando desde unas pocas decenas al centenar de metros. SOLER y JOSE (1972) han citado *Dactyloceras sp.*, *Hildoceras bifrons*, e *Hildoceras cf. sublevisoni*, ammonítidos que datan el Toarciense. De la misma forma, *Zigzagiceras sp.* y *Reineckia* (?) datan el Dogger inferior, mientras que *Indosphinctes aff. choffati* y *Choffatia* gr. *lepta*, hacen lo propio con el Calloviense.

En la zona de la Sierra de Cantabria (sur de Álava), este término está constituido por margas grises y beiges, generalmente alteradas, que alternan con niveles centi-decimétricos de margocalizas tableadas. Estos niveles contienen fauna abundante de lamelibranquios, equinodermos, gasterópodos y ammonites. Según ASSENS, 1971 e I.G.M.E., 1979, la macrofauna es muy abundante y característica, y entre ella se han clasificado: *Pleuroceras spinatum*, *Amaltheus margaritatus*, *Deroceras sp.*, *Dumortieria irregularis* y *Grammoceras radians*; lo que da una edad que incluye el Pliensbachiense, Toarciense y parte del Bajociense. La potencia máxima es de unos 115 metros y los mejores puntos de observación se encuentran a unos 900 metros al oeste de Montoria (cuadrante de Labastida, 170 - I y III), accediendo desde la pista que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso.

2.4.2.2. Calizas margosas y margocalizas estratificadas (46)

Originan pequeños resaltes dentro de los materiales margosos descritos en el término anterior. Están constituidos por un conjunto de calizas micríticas gris oscuro a negras, masivas o estratificadas en bancos métricos.

En el cuadrante de Andoain (64-IV) se describen como "grainstones" oolíticos, muy recristalizados. Esta recristalización impide estimar con precisión los porcentajes de elementos aloquímicos y de cemento.

En los dos flancos del anticlinal de la ría de Gernika, estos materiales están representados por calizas y margocalizas, generalmente muy descalcificadas, con fauna de equinodermos y lamelibranquios, que pasa a ser la habitual de belemnites, ammonites y crinoides hacia el sudeste. Estos litosomos presentan potencias decamétricas, mientras que el conjunto puede alcanzar, en esta zona, los 200 metros de potencia. En el corte de Altamira, cuadrante de Mungia (38- III), llegan a ser calizas oolíticas en bancos decimétricos con niveles lumaquélicos de crinoides y algunos bivalvos, que alternan con margocalizas, con intercalaciones arenosas y ferruginosas que producen "wavy lamination".

Estos materiales se depositaron probablemente en un medio de mar abierto, relativamente profundo, y de escasa energía; en el que más o menos regularmente se producían altos fondos oolíticos, con formación de depósitos de alta energía. En conjunto, todo el tramo representa una secuencia de descontaminación en terrígenos, adquiriendo hacia techo una carácter eminentemente calcáreo en tránsito gradual hacia las calizas del Dogger.

2.4.2.3. Areniscas con cemento calcáreo (47)

En la banda de Gabika (sector de Gernika) se ha diferenciado, dentro del término margoso (45), un pequeño nivel areniscoso de grano fino-medio, con cemento carbonatado. En la zona de Bollar se dispone a techo de la serie jurásica; en esta zona el techo del Jurásico puede estar representado por el Dogger, faltando al menos todo el Malm inferior.

2.4.2.4. Calizas y brechas calcáreas (48)

Este término aflora únicamente en las inmediaciones de la piscifactoría Olaberri en el cuadrante de Andoain (64-IV). Está compuesto por un conjunto de brechas calcáreas, de origen sinsedimentario. Los clastos son de caliza micrítica gris oscura, angulosos, con tamaños comprendidos entre 10 y 15 centímetros. La matriz, abundante en ocasiones, es de naturaleza margosa.

A grandes rasgos, se observa una alternancia métrica entre calizas margosas grises y brechas, con abundantes cambios laterales entre sí. Son abundantes las silicificaciones en forma de enrejado.

2.4.2.5.Calizas, margas y margocalizas con ammonites y belemnites (49)

Los dos únicos puntos de observación de este término se encuentran en la pista forestal de Nograro y en el collado de Trevantos, entre Barrio y Nograro, en el cuadrante de Espejo (137- I y III). Cerca del collado de Trevantos, aflora una serie que comienza con margas de color gris plomo, alternando con margocalizas en las que son frecuentes los ammonites y belemnites. Hacia techo las margas incluyen intercalaciones de calizas en niveles de menos de un centímetro de potencia. Según ALMELA, RIOS y GARRIDO (1944) e I.G.M.E. (1979), este conjunto representa el Lías medio-superior. Por encima de este tramo aparecen calizas micríticas grises ("mudstone") y calizas margosas que representan el Dogger inferior. El resto del Jurásico falta por barrido erosivo de los términos superiores. En el corte de Nograro, la potencia medida es unos 160 metros.

2.4.3. Dogger

El Dogger está representado por un conjunto calizo, generalmente muy visible en el terreno, que "dibuja" los sinclinales de Hernio, Uzturre y Gaztelu, en las proximidades de Tolosa (Gipuzkoa). Los afloramientos más extensos se encuentran en la Sierra de Aralar.

2.4.3.1. Calizas bioclásticas y calizas con sílex (50)

Es el término característico, y más extendido, del Dogger. Se trata de un tramo fundamentalmente calcáreo, que presenta algunas intercalaciones margosas, sobre todo a muro. El tramo comienza con calizas micríticas gris oscuro a negras, tableadas, en ocasiones nodulosas, con poca o sin macrofauna, en las que son frecuentes los nódulos de sílex. A techo aparece una mayor variedad litológica: calizas oolíticas, calizas bioclásticas con fragmentos de corales, briozoos, filamentos, etc. Generalmente

están estratificadas en bancos poco potentes, y se clasifican como biogravelmicritas. Se encuentran fragmentos de crinoides, lamelibranquios y microfilamentos, así como gravels orgánicos correspondientes a organismos incrustantes: esponjas, algas, etc.

Entre la microfauna clasificada se encuentra: microfilamentos, espículas, ***Eothrix alpina***, radiolarios, ***Lenticulina sp.***, ***Spirillina sp.***, ***Epistomina sp.***, ***Astacolus sp.***, protoglobigerinas, ***Trocholina sp.***, ***Reinholdella sp.***, ***Pseudocyclammina sp.***, que datan el Dogger hasta el Calloviense.

La potencia media de este término es del orden de los 90 metros y representa una somerización con respecto a los términos anteriores.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista que sube al alto de Larre-Loatzo (cuadrante 89- I) y en el arroyo Sarobe, en los alrededores de Oiartzun (cuadrante 64- II).

Hacia el oeste, en el cuadrante de Zumárraga (88- II), este término se reduce a una barra de calizas micríticas, bien estratificadas, de entre 15 y 30 metros de potencia, y color gris oscuro, donde es frecuente observar nódulos de sílex negro, así como abundantes belemnites y ammonites.

En la Sierra de Aralar, el tramo consta, esencialmente, de calizas en niveles de potencia decimétrica a métrica, muy continuos lateralmente, con intercalaciones muy finas, centimétricas, de margas y margocalizas. Los contactos entre las distintas litologías pueden ser graduales a netos, pudiéndose observar variaciones laterales entre términos calcáreos más o menos contaminados en terrígenos. Al microscopio se describen como "mudstone" -"wackestone" ricas en fósiles de ammonites, belemnites, braquiópodos, bivalvos, etc., muy características de la parte centro - occidental de Aralar; en la zona oriental aparecen también "grainstones" de tamaño de grano medio, muy ricos en fracción bioclástica y con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, destacando la presencia de restos de equínidos. Asociadas a estas capas aparecen dolomitizaciones que nunca sobrepasan el metro de potencia, presentando una morfología estratoligada; se observan en la zona oriental de la Sierra de Aralar, donde no aparece, sin embargo, material siliciclástico. También se encuentran silicificaciones irregulares dispersas hacia techo de toda la unidad. La potencia máxima observada oscila alrededor de los 250 metros, pudiendo llegar a ser algo menor hacia el este. Los mejores cortes se observan en la estribación sur del paraje de Isustikoleizea (cuadrante de Ataun, 114- I) y en el barranco de Arritzaga (cuadrante de Ordizia, 89- III). La edad definida para este episodio se sitúa entre Bajociense medio y Calloviense medio (BULARD *et al.*, 1979).

En el sector de Sierra de Cantabria (Álava), este término está representado por un tramo de unos 50 metros de potencia de calizas micríticas y calizas bioclásticas grises, estratificadas en bancos decimétricos a métricos, que intercalan escasos niveles margosos. Son frecuentes los niveles silicificados. Según ASSENS, 1971, e I.G.M.E., 1979, se han clasificado las siguientes especies de ammonites: ***Parkinsonia parkinsoni***, ***Leioceras opalinum***, ***Ludwigia garantiana***, ***Lythoceras sp.***, ***Otoites sp.***, y ***Sonninia sp.***, que datan el Bajociense. A techo aparece una alternancia de calizas limosas y margas (unos 40 metros de potencia) con ***Macrocephalites***, de edad Calloviense. Los mejores afloramientos se encuentran en la pista que parte de Montoria hacia el sur, paralela al barranco de la mina, en el cuadrante de Labastida (170 - I y III).

2.4.3.2. Areniscas calcáreas (51)

En la Sierra de Aralar, hacia techo del tramo calcáreo (50), se observa un aumento del contenido terrígeno limoso, en ocasiones arenoso, el cual va siendo cada vez más importante, pudiendo llegar a generarse niveles de areniscas calcáreas y, más localmente, conglomerados, ambos con estructuras canaliformes incipientes y acuñamientos laterales rápidos.

2.4.3.3. Conglomerados (52)

Unicamente afloran en el cuadrante de Andoain, en la orla del macizo de Cinco Villas. Se trata de una serie compuesta por areniscas silíceas de grano grueso a muy grueso, microconglomerados, conglomerados silíceos y liditas. Presentan estratificaciones cruzadas y abundantes acuñamientos de las capas. Las secuencias son estrato y granodecrecientes, pudiéndose interpretar como rellenos de canal. La potencia del término oscila entre 20 y 35 metros.

2.4.3.4. Margocalizas grises con nódulos de sílex (53)

Es otro de los términos atípicos del Jurásico en la orla del macizo de Cinco Villas. En el cuadrante de Andoain (64- IV), constituye la facies más abundante para el Dogger; se trata de una sucesión de margas y margocalizas de color gris oscuro, estratificadas en bancos decimétricos. Presentan esporádicos nódulos de sílex. Estos materiales son prácticamente azoicos y su potencia media es de 35 metros.

2.4.4. Malm I

En el tránsito del Dogger al Malm se produce una regresión generalizada, puesta de manifiesto por un cambio en la sedimentación, que pasa de ser carbonatada, en medios de plataforma, a detrítica, con neta influencia continental y facies de transición (costeras, deltaicas y/o lacustres).

2.4.4.1. Margas arenosas y lutitas (54)

Este término está constituido por margas arenosas gris oscuro a negras, micáceas y masivas, limolitas calcáreas grises y pasadas de calizas arenosas. En ocasiones se observan pasadas pizarrosas negras, con pirita diseminada. Existen huellas escasas de belemnites y ammonites. La microfauna también es escasa y sólo se ha identificado *Lenticulina aff. münsteri*. Estos materiales se encuentran generalmente alterados (descalcificados), dando tonos pardo-amarillentos, de aspecto arcilloso.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista del alto de Larre (cuadrante de Villabona, 64-III) y en la pista que discurre por la ladera sur del Uzturre, que va desde Ibarra al Santuario de Izaskun y desde aquí al caserío Goikoetxea (cuadrante de Tolosa, 89-I).

La potencia máxima medida para este episodio (Malm I) en el perfil del alto de Larre es de unos 170 metros.

2.4.4.2. Areniscas y limolitas micáceas (55)

En áreas localizadas del cuadrante de Tolosa (89-I), dentro del término (54), descrito anteriormente, predominan las areniscas y limolitas sobre las margas. Estos materiales se caracterizan por presentar unos típicos tonos de alteración rojo vino.

En el cuadrante de Andoain (64-IV), este término está constituido por lutitas de color gris oscuro a negro en corte fresco, y rojas en superficie alterada.

En las cercanías de la ermita de San Juan, al sur del alto de Andazarrate (cuadrante de Villabona, 64-III), se ha descrito como un tramo de areniscas micáceas rojizas estratificadas.

2.4.4.3. Areniscas silíceas (56)

Solamente aflora en los cuadrante de Andoain (64-IV) y Villabona (64-III), puesto que al igual que ocurre con el Dogger, en la orla del macizo paleozoico de Cinco Villas, el Malm presenta características atípicas a escala regional, estando representado por este término areniscoso.

Son areniscas silíceas, de grano fino a medio, beiges, estratificadas en bancos de 30 a 50 centímetros, con abundantes laminaciones paralelas y acuñamientos entre bancos. En ocasiones intercalan olistones métricos de calcarenitas bioclásticas grises. Desde el punto de vista petrográfico, estas areniscas están constituidas por cuarzo en una proporción mayor del 90%. Los granos están poco redondeados y tienen un tamaño medio del orden de 0,2 mm. La matriz es diagenética, de tipo sericítico y cuarcítico. Como componentes accesorios más importante aparecen menas opacas. Es frecuente observar tinciones de óxidos de hierro, posiblemente debidas a la alteración de piritas.

La potencia de este término oscila entre 50 y 70 metros.

2.4.4.4. Conglomerados de cantos silíceos (57)

Se presentan como lentejones intercalados entre los materiales terrígenos del término anterior (56). Los clastos son silíceos, bien redondeados y embebidos en una matriz areniscosa abundante. Se observan estructuras de laminación cruzada. Estas facies se pueden interpretar como rellenos de canal.

Presentan una potencia media de 15 metros.

2.4.4.5. Calizas conglomeráticas y calizas arenosas (58)

Aflora ampliamente en la Sierra de Aralar, situándose sobre las calizas del Dogger, y desapareciendo hacia el este bajo una superficie de discordancia.

Consta de litologías variadas, oscilando entre términos carbonatados como calizas arenosas, calizas conglomeráticas y calizas arcillosas y otros con mayor componente terrígeno, tales como areniscas calcáreas y margas arenosas.

La serie comienza con areniscas calcáreas de grano medio, alternantes con calizas arenosas en bancos decimétricos, a veces presentan laminaciones cruzadas. A continuación se observa un aumento del tamaño de grano de los terrígenos y un incremento de la fracción carbonatada, originándose así litologías mixtas, como calizas arenosas (ricas en micas) y calizas conglomeráticas, con cantos generalmente de cuarzo, de hasta 5-10 centímetros de diámetro. En el microscopio se distinguen texturas oolíticas y cementaciones en medios freáticos o vadosos. La serie finaliza con calizas arenosas y areniscas sucias, apreciándose en conjunto una tendencia vertical a una menor proporción en terrígenos.

En la zona de mayor desarrollo, donde la potencia alcanza hasta 120 metros, se localizan las facies con mayor tamaño de grano. Estos hechos, junto con el acuñamiento generalizado que sufre la serie hacia el este, vienen a corroborar la idea de la creación de un sistema de cubeta subsidente - alto relativo en Aralar durante la sedimentación de estos materiales, se conservaría el carácter de surco relativo iniciado en el Dogger.

Corresponden a un medio marino somero de plataforma mixta terrígeno-carbonatada donde se pudieron generar ciclos de somerización relativa.

Se puede atribuir a este término una edad Oxfordiense- Kimmeridgiense, basándose en criterios estratigráficos y de facies.

Existen buenos puntos de observación en las cercanías del paraje de Isustikoleizea y en el de Arranzao, en los cuadrantes de Ataun y Ordizia, 114- I y 89- III.

2.4.5. Malm II

Sus afloramientos se encuentran en los flancos del sinclinal de Uzturre, en el cuadrante de Tolosa (89- I), y en el flanco sur del sinclinal del Hernio (cuadrante de Tolosa, 89- I). Existen también afloramientos residuales en los cuadrantes de Ordizia y Ataun (89-III y 114- I) en la Sierra de Aralar.

2.4.5.1. Calizas bioclásticas, "encrinitas" (59)

La serie más completa es la del sinclinal de Uzturre, a caballo entre los cuadrantes de Villabona (64- III) y Tolosa (89- I). En la parte más baja de la sucesión aparecen calizas gris oscuro, bioclásticas ("grainstones"), estratificadas en bancos centi-decimétricos. Son muy abundantes los fragmentos de crinoides (artejos de *Pentacrinus*, a los que deben su tradicional nombre de "encrinitas"), lamelibranquios y briozoos. También aparecen calizas oolíticas y, a techo, calizas arenosas micáceas, donde se observan ocasionales laminaciones cruzadas. Corresponden a "grainstones" y "packstones" bioclásticos, muy recristalizados. A techo de este nivel bioclástico aparece (en la parte norte del sinclinal) un paquete de calizas micríticas negras, generalmente azoicas, que hacia el techo incluyen fragmentos de serpúlidos. Pueden aparecer tableadas o estratificadas en bancos delgados. La macrofauna es muy abundante en el tramo inferior y está compuesta típicamente por crinoides, radiolas de equínidos, corales, braquiópodos, lamelibranquios, etc. En los afloramientos que presenta en el cuadrante de Berastegi (89-II y IV), la microfauna es también abundante y se citan: *Pferiderina sp.*, *Spirophthalmidium sp.*, *Trocholina cf. alpina*, algas solenoporáceas, *Labyrinthina mirabilis*, etc., que permiten datar este tramo como Kimmeridgiense. Son facies de alta energía (bajíos, barras, etc.) depositadas en un ambiente de plataforma carbonatada. La potencia de este término es variable, oscila entre los 100 metros en el sinclinal de Uzturre (Alto de Larre), y los 15-50 metros en la ladera sur del Hernio, donde sólo aflora el tramo inferior de calcarenitas bioclásticas. En esta zona, los mejores puntos de observación se encuentran en la pista que conduce al alto de Larre y el monte Loatzo, y en la carretera Azpeitia- Goiaz (entre los puntos kilométricos 42,300 y 43).

A este término se atribuye también un pequeño afloramiento situado en la carretera que conduce de Andoain a la antigua vía de ferrocarril de Leiza (cuadrante de Andoain). Se trata de calcarenitas bioclásticas grises, bien estratificadas, con fragmentos de crinoides y lamelibranquios. Presentan intercalaciones de escasa potencia de calcirruditas y conglomerados con abundante matriz. Se observan abundantes tinciones de óxidos de hierro, probablemente debidas a la alteración de piritas. La potencia medida en el afloramiento (13 metros) no es la potencia real del término, debido a que el contacto de techo con los materiales margosos del Cretácico superior es mecánico.

Este tramo se puede observar también en la Sierra de Aralar, al norte del paraje de Igaratza y en las inmediaciones de Arranzao (cuadrantes de Ataun y Ordizia), estando representado por calizas de tonos claros que de muro a techo evolucionan hacia términos cada vez más micríticos, pudiéndose distinguir calizas algo arenosas a muro, calizas esparíticas ("grainstone", bioclastos, oolitos) y calizas micríticas, en bancos generalmente de orden métrico y aspecto masivo hacia techo. Hacia muro se pueden distinguir abundantes restos de crinoides y bivalvos que llegan a ser muy escasos hacia techo. El tramo se encuentra bastante recristalizado, sobre todo en la mitad superior. La potencia máxima observada es de unos 40 metros, pero debido a que el techo de este tramo está afectado por la discordancia kimmérica, la serie no se encuentra completa. En la zona oriental de Aralar debió producirse una erosión total o no-depósito. El medio sedimentario deducido para estos materiales consiste en una plataforma marina somera carbonatada, donde se dan ciclos de somerización y desarrollo de facies energéticas, dentro de una tendencia general de descontaminación en terrígenos. Debido a su posición estratigráfica, se le atribuye una edad Kimmeridgiense

2.4.5.2. Niveles pizarrosos lenticulares (60)

Se trata de niveles siliciclásticos finos, de morfología lenticular y aspecto pizarroso, que afloran en el cuadrante de Berastegi (89 - II y IV) entre las calizas bioclásticas, "encrinitas" (59) y las calizas arenosas (61). La extensión cartográfica del término es muy reducida, aunque alcanza potencias de hasta 20-30 metros.

2.4.5.3. Calizas micríticas tableadas (61)

Por encima de las calizas bioclásticas (59) se disponen, en el cuadrante de Berastegi, unas calizas micríticas tableadas, de color oscuro, de unos 75-80 metros de potencia, que se diferencian del tramo anterior por ser azoicas. Suelen presentar superficies de estratificación tapizadas por lutitas (arcillas) rojizas, y en la base, en transito con las calizas bioclásticas, muestran unos niveles arenoso oolíticos muy bioturbados propios de un régimen de alta energía.

2.5. MALM-NEOCOMIENSE

Bajo este epígrafe se han agrupado una serie de materiales de tendencia regresiva que se sitúan a techo del Jurásico marino y que preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana", que marcan el comienzo de una transgresión generalizada. Son materiales post-kimméricos, es decir, sellan una deformación muy laxa, de amplio radio, que se manifiesta por la existencia de discordancias angulares y, sobre todo, cartográficas, visibles claramente en el campo y en la cartografía.

Estos materiales afloran en la orla del macizo de Cinco Villas, en la zona de Azkoitia- Hernio, en la Sierra de Aralar, y en la zona de Gernika, entre Mundaka y Aulestia.

2.5.1. Lutitas micáceas versicolores (62)

Se trata de limolitas y arcillas laminadas, con tonos ocres, pardos, blancos y rojizos. Aflora en la zona de Azkoitia - Hernio y presenta una potencia variable que no supera en ningún caso los 100 metros, aunque es un término que no siempre está representado. Por su posición estratigráfica se le puede asignar una edad Portlandiense.

2.5.2. Calizas de sérpulas, localmente con moluscos y oolitos (63)

Este término constituye un excelente nivel guía, ya que las calizas son fácilmente reconocibles en el campo y se apoyan de manera brusca, debido a la discordancia kimmérica, sobre diferentes términos jurásicos.

Son calizas bioclásticas con matriz micrítica, gris oscuro a negras, estratificadas en bancos de 20 a 70 centímetros. Es frecuente observar intercalaciones de margas, lutitas, areniscas y, más esporádicamente, brechas de cantos planos. La macrofauna observada está compuesta principalmente por serpúlidos de pequeño tamaño, aunque también incluye lumaquelas de gasterópodos, bivalvos de concha fina, ostrácodos, etc. Como estructuras se observan finas laminaciones de origen algal, así como estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y acuñamientos de capas.

En el cuadrante de Andoain (64-IV) las calizas se presentan en ocasiones dolomitizadas. Petrográficamente, son pel(gravel)micritas, con deformación en los *pellets* según una superficie preferente. Muestran raros ataxophragmiidos y restos de crinoides. La facies dolomítica presenta estructura brechoide, con clastos angulosos junto a otros redondeados de un tamaño máximo de 10 milímetros. Algunos clastos dolomíticos conservan *pellets*, espículas silicificadas y restos de crinoides.

La potencia de las calizas de sérpulas, aunque variable, es del orden de los 80-90 metros. En el alto de Urraki (noroeste de Bidania, en el cuadrante de Tolosa) la serie alcanza 150 metros de potencia e incluye numerosos niveles de "grainstones" y lumaquelas de gasterópodos que presentan un típico y característico color de alteración morado-violáceo. Hacia el oeste, en el cuadrante de Zumarraga (88-II), este término aparece intercalado a distintas alturas dentro la facies de implantación del Complejo Urgoniano.

Esta serie está especialmente bien representada en el sector del monte Pagoeta (borde occidental del cuadrante de Villabona, 64-III); en la carretera Azpeitia - Goiaz, kilómetro 39,7 (cuadrante de Zumarraga, 88-II); en la carretera que sube a Urkizu, y en la carretera del alto de Urraki, al noroeste de Bidania (cuadrante de Tolosa, 89-I).

En la Sierra de Aralar la serie se corresponde, en líneas generales, con la formación del Valle de Ata (PUJALTE, 1982). Comienza con un depósito de conglomerados silíceos y areniscas microconglomeráticas que incluyen cantos carbonatados, producto de la erosión de los materiales infrayacentes. La potencia de este tramo no sobrepasa los 15 metros. Posteriormente se desarrolla una serie, de unos 250 metros de potencia máxima, de calizas de tonos negruzcos bien estratificadas en bancos de hasta 1 metro de potencia, ricas en serpúlidos y bivalvos, alternando con margas negras y lutitas, y algún nivel de brechas calizas intraformacionales. También se observan con frecuencia, pequeños niveles centimétricos de lumaquelas de bivalvos. Hacia el extremo oriental, se produce un acuñamiento del nivel conglomerático basal, disponiéndose las calizas con sérpulas directamente sobre el Malm II, o incluso sobre los materiales calizos del Dogger (flanco norte). Igualmente las calizas experimentan una ligera pérdida de potencia en relación con puntos situados al oeste, observándose potencias de menos de 100 metros en total. Se puede observar un corte significativo en el camino que sube de Gaztelu a Arranzao

(cuadrante de Ordizia, 89-III) y al norte del paraje de Igaratza (cuadrante de Ataun, 114-I).

El medio sedimentario propuesto consiste en áreas continentales con influencia marina, dentro de un sistema generalizado de transición, donde podrían desarrollarse zonas lagunares salobres.

En la zona de Gernika, el término está representado por calizas tableadas, de color gris a negro, que se presentan de forma exclusiva o bien alternando con niveles de margas negras (con abundante materia orgánica) y/o lignito. Los estratos calizos, extraordinariamente continuos, netos y regulares, presentan laminación paralela milimétrica (micritas negras), así como textura calcarenítica. También pueden aparecer moluscos, formando espectaculares lumaquelas de fragmentos de conchas muy blancos y finos. La disposición de las facies es alternante entre sí; no obstante, parece apreciarse una sucesión vertical válida para todo el término, que consta de tres niveles: calizas negras lumaquélicas, micríticas o peletoidales (base); "grainstone" de *pellets* con aparentes estructuras de tracción muy difusas (parte central), y de nuevo la alternancia de lumaquelas, micritas y lechos peletoidales (parte terminal). Donde el término se hace más margoso, es frecuente la presencia de gasterópodos turriconos mal conservados. Dentro de los términos calcáreos aparecen zonas brechoides y niveles con serpúlidos y, localmente, con abundantes oolitos. Su potencia es variable, pudiendo alcanzar algunas decenas de metros. En la banda de Ereño-Gabika (cuadrante de Elantxobe, 38-IV), este tramo se presenta de forma discontinua.

2.5.3. Margas y margocalizas (64)

Este término se ha diferenciado únicamente en la zona de Gernika.

- En la franja de Kanala (cuadrante de Elantxobe, 38-IV), se manifiesta como un término mixto constituido por lutitas, areniscas, margas y calizas. Consta de tres tramos que de abajo a arriba son: alternancia de calizas, lutitas, pizarras y areniscas silíceas; lutitas ferruginosas; y una alternancia de lutitas con margocalizas grises. Se trata de una facies en transición al término superior. El conjunto completo se acuña hacia el sureste hasta desaparecer.
- En la margen occidental de la ría (cuadrantes de Mungia, 38-III, y Elantxobe, 38-IV) se ha cartografiado, debido al resalte diferencial que ocasiona, un paquete de margas y margocalizas laminadas de color gris claro, azoicas y arenosas, en estratos difusos. En la zona de Forua-Altamira (cuadrante 38-III, Mungia) estos materiales se encuentran muy alterados y cubiertos de suelo residual.

2.6. MALM-NEOCOMIENSE-BARREMIENSE

Bajo este epígrafe se describe un único término, de litología variada, descrito en la zona de Sierra de Cantabria (cuadrantes de Labastida, 170-I y III; y Lagrán, 170-II), y al que no se ha podido correlacionar con los materiales de otros sectores de la Cuenca Vascocantábrica. Este término corresponde a la siguiente descripción:

2.6.1. Lutitas rojizas, margas y calizas arenosas (65)

Aflora como un blando relativo, entre dos resaltes calizos, y presenta grandes diferencias de muro a techo. Mientras que los tramos basales están constituidos por una serie de margas arenosas y limosas que alternan con calizas limosas y calizas nodulosas; hacia el techo, la serie se hace progresivamente más terrígena, incluyendo limolitas y arcillas rojizas, areniscas calcáreas e incluso microconglomerados silíceos.

En los términos basales ASSENS, 1971, clasifica: *Ochetoceras marantianum*, *Decipia aff. decipiens* y *Ataxioceras sp.*, que datan el Oxfordiense. Los términos más altos de la serie incluyen el Jurásico terminal y el Neocomiense - Barremiense, incluyendo la facies Weald. El techo de este término queda señalado por la aparición de una barra Aptiense.

La potencia total del tramo es de unos 250 metros, y los mejores puntos de observación se localizan en el cuadrante de Labastida (170-I y III), en la pista que va desde Montoria a la fuente de la Mina y en la pista que, también desde Montoria, cruza el barranco de la Mina hacia el este.

2.7. FACIES PURBECK-WEALD

El Complejo Purbeck-Weald fue definido por PUJALTE (1977) en el sector peri-asturiano de la Cuenca Cantábrica; el mismo autor definió la formación de Villaro (1982), que agrupa todos los materiales wealdenses del Anticlinorio de Bilbao.

Esta facies, de afinidad continental, sólo está representada en las unidades de Yurre y de Gorbea. Los principales afloramientos se sitúan en el núcleo del Anticlinorio de Bilbao (áreas de Ganekogorta, cuadrante 61-IV; Areatza-Villaro y Zeanuri, cuadrante 87-I), anticlinal de Ventoso (cuadrantes de Trucíos y Santurtzi, 60-II y 61-I), y anticlinal de Aitzgorri (cuadrantes de Zegama y Asparrena), así como en Aramaio y Aretxabaleta (cuadrantes de Otxandio y Mondragón, respectivamente). La potencia máxima (nunca aflora el muro de la serie) se localiza en el corte tipo de Artea-Bikotzgane (carretera entre Artea y Orozko, cuadrante de Igorre, 87-I), donde alcanza los 2.500 metros de espesor.

Se distinguen, para este complejo, los siguientes términos:

2.7.1. Lutitas negras y areniscas (66)

El término mayoritario y más representativo de la sucesión wealdense es una alternancia irregular de argilitas, limolitas y areniscas en bancos de potencia decimétrica, a veces en forma de secuencias negativas. Las argilitas y limolitas son muy micáceas, de tonalidades negras características, que con frecuencia constituyen niveles de acumulación de restos vegetales. En ocasiones se ha observado una laminación paralela milimétrica, presentándose unas veces masivas y otras estratificadas en pequeños estratos inferiores a los 25 centímetros. Localmente estos materiales se hacen más carbonatados, dando lugar a margas e incluso a calizas margosas (normalmente descalcificadas); no obstante, estos niveles carbonatados son poco frecuentes, y llegan a desaparecer completamente hacia el noroeste de la unidad, a medida que aumenta el componente arenoso. Entre las intercalaciones margosas y lutíticas aparecen lumaquelas (de potencia métrica) de gasterópodos (*Glauconia*) y bivalvos de aguas salobres o marinas restringidas. También pueden observarse lechos piríticos de potencia centi a decimétrica y delgados niveles de cineritas intensamente

meteorizadas (área de Larreta, cuadrante de Basauri, 61-IV). Las areniscas presentan grano fino a medio, son de tonalidades grises o blanquecinas en corte fresco, y se presentan en bancos aislados, intercalados con las litologías más finas. En ocasiones, se ordenan constituyendo paquetes de varios metros de potencia. Muestran estratificaciones cruzadas, laminación paralela y "ripples". Algunos bancos muestran morfología canaliforme.

Además de en el citado corte de Artea-Bikotzgane, este término se reconoce ampliamente en cualquiera de los numerosos barrancos y pistas que atraviesan la vertiente norte de la alineación montañosa Goikogane (cuadrante 61-IV, Basauri) – Semelarro (cuadrante 86-II, Llodio), sobre todo en las cotas más bajas. Igualmente está bien aflorado al oeste de Kurutzeberri (cuadrante de Santuario de Arantzazu, 113-I).

Hacia los tramos de techo aumenta el tamaño de grano, conformando un tránsito gradual a la base del Complejo Urgoniano y convirtiéndose en limolitas micáceas, con escasa fauna de gasterópodos y lamelibranquios de medios salobres. La diferenciación cartográfica se ha realizado de acuerdo con las combinaciones mayoritarias de litofacies, ya que la fauna salobre o marina restringida, característica de la facies wealdense, se mantiene en los primeros tramos litológicos del Complejo Urgoniano, dificultando la distinción de los mismos.

En el cuadrante de Basauri (61-IV) se cita la posible existencia de una discordancia de bajo ángulo en el contacto, del flanco norte del anticlinal de Bilbao (área de Ganekogorta), entre el techo del Complejo Purbeck-Weald y la base de la formación Ereza. Por otra, parte GARCÍA GARMILLA (1987) cita la existencia de discordancias entre la base del Complejo Urgoniano y el Complejo Purbeck-Weald en Dima (cuadrante 87-I, Igorre) y Aramaio (cuadrante 87-IV, Otxandio).

En el límite norte del cuadrante de Asparrena (113-IV), en las proximidades del contacto entre los complejos Purbeck-Weald y Urgoniano, aparecen bloques rodados de conglomerado silíceo con cantos hasta centimétricos que, aunque seguramente se hayan desprendido de las areniscas basales urgonianas, no se puede descartar que pertenezcan al techo de la serie wealdense.

2.7.2. Areniscas con niveles lutíticos (67)

Se trata de areniscas de grano medio, bien clasificadas y estratificadas en bancos decimétricos. Presentan estructuras internas tales como "ripples" de corriente y oscilación, laminaciones paralelas y de tipo "flaser-lenser" u ondulada, todo ello característico de un medio mareal. Los bancos presentan muros erosivos, estratificaciones cruzadas y disposiciones canaliformes. En ocasiones alternan con areniscas más oscuras de grano fino a medio, desorganizadas (a veces bioturbadas), micáceas, con materia orgánica y cantos blandos, localmente algo calcáreas; también alternan con limolitas y escasas argilitas. Son frecuentes las organizaciones secuenciales, tanto positivas como negativas.

Desde un punto de vista litológico, las areniscas están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca y materia orgánica (restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados a subredondeados y el cemento es silíceo y, ocasionalmente, carbonatado. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas, pardas o amarillentas.

Estos materiales constituyen intercalaciones decamétricas y hectométricas a diversas alturas dentro de la facies lutítica principal (término 66), sobre todo a techo, y presentan, en el núcleo del anticlinal de Bilbao, una continuidad lateral hasta kilométrica con ligeras variaciones en su potencia.

2.7.3. Rocas ígneas (68)

Se reconocen en las proximidades de Artea (cuadrante de Igorre, 87-I), intercaladas en los tramos más bajos de la serie. Se trata de un cuerpo alargado, de potencia difícil de estimar (métrica a decamétrica), que únicamente es observable en dos afloramientos: el primero de ellos presenta buen estado (carretera de Bikotzgane), mientras que en el segundo se aprecia la roca totalmente alterada. El cuerpo ígneo está compuesto por dos tipos de roca no diferenciables en cartografía:

- Coladas basálticas microgranudas con abundante pirita dispersa e incluso un nivel pirítico decimétrico asociado.

• Tobas blanquecinas muy finas, que se sitúan sobre las coladas anteriores, compuestas por caolinita y óxidos de hierro. Proceden, casi con seguridad, de un sedimento de origen volcánico con una composición muy similar a la de las coladas.

También se han cartografiado, en los alrededores de Artea y en los alrededores del caserío Madariaga, sendos niveles decimétricos de rocas microgranudas, cuya potencia se ha exagerado en la cartografía.

2.7.4. Niveles carbonatados (69)

Al margen de los frecuentes niveles terrígeno-calcáreos intercalados en la facies general, se reconocen otros niveles calizos y dolomíticos más netos con componente arcilloso variable. Estos se disponen en bancos centimétricos a decimétricos, presentando una o varias de las siguientes litologías:

• Niveles de calizas micríticas masivas muy oscuras, total o parcialmente dolomitizadas, con ausencia de fauna y abundancia de pirita. Son las más comunes y se reconocen a cualquier altura de la serie. Se localizan en las áreas de San Blas, Areatza-Villaro, Orúe y Oba, en el cuadrante de Igorre (87-I).

• Niveles micríticos y esparíticos laminados, total o parcialmente dolomitizados, a veces con laminación alternante de colores claros y oscuros, determinada por la cantidad de materia orgánica. El aspecto de la laminación puede presentar variaciones de potencia, debidas al crecimiento de "algal-mats"; otros están constituidos por "packstone" de bivalvos. Se reconocen en la carretera que desde Zeanuri conduce al barrio de Ozerin (cuadrante 87-I).

• Niveles esparíticos con laminación alternante de láminas margosas y láminas esparíticas irregulares, con gruesos cristales de calcita a modo de nódulos que perturban la estratificación. Es muy probable que representen una pseudomorfización de evaporitas, posiblemente de anhidrita, originando una estructura de tipo "chicken-wire". Se reconocen sobre todo en los tramos más bajos del complejo, en las cercanías de Artea (cuadrante de Igorre, 87-I). Una característica marcada de algunos niveles carbonatados es su gran continuidad lateral frente a su exigua potencia.

• Calizas blancas recristalizadas. Son, por lo general, calizas muy recristalizadas, algo dolomíticas (dolomita 10% aproximadamente), en tanto que los niveles menos recristalizados consisten en biomicritas con bioclastos de tamaño rudita y cuarzo detrítico en pequeñas proporciones (aproximadamente el 10%). Se han cartografiado dos afloramientos puntuales en el cuadrante de Otxandio (87-IV), en las inmediaciones de los barrios de Echagüen y Ganzaga, el primero consiste en un nivel de 3 ó 4 metros de potencia de caliza blanca totalmente recristalizada; el segundo, más extenso y limitado por fallas, además de calizas blancas recristalizadas presenta bandeados claroscuros donde se observan lamelibranquios y gasterópodos bastante abundantes.

• Calizas negras fétidas. Se han descrito en los cuadrantes de Otxandio y Mondragón (en la carretera de Aretxabaleta al barrio de Mendiola). Se trata de calizas que se ajustan a las descripciones ya efectuadas: niveles finamente bandeados de probable origen estromatolítico, estructuras de tipo "chicken-wire" acompañadas de pequeñas geodas de yeso (observables en lámina delgada), micritas fuertemente recristalizadas o en parte dolomitizadas y, más frecuentemente, bandeados milimétricos a centimétricos de calizas y lutitas calcáreas; ocasionalmente pueden verse calizas brechoides con cantos margosos. En todos los casos estas calizas son negras y fétidas. En la orilla occidental del pantano de Urrúnaga, al sureste de Mekoleta (cuadrante de Otxandio, 87-IV), dentro del término principal (66) se citan niveles lumaquélicos de glauconias.

• Calcarenitas bioclásticas (a veces totalmente dolomitizadas), de grano medio a grueso, color gris oscuro y carácter masivo. En ocasiones están formadas por laminaciones milimétricas de conchas planares de bivalvos, con finas intercalaciones de lutitas. Se localizan en los cuadrantes de Zegama (113-II) y Asparrena (113-IV).

2.7.5. Pizarras negras, areniscas y calizas negras fétidas (70)

Se trata de un término comprensivo que aflora casi exclusivamente en los valles de Aramaio y Eskoriatza (cuadrante de Otxandio principalmente, 87-IV, y sus adyacentes). Debido a la intensa deformación que presentan estos materiales no han podido hacerse diferenciaciones cartográficas internas, únicamente puede hablarse de dos tramos:

- Tramo inferior: se encuentra muy deformado y corresponde a la zona interna del anticlinal de Aramaio. El mejor afloramiento se encuentra en la variante de Ibarra, donde puede observarse un dominio claro de pizarras negras con abundantes intercalaciones de margas y calizas del mismo color, en bancos centi-decimétricos, y escasas pasadas de niveles areniscosos de potencia centimétrica. Las pizarras negras se presentan en estratos plano-paralelos, con frecuentes intercalaciones de lechos piritosos mili-centimétricos, a veces con laminaciones cruzadas. Las calizas intercaladas responden a la descripción que se da en el término (69) para las calizas negras fétidas. Las intercalaciones esporádicas de areniscas son de base neta y plana, con laminaciones cruzadas internas y morfología de dunas conservadas a techo. Todo esto evidencia un ambiente de sedimentación extensivo de baja energía, con predominio de los procesos de decantación. Las escasas intercalaciones de areniscas representan probablemente niveles de tempestad.

- El tramo superior se encuentra menos deformado y circunda al anterior, aunque es prácticamente imposible establecer el límite entre ambos. El mejor corte de este tramo se encuentra en la subida desde Ibarra al puerto de Kurutzeta. En el mismo, se observa una sucesión de pizarras negras con frecuentes niveles de pirita, entre las que se intercalan mayoritariamente bancos centi-decimétricos de areniscas de grano fino, generalmente de techo y muro plano, y con menor frecuencia bancos de calizas negras fétidas o margas. Las areniscas son arenitas arcósicas a grauvacas.

El contenido micropaleontológico es muy escaso, habiéndose encontrado: *Cyrena angulosa*, *Cyrena sublaevis*, *Cyrena cf. purbeckiensis*, *Cyrena nuculaeformis*, *Cyrena latoovata*, *Cyrena sp.*, *Darwinula cf. leguminella*, *Trochammina sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Cypridea sp.*, moldes de ostrácodos indeterminados y coprolitos. La edad de estas facies es Hauteriviense-Barremiense.

2.7.6. Niveles de lutitas negras laminadas (71)

Dentro del término general de lutitas negras y areniscas (66), cuando un tramo mayoritariamente lutítico (con escasas intercalaciones areniscosas) adquiere dimensiones cartografiables, se ha representado en la cartografía como un término cartográfico de lutitas negras laminadas. Este término solamente se ha diferenciado en el cuadrante de Zegama (113-II).

2.7.7. Areniscas de grano fino y limolitas rojas y verdes (72)

Se trata de un término, destacable por sus llamativas características, que aparece en los cuadrantes de Zegama y Asparrena (113-II y 113-IV, respectivamente). Los colores, verde (en la roca sana) y rojo (por alteración), constituyen el principal rasgo de estas limolitas masivas, bioturbadas o con cierta laminación paralela, que alternan con niveles de areniscas de grano fino a muy fino, micáceas, que se sitúan a diversas alturas de la serie. Tan solo localmente alcanzan entidad cartográfica, en especial a techo de la sucesión, donde presentan potencias decamétricas.

2.8. COMPLEJO URGONIANO

El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien agrupó en él un conjunto variado de sedimentos marinos, con calizas de Toucasia y Polyconites como carácter distintivo. Su potencia máxima oscila alrededor de los 2.000 a 2.500 metros en el Anticlinorio de Bilbao, en los macizos de Erlo-Andutz-Arno y en el sector occidental del anticlinal de Aralar. Tal como se entiende hoy este conjunto estratigráfico, se trata de un complejo arrecifal y paraarrecifal (calizas de rudistas y corales) que incluye los terrígenos asociados al sistema bioconstructor. Tal sistema estaría constituido por una serie de plataformas carbonatadas compartimentadas por fracturas, que controlaban la subsidencia diferencial, condicionando la presencia de bancos carbonatados insulares y/o de "off shore", y la presencia de facies de talud y cuenca (surco) asociadas a las plataformas.

Generalmente, estos dispositivos se situaron en el lapso Aptiense inferior - Albiense medio a superior; sin embargo, en algunos sectores, pueden llegar a desarrollarse facies similares en el tránsito Albiense superior - Cenomaniense inferior (formación Eguino).

Desde un enfoque simplificado, se puede decir que el Complejo Urgoniano se estructura en tres grandes episodios o megasecuencias: la primera, de edad Aptiense inferior, incluye las facies de implantación urgoniana; la segunda, denominada en algunos cuadrantes como Urgoniano I por comprender el primer episodio carbonatado, abarca hasta el Aptiense superior; por último la tercera secuencia (o Urgoniano II) alcanza hasta el Albiense medio-superior. Estas dos últimas secuencias se hayan separadas por una discontinuidad sedimentaria de carácter regional. El episodio calizo inferior (segunda secuencia deposicional) representa una plataforma carbonatada muy extensa, aunque poco potente y no desarrollada uniformemente; el segundo episodio (tercera secuencia) lo constituyen una serie de bancos arrecifales muy potentes y discontinuos, que pueden estar o no en contacto vertical con la plataforma inferior.

2.8.1. Facies de implantación urgoniana

Con este nombre se define un conjunto de materiales, generalmente terrígenos de grano fino, de potencia variable y muy diacrónicos, que preceden a la instalación definitiva de las calizas de plataforma. En el caso de las unidades de Oiz y San Sebastián, se sitúan por encima de las calizas neocomienses; mientras que en las unidades de Yurre y Gorbea (Anticlinorio de Bilbao), lo hacen en tránsito gradual sobre las facies purbeck-wealdenses, resultando imposible en muchos casos marcar un límite que, por otra parte, es artificial. Estos materiales marcan el comienzo de una transgresión generalizada durante el Aptiense.

2.8.1.1. Grauvacas gris oscuro, arenas amarillentas, limolitas y arenas versicolores (73).

En la unidad de San Sebastián, la litología dominante de las facies de implantación consiste en grauvacas gris oscuro a negras, mal estratificadas, en las que son frecuentes las costras y concreciones de limonita y goethita, cuya alteración confiere a la roca colores pardo-rojizos. Son frecuentes las intercalaciones de limolitas y argilitas gris oscuro, ferruginosas, así como lutitas arcillosas versicolores, conglomerados polimícticos y, hacia techo, areniscas silíceas y lumaquelas de lamelibranquios y orbitolinas.

Estos materiales se pueden clasificar como grauvacas líticas. El cuarzo que compone la roca es en su mayor parte de origen volcánico. Son predominantes los fragmentos de roca volcánica (probablemente volcanitas alteradas) y, esporádicamente, micas cloritizadas y biotitas alteradas (ferruginizadas y cloritizadas). Presentan un microbandeado composicional irregular. La matriz, abundante, es criptocristalina, de color pardo verdoso y está compuesta igualmente por fragmentos de rocas volcánicas.

Esta litología es atípica para esta edad y se ciñe únicamente a la orla del macizo de Cinco Villas, donde estaría situada el área fuente de estos materiales. Los mejores puntos de observación se encuentran en las pistas que parten hacia el norte desde las localidades de Zizurkil y Aduna (cuadrante de Villabona, 64-III).

La potencia del conjunto de facies de implantación urgoniana en la unidad de San Sebastián, se cifra en unos 300 metros y se le atribuye una edad Barremiense-Aptiense inferior. Desde el punto de vista sedimentario, el carácter general es marino somero muy próximo a la costa.

2.8.1.2. Arcillas carbonosas y pasadas de lignito (74)

En el cuadrante de Villabona (64-III), en las zonas de Zizurkil y Hernani, los materiales descritos anteriormente (término 73) intercalan delgados niveles de arcillas carbonosas y lignitos, que han sido objeto de explotación en algunos puntos.

En el cuadrante de Azkoitia (63-IV), los niveles de arcillas carbonosas y pasadas de lignito se encuentran también inmersos en las facies de implantación de la unidad de Oiz (término 76). Estas litologías aparecen en niveles decimétricos al noroeste de Aizarna, y junto con niveles de arcillas blancas en el cierre del anticlinal de Azkoitia (estudio de detalle en IGME-EVE, 1985).

2.8.1.3. Areniscas estratificadas (75)

En la hoja de Villabona (64-III) y dentro del término principal (73), se ha diferenciado un término cartográfico en el que las areniscas (grauvacas) dominan netamente sobre el resto de las litologías, originando un relieve muy visible en el terreno. A techo, estas areniscas presentan un alto contenido fosilífero.

2.8.1.4. Lutitas calcáreas grises y margas arenosas (76)

Se trata del término general que representa la facies de implantación en la unidad de Oiz. Es un término muy extendido por lo que sus características litológicas principales pueden variar ligeramente de unas zonas a otras:

- En el sector de Zestoa la litología dominante consiste en lutitas calcáreas grises - azuladas y margas arenosas, micáceas, con tonos de alteración pardo-amarillentos. La principal característica del término en esta zona, es la presencia de niveles de arcillas carbonosas y pasadas centimétricas de lignitos (74) intercalados en la base de la serie. También aparecen intercalados niveles discontinuos de calizas de afinidad urgoniana, sobre todo a techo, mientras los niveles calizos de muro son más parecidos a las calizas de sérpulas. La fauna dominante consiste en orbitolinas y fragmentos de lamelibranquios y equinodermos. En el cuadrante de Villabona (64-III) se citan potencias de hasta 200 metros para estos materiales.
- En el sector de Erlo-Andutz-Arno este término se encuentra a muro y, en parte, como cambio lateral, de las calizas de los macizos citados, envolviendo parcialmente al primer episodio carbonatado urgoniano que, en los cuadrantes de Zumarraga (88-II) y Tolosa (89-I), se encuentra representado por las calcarenitas de Beizama. La litología dominante está constituida por lutitas (pizarras) negras, con intercalaciones de margas arenosas y lutitas calcáreas, muy bioturbadas y con frecuentes niveles de orbitolinas, hacia techo evolucionan a margas con intercalaciones de margocalizas. La potencia de este conjunto es muy variable, en el flanco norte del anticlinal de Azkoitia (cuadrante del mismo nombre) se estima en unos 200-250 metros, siendo mayor en el flanco sur, donde es difícil de estimar ya que falta el techo; sin embargo, en el área de Urrestilla (cuadrante de Zumarraga, 88-II) la potencia de estos materiales, incluido el tramo calizo, supera los 1.000 metros. Los mejores puntos de observación se encuentran en las inmediaciones de Bidania y al noroeste de Urkizu (cuadrante de Tolosa, 89-I).
- En la zona de Mundaka-Gernika (cuadrante de Mungia, 38-III), el término está constituido principalmente por margas arenosas que afloran tanto en la base del paquete calizo, como en cambio lateral, en facies de cuenca, de dicho paquete. Entre Bermeo y Mundaka la litología es de margas y limolitas calcáreas que engloban niveles discontinuos de nódulos calcareníticos, así como micritas con fauna de ammonites y belemnites (en los pasos laterales a los parches calizos), estratos netos de areniscas (calcáreas y silíceas) y margocalizas. Hacia Bakio (cuadrante de Bermeo, 38-I) la litología es más margosa, con intercalaciones centimétricas a decimétricas de calizas nodulosas con belemnites, calcarenitas con estructura turbidítica y estratos más o menos continuos de brechas calcáreas, todo ello reflejo de las facies distales del gran aparato calizo urgoniano que debía situarse al norte. En la franja Laida - Aulestia (cuadrantes de Elantxobe y Gernika-Lumo) la litología es muy similar; margas arenosas, ligeramente laminadas, que incluyen niveles no cartografiables de calizas arenosas con orbitolinas, calcarenitas bioclásticas, limolitas y areniscas calcáreas, especialmente en las proximidades de los tránsitos laterales a términos calizos. Con frecuencia se encuentran muy descalcificadas, y a veces tectonizadas en su mitad basal, transformándose localmente en limolitas e incluso areniscas calcáreas de grano muy fino. La potencia de

los tramos basales de edad Barremiense-Aptiense oscila desde 5 metros (al sur de Altamira, en el cuadrante de Mungia, 38-III) hasta 100 metros en la banda de Aulestia (cuadrante de Gernika-Lumo, 62-II). Por supuesto, cuando se encuentra en paso lateral o envolviendo las masas calizas las potencias crecen, como en los alrededores de Atxerre (cuadrante de Elantxobe, 38-IV) donde la potencia puede alcanzar 800 metros.

- En el área del monte Atxarabeltz (en el ángulo sureste del cuadrante de Zumarraga) ocupando el núcleo de una estructura anticlinal, afloran unas lutitas calcáreas esquistosas, masivas y azoicas, en las que es muy difícil observar la estratificación. Esporádicamente aparecen niveles de micas (sericita - moscovita) detríticas, que se hacen más abundantes a techo.
- En el sector de Leiza la facies de implantación urgoniana está constituida por lutitas calcáreas, limolitas y areniscas. En ocasiones dominan claramente las areniscas, muy micáceas, dando tonos de alteración rojizos y versicolores. Se pueden observar en la pista que parte de la cantera de Artarreka y llega hasta Altzo de Arriba (cuadrante de Tolosa, 89-I).
- En la zona del domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV), este término aflora únicamente en el labio levantado de una falla radial que afecta a dicha estructura. Es un término esencialmente detrítico, constituido por limolitas arenosas y areniscas micáceas, estratificadas en bancos decimétricos, que presentan una intensa bioturbación y frecuentes fragmentos de ostreidos. Los niveles arenosos presentan laminación paralela y, ocasionalmente, laminación cruzada curva de bajo ángulo. Dentro del término son frecuentes los bancos de margas arenosas gris oscuro, con orbitolinas muy abundantes que, hacia techo, pueden llegar a ser el componente mayoritario en la roca. Esta serie detrítica también intercala niveles de limolitas negras, de aspecto astilloso, con abundantes pátinas de óxidos de hierro y nódulos sideríticos, así como pirita diseminada. La edad de estos materiales corresponde al Barremiense y parte inferior del Aptiense, y la potencia parcial medida es de unos 150 metros. Se observan en la pista que parte hacia el oeste desde el caserío Aizpea.
- En la Sierra de Aralar, el término predominante está constituido por lutitas, margas arenosas y areniscas sucias, que suelen presentarse muy alterados y con una esquistosidad muy desarrollada, por lo que no se observa claramente la estratificación. Su contenido fósil es relativamente rico, siendo muy frecuentes los equínidos y los ammonites del género *Deshayesites* (RAT, 1959). La potencia total del intervalo varía de este a oeste, siendo en el domo de Ataun cercana a los 770 metros, mientras que en la zona oriental Igaratza (cuadrante de Ataun, 114-I), presenta unos 650 metros. Las dataciones les atribuyen una edad Neocomiense alto - Barremiense a Aptiense inferior. Los afloramientos de la pista de Ataun a Enirio presentan unos puntos de observación interesantes.

Estos materiales corresponden a áreas terrígenas de transición (ambientes fluviodeltaicos) que evolucionan gradualmente a un medio de plataforma marina abierta y somera, dominada por aportes siliciclásticos. En esta plataforma se crearían pequeñas zonas, comparativamente de menor batimetría y a "salvo" de la contaminación terrígena, donde se desarrollaron pequeños episodios carbonatados.

Intercalados dentro del término descrito afloran otras litologías, que se han diferenciado en la cartografía siempre que su entidad lo ha permitido. Se trata de los términos 77 a 81 que se describen a continuación.

2.8.1.5. Niveles de areniscas (77)

Son niveles de areniscas calcáreas, micáceas, tableadas, de tonos amarillentos, que afloran dentro del término principal (76) en los cuadrantes de Tolosa (89-I) y Zumarraga (88-II).

2.8.1.6. Brechas calcáreas, niveles de inestabilidad (78)

Aunque se describan junto a las facies de implantación urgoniana de la unidad de Oiz, las brechas calcáreas están representadas a diversas alturas del complejo urgoniano, sobre todo a techo (tercera secuencia), y en otras unidades. Estos depósitos tienen un carácter muy puntual, por lo que sería demasiado exhaustivo citar cada uno de los afloramientos que aparecen en la cartografía.

Generalmente se trata de ortobrechas y parabrechas calcáreas de origen sinsedimentario, con desigual desarrollo lateral y vertical. Estos cuerpos brechoides pueden mostrar morfología lenticular e incluso canaliforme (al sur de Trucíos, 60-II) y presentan potencias métricas a decamétricas. El

tamaño de los fragmentos (intraformacionales y de caliza arrecifal) varía desde centimétrico hasta alcanzar varios metros de diámetro, como es el caso de las brechas y megabrechas calcáreas del puerto de Mundaka (cuadrante de Mungia, 38-III). La redondez de los clastos varía de media a baja, y la matriz es generalmente margosa o lutítica calcárea, en ocasiones calcarenítica. En algunos casos se observan procesos de depósito de tipo "debris-flow". Se trata de facies calcáreas de talud, si bien no siempre están claras sus relaciones espaciales con los litosomos calizos. En los casos en que los clastos calcáreos superan el tamaño métrico y presentan un origen claro, se han diferenciado en la cartografía como olistolitos calizos (término 175).

En el cuadrante de Mondragón (88-III), estos materiales constituyen una estrecha franja de gran continuidad lateral al norte de Aretxabaleta, definiendo el flanco sur y cierre de la estructura sinclinal de Garagarza. Consisten en niveles de brechas calizas englobadas tanto en materiales margoso-lutíticos como en calizas, con una potencia de 75 metros.

En algunos puntos se describen como pequeños afloramientos de calizas brechoides, como el situado al norte de Mañaria, en la ladera del monte Mugarra (cuadrante de Elorrio, 87-II), o al noroeste de Eskoriatza (cuadrante de Otxandio, 87-IV).

2.8.1.7. Calizas urgonianas arenosas, areniscas calcáreas oquerosas y calizas arenosas con ostreidos (79)

Estos términos constituyen intercalaciones carbonatadas dentro de las facies de implantación. Aparecen tanto en el término general descrito para la unidad de Oiz (76), como dentro de los dos términos diferenciados para la "formación Ereza" (82) y (83), en las unidades de Yurre y Gorbea.

En la Sierra de Aralar consisten en calizas con ostreidos, generalmente arcillosas, organizadas en bancos de orden decimétrico, y agrupadas en secuencias de descontaminación en terrígenos (somerización), sobre todo hacia techo de la unidad. Estas litologías se relacionan a su vez lateralmente con lutitas, margas arenosas y areniscas sucias.

En la formación Ereza se citan principalmente como calizas arenosas. Tratándose por lo general de calcarenitas, más o menos arenosas, con abundante y variada fauna de orbitolinas, braquiópodos, fragmentos de ostreidos y otros bivalvos, en niveles de potencia centi-decimétrica, frecuentemente en paso lateral con areniscas calcáreas. La meteorización sobre estas últimas crea formas oquerosas características; a pesar de que, salvo esporádicos niveles de calizas arenosas, la roca es homogénea. Las potencias son decamétricas.

En los cuadrantes de Igorre y Gorbea (87-I y 87-III), estos materiales constituyen un nivel guía, de 1 a 3 metros de potencia, intercalado a una altura constante cerca del techo del término 82. La litología es variada; puede constar de areniscas calcáreas o descalcificadas, o bien calcarenitas arenosas o ferruginosas, siempre bioturbadas. Este nivel contiene orbitolinas, corales solitarios e incluso algún posible ammonites; y se encuentra intensamente alterado y descalcificado.

También en el tramo de techo del término 82, al oeste del pantano de Urrúnaga (cuadrante de Otxandio, 87-IV), se reconoce un lentejón de unos 6 metros de potencia constituido por calizas muy arenosas, gris oscuras y pardas, con fauna de lamelibranquios y orbitolinas.

En los cuadrantes de Mondragón y Santuario de Arantzazu (88-III y 113-I), intercaladas en las facies de implantación, aparecen calizas arenosas rojizas (a veces con estratificación cruzada) con abundante fauna de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos; que, hacia techo, junto con otros bancos más escasos de calizas con rudistas y corales, y calcarenitas con ostreidos, van dando paso a las calizas de Kurutzeberri.

En los afloramientos situados en la carretera al sur de Salinas de Léniz y en la vertiente nordeste del alto de Maroto (cuadrante de Legutiano, 112-II), aparece un nivel decamétrico en el que la serie terrígena (término 82) intercala calizas oscuras ferruginosas con fauna de ostreidos formando lumaquelas. En otros puntos, adopta una forma de caliza biostrómica coralina en barras, o puede presentarse como calizas o margocalizas nodulosas, de aspecto más bien uniforme o, por el contrario, con intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations"). Estas facies aparecen en la pequeña cantera situada al noroeste del alto de Arlabán (cuadrante 112-II).

2.8.1.8. Areniscas arcillosas y lutitas (80)

Estos materiales son frecuentes en la base del término general (76) de las facies de implantación urgoniana en la unidad de Oiz, en la Sierra

de Aralar. Se describen como areniscas de grano fino a medio, micáceas y versicolores (tonos rojizos) que suelen alternar con areniscas arcillosas carbonatadas y lutitas. Estas areniscas definen lentes que se acuñan en tránsito a lutitas y margas, y van adquiriendo hacia techo carácter más marino, conteniendo fósiles de equínidos y bivalvos.

En el sector del monte Pagoeta (borde occidental del cuadrante de Villabona, 64-III), se describe un término similar al que se atribuye cierta afinidad "wealdense".

2.8.1.9. Limolitas micáceas oscuras (81)

Este término aflora únicamente en el cuadrante de Zumarraga (88-II), en el área del monte Atxarabeltz, a favor de una estructura anticlinal (este de Matxinbenta), y se sitúa, mediante un contacto bastante neto, por encima del término lutítico margoso (76). Consiste en un paquete de limolitas micáceas oscuras, frecuentemente bioturbadas, masivas, en las que la única superficie observable es una esquistosidad de fractura bien desarrollada y generalizada.

Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo del camino que sube por la margen derecha del arroyo Murumendi, desde las proximidades de Matxinbenta, hasta el caserío de Atxarabeltz.

2.8.1.10. Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (82). Formación Ereza.

Estos materiales equivalen, junto con el término (83), a la formación Ereza de GARCÍA MONDÉJAR (1982) y a la formación Ernaga del mismo autor. Constituyen un episodio detrítico de carácter marino somero, con influencia del oleaje y las mareas, que precede a las calizas urgonianas en facies arrecifal y paraarrecifal en las unidades de Yurre y de Gorbea. Son de edad Aptiense inferior, y se disponen generalmente con contactos difusos y transicionales hacia el término lutítico - areniscoso wealdense (66).

Estos materiales forman un paquete muy potente y monótono (1.100 metros en el corte La Cuadra - Sodupe, cuadrante de Güeñes, 61-III), de aspecto general masivo y carente de una organización clara en estratos bien definidos. Lo constituyen areniscas de grano fino, a veces desorganizadas y a veces en estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas, calcáreas o descalcificadas. En algunos puntos, se observan tramos bien estratificados de areniscas de grano fino, en barras de espesor métrico generalmente, que presentan laminación paralela y "ripples" a techo, organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Presentan colores grisáceos oscuros en fractura fresca y amarillentos cuando están alteradas y han perdido el carbonato. Las limolitas son muy micáceas, de colores oscuros y están fuertemente bioturbadas, lo cual llega a obliterar la laminación paralela original de la roca. En determinados niveles son comunes los nódulos y las septarias, a veces nucleados en restos de fósiles.

Dentro de este término, las intercalaciones areniscosas bien estratificadas son más frecuentes y de mayor potencia hacia el oeste. También en esta dirección se produce un aumento del contenido en carbonato, de tal forma que los afloramientos más occidentales están constituidos casi exclusivamente por bancos potentes decimétricos - métricos de areniscas muy calcáreas, que llegan a ser localmente incluso calizas arenosas. Paralelamente, hacia el sureste y de forma progresiva, la facies de areniscas de grano fino y limolitas calcáreas se hace proporcionalmente más abundante, de forma que en los afloramientos más orientales las lutitas constituyen la facies mayoritaria.

En el núcleo del anticlinal de Apario (cuadrante de Galdakao, 62-III) este término presenta unas características particulares. Los 400 metros de serie, que afloran en esta zona, se dividen en dos niveles en clara sucesión vertical. El primero de ellos consiste en areniscas de grano muy fino a fino, en bancos de potencia decimétrica, que alternan con lutitas, cuya presencia llega a ser mayoritaria en el barranco de Subitzi. El segundo nivel es una alternancia decimétrica de areniscas y lutitas, en la que se observan finas intercalaciones de coladas andesíticas (área de La Bocamina), y que pasan gradualmente a las areniscas calcáreas masivas del tramo suprayacente.

En la parte alta de este término se van intercalando niveles de areniscas calcáreas y/o margas con fauna de orbitolinas, bivalvos marinos, equinodermos, etc., indicativos de un medio marino abierto, que constituyen el tránsito a los primeros niveles de caliza arrecifal. En el cuadrante de Basauri (61-IV), al sur de la cima del monte Urkiza, se ha observado una lumaquela de orbitolinas de extensión lateral hectométrica.

En el cuadrante de Trucíos (60-II) se ha clasificado, entre la fauna existente en el término: *Spiroplectamminoides sp.*, *Ammodiscus sp.*, *Textularia cf. foeda*, *Marssonella cf. oxycona*, *Vaginulina sp.*, *Lenticulina sp.*, *Patellina subcretacea*, *Cytherella ovata*, *Cytherella parallela*, *Schuleridea cf. jonesiana*, *Paracypris sp.*, *Cythereis büchlerae*, *Cythereis bartensteini*, *Bairdoppilata sp.*, radiolas y restos de crinoideos, y coprolitos de gasterópodos, que indican una edad Aptiense (posiblemente medio superior). En el sector de Amboto, FERNÁNDEZ MENDIOLA (1982) cita el ammonites *Deshayesites deshayesi*, que data el Aptiense inferior.

La potencia media oscila entre los 600 ó 700 metros, reduciéndose notablemente hacia el este y bajo los paquetes calizos, donde disminuye hasta 75 metros. Los mejores cortes se pueden observar en la pista que conduce al repetidor de TV del monte Untzeta (cuadrante de Llodio, 86-II), en Sodupe (cuadrante de Güeñes, 61-III), en el lecho del río Undebe (Ubidea, en el cuadrante de Gorbea, 87-III) y en las cercanías del alto de Bikotzgane (cuadrante de Igorre, 87-I).

2.8.1.11. Alternancia de areniscas y lutitas (83). Formación Ereza

Dentro del término anterior, y a una altura aparentemente constante, se diferencian algunos tramos donde areniscas y limolitas alternan en estratos netos, formando con frecuencia secuencias negativas. El término consiste en una alternancia irregular de areniscas silíceas pardas, grises en fractura fresca, de grano fino a grueso (a veces microconglomeráticas), y lutitas oscuras apizarradas, localmente dominantes, con áreas de limolitas carbonatadas laminadas o masivas. Se disponen en litosomos de morfología lentejonar y extensión lateral kilométrica, cuya potencia se mantiene lateralmente. Representan aproximadamente el Aptiense medio.

Las areniscas se organizan en estratos decimétricos aislados o constituyen paquetes polifásicos de potencia métrica a decamétrica. Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo (a veces bipolares) y "ripples". Un ejemplo espectacular de laminación cruzada planar en estos materiales, se encuentra en la cima del monte Apuko (extremo nororiental del cuadrante de Güeñes, 61-III). El contenido arenoso, así como el tamaño de grano y la potencia de los niveles, va aumentando hacia el noroeste; así, en el cuadrante de Santurtzi (61-I), la potencia llega a ha ser hectométrica, al tiempo que la estratificación cruzada va predominando sobre la paralela. La potencia de estos cuerpos es difícil de estimar, pudiendo variar entre los 75 y 250 metros aproximadamente.

En el cuadrante de Llodio (86-II), se ha encontrado fauna salobre o marina restringida, de características similares a la "wealdense", asociada a estos materiales, lo que se interpreta como una recurrencia de las facies wealdenses dentro de los primeros términos urgonianos.

2.8.1.12. Alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas bioclásticas (84)

Afloran escasamente en los cuadrantes de Santurtzi (61-I) y Bilbao (61-II), constituyendo una intercalación decamétrica en el término general. Se encuentran representadas en tres afloramientos diferentes, donde presentan las siguientes características:

- En las proximidades de El Pobal (Santurtzi, 61-I), el término está compuesto por margas oscuras con fractura concoide, con las que alternan lumaquelas centimétricas de ostreidos y otros moluscos, llegando alguno de estos estratos al metro de espesor.
- El segundo afloramiento está constituido por la facies carbonatada de implantación de las calizas, más o menos contaminadas por terrígenos, de Arraiz (cuadrante de Bilbao, 61-II), a las que pasan lateralmente y hacia el techo. Consiste en una alternancia de estratos decimétricos de margas y margocalizas, formando un tableado perfectamente visible por sus diferencias de coloración.
- En el alto de Castrejana (Bilbao, 61-II) se describen como limolitas calcáreas con ostreidos, que podrían constituir el equivalente lateral de parte de la masa caliza de Arraiz, la cual desaparece hacia el noroeste.

2.8.1.13. Argilitas grises apizarradas (85)

Constituyen un tramo de escasa potencia, pero muy singular dentro de la formación Ereza del cuadrante de Basauri (61-IV). Son argilitas apizarradas, con micas blancas y sin fauna conservada apreciable, que presentan disyunción en lajas resistentes.

Por afinidad litológica, se describe también bajo este epígrafe un afloramiento de pequeñas dimensiones situado al norte de Viloria, en el cuadrante de Salinas de Añana (137-II). Está constituido por limolitas micáceas y margas de color gris oscuro y fácil lajamiento. Se trata de un enclave diapírico al que se atribuye una edad Cretácico inferior indiferenciado.

2.8.1.14. Lutitas negras. Limolitas arenosas y areniscas (86). Formación Tellamendi

Este término se encuentra restringido al sector de Amboto (unidad de Yurre), en una banda NO-SE, más o menos coincidente con el macizo calcáreo de Aramotz - Amboto, y limitada al noreste por la falla de Bilbao-Alsasua y al suroeste por la falla de Yurre - Mugarra.

El corte tipo de esta formación se sitúa en la carretera Aramaio - Santa Agueda (cuadrante de Otxandio, 87-IV). En el mismo, puede verse una serie formada por areniscas de grano fino a muy fino y limolitas arenosas de colores negruzcos o marrón rojizo en el caso de algunas areniscas, organizada en secuencias negativas. Una secuencia ideal de muro a techo sería la siguiente (ver figura 2.2):

1. Tramo más o menos masivo de limolitas arenosas bioturbadas.
2. Alternancia de limolitas y areniscas en bancos centi-decimétricos, con techo y muro generalmente plano y poco neto. A veces, niveles de areniscas con muro plano y "ripples" de oscilación a techo.

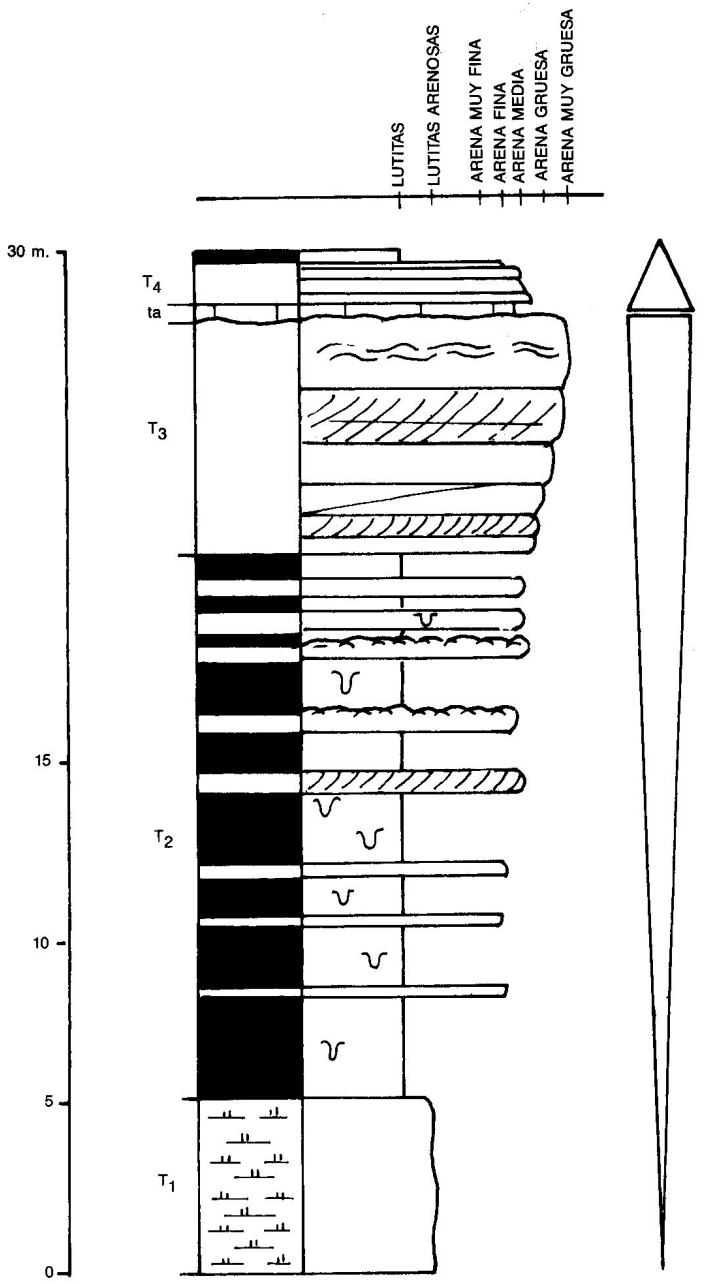


Figura 2.2.- Secuencia esquemática de las areniscas de Tellamendi
T1 - Limolitas arenosas de base
T2 - Tramo mixto. Son frecuentes las laminaciones cruzadas y los "ripples" de oleaje. Las lutitas están bioturbadas.
T3 - Tramo areniscoso. Aumenta el espesor de las capas y el tamaño de grano. Laminaciones onduladas y cruzadas.
ta- "Nivel de abandono". Nivel carbonatado poco frecuente
T4 - Secuencia positiva de techo. Areniscas en capas delgadas, laminación paralela.
En conjunto se interpretan como barras mareales, muy afectadas por la acción de las olas.

EVE Ente Vasco de la Energía

3. Tramo dominantemente areniscoso. Areniscas en bancos más grueso, de techo y muro planos. Sólo raramente se observan superficies erosivas entre estratos.

4. Nivel de abandono formado por areniscas carbonatadas con abundantes restos fósiles y fuertemente rubefactados. Este tramo falta habitualmente en las secuencias, siendo sustituido por una pequeña serie positiva.

Las areniscas presentan un porcentaje en cuarzo que varía entre un 45% y un 80%, siendo el resto de los componentes: plagioclasa, moscovita, sílice, óxido de hierro y accesorios, en matriz arcillosa. Son por tanto areniscas silíceas (arenitas arcósicas a grauvacas a veces ferruginosas). Los tramos de dominio areniscoso dan lugar a resaltes topográficos que han sido cartografiados como término (83). Los niveles lutíticos están constituidos generalmente por limolitas arcilloso carbonosas. Es importante señalar la presencia de lentejones de calizas con rudistas intercalados en esta formación, lo cual indica, junto con la presencia de los "ripples" de oscilación descritos anteriormente, un ambiente de sedimentación marino muy somero

Hacia el oeste, la formación Tellamendi se va haciendo paulatinamente más lutítica, hasta hacerse escasas las areniscas a muro de las calizas del monte Amboto. En los cuadrantes de Igorre (87-I) y Elorrio (87-II) estos materiales se reconocen muy exiguamente, encontrándose tectonizadas y limitadas por contactos mecánicos. Se pueden describir, en este caso, como lutitas muy oscuras, con laminación paralela, abundantes sulfuros oxidados, materia orgánica y pasadas areniscosas rojizas aisladas de potencia centimétrica. Son relativamente frecuentes los nódulos y las septarias.

En el cuadrante de Galdakao (62-III) constituyen también el equivalente lateral de los primeros parches calizos. En las proximidades de los tránsitos laterales o verticales a calizas, las areniscas se hacen más calcáreas, e incluso es frecuente la presencia de orbitolinas, equinodermos, e incluso corales individuales y ramosos en posición de vida, así como gasterópodos y ostreidos.

La potencia mínima observable, en el cuadrante de Otxandio (87-IV), es de unos 400 metros, aunque a la vista de la cartografía podría superar fácilmente los 600 metros. Se les atribuye una edad Aptiense (llegando probablemente hasta el Albiense inferior) por su posición estratigráfica con respecto a las calizas de Aramotz.

2.8.1.15. Areniscas calcáreas (87)

Este término aparece en el ángulo nordeste del cuadrante 113-I (Santuario de Arantzazu), coronando las facies de implantación urgonianas, como un banco de potencia métrica, reconocible en la pista que conduce al alto de Katabera.

En la base de la alineación caliza de monte Mugarra (cuadrante de Elorrio, 87-II), aparecen como lutitas y areniscas calcáreas micáceas con "ripples", estratificadas en bancos centi-decimétricos, que presentan colores blanco-amarillentos en fractura fresca, y ocres rojizos en superficie alterada.

En el cuadrante de Gorbea (87-III), el término de areniscas calcáreas constituye un litosomo, al parecer tabular, restringido en las cercanías del tránsito lateral de las calizas urgonianas de Arralde, dentro de las facies de talud. Presentan estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, con "sets" hasta decimétricos de láminas formadas por areniscas oscuras de grano fino a medio, carbonatadas, con ocasional componente calcarenítico. La estratificación cruzada es más patente en el cuerpo areniscoso que sirve de plataforma al pequeño embalse de Iondegorta.

2.8.2. Calizas arrecifales urgonianas

Las calizas arrecifales son el elemento más característico del Complejo Urgoniano; forman grandes bancos con sucesiones de hasta 2.000 metros de potencia, con rápidos tránsitos laterales a facies terrígenas. El conjunto de cuerpos que forman las calizas urgonianas se presenta organizado en secuencias de somerización a muro, con ciclos finales de profundización a techo, de esta forma contrarrestaban la subsidencia diferencial pulsante que se creaba en el área. Toda la dinámica sedimentaria del sistema arrecifal urgoniano se basa en la subsidencia diferencial, y en la capacidad de crecimiento de las comunidades bioconstructoras para contrarrestar estos movimientos, dependiendo también de la dirección y velocidad de sedimentación de los aportes terrígenos, que entran a formar parte del sistema.

Por lo general las calizas urgonianas constituyen dos episodios denominados, a efectos descriptivos, **Urgoniano I** y **Urgoniano II**. Estos episodios suelen aparecer separados por una ruptura sedimentaria de carácter regional, que puede estar representada por una intercalación de materiales terrígenos o algún tipo de discontinuidad, evidenciada por superficies ferruginosas (Eskubaratz), karstificación (Itziar), formación de paleosuelos (Aduna), etc.

Las calizas del primer episodio urgoniano (Urgoniano I), forman una plataforma extensiva tipo rampa carbonatada, con depósitos tabulares poco potentes. También comprenden los "parches" arrecifales, aislados en los materiales terrígenos de implantación del Complejo Urgoniano. Durante el segundo episodio, sin embargo, se crean una serie de bancos arrecifales muy potentes y discontinuos, con márgenes abruptos donde se acumulan los materiales de talud. A continuación se describen las principales características de los diferentes macizos de calizas urgonianas aflorantes en las unidades de San Sebastián, Oiz y Gorbea

- Las calizas urgonianas que afloran en la unidad de San Sebastián, se localizan en la alineación Zárate-Hernani, y orla del macizo de Cinco Villas. En estas zonas la litología dominante consiste en calcarenitas y calcirruditas bioclásticas grises, masivas o mal estratificadas, con abundantes fragmentos de corales, lamelibranquios, equínidos, orbitolinas y algas rojas. Esporádicamente se observan estructuras de carácter fenestral. RAMÍREZ DEL POZO (1971) cita (en CAMPOS, 1979) *Simplorbitolina conulus, Mesorbitolina texana texana, Lithophyllum amphiroaeforme, Mesophyllum sp., Archaeolithothamnium sp. y Haplophragmoides sp.,* que proporcionan una edad de tránsito Aptiense- Albiense, perteneciendo la parte terminal ya Albiense inferior. La potencia media oscila en torno a los 100 metros. En el monte Gaztelu (cuadrante 89-II) y hacia el suroeste, afloran como calizas masivas muy recristalizadas. ZUAZO (1986) data estos materiales como de edad Aptiense.

Dentro de la unidad de Oiz, los afloramientos más occidentales de calizas urgonianas corresponden a la zona de Mundaka - Markina, incluyendo los bancos carbonatados de Bermeo - Ogoño, Lekeitio y Mereludi; más hacia el este se localizan los macizos de Erlo, Andutz y Arno; el sector Indamendi - Zestoa – Pagoeta, que se continúa en los montes de Gatzume, Hernio y Uzturre, y por último, las estructuras domales de Mutiloa y Ataun.

- Las calizas urgonianas de la ría de Gernika están constituidas por unos 600 metros de calizas bioclásticas, con corales y ostreidos, que alternan con margocalizas y calizas margosas. En la zona de Forua (cuadrante de Mungia, 38-III), además de contactos isócronos entre tramos, se observa una polaridad clara de la serie, en forma de aumento en la proporción de carbonato hacia el techo, lo que origina series del tipo: calizas impuras, calizas estratificadas y calizas masivas. En Mereludi, las facies dominantes son micríticas, aunque a techo aparecen “packstone”, “grainstone” y “rudstone” bioclásticos. En Markina (cuadrante de Ondarroa, 63-I), el rasgo más distintivo es que estas rocas se encuentran impregnadas de materia orgánica, lo que les confiere un intenso color negro que las hace apropiadas para su uso como roca ornamental. Con este fin se explotan en varias canteras situadas, todas ellas, en la ladera sur del monte Zapola; la variedad obtenida se conoce con el nombre de "Mármol Negro Markina". Los carbonatos aquí alcanzan 1700 metros de potencia (IGME, 1.987).
- Las calizas de los macizos de Erlo, Andutz y Arno constituyen una potente sucesión de facies de plataforma que, en dos episodios, llega a alcanzar 2.000 metros de potencia. Uno de los cortes más completos se localiza en el monte Erlo (cuadrante de Azkoitia, 63-IV), donde se reconocen dos secuencias, separadas por una discontinuidad sedimentaria. La primera de ellas comienza con calizas de rudistas, que en la mayoría de los casos, son biotopos de requiénidos (los rudistas constituyen aquí casi la totalidad de la fauna observable). Por encima, la facies dominante de calizas bioclásticas (biomicritas) masivas, con rudistas y corales (91), intercala esporádicamente ortobrechas calcáreas, “grainstone” bioclásticos, y barras de calizas rosas con corales tabulares (94). Hacia el este, estas litologías se hacen más margosas, produciéndose en este sentido un cambio lateral a calizas margosas (88). La parte alta del corte exhibe una mayor variedad litológica que, tras la intercalación de materiales con mayor contenido terrígeno (97), comienza con construcciones monticulares, y continúa con una alternancia de niveles margo-arenosos (que disminuyen hacia techo) y niveles carbonatados que consisten en calizas (biomicritas), calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, biomicritas con rudistas y, esporádicamente, niveles de corales tabulares y ramosos. En las cercanías de Arzallus (extremo sureste del cuadrante de Azkoitia), estos materiales están afectados por un ligero metamorfismo dinamotérmico. Estas facies de plataforma alcanzan una edad Albiense medio.

• En el sector Indamendi - Zestoa - Pagoeta, la serie de calizas urgonianas se caracteriza por la variedad y los rápidos cambios laterales de facies, así como por intercalar niveles de arcillas carbonosas con escasas pasadas de lignito (término 74). El conjunto del urgoniano, incluidas las facies margosas de implantación, alcanza una potencia de unos 900 metros, en el sector de Aizarna (ángulo noreste del cuadrante de Azkoitia, 63-IV); las calizas de plataforma exhiben una espectacular reducción de potencia al sureste del vértice Endoia, pasando a menos de 50 metros, en relación con una estructura domal (Zestoa). Hacia el este, en los macizos de Gatzume - Ernio - Uzturre - Otsabio, las facies de plataforma están muy bien representadas, constituyendo los relieves de los montes Gatzume, Ernio, Uzturre, Iturrioz, Gaztelumendi, etc. La litología dominante consiste en calizas micríticas con rudistas y corales, masivas o con estratificación difusa (91). Hacia el muro de la sucesión puede aparecer fauna de serpúlidos y pequeños ostreidos. En la serie se intercalan calizas estratificadas en bancos potentes, que están muy bien representadas en el flanco sur del sinclinal del Ernio (en el cuadrante de Tolosa, 89-I) y del sinclinal del Gatzume (cuadrante de Villabona, 64-III). La parte alta de este conjunto presenta asociaciones de fauna y microfauna referibles al tránsito Aptiense - Albiense. La potencia que exhibe el conjunto es muy variable; así, por ejemplo, en el flanco sur del Ernio y del Gatzume la potencia es de más de 500 metros, pasando hacia el norte a unos 100 metros, evidenciando un paleoalto muy acusado que dibuja de forma inequívoca la cartografía (los materiales del Barremiense llegan a solapar a los del Lías margoso). Al sur de Lizarza (ángulo sureste del cuadrante de Tolosa, 89-I), las calizas presentan un metamorfismo de grado muy bajo (epizona).

• En el domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV) afloran fundamentalmente calizas con rudistas y corales, masivas o con estratificación difusa (91), que aparecen en la parte norte y sur del domo de Mutiloa, transitando hacia el sur y hacia el oeste a facies mixtas de limolitas micáceas (115), con orbitolinas muy abundantes. La litología dominante consiste en calizas bioclásticas ("wackestones") grises, cuya macrofauna dominante consiste en rudistas y, en menor medida, corales. En los primeros son frecuentes las asociaciones en posición de vida que forman "entramados" y "pantallas" ("framestones" y "bafflestones"). Los mejores afloramientos se encuentran al sur de la carretera de Legazpia a Zerain. Esta serie intercala calizas bioclásticas grises, estratificadas (90), litológicamente similares al término anterior, que intercalan, sobre todo en el afloramiento más meridional, niveles de lutitas arenosas. Suponen un cambio lateral del término anterior, y los mejores afloramientos se encuentran en el monte Barbarias, extremo sur del cuadrante de Beasain. FERNÁNDEZ MENDIOLA (1.987), reconoce en estas calizas: *Choffatella decipiens; Palorbitolina lenticularis; Praeorbitolina wienandsi; Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei y Orbitolina (Mesorbitolina) parva,* que datan el techo del Aptiense inferior. Estarían por tanto incluidas en la formación Galdames y parte inferior de la formación Altxueta de GARCÍA-MONDÉJAR (1982), FERNÁNDEZ MENDIOLA y GARCÍA MONDÉJAR (1989), siendo equivalentes a las calizas de Katabera (Zegama, 113-II), Zamburu (Gorbea, 87-III)), Errelletabaso, etc. (FERNÁNDEZ MENDIOLA, 1986). La potencia total de las calizas, más los terrígenos asociados, es de unos 180 metros. En esta zona, el segundo episodio arrecifal consiste en un conjunto de facies de carácter mixto terrígeno-carbonatado (97, 99, 101,102), que tiene sus equivalentes laterales en las potentes sucesiones de calizas de plataforma de Aralar y Aitzgorri.

• En la Sierra de Aralar (cuadrantes de Ordizia y Ataun) las facies urgonianas de plataforma están estructuradas en dos grandes episodios, separados por una discontinuidad sedimentaria. Hacia el Aptiense inferior-medio se implanta en la zona un sistema de plataforma - rampa carbonatada, compuesta básicamente por facies micríticas ricas en rudistas y corales, en bancos de orden métrico o de tendencia masiva. Estas facies de plataforma afloran ampliamente, definiendo un resalte topográfico importante y constituyendo la "litología - traza" que dibuja la estructura del domo de Ataun. Presenta potencias que oscilan entre los 200 y 250 metros, y una edad comprendida entre el Aptiense inferior y superior. A techo de éste se sucede un nuevo episodio terrígeno, representado en la parte oriental del área por areniscas arcillosas carbonatadas (98) en una serie de margas y margas arenosas (100), que inhibe la producción de carbonatos de plataforma, la cual se regenerará a partir del Aptiense superior (parte alta), constituyendo el segundo episodio urgoniano en la parte occidental de la Sierra de Aralar. A techo del episodio terrígeno, se desarrollan facies margosas (97), margocalizas y calizas margosas (99), de tonos gris-azulados, relativamente monótonas, mientras que hacia el

este, continúa la producción de facies micríticas de plataforma con rudistas y corales (91), configurándose un tránsito plataforma-cuenca relativa, con desarrollo de un margen arrecifal donde se localizan episodios de resedimentación. Estas calizas son equivalentes a la formación del Txindoki, de GARCÍA-MONDÉJAR (1.982). SOLER Y JOSE (1.971) cita la presencia de *Orbitolina aperta impressa*, que indicaría una edad Albiense inferior. FLOQUET Y RAT (1.975) extienden esta edad hasta el Albiense superior, aunque sin citar los datos bioestratigráficos de partida. La potencia total para el Urgoniano, incluyendo los dos episodios, oscila entre los 1.500 metros, en la zona este (plataforma), y cercana a los 2.000 hacia la zona oeste (cuenca relativa).

En las unidades de Yurre y Gorbea se incluyen, de oeste a este, los siguientes macizos calcáreos: Moro - Ranero y Jorrios, las calizas de Galdames, las de Gorbea-Duranguesado, el sistema Zaraia-Aitzgorri-Otzaurte, y el de Arlabán.

- Los macizos más occidentales de El Moro y Ranero son continuación de la gran barrera calcárea de Ramales (RAT, 1959). Se trata de un potente litosomo (probablemente más de 800 metros en Ranero) muy fracturado y karstificado, con profundas simas y campos de dolinas, que presenta un tránsito lateral hacia el sureste a facies calcareníticas, margosas y areniscosas. También son frecuentes en esta zona las alteraciones hidrotermales que se manifiestan en forma de dolomitizaciones y silicificaciones.

En la parte baja de la serie, aparecen facies de implantación calcareníticas con "clusters" de ostreidos (*cf. Chondrodonta*). La parte superior consta de "mud-mounds" arrecifales decamétricos, en la zona de núcleo, y calizas estratificadas en bancos métricos y decimétricos, mas finos cuanto más al borde del litosomo. En algunas zonas se aprecian taludes con clinoformas calcáreas, mientras en otros la disposición es más bien biostrómica. Merece ser destacado el pináculo hectométrico al norte de Ranero (figura 2.3) y la barra caliza de Crucelares cuya potencia oscila entre 50 y más de 250 metros. El rango de edades desde las calcarenitas basales hasta el pináculo abarca desde el Aptiense a la base del Albiense superior, habiéndose clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* y *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava.*

- El macizo de Jorrios (cuadrante de Trucíos, 60-II) constituye un litosomo cuya potencia es difícil de estimar, debido en parte a su geometría, y a que en la zona de trabajo no aflora ni el techo ni el muro de la formación. No obstante, la potencia mínima observada se estima entre 400 y 500 metros. Las calizas de Jorrios conforman un banco arrecifal con facies masivas en sus extremos este y oeste, a veces con niveles de crecimiento monticular (área de Gordón), y un cuerpo central estratificado en bancos métricos. Se trata de calizas micríticas de colores blanquecinos o cremas, por lo general con predominio algal y poca macrofauna reconocible. Destacan por su abundancia los ostreidos (de tipo *Chondrodonta*), aislados o constituyendo biohermos, estructurados en grandes racimos de crecimiento radial, asociados a corales ramosos y masivos, y en menor medida rudistas aislados (requiénidos y monopléuridos), otros bivalvos, gasterópodos y fragmentos de equinodermos. Con frecuencia (especialmente en el área de Gordón) la fauna está silicificada. Las calizas se disponen en bancos de 2 a 8 metros de espesor, separados comúnmente por niveles centimétricos algo más arcillosos, localmente brechoides donde suele concentrarse la fauna de gasterópodos. En la sucesión se detectan algunos episodios de exposición subaérea con paleokarstificación. Estas calizas pasan lateralmente hacia el sureste a una serie litológicamente variada detrítico-carbonatada. Se han clasificado en estos materiales *Agardhiellopsis cretacea* y algas rojas rodofíceas corallináceas que indican una edad Albiense.

- Más al este, las barras calizas presentes en Sopuerta, Galdames, Gallarta, Bilbao, Yurre, Llodio-Ubidea, etc., son representativas del primer episodio urgoniano (Urgoniano I), y corresponden a la "formación calizas de Galdames" (GARCÍA MONDÉJAR, 1982). Los cortes más accesibles se encuentran al sur de Bilbao (canteras cercanas a Pagasarri), en Galdames y minas de Gallarta (cuadrante de Güeñes, 61-III), canteras de Areta y Orozko (cuadrante de Llodio, 86-II), etc. Se trata de calizas estratificadas en bancos métricos a decimétricos con intercalaciones más terrígenas en los bordes de los litosomos (calizas nodulosas, arenosas, etc.). Contienen multitud de rudistas, corales y orbitolinas de ambiente marino muy somero. Alcanzan hasta 220 metros de espesor en Peñas Blancas (cuadrante de Bilbao, 61-II) al oeste de Alonsotegi. Los niveles calizos inferiores pasan a areniscas calcáreas o silíceas de tipo (83) de la formación Ereza, mejor organizadas y seleccionadas que las del término (82), lo cual apunta a

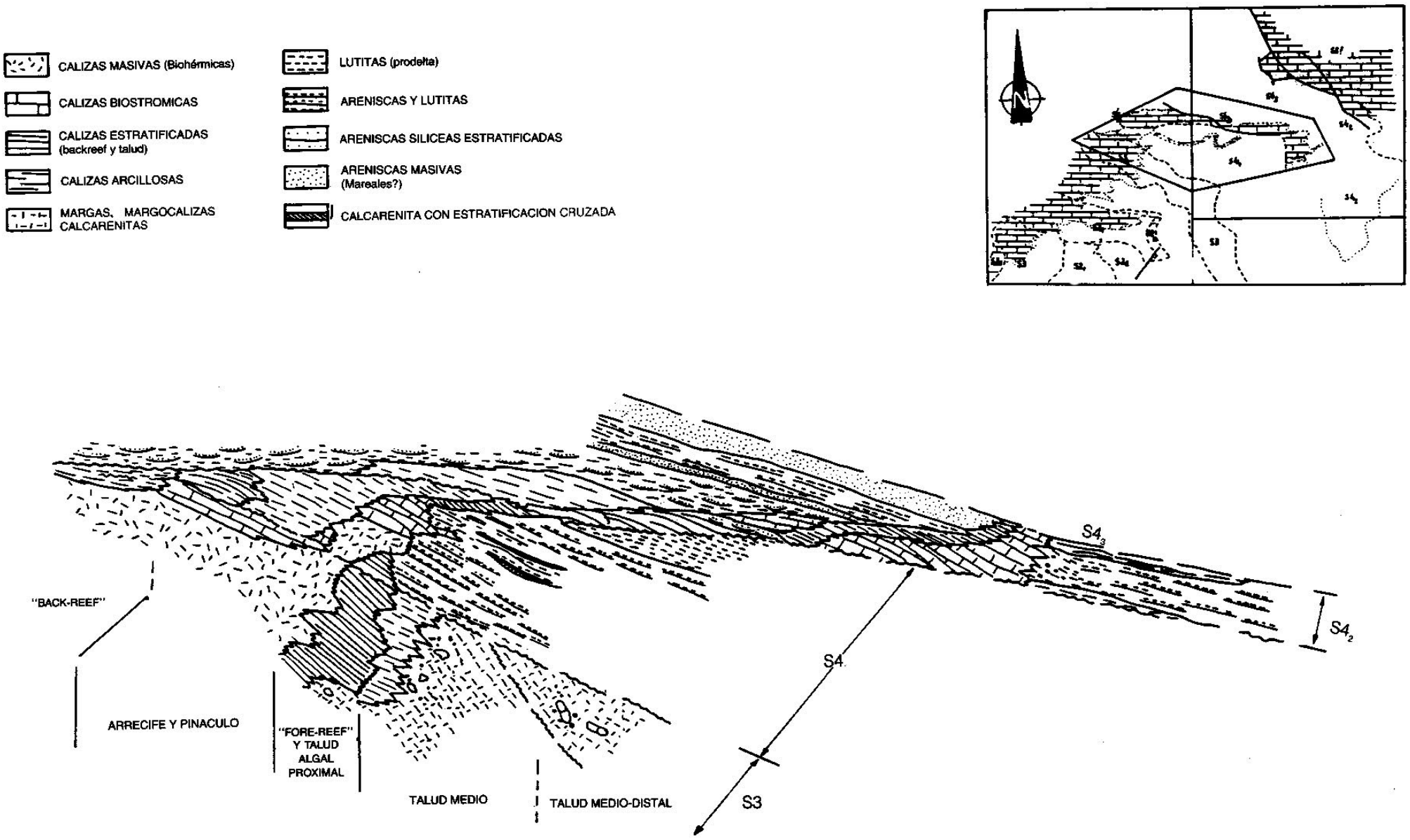


Figura 2.3.- Esquema estratigráfico-geométrico del desarrollo del pináculo de Ranero y la barra de Crucelares, con indicación de las secuencias y subsecuencias.

episodios de mayor agitación de aguas y más energía en el medio. Estos niveles calizos inferiores presentan puntualmente importantes mineralizaciones estratoligadas de hierro. En el área de Bilbao y Gallarta las calizas se encuentran fuertemente mineralizadas por carbonatos de hierro y sílice. La edad de estas barras calizas oscila entre Aptiense inferior y Aptiense medio, aproximadamente. En la mitad occidental de la alineación Okondo-Areta-Untzeta-Semelarro, se aprecia una organización secuencial interna de ciclos de somerización (88, 89, 90), con aparición sucesiva de margocalizas de ostreidos, niveles coralinos y biostromos de rudistas y corales. El desarrollo de taludes arrecifales dentro de la rampa, es muy poco frecuente; una excepción es el caso de Iondegorta (al norte de Gorbea, 87-III), donde se ha cartografiado un término mixto detrítico-carbonatado que se ha descrito como término 87.

- El conjunto de macizos de Gorbea-Duranguesado, hoy separados por la tectónica alpina y la erosión reciente, fue en su día un sistema de grandes bancos "off-shore" (FERNÁNDEZ MENDIOLA, 1986), posiblemente de más de 20x20 kilómetros de extensión superficial, situados sobre umbrales paleogeográficos complejos, resultado de la tectónica de bloques del sustrato y de la halocinesis del Keuper. Este conjunto incluye las calizas de Aramotz, Untzilatx, Udalatx, Amboto, Aranguio e Itxina (RAT, 1959). Los márgenes de los bancos son, por lo general, abruptos, con depósitos de talud (megabrechas, olistolitos, etc., como en Itxina, Amboto, Aramotz), salvo quizá hacia el sur, donde pasan gradualmente a una llanura costera terrígeno-carbonatada (GARCÍA MONDÉJAR, 1990).

Las grandes masas calizas, de hasta 1.200 metros de espesor (1.500 en la transversal de Amboto), se adelgazan hacia los bordes (400 metros en Itxina, 300 metros en Lemona), y cambian lateral y verticalmente a sedimentos terrígenos. Las facies son las típicas urgonianas, entre las que se intercalan, en episodios definidos (principalmente en el tránsito Aptiense-Albiense), algunos terrígenos, tanto lutítico-margosos como areniscosos.

En la zona más occidental del macizo de Gorbea se localiza la unidad de plataforma carbonatada de Itxina (cuadrante de Gorbea, 87-III). Esta unidad define un margen de plataforma con borde arrecifal progradante en sentido noroeste, que pasa a las facies más profundas de talud y cuenca de la unidad de Ibarra. Las facies muestran predominio de "mudstones" y "wackestones" de miliólidos, en el interior del banco carbonatado. Son frecuentes los "mud mounds" de "lagoon", con abundantes algas azules-verdes incrustantes (*Bacinella irregularis*). Ocasionalmente aparecen intercalaciones de bancos de micrita con requiénidos y ostreidos (*Chondrodonta*). Abundan también las microfacies de *pellets* fecales y, en ocasiones, se tienen testimonios de suaves corrientes en el interior de la laguna, materializadas en forma de laminaciones milimétricas alternantes de micrita y bioclastos de lamelibranquios. Hacia el borde de la plataforma / banco se produce un engrosamiento apreciable de la masa caliza, adquiriendo los montículos micríticos su máximo desarrollo. La diversidad fosilífera aumenta a la vez que disminuye la proporción de miliólidos. Destacan "floatstones" de requiénidos, ostreidos, corales marinos, monopléuridos, radiolítidos, caprínidos, gasterópodos, nerineidos y orbitolínidos. Aparte de las facies micríticas predominantes, se observan también niveles de "grainstones" de bioclastos, que sugieren aguas someras y agitadas. Las clinoformas se componen de calizas micríticas con corales y rudistas, en alternancia con niveles de "grainstone". Pendiente abajo, las calizas cambian a brechas de talud, las cuales se intercalan entre margas y calizas margosas, de cuenca. El cambio se produce mediante clinoformas de talud, o estratos originalmente sobreinclinados, de morfología sigmoide, con buzamientos entre 30 y 35°. Hacia su base, las clinoformas se horizontalizan, interdigitándose con margas, brechas y olistolitos, productos de resedimentación en masa (GÓMEZ PÉREZ, *et al.*, 1991).

El "sector del Duranguesado" constituye la parte noroeste del margen arrecifal. Consta de un gran afloramiento de calizas (formación Aramotz), que alcanza los 1.200 metros de potencia, al igual que su equivalente terrígeno y carbonatado hacia el sur y sureste, el cual intercala un par de masas de calizas individualizadas. En el interior de la Sierra de Aramotz, son frecuentes los ciclos de somerización, compuestos por margas con corales (muro) y calizas con rudistas y corales (techo), que con frecuencia culminan con cementación vadosa y/o exposición subaérea a techo de los ciclos calizos (Gorosteta y Aldamín, en Gorbea; Eskubaratz al noroeste de Urkiola, cuadrante de Elorrio). En otros puntos abundan sin embargo, las facies de micrita con requiénidos, "floatstones", que a veces llegan a constituir "reef mounds" (JAMES, 1978), como los cercanos al núcleo del anticlinal de Dima, en el cuadrante de Igorre. Hacia techo de la serie, aparecen brechas de grandes clastos calizos y olistolitos, englobados en

lutitas negras, que se relacionan con la formación de un talud destructivo hacia la mitad superior de la unidad, con resedimentación de materiales en el surco adyacente por el noreste (ITGE-EVE, 1991). El desarrollo de la sedimentación calcárea, lateral (progradación) o vertical (agradación), llevó a la construcción, en determinadas zonas, de taludes arrecifales cada vez más abruptos, en los cuales la inestabilidad causaba el desplome de grandes olistolitos calcáreos; estos se deslizaban por un amplio talud tabular (Aramotz) o bien se encajaban en surcos más estrechos, como en Mugarra y Amboto, o como en el caso de los megabloques de Urigoiti (al noroeste de Itxina), que forman un conjunto alineado y limitado por fallas.

La fauna característica que puede citarse, entre la que se encuentran organismos datadores, incluye *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava, Orbitolina (Mesorbitolina) texana, Simplorbitolina cf. conulus, Simplorbitolina manasi, Hensonina lenticularis, Orbitolina (Mesorbitolina) aperta*, etc. Este conjunto de organismos, y su situación relativa, proporciona una edad comprensiva Aptiense inferior - Albiense medio (FERNÁNDEZ MENDIOLA, 1986, FERNÁNDEZ MENDIOLA y GARCÍA MONDÉJAR, 1989).

- En el sistema Zaraia-Aitzgorri-Otzaurte destacan las grandes construcciones calizas de Zaraia y Aitzgorri, esta última con la potencia máxima de calizas de todo el sistema (2.000 metros), las cuales pasan lateralmente a materiales de predominio terrígeno y margoso. En la parte central de este sistema se desarrolló una cuenca inter-arrecifal, o ensilladura paleotectónica, cuyo relleno fue esencialmente margoso y lutítico, con diversos episodios de calizas autóctonas y alóctonas brechoides. Al norte de esta plataforma con borde arrecifal quedaba el surco del Sinclinorio de Bizkaia, con dos posibles domos diapíricos creadores de sendos arrecifes pináculo (Lemona y Udalaitz). Al sur, el "Surco Alavés" actuaba a modo de "lagoon" abierto al noroeste, representando el área de "back-reef", donde quedaban atrapados gran parte de los sedimentos procedentes del sur (ITGE-EVE, 1991).

En el afloramiento más oriental del cuadrante de Zegama (Peña Aratz) se observa un desarrollo importante de las calizas micríticas, con biohermos de corales, requiénidos y *Chondrodonta*, que en la base muestran generalmente "bafflestones" de monopléuridos. Al sureste de dicha zona, en el cuadrante de Asparrena (113-IV), se observa una disminución de espesor de la unidad, a la vez que los niveles carbonatados pierden importancia en favor de los terrígenos. Al noroeste en cambio, la potencia aumenta considerablemente, alcanzándose el máximo cerca de las campas de Urbia (Santuario de Arantzazu, 113-I). La base de la formación en ese sector presenta una progresiva descontaminación en terrígenos, hasta alcanzar niveles de calizas micríticas con desarrollo de "mud-mounds" que se apilan unos sobre otros. La gran masa caliza, está dominada allí por "floatstones" de requiénidos (cuerpos tabulares y montículos), acompañados de niveles alternantes de calizas margo-arenosas con corales masivos.

Como apuntan FERNÁNDEZ MENDIOLA y GARCÍA MONDÉJAR (1.985-86), a partir del Albiense inferior, los litotopos calizos redujeron considerablemente su extensión, siendo ocupados los espacios abandonados por el litotopo margoso de Urbia. No debían formarse aún facies de taludes muy inclinados, con fenómenos de resedimentación, ya que los tránsitos calizos aparecen caracterizados por parches monticulares (Kurutzeberri, en el cuadrante de Mondragón, 88-III), "grainstones" adyacentes a márgenes con montículos, o lenguas de talud muy suaves, también con montículos. La reducción del área de sedimentación caliza y su reemplazamiento por sedimentos de mayor batimetría, a comienzos del Albiense, sugiere que en dichos momentos pudo haber empezado a acelerarse la subida relativa del nivel del mar en el área, de manera que debieron cesar repentinamente, en una amplia extensión, las condiciones de sedimentación apropiadas para la colonización y mantenimiento de las comunidades constructoras. Ese hecho pudo ser el responsable del importante desarrollo de los montículos arrecifales en los bordes de los bancos carbonatados, especialmente en el de Zaraia. Aproximadamente hacia la mitad del Albiense inferior se produjo una fase corta de expansión de los litotopos calizos someros, originándose así la barra de Orkatzategi dentro del área típica de cuenca.

Al sistema carbonatado de Zaraia-Aitzgorri-Otzaurte pertenece también el gran litosomo calizo de Eguino que, junto con las calizas intercaladas en la serie de Otzaurte (flanco noreste del Anticlinal de Aitzgorri), constituye el episodio más moderno de calizas en facies urgoniana dentro de la Comunidad Autónoma, con una edad que abarca el Cenomaniense inferior en su totalidad. Estos materiales se describirán más adelante (términos 226 a 230), como parte del Complejo Supraurgoniano (formación Eguino, apartado 2.9.5).

- Las calizas urgonianas del área de Arlabán (cuadrante de Legutiano, 112-II) se sitúan en un entorno tectosedimentario complejo, aflorando como barras intercaladas en los terrígenos urgonianos, o bien como parches aislados en la monótona unidad areniscoso-conglomerática de Elgeamendi. Corresponden a las calizas intercaladas en la "Unidad de Arlabán" y a las "Calizas de Marieta (niveles 6, 7, 8)" de FERNÁNDEZ MENDIOLA (1986, 1989). Así como a las "Calizas de Landa- Santa Marina", "de Miritza" y a parte de los "terrígenos y calizas de Albertia y Miritza" (EVE, 1993).

Entre las facies reconocibles se encuentran bancos de ostreidos y biostromos coralinos con intercalaciones terrígenas en la base, y biostromos de rudistas y corales con intercalaciones de calizas impuras o nodulosas, que pasan lateralmente a areniscas y conglomerados. En los niveles calizos superiores las calizas son más puras, con biostromos de corales, rudistas y ostreidos (*Chondrodonta?*), que pasan lateral y verticalmente a calcarenitas y a micritas azoicas o con orbitolinas, e incipientes oncolitos algales. Las calizas estratificadas que con frecuencia se intercalan en la serie de Elgeamendi han sido interpretadas como apéndices de la gran plataforma de Zaraia, relacionados con períodos de crecimiento extensivo de la misma, y que posteriormente han sido desgajados y reorientados por la fuerte tectonización existente en el anticlinal de Arlabán. Entre la fauna reconocida figuran *Orbitolina (Mesorbitolina) parva,* en la barra inferior, en tanto que la superior ha revelado *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava, Orbitolina (Mesorbitolina) texana*; *Simplorbitolina conulus* y *Coskinolinella santanderensis*. Esto permite sugerir una edad de Aptiense superior a Albiense medio para el conjunto de barras, incluida la más baja, que correspondería a la primera secuencia urgoniana.

El corte tipo de la serie se localiza subiendo por la carretera al puerto de Arlabán desde Landa, donde algunas canteras abandonadas permiten buenas observaciones. Las potencias máximas oscilan entre 80 y 100 metros.

A escala general, en todas las áreas descritas se ha podido efectuar una diferenciación muy similar en lo que se refiere a las calizas urgonianas, definiéndose así cuatro términos principales (88 a 91) y otros de menor entidad, sólo diferenciados en zonas concretas, que se describen a continuación:

2.8.2.1. Calizas impuras. Calizas arenosas y/o margosas (88)

Son parches o niveles calizos mayoritarios, que pueden incluir biostromos o biohermos coralinos centi-decimétricos, aislados por lechos de margas o margocalizas con laminación ondulada ("wavy lamination") o paralela. Se presentan generalmente como una alternancia irregular de varios tipos de facies: calizas arenosas y margosas, nodulosas o brechoides y margas gris oscuro micáceas. La fauna más típica está compuesta por orbitolinas y otros bioclastos diversos, como: ostreidos, corales (planares, cupuliformes y ramosos), esporádicos rudistas, etc.

Se trata de una facies muy frecuente en el Complejo Urgoniano. Se ha cartografiado en diversas posiciones estratigráficas en todos los macizos, por lo que pueden tener edades muy diferentes. Son generalmente frecuentes en zonas interarrecifales; como pequeñas intercalaciones correspondientes a breves episodios constructivos, dentro de las series terrígenas; como facies de implantación de una rampa carbonatada, en la base de ciclos de carbonato creciente (aunque no siempre son cartografiables); como orla lateral o vertical de litosomos calizos en paso a terrígenos, etc. La geometría y la potencia también son variables, presentándose desde bandas menores de 50 metros, hasta litosomos hectométricos irregulares.

Afloran de forma discontinua a muro de la banda de las calizas de Galdames y Bilbao (primera barra urgoniana), constituyendo el tránsito entre el techo de la formación Ereza y las facies calizas más netas. Otros cortes más representativos se encuentran en las Campas de Urbia, en Aitzgorri (cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Zegama), o en el corte de la ladera sureste de Ranero (cuadrante 60-I y III).

2.8.2.2. Calizas urgonianas estratificadas en bancos decimétricos a métricos (89)

Se presentan según los siguientes tipos de organización litoestratigráfica:

1. Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómico, con predominio de corales y orbitolinas sobre los rudistas.

2. Alternancia de calizas, generalmente biostrómicas, con rudistas y corales en bancos métricos, y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas).

3. Tramos indiferenciados, con características mixtas entre las dos litologías anteriormente descritas.

Los materiales descritos se encuentran generalmente como litología transicional entre las calizas, estratificadas (90) o masivas (91), y las calizas impuras (88) o margas (76); aunque también se hallan distribuidos como "parches", o en niveles, métricos a decamétricos, a diversas alturas de la serie terrígena que constituye el equivalente lateral de las masas calizas. Constituyen la litología mayoritaria en gran parte de las barras calizas de edad Aptiense.

Se pueden observar buenos cortes en la vertiente este del monte Andutz, al norte del caserío Soldadusoro (cuadrante de Zumaia, 63-II) o en el área de La Tolina (Carranza, 60-I y III).

2.8.2.3. Calizas urgonianas estratificadas en bancos métricos a decamétricos (90)

Este término presenta una uniformidad considerable en cuanto a lito y biofacies. La litología general es de calizas puras, con escasa contaminación terrígena, y aspecto masivo en afloramiento, lo que hace difícil distinguirlas de las calizas estrictamente masivas (91).

Se presentan en biostromos métricos y en pequeños núcleos monticulares, con textura mayoritariamente fangosoportada y clastos calcáreos de tamaño desde arena muy fina hasta de varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. En algunos casos las calizas estratificadas actúan como término intermedio, en tránsito lateral y vertical, de las calizas masivas a los tramos terrígenos. Localmente, en las proximidades de estos tránsitos laterales, se pueden observar frecuentes bancos calcareníticos continuos (área de Gallartu, cuadrante de Igorre, 87-I).

La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente por rudistas (requiénidos, radiolítidos y monopléuridos); corales (ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares), ostreidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes, espongiarios, miliólidos y otros microforaminíferos.

En la serie de la ladera suroeste del monte Berdatzandi (cuadrante de Gernika-Lumo, 62-II), este tramo se dispone en barras, entre 150 y 300 metros de potencia, constituidos por bancos métricos de "packstone", "wackestone", "grainstone" y "rudstone", todos ellos de origen bioclástico. Se intercalan en esta serie biohermos de ostreidos en posición de vida que han atrapado barro micrítico debido al efecto pantalla ("bafflestone") y niveles de corales masivos, a veces en posición de vida. En Markina (cuadrante de Ondarroa, 63-I) se describe un nivel relativamente continuo con corales tabulares (microselénidos) a techo de estos materiales.

Un afloramiento de fácil acceso es la cantera de La Cadena, en Carranza (60-I y III), actualmente en explotación; aunque también están bien representadas en el monte Barbarias, en el extremo sur del cuadrante de Beasain (88-IV)

2.8.2.4.Calizas urgonianas masivas o con estratificación difusa (91)

Se define así un conjunto formado por calizas masivas propiamente dichas (sin estructura observable) y calizas estratificadas en bancos decamétricos, que aflora en barras de potencia hasta hectométrica. Cabe dentro de lo posible que el primer tipo sea localmente consecuencia de la fracturación y karstificación intensa del segundo. Los contactos que separan las calizas masivas de las estratificadas son graduales, algo difusos en ocasiones, por lo que en la mayor parte de los casos se definen a partir de la observación de la zona en foto aérea.

Se trata de calizas micríticas y bioclásticas ("wackestones" a "packestones") grises, con macrofauna dominante consistente en rudistas y, en menor medida, corales, esponjas, orbitolinas, ostreidos, equinodermos, etc., llegando los bioclastos a constituir entre el 30 y 70% de la roca. En los rudistas, son frecuentes las asociaciones en posición de vida que forman entramados y pantallas ("framestones" y "bafflestones").

Las características que permiten diferenciar este tramo de las calizas estratificadas en bancos métricos y menores, son: una mayor proporción de

micrita, ausencia casi total de calcarenitas, una menor fracturación de los fósiles de más tamaño y la aparición, con mayor frecuencia, de biohermos de corales y ostreidos. Así mismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides que puedan marcar la estratificación y, por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna. De todo esto se deduce que las condiciones sedimentarias debieron ser de muy baja energía, con acumulación de fango ("lagoon" arrecifal), o bien de energía variable, en un medio en el que existieron organismos fijadores ("bindstones") o atrapadores ("bafflestones") de fango calcáreo.

Se han incluido dentro de este término las calizas masivas con rudistas de San Juan de Gaztelugatxe, isla de Aketz, o Punta Talaipe, en el cuadrante de Bermeo (38-I). La procedencia alóctona de semejantes clastos (hasta más de 250 metros) implica unas condiciones de sedimentación que, aún siendo excepcionales, son coherentes con los datos de que se dispone. Igualmente, otros olistolitos de tamaño métrico a decamétrico de estas facies son componentes esenciales de los términos 119, 120 y 130, o incluso se individualizan como término (175).

2.8.2.5. Calizas sideritizadas. Siderita (92)

En la Comunidad Autónoma Vasca, este tipo de mineralización aparece siempre ligado a las calizas urgonianas. En estos casos, las calizas han sufrido un proceso de alteración hidrotermal durante el cual el carbonato cálcico es reemplazado por carbonato de hierro (siderita). Aunque existen sideritizaciones importantes en otras zonas (como las correspondientes a los yacimientos de hierro de Bilbao), estos materiales se han diferenciado cartográficamente sólo en dos zonas:

La primera se encuentra en el cuadrante de Villabona (64-III), donde se ha cartografiado un pequeño cuerpo lenticular de siderita en la terminación occidental de la barra de calizas que aflora al norte de Zizurkil.

En la zona de Zerain, flanco sur del Domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV), las calizas urgonianas tienen muy poca potencia y están intercaladas en una serie terrígena. El techo de la barra más alta, de 15-30 metros de potencia, está reemplazado casi totalmente por siderita, disminuyendo el reemplazamiento hacia muro, donde se pasa gradualmente a calizas sanas. Este proceso viene acompañado de una silicificación intensa en el contacto con las lutitas superiores. Este nivel fue objeto de explotación en el pasado, encontrándose los mejores afloramientos junto a las antiguas explotaciones del cresterío del monte Munain y en otras explotaciones de cota más baja, a las que se accede desde el caserío Larreondo.

2.8.2.6. Montículos arrecifales (93)

Aunque se han representado en varias zonas, es en el cuadrante de Azkoitia (63-IV) donde se los describe con más detalle. Dentro de este cuadrante, los montículos arrecifales se sitúan únicamente en la base del segundo episodio carbonatado (Urgoniano II), marcando el punto en que se reanuda la sedimentación carbonatada de plataforma.

Los montículos arrecifales están constituidos por una facies de núcleo, representada por calizas micríticas grises prácticamente sin fauna, (generalmente micritas peletoidales, con escasos fragmentos de organismos coloniales); y una facies de flanco, constituida por calizas bien estratificadas. Estas últimas presentan una secuencia que comienza con niveles de corales tabulares (microselénidos) y continúa con una alternancia decimétrica de niveles duros y blandos. Los niveles que resaltan están constituidos por fragmentos, frecuentemente silicificados, de corales ramosos, ostreidos, espículas, rudistas y fragmentos de hidrozoos del tipo *Acanthochaetetidae*. Los niveles blandos están constituidos por margocalizas y calizas margosas. Esta facies de flanco muestra cierto buzamiento original.

2.8.2.7. Barras de calizas rosadas (94)

En el cuadrante de Azkoitia (63-IV), intercaladas en la serie de calizas masivas urgonianas (91) que constituyen el macizo de Erlo-Andutz-Arno, se han diferenciado unas barras de calizas con corales tabulares (microselénidos), que tienen una potencia que oscila entre 5 y 20 metros, y presentan una característica tonalidad rosada.

Estos materiales, que pueden observarse en la parte alta del monte Izarraitz, fueron empleados en la construcción del Santuario de Loyola.

2.8.2.8. Niveles de calizas con orbitolinas (95)

Se han descrito en cuadrantes tan distantes como los de Elantxobe (38-IV), Ondarroa (63-IV) o Mondragón (88-III), pero presentan unas características muy similares tanto litológicamente, como en lo que se refiere a sus relaciones espaciales con los litosomos calcáreos, ya que se sitúan directamente a muro de las calizas masivas con rudistas y corales (91). Se trata de calizas arenosas, localmente con "wavy laminations" margosos que independizan nódulos calcáreos. Es característica la gran cantidad de orbitolinas que aparecen dispersas, tanto en nódulos como en la matriz terrígena.

Estos materiales se encuentran entre las facies bien estratificadas del Kurutzeberri (en el borde sur del cuadrante de Mondragón), donde se localizan los mejores puntos de observación.

2.8.3. Facies de talud y cuenca relativos

Se agrupan en este apartado todos los equivalentes, carbonatados o terrígenos, de las calizas urgonianas. Estos materiales corresponden a entornos submareales o de "lagoon", talud arrecifal o surco carbonatado. Los términos que se describen a continuación pueden tener edades y geometrías muy diferentes según las zonas, pudiendo abarcar todo el lapso urgoniano (Aptiense y Albiense medio).

2.8.3.1. Areniscas y limolitas (96)

Este término se ha cartografiado únicamente al norte de la carretera que une las localidades de Andoain y Urnieta, en el cuadrante de Andoain (64-IV), y representa un cambio lateral de las calizas arrecifales en ese área. Está constituido por una alternancia de areniscas, areniscas arcillosas, limos y arcillas de colores beiges, que presentan una potencia total de aproximadamente 100 metros.

2.8.3.2. Margas y margocalizas grises. Margas arenosas (97)

Constituyen el término principal de la facies de cuenca en la unidad de Oiz, pudiendo aparecer tanto en cambio lateral de facies como a techo de las calizas urgonianas. Constituyen el equivalente lateral de las calizas del Erlo (Azkoitia, 63-IV) y del Arno (Ondarroa, 63-I); rodean las estructuras de Ataun (cuadrantes de Ataun y Ordizia) y Mutiloa (Beasain, 88-IV), y afloran en el núcleo del anticlinal de San Prudencio (al este de Mondragón, en el cuadrante del mismo nombre), con potencias cercanas a los 500 metros.

Se trata de un conjunto eminentemente margoso calcáreo (margas de San Prudencio), de aspecto masivo, noduloso, con estratificación muy difusa, obliterada por la frecuente presencia de esquistosidad que suele ser la superficie más evidente. El color es gris claro o pardo amarillento, en superficie alterada, y gris oscuro azulado en corte fresco. Se observa una textura generalmente fangosoportada con corales o restos de microfauna bentónica. Intercalados en las margas, aparecen frecuentes niveles de margocalizas de 10 a 30 centímetros de potencia, margas arenosas, calizas con orbitolinas, areniscas y brechas calcáreas; esporádicamente (área de Mutiloa), aparecen niveles decimétricos de turbiditas calcáreas y niveles de microbrechas calizas, que engloban localmente clastos de calizas urgonianas mayores de 10 centímetros.

En el cuadrante de Ataun (114-I) se observa cómo se configura el tránsito plataforma-cuenca relativa, que evoluciona hasta la creación de un margen propiamente dicho, donde se distinguen episodios de progradación de la plataforma hacia cuenca, últimos avances previos al episodio destructivo de techo del Urgoniano. Existen buenos cortes en el barranco de Brinkola entre los cuadrantes de Zegama (113-II) y Ataun (114-I).

2.8.3.3. Areniscas arcillosas carbonatadas, lutitas calcáreas y margas (98)

Aparecen en áreas de interrupción de la plataforma carbonatada, en tránsito lateral a la misma ("pasillos de canalización de aportes terrígenos") en los cuadrantes de Ordizia (89-III) y Villabona (64-III), y en las zonas de cuenca intraplataforma, con desarrollo de margas y calcarenitas. Estos niveles de areniscas, generalmente grauvacas, presentan potencias de 10 a 30 centímetros en ambos casos, pero ocasionalmente alcanzan potencias cartográficas. Pueden contener fauna de ostreidos y orbitolínidos.

En el área de Insumendi, cuadrante de Mondragón (88-III), se ha diferenciado un paquete constituido por areniscas con mica incolora, de

tamaño de grano fino a medio, que presenta esporádicamente finas pasadas de lutitas.

En las laderas del monte Gatzume, cuadrante de Villabona (64-III), se presenta en forma de intercalaciones métricas a decamétricas de lutitas y areniscas, con cierta continuidad lateral, en las calizas urgonianas.

2.8.3.4. Margocalizas y calizas margosas (99)

Los niveles de margocalizas que se intercalan dentro del término principal (97), definido como margas y margocalizas grises masivas, pueden localmente ir aumentando su proporción relativa, hasta llegar a ser dominantes. Estas barras constituidas por margocalizas y calizas margosas, pueden presentar bruscos cambios laterales de facies, como en el cuadrante de Zumarraga (88-II), o tener una continuidad lateral kilométrica, como en los cuadrantes de Ordizia (89-III) y Ataun (114-I). En la Sierra de Aralar estos materiales sufren una pérdida de contenido calcáreo hacia el oeste, llegando a acuñarse las margocalizas.

En la zona del domo de Mutiloa (cuadrante 88-IV), se ha diferenciado con este número un nivel constituido por calizas margosas y margocalizas grises, blanquecinas en superficie, muy nodulosas y diaclasadas, lo que les confiere un aspecto irregular y "reticulado". Estos materiales intercalan niveles de turbiditas calcáreas y, entre la macrofauna, presentan frecuentes belemnites.

2.8.3.5. Margas masivas y margas arenosas (100)

Se sitúan a techo de la primera barra urgoniana en el domo de Mutiloa (cuadrantes de Beasain, 88-IV, y Zegama, 113-II) y en el sector este del domo de Ataun (114-I), con potencias que rondan los 100 metros en el primero y superiores, aunque sin rebasar los 200 metros, en el último. El contacto entre este término y las calizas infrayacentes constituye un horizonte de interés, puesto que en él se sitúan las importantes mineralizaciones de cinc-plomo que se explotaron en Mina Troya.

La litología es de margas gris oscura a negras, azuladas en ocasiones, masivas, con disyunción en pequeños nódulos o con superficies concoides satinadas, y un típico color de alteración superficial marrón oscuro. Esporádicamente, sobre todo a techo, intercala delgados niveles areniscosos centimétricos. En general, supone condiciones muy similares al episodio de plataforma terrígena somera precedente a la implantación de las calizas urgonianas.

Los mejores afloramientos se encuentran en el cuadrante de Beasain (88-IV): en la pista de las canteras de Otaño, en la pista que partiendo del caserío Aizpea va a la cresta del Munain y en la ladera norte del Elustizain.

2.8.3.6. Areniscas silíceas, lutitas micáceas y margas arenosas (101)

Estos materiales afloran al sur del collado de Zárate al este de Legorreta, entre los cuadrantes de Zumarraga (88-II) y Tolosa (89-I), y constituyen una serie detrítica muy parecida a las que presenta el Supraurgoniano de la formación Valmaseda en alguno de sus tramos. La litología dominante es de areniscas en bancos decimétricos (25-40 centímetros), alternando con lutitas micáceas y lutitas arenosas también micáceas. El conjunto se dispone entre dos tramos calcareníticos y puede, localmente, intercalar algún nivel de calcarenitas de pocos metros de potencia. El tramo parece presentar importantes cambios de potencia.

Este término aflora también orlando la estructura del domo de Mutiloa, y se dispone de forma gradual sobre el término anterior (100). En esta zona los materiales se pueden describir como areniscas silíceas, con estratificación difusa, que forman cuerpos arenosos lenticulares de uno a tres metros de potencia, con desarrollo lateral generalmente escaso (hectométrico) y con frecuentes amalgamaciones internas, que intercalan en proporción variable, limolitas micáceas, limolitas calcáreas y margas. Dentro del conjunto areniscoso se reconocen numerosos "slumps", fallas de crecimiento (sinsedimentarias), estratificaciones cruzadas de surco, niveles de cantos blandos y restos de vegetales carbonosos "flotados". Ocasionalmente, hacia techo de las barras, aparecen "ripples" de oleaje y niveles de encostramiento ("hard-ground"). Dentro de los tramos lutíticos son frecuentes las septarias. Entre la macrofauna encontrada dominan los ostreidos, en delgados niveles de condensación de fauna. La potencia oscila entre 100 y 300 metros, y los mejores afloramientos se encuentran en las pistas del monte Otaño (cuadrante de Beasain, 88-IV) y en la carretera que une el barrio de Sagu-Soro con Barbari (cuadrante de Zegama, 113-II).

2.8.3.7. Microbrechas calizas, turbiditas calcáreas y margas (102)

En el sector del domo de Ataun, por encima del término margoso (97) y en parte como paso lateral del mismo, se reconoce un episodio destructivo dentro del Complejo Urgoniano. Este episodio cuya continuidad lateral, en tránsito a plataforma, se sitúa fuera del área de estudio (Comunidad Autónoma de Navarra), está compuesto, dentro del cuadrante de Ataun (114-I), de hasta tres ciclos de resedimentación que configuran sendas secuencias negativas. En estas secuencias se puede observar una evolución de muro a techo que varía, desde términos ricos en arcillas ("debris" o "slumps") a calcarenitas, parabrechas y ortobrechas, con clastos de calizas de plataforma de hasta 2 metros en su dimensión máxima. Este episodio de resedimentación implica un talud deposicional de cierta pendiente y la existencia de una plataforma con margen destructivo que, lateralmente, evoluciona a calcarenitas de origen turbidítico y margas autóctonas de cuenca.

De esta forma, en las zonas distales (cuadrantes de Ordizia, Beasain y Zegama), el término está compuesto por un conjunto de litologías similares al término (97), margas y margocalizas grises, donde se intercalan turbiditas calcáreas, brechas calcáreas y calcarenitas, en bancos de un metro de potencia máxima, que flotan en una matriz margosa. Las calcarenitas presentan estructuras turbidíticas con secuencias de BOUMA más o menos completas, pudiendo tener la base brechoide con cantos de calcarenita y/o caliza arrecifal. El tamaño de los cantos en estos casos oscila entre 2 milímetros y 1,5 centímetros, y la matriz es fundamentalmente lutítica.

En el ángulo nordeste del cuadrante de Zegama (113-II) se estima una potencia de 1000 metros para este término, aunque el intenso plegamiento que muestra la serie puede alterar la medida. Al este de la carretera del puerto de Etxegarate (cuadrante de Zegama), se observa cómo el término se dispone a techo de los materiales margosos; sin embargo, los mejores puntos de observación de la megabrecha se hallan en las sendas que parten del puerto de Lizarrusti hacia el sur (cuadrante de Ataun).

2.8.3.8. Niveles métricos eslumpizados (103)

También en el cuadrante de Zegama (113-II), dentro del término anterior y a distintas alturas, se reconocen frecuentes niveles eslumpizados de potencias decimétricas a métricas, habiéndose diferenciado en la cartografía los de mayor potencia. El grado de "eslumpización" es generalmente muy avanzado, sobre todo hacia el oeste, llegando a constituir brechas calcáreas (parabrechas sobre todo), con cantos de calcarenitas, margocalizas y margas procedentes de la eslumpización y resedimentación de la propia serie, envueltos en una matriz de margocalizas y margas.

Por su similitud litológica, se han diferenciado con el mismo término los niveles de "slumps" de calcarenitas y margocalizas (localmente parabrechas), aflorantes al norte de Sangrices (cuadrante de Carranza, 60-I y III).

2.8.3.9. Margas oscuras, limolitas calcáreas, calcarenitas arenosas y areniscas; niveles de brechas olistostrómicas (104)

Aflora en la zona central del cuadrante de Zegama (113-II), a techo del conjunto margoso (97). En esta zona, la base del término (102) presenta una contaminación terrígena particularmente intensa.

Este término está constituido fundamentalmente por limolitas y/o margas oscuras que intercalan, de forma irregular, bancos de potencia decimétrica de calcarenitas arenosas o areniscas. Estos bancos a menudo son discontinuos, estando afectados por fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria. Las areniscas presentan un tamaño de grano medio-grueso, y una laminación con perturbaciones hidroplásticas características. La frecuencia de los bancos areniscosos es muy variable, pudiendo concentrarse hasta constituir una alternancia con los niveles de margas y limolitas o, por el contrario, aparecer aislados. Además de las litologías citadas, se reconocen frecuentes niveles "eslumpizados" y brechoides intercalados.

2.8.3.10. Areniscas y limolitas (105)

Localmente, también en la base del término (102), se pueden diferenciar algunas intercalaciones de potencia métrica de areniscas y limolitas, frecuentemente "eslumpizadas".

2.8.3.11. Limolitas calcáreas (106)

También en el contacto entre los términos (97) y (102) han sido cartografiados unos niveles métricos fundamentalmente limolíticos con escasos bancos, centimétricos a decimétricos, de areniscas intercaladas. Frecuentemente presentan fenómenos de "eslumpización".

En el cuadrante de Mondragón (88-III) se describe un término equivalente que corresponde a limolitas laminadas, algo arenosas, de colores muy oscuros, inmersas en el término general margoso (97).

2.8.3.12. Bloques olistolíticos de areniscas (107)

Localmente, en el área de Etxegarate (cuadrante de Zegama, 113-II) pueden incorporarse al término limolítico anteriormente descrito (106), algunos bloques olistolíticos de areniscas procedentes del deslizamiento de estratos semiconsolidados.

2.8.3.13. Calcarenitas arenosas (108). Calcarenitas y brechas calcáreas (109)

Son intercalaciones cartografiadas a la misma altura estratigráfica que el término (106), anteriormente citado. Se reconocen en el área del alto de Garnagaña y al sur de Ursuaran (cuadrante de Zegama, 113-II). Consisten en niveles de potencia métrica de calcarenitas arenosas en general, que localmente presentan zonas de orto y para brechas. Los cantos son de calcarenita bioclástica, o bien de caliza arrecifal, en matriz margosa o calcarenítica.

2.8.3.14. Calcarenitas bioclásticas (110). Bloques olistolíticos de calcarenitas bioclásticas (111)

Localmente, como equivalente lateral de los términos anteriores (108 y 109), se reconocen, en el área del puerto de Etxegarate y en la cabecera del arroyo Ursuaran (cuadrante de Zegama), algunos bancos métricos discontinuos de calcarenitas bioclásticas (encrinitas). Son calcarenitas de grano medio a grueso y están constituidas mayoritariamente por bioclastos, entre los que destacan por su abundancia los fragmentos de crinoides. La mayoría de estos bancos se considera como estratos deslizados. En el área de Aldabide y Revuelta Chica, presentan morfologías claramente olistolíticas, por lo que, en estos casos, se han diferenciado como un término propio (111). Este tipo de bloques deslizados se hacen más frecuentes hacia el techo del término (102).

Por otra parte, en los cuadrantes de Zumarraga (88-II) y Tolosa (89-I) se describen niveles equivalentes de "grainstones" calcareníticos, intercalados en una serie mixta terrígeno-carbonatada, que aflora únicamente al oeste de Legorreta. Estos niveles presentan rápidos acuñamientos y pasos laterales, tanto a calizas urgonianas (91) como a términos terrígenos (101). Los afloramientos más visibles son los del caserío Endrio, al sureste del cuadrante de Zumarraga. La potencia de estas barras oscila entre 10 y 25 metros. En los alrededores del monte Atxarabeltz se ha cartografiado un olistolito calcarenítico.

También en la base de la columna Itziar-Itxaspe, cuadrante de Zumaia (63-II), es posible observar niveles de calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, estratificadas en niveles decimétricos, con placas de equínidos, restos de corales, etc. Están organizadas en secuencias estratocrecientes y presentan estratificación ondulada no paralela, lo que en ocasiones les confiere un aspecto noduloso, en algunos bancos se intuyen laminaciones cruzadas. A techo son frecuentes las costras ferruginosas y brechas calcáreas. Evidencian un ambiente de muy alta energía dentro de la plataforma, probablemente afectada por corrientes de origen mareal.

2.8.3.15. Margas, parabrechas calcáreas, limolitas y areniscas (112). Lutitas calcáreas con septarias y areniscas; niveles "eslumpizados" (113)

A techo del término (102) y representando el techo del Complejo Urgoniano en la zona central del cuadrante de Zegama (113-II), se dispone un conjunto potente (aproximadamente 140 metros) de litología variada y compleja, que se ha definido como margas, parabrechas calcáreas, limolitas y areniscas (112). Hacia el nordeste este término vuelve a aparecer con potencias métricas y litología algo diferente, definiéndose en este caso como lutitas calcáreas con septarias y areniscas; frecuentes niveles "eslumpizados" (113).

Las margas constituyen la litología mayoritaria y muestran, en algunos tramos, cierta contaminación terrígena, hasta convertirse en lutitas. Dentro del conjunto se intercalan de forma irregular distintos tipos de parabrechas, constituidas por cantos centimétricos a decimétricos de calcarenitas o calizas arrecifales, inmersos en una matriz margosa o lutítica. Otras intercalaciones frecuentes son de areniscas y lutitas o de calcarenitas bioclásticas. Algunos de estos últimos presentan en ocasiones entidad cartográfica y se han diferenciado como (110).

Este término varía de potencia, e incluso llega a desaparecer por erosión bajo la base del Complejo Albocenomaniense.

2.8.3.16. Calcarenitas bioclásticas estratificadas. Intercalaciones margosas (114). Limolitas calcáreas micáceas (115)

Este término, equivalente lateral de las calizas urgonianas (91), está constituido por un conjunto de calcarenitas bioclásticas de color gris oscuro a negro, estratificadas en bancos métricos a decamétricos, con intercalaciones, por lo general poco potentes, de margas y margocalizas. Presentan por lo general laminación paralela y cruzada, y, en menor medida, laminaciones de surco y bipolar. La macrofauna observada se reduce a abundantes fragmentos de rudistas, corales, lamelibranquios y crinoides.

La potencia de la barra es de unos 250 metros en el alto de Arrobi (cuadrante de Zumarraga, 88-II), aumentando considerablemente hacia el este, en el cuadrante de Tolosa, 89-I, donde alcanza los 700 metros.

Intercaladas en la serie calcarenítica aparecen algunos tramos de limolitas calcáreas micáceas (115), de color gris oscuro, que en el cuadrante de Tolosa exhiben una esquistosidad muy penetrativa. Afloran también en la ladera norte del monte Munain (cuadrante de Beasain, 88-IV), donde presentan tonos amarillentos y bancos en los que abundan las orbitolinas.

Ambos términos suponen un paso lateral de las facies de calizas.

2.8.3.17. Margas y margocalizas con belemnites (116)

Constituyen la parte más moderna de la serie de Laida-Punta Antzoras (cuadrante de Elantxobe, 38-IV). Son margas y limolitas alternantes con estratos de margocalizas y de calizas micríticas centi-decimétricos, muy ricos en pirita y con abundantes belemnites. En sus afloramientos costeros, la acción del mar ha conferido un aspecto oqueroso, muy característico, a los estratos más calcáreos. En la mitad superior del tramo hacen aparición niveles de arenisca calcárea, que irán siendo más frecuentes hacia techo. La potencia que presentan es superior a los 100 metros. Por correlación estratigráfica se le atribuye una edad Albiense medio.

2.8.3.18. Areniscas con lutitas minoritarias (117)

Aparecen intercaladas en las calizas urgonianas del sector de Ondarroa (unidad de Oiz), en forma de barras arenosas masivas, con escasas intercalaciones lutíticas, si bien localmente éstas pueden alcanzar un gran desarrollo, presentando entonces las areniscas una estratificación métrica. Son areniscas silíceas de grano medio-grueso, generalmente bien clasificadas. Contienen restos carbonosos y, en superficie, dan tonos rojizos debido a la alteración de menas metálicas.

Afloran en bandas más o menos continuas; la barra de Iturrandi (cuadrante de Gernika-Lumo, 62-II), de composición cuarzo-arenítica, es un buen ejemplo de constitución masiva; en Elantxobe (38-IV) estas bandas alternan con tramos cartografiables de limolitas, o aparecen en masas

de forma irregular (alto de Armendua). Las potencias son regulares, e inferiores en general a los 50 metros.

2.8.3.19. Areniscas, calizas y limolitas (118)

Se trata de un término mixto, en tránsito lateral a calizas arrecifales. En el cuadrante de Elantxobe (38-IV), está formado por areniscas y lutitas (limolitas) que alternan con barras calizas de potencia métrica a decimétrica. Esta potencia se ve aumentada hacia el sureste, en los afloramientos del cuadrante de Gernika-Lumo (62-II). En este mismo sentido se hace más neta la estratificación, observándose mayor diferenciación litológica y disminución de los niveles limolíticos. El afloramiento tipo se sitúa a la altura de Gizaburuaga, donde la sucesión está compuesta por barras métricas de areniscas en estratos decimétricos, de grano medio a grueso, alternantes con barras calizas de rudistas, y limolitas minoritarias.

2.8.3.20. Margas con olistolitos calizos, margas con brechas bioclásticas y margas brechoides (119)

Este término aflora en tres zonas diferentes dentro de la unidad de Oiz, presentando algunas particularidades en cada una de ellas.

A techo del litosomo calizo de Mereludi (cuadrante de Ondarroa, 63-I), en contacto concordante sobre él, aflora un nivel de margas negras de unos 40 metros de potencia con olistolitos calizos.

En el flanco este del antiforme de Bakio (cuadrante de Bermeo, 38-I), este término constituye el tramo final de una secuencia positiva comenzada por megabrechas (120). En esta zona aparece como un término de carácter margoso, en el que alternan irregularmente niveles de areniscas calcáreas, calizas arenosas y calcarenitas, localmente de carácter turbidítico, y niveles de brechas calcáreas de cantos hasta decimétricos. Se reconocen niveles de inestabilidad ("slumps").

En el cuadrante de Mungia (38-III), las margas presentan bioclastos dispersos, pirita y nódulos calcáreos probablemente diagenéticos. Alternando en las margas, se intercalan niveles centimétricos de brecha bioclástica en matriz margosa. Los bioclastos principales son planares y muy elongados (espongiarios y corales planos con longitudes del orden de 5-8 cm); los bioclastos accesorios son de tamaño y procedencia muy variable: corales ramosos y masivos, braquiópodos, lamelibranquios y otros no reconocibles a simple vista. La textura varía de orto a parabrecha.

2.8.3.21. Megabrechas de bloques calizos (120)

Están constituidas por masas de cantos calizos, de hasta varios metros de diámetro, en forma de ortobrechas que hacia el techo del término, evolucionan a parabrechas. La matriz es margoso-arenosa y contiene cantos calcáreos, calcoarenosos y silíceos, hasta decimétricos. Pueden observarse canalizaciones de muro erosivo que cortan de forma neta la estratificación infrayacente. Los cantos calcáreos están localmente silicificados y rubefactados. Es frecuente encontrar niveles de deslizamiento, areniscas calcáreas o calcarenitas turbidíticas como facies asociadas a las canalizaciones megabrechoides.

En el flanco este del antiforme de Bakio (cuadrante de Bermeo, 38-I), los grandes clastos calcáreos que flotan en el "debris-flow" excavaron gigantescos surcos de arrastre en el sustrato. Los clastos son marcadamente angulosos (lo que atestigua su corto transporte) y están en contacto mutuo (ortobrechas). La proporción de matriz intercalada va creciendo localmente hacia techo de la serie, formando niveles de parabrecha.

En el área de Mereludi (cuadrante de Ondarroa, 63-I), sobre el término (119) se han cartografiado dos paquetes de megabrechas, en la que los bloques, de hasta varios metros, están en contacto directo (ortobrechas). La potencia del primero de ellos es de unos 50 metros, siendo algo más potente el segundo.

En los afloramientos del monte Andasto (cuadrante de Elorrio, 87-II) este término se encuentra bien expuesto. Son megabrechas y también grandes olistolitos calizos perfectamente cartografiables. Dentro de los bloques pueden verse rudistas, corales y otros fósiles habituales en estas litologías.

En el cuadrante de Carranza (60-I y III), este término presenta escasa continuidad lateral y potencia muy variable. Los clastos son mayoritariamente de carácter olistolítico.

2.8.3.22. Alternancia de calizas, brechas calcáreas y calcarenitas. Formación Sasiola. (121)

La denominada formación Sasiola se encuentra representada en los cuadrantes de Ondarroa (63-I) y Zumaia (63-II). Está constituida por una alternancia de calizas, brechas calcáreas, calcarenitas y margas, procedentes del desmantelamiento de los relieves urgonianos próximos. La forma de organizarse en secuencias turbidíticas, que comienzan con un intervalo de brechas y terminan con niveles de laminaciones onduladas y, ocasionalmente, "ripples", son evidencias del proceso sedimentario que las originó. En algunos puntos, la formación puede incluir bloques decamétricos de calizas (olistolitos). Por otra parte, la caída de material de la plataforma pudo originar ciertos relieves positivos en los que no es extraño encontrar una sedimentación autóctona de calizas. La potencia de estos materiales es variable de unos puntos a otros; no obstante, se ha estimado un máximo de 200 metros para la parte central, en donde adquiere un mayor espesor.

2.8.3.23. Areniscas de Istiña (122)

A techo de la formación Sasiola y, de forma puntual, directamente sobre las calizas urgonianas (cuadrante de Zumaia, 63-II), descansan las llamadas areniscas de Istiña, con unos 70 metros de potencia máxima. Se trata de areniscas de grano medio a grueso, con tonalidades marrones, estratificadas en niveles de 5 a 35 centímetros, con espesores medios de 20 centímetros. Estas areniscas se caracterizan por la presencia de abundante glauconita, en algunos casos, y por presentar niveles con óxidos de hierro. También son frecuentes los restos de materia orgánica carbonosa, que aparece dispersa y flotada en todo el tramo, así como niveles carbonosos milimétricos. Algunos niveles contienen cantos blandos de lutitas negras. Las únicas estructuras que se han observado son laminaciones paralelas y, en menor proporción, laminaciones onduladas. El contenido detrítico decrece paulatinamente hacia techo.

Petrológicamente, se clasifican como litarenitas o grauvacas líticas. Presentan entre un 25-50% de cuarzo, 20-50% de fragmentos de rocas, menos del 5% de micas, cemento carbonatado en una proporción entre 10-25% y matriz arcillosa entre 15-25%.

El mejor punto de observación se encuentra en la autopista Bilbao-Behobia, a la altura del viaducto de Istiña. Desde este punto se puede observar el contacto erosivo de muro existente entre estas areniscas y las calizas urgonianas, que evidencia una importante ruptura sedimentaria.

2.8.3.24. Margas y limolitas calcáreas negras (margas de Itziar). Lutitas silíceas. (123)

Las "margas de Itziar" constituyen una sucesión monótona, de color negro o muy oscuro, formada por margas y limolitas calcáreas estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Generalmente se encuentran descalcificadas y alteradas, presentando entonces tonalidades marrones. En el área de Itziar (cuadrante de Zumaia, 63- II) incluyen niveles de areniscas, en la base, que se acuñan con rapidez, y bloques métricos de calizas urgonianas (olistolitos). Algunos bancos, sobre todo a techo del tramo, presentan abundante pirita diseminada, lo que indica el carácter claramente euxínico de estos materiales. Hacia techo, la formación pierde el carácter estratificado y presenta una gran convergencia litológica con la base del tramo superior ("Flysch Negro" del Complejo Supraurgoniano o Albocenomaniense), lo que hace muy difícil su diferenciación cartográfica.

La asociación micropaleontológica de las "margas de Itziar" está formada por escasos foraminíferos bentónicos, algunos arenáceos, escasísimas orbitolinas, ostrácodos y radiolas de equinodermos. Las especies clasificadas en el cuadrante de Zumaia son: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta*, *Sabaudia minuta*, *Tritaxia pyramidata*, *Eoguttulina anglica*, *Patellina subcretacea*, *Gavelinella intermedia*, *Arenobulimina macfadyeni*, *Gaudryina quadrans*, *Marssonella oxycona*, *Pleurostonella aff. obtusa*, *Dentalina legumen*, *Ammobaculites cf. subcretacea*, *Ammobaculites goodlandensis*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammodiscus cf. cretaceus*, *Haplophragmoides cushmani*, *Ammobaculites cf. globosus*, *Trochammina obliqua*, *Copthocampylodon lineolatus*, *Cytherella cf. paralella*, *Cytherella ovata*, *Textularia sp.*, *Lenticulina sp.*, *Astacolus sp.* Asociación que caracteriza el Albiense medio o superior.

Se trata de facies urgonianas de cuenca, que se sitúan estratigráficamente en cambio lateral de facies y por encima de las calizas urgonianas, en los sectores noroccidentales de la unidad de Oiz. La potencia

de la formación varía considerablemente de unas zonas a otras, siendo por lo general superior a los 500 metros. En el corte de la carretera Markina-Lekeitio se observa una sucesión prácticamente continua de las "margas de Itziar", desde el techo de las calizas urgonianas, hasta lo que parece ser los tramos más altos de la serie (no llega a cortarse el techo); la potencia acumulada supera en este corte los 1.000 metros.

Hacia el oeste, en los cuadrantes de Gernika-Lumo (62-II) y Elantxobe (38-IV), estos materiales se encuentran normalmente muy alterados, y se han definido como limolitas silíceas arenosas. En esta zona la litología se hace más variada, presentándose en los alrededores de Forua como una alternancia de lutitas (limolitas), areniscas muy finas y margas, que engloban pequeños cuerpos de calizas impuras. Esta variación litológica implica un aumento del tamaño de grano hacia los sectores más occidentales.

2.8.3.25. Areniscas silíceas y lutitas (124). Conglomerados y microconglomerados (125)

Al norte de Markina, intercalados en las margas de Itziar, afloran varios niveles de areniscas y conglomerados con características similares a los del "Flysch Negro". Sin embargo, como quiera que a techo de los mismos continúan los afloramientos de margas urgonianas, se han individualizado del resto de la secuencia supraurgoniana, haciendo constar, no obstante, que probablemente representen las primeras avenidas de materiales turbidíticos que dieron lugar al depósito de los sedimentos del "Flysch Negro".

El término (124) se presenta como una alternancia de areniscas y lutitas, en bancos centimétricos a decimétricos, con un porcentaje similar de ambas litologías. Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una extensión lateral variable. Están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media, o incluso gruesa, con feldespato, mica blanca y materia orgánica (restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados a subredondeados y se encuentran cementados por sílice y, ocasionalmente, por carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas, pero la oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonos rojizos y amarillentos. Las lutitas ofrecen coloraciones oscuras en corte fresco, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica en avanzado estado de transformación (vitrinita) que puede hallarse en la roca, ya sea dispersa o en niveles centimétricos (ocasionalmente decimétricos). También se observan sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que, debido a los procesos de alteración, confieren a la roca tonalidades rojizas muy peculiares. Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas. Localmente se observa disyunción esferoidal. Dentro del término, el aumento de la proporción de arenisca va emparejado al aumento de la potencia de sus bancos y al mejor desarrollo, en su caso, de las secuencias turbidíticas de Bouma. El carácter arenoso aumenta hacia el este.

Este término aflora según dos bandas de potencia muy diferente entre sí: 450 metros y menos de 30 metros respectivamente (el espesor de esta última se ha exagerado en la cartografía). Al oeste de Amoroto (cuadrante de Gernika- Lumo, 62- II), se ha cartografiado un conjunto de estas alternancias notablemente replegado y alterado, presentando contactos mecánicos con los términos limolíticos (123).

En la zona de Arminza (37-II) se ha descrito con este término (124) un paquete de naturaleza detrítica alternante, compuesto por areniscas (mayoritarias), limolitas laminadas y conglomerados silíceos. Los conglomerados se presentan en niveles decimétricos. Están constituidos por cantos de cuarzo y cuarcita, aunque también se pueden encontrar cantos de arcosa, lidita, rocas ígneas ácidas, e incluso rocas metamórficas. Contienen abundantes restos vegetales y presentan coloraciones pardas debido al contenido en óxidos de hierro. Las limolitas son muy oscuras debido al alto contenido en materia orgánica. En la zona de cabo Villano, este término aparece interestratificado con niveles de calizas brechoides y calizas arrecifales. La potencia máxima es de 300 metros.

El término de conglomerados y microconglomerados (125), presenta una selección de grano deficiente, apareciendo junto a cantos de hasta 15 centímetros, otros de tamaño milimétrico. Son generalmente de cuarzo, aunque también se observan cantos de areniscas y lutitas, así como granos de feldespato, láminas micáceas y opacos. La matriz es generalmente lutítica y el cemento escaso.

2.8.3.26. Areniscas calcáreas y margas (126)

Se trata de un término de escasa representación cartográfica. En el cuadrante de Gernika-Lumo (62-II), aparece asociado a las calizas de Santa Eufemia, con una potencia inferior a los 20-30 metros. Está constituido por una alternancia flyschoide de calcarenitas, areniscas calcáreas, en bancos decimétricos con caracteres turbidíticos, margas esquistosas y niveles ocasionales de clastos calcáreos angulosos que presentan flora y fauna arrecifales. Pequeños relictos de esta facies aparecen "discordantes" sobre la masa, presumiblemente alóctona, de San Juan de Gaztelugatxe (cuadrante de Bermeo).

En la zona de Laida (cuadrante de Elantxobe, 38-IV) el término consiste en un único estrato de arenisca calcárea con laminación paralela, de potencia siempre inferior a 50 centímetros, que se ha representado en la cartografía (exagerando su espesor) debido a que presenta una extraordinaria continuidad lateral, por lo que se utiliza como nivel guía para separar las brechas calcáreas de la banda Laida - Punta Antzoras (120), de las margas de Gametxo (76).

En la serie de Aritzegane (también en el cuadrante de Elantxobe, 38-IV), aflora en una banda de gran continuidad lateral donde alterna irregularmente con calizas nodulosas y areniscas silíceas.

En los cuadrantes de la hoja a escala 1: 50.000 de Bilbao, este término aflora en forma de pequeños litosomos de areniscas con cemento carbonatado incluidas en facies calcáreas marginales o constituyendo equivalentes laterales de calizas en las proximidades del tránsito a terrígenos. Presentan potencias métricas (localmente decamétricas) y extensiones laterales de unas decenas de metros. Es en el cuadrante de Güeñes (61- III), donde presentan mayor extensión cartográfica (potencias entre 50-70 metros). Se hallan asociadas a términos brechoides y, aparentemente, no muestran estructura interna.

2.8.3.27. Areniscas calcáreas, margas y niveles de brechas y megabrechas calcáreas (127)

Se han descrito en los cuadrantes de Bermeo (38-I) y Elantxobe (38-IV), dentro de las macrosecuencias brechoides de Bakio y Ea respectivamente.

En el primer caso, afloran en el flanco oeste del antiforme de Bakio, constituyendo el término basal de la secuencia. Se trata de calizas bioclásticas arenosas en bancos centi-decimétricos regulares, margocalizas nodulosas rojizas y zonas más o menos irregulares de concentraciones bioclásticas de bivalvos, gasterópodos, etc. (no se observan orbitolinas), alternantes con margas (con bioclastos e intraclastos dispersos). Son frecuentes los niveles de parabrecha y ortobrecha calcárea, y los estratos calcareníticos y calcirrudíticos rubefactados. La estructura canaliforme de algunos de los niveles citados hace que su potencia varíe de 0,5 a 3 metros en 10 metros de evolución lateral. Hacia techo pueden encontrarse bloques calizos métricos, redondeados, embutidos en margas arenosas; el aumento en la frecuencia de estos últimos marca el paso al término megabrechoide (120).

En la zona de Ea (cuadrante de Elantxobe, 38- IV), este término se presenta a modo de intercalaciones que separan las diferentes barras de megabrecha (120). Están formadas por todo tipo de niveles de inestabilidad (flujos de barro y derrubios, "slumps", orto y parabrechas poligénicas de escasa entidad), que alternan con tramos de organización flyschoide, más regular, constituidos por areniscas calcáreas y margas con caracteres turbidíticos. La potencia de estas intercalaciones oscila entre 20 y 50 metros aproximadamente. El espesor de algunos tramos se ha exagerado de cara a su representación cartográfica.

Dentro del cuadrante de Elantxobe (38- IV) este término aflora también en la carretera de Gernika a Lekeitio. En este caso, el término está representado por una facies de margas arenosas con cantos dispersos de caliza, y niveles de areniscas calcáreas y calcarenitas. En esta serie margosa se intercalan materiales brechoides en forma de canalizaciones.

Los materiales que caracterizan este término son depósitos de talud destructivo proximal, por lo que presentan potencias y extensiones laterales variables.

2.8.3.28. Lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas (128)

En las unidades de Yurre y Gorbea, a techo y en paso lateral de la barra de calizas aptienses (o también directamente sobre la formación Ereza, si éste nivel calizo está ausente), aflora un potente complejo

terrígeno – carbonatado. Este tramo se conoce con los nombres de serie de Pagomakurre, en la unidad de Gorbea, y serie de Gallarta, en la unidad de Yurre.

La serie de Pagomakurre se halla bien definida en el cuadrante de Gorbea (87- III), y constituye a escala regional una intercalación terrígena que separa el primer dispositivo arrecifal urgoniano, de edad Aptiense, del segundo, de edad Albiense, allí donde ambos están representados.

La facies mayoritaria se ha descrito como lutitas con pasadas areniscosas. Se trata fundamentalmente de argilitas y limolitas calcáreas oscuras, muy compactas, con finas intercalaciones de areniscas en niveles milimétricos a decimétricos, que marcan la estratificación. Las areniscas son de grano fino a medio y ligeramente carbonatadas, están presentes a diversas alturas de la serie, aunque son más frecuentes en los tramos basal y terminal; se organizan generalmente en tramos de potencia métrica y cuando alcanzan un espesor cartografiable se han diferenciado como término (132). A muro de la serie se observan estructuras canaliformes, niveles limolíticos eslumpizados de espesor métrico, y bancos decimétricos de areniscas calcáreas con bivalvos, equinodermos y orbitolinas, alteradas a óxidos de hierro (Trapagaran, Somorrostro). También pueden reconocerse restos de ammonites y lamelibranquios en las facies más lutíticas y, localmente, lumaquelas de gasterópodos con cemento carbonatado. La potencia máxima de esta serie puede superar los 700 metros; al este de Arraba (Gorbea, 87-III) se estima cercana a los 550 metros, disminuyendo sensiblemente hacia el sureste, hasta casi desaparecer. Los mejores afloramientos aparecen en la carretera de Indusi-Otxandiano, en la subida al alto de Bikotzgane (ambos en el cuadrante de Igorre, 87-I) y en el corte de la variante de Llodio (86-II).

Los afloramientos más occidentales de este término se encuentran en el cuadrante de Trucíos (60-II), en las cortas de la mina Federico y de la mina Alén, donde está representado por 10-15 metros de margas oscuras con nódulos y septarias. En la carretera de Sopuerta a Arcentales presenta una potencia cercana a 100 metros. En este tramo se han clasificado: *Ammobaculites subcretacea*, *Ammodiscus sp.*, *Spiroplectamminoides sp.*, *Textularia cf. foeda*, *Marginulina jonesi*, *Lenticula sp.*, *Conorotalites aptiensis*, *Eoguttulina sp.*, *Sabaudia? minuta*, *Cytherella ovata*, *Cytherella parallela*, *Pontocyprella sp.*, *Coptocampylodon lineolatus*, coprolitos de gasterópodos y moldes de pequeños lamelibranquios. Estos materiales se consideran de edad Aptiense superior.

Se han incluido también en este término unos materiales, litológicamente similares, que afloran en los sectores de Amboto y Udala (unidad de Yurre), y que ocupan una posición cronoestratigráfica más amplia. Es decir, aparecen a muro, en paso lateral y a techo de la barra carbonatada de edad Albiense, lo que parece indicar la existencia de una sedimentación terrígena prácticamente continua durante el lapso Aptiense - Albiense superior, coexistiendo con la carbonatada. En el sector de Amboto, el componente arenoso es muy escaso y la secuencia prácticamente no presenta niveles areniscosos, por lo que el término aparece constituido por limolitas calcáreas, localmente descalcificadas, de color gris oscuro o casi negro en corte fresco, y gris terroso o incluso ocre en afloramientos alterados. El aspecto es masivo, apreciándose la estratificación únicamente cuando intercala algún esporádico nivel de areniscas de grano fino. Estos afloramientos pueden seguirse a techo de las calizas urgonianas de la alineación Mugarra – Amboto, en el cuadrante de Elorrio (87- II). En el sector de Udala, cuadrantes de Elorrio (87- II), Otxandio (87-IV) y Mondragón (88-III), la litología presenta las mismas características que en el sector de Amboto, con una salvedad, la presencia de moscovita. Los estudios petrográficos realizados las identifican como limolitas arcillosas ("limolitas de Garagarza") con porcentajes en cuarzo que varían entre el 25-40%; las micas (moscovita y también biotita) están presentes entre un 5-10%, siendo el resto matriz y minerales accesorios. Son frecuentes los niveles de nódulos ferruginosos que ayudan a distinguir la estratificación. Tampoco son raros los tramos de areniscas moscovíticas, de grano fino a muy fino, en bancos centimétricos y más raramente decimétricos en los que se pueden observar "ripples" a techo. Cuando las lutitas están muy alteradas presentan disyunción en capas de cebolla. En la carretera Santa Águeda – Mondragón (88-III) existen buenos afloramientos, con potencias superiores a los 700 metros que prácticamente no presentan intercalaciones areniscosas. En estos dos casos, la edad más probable para estas facies abarcaría desde el Aptiense superior hasta el Albiense superior.

2.8.3.29. Calcarenitas bioclásticas masivas o con estratificación cruzada (129)

En los tramos basales del litosomo de Carranza (cuadrante 60-I y III), al sur de El Polvorín, aparecen unas calcarenitas bioclásticas de grano grueso y carácter masivo, con grandes ostreidos aislados. La potencia aflorante es muy reducida, de orden decamétrico. A techo del litosomo calizo, en el área de Surbias, aflora el mismo tipo de facies; aunque esta vez, presenta estratificación cruzada y potencias métricas.

Se describe también con este término, un pequeño cuerpo aislado, de potencia métrica, que aflora en el área de Ledo (cuadrante de Santurtzi, 61-I), asociado al término 126. Este pequeño cuerpo consta de niveles calcareníticos decimétricos, separados por "wavy laminations" arenosas hasta centimétricas, lo que les confiere un aspecto ondulado o noduloso.

Por su parte, en el sector noroccidental del cuadrante de Balmaseda (60-IV y 85-II) afloran una serie de olistolitos de calcarenita masiva, de tamaño métrico a decamétrico. Estos olistolitos presentan morfología planar, ya que se trata de fragmentos de bancos gruesos deslizados por el talud.

2.8.3.30. Calizas margosas, calcarenitas y niveles de brechas calcáreas (130)

Este término aparece intercalado en el tránsito Urgoniano-Supraurgoniano, consta de una matriz margosa o margocaliza estratificada, localmente algo caótica, con fenómenos de inestabilidad tipo "slump", en la que pueden intercalarse olistolitos calizos dispersos, diferenciados como calizas (89 y 91) o calcarenitas (137), cuando presentan un tamaño cartografiable. Son también muy frecuentes las intercalaciones de parabrechas calcáreas derivadas de las propias litologías presentes. Estos materiales, de los que se puede citar un afloramiento-tipo al este de Biáñez (cuadrante de Balmaseda, 60-IV y 85-II), se interpretan como equivalentes, quizá algo distales, del término brechas y megabrechas calcáreas (78).

En el cuadrante de Carranza (60-I y III) este término se localiza a dos alturas diferentes: una equivalente a la base del litosomo calizo (Lanestosa) y otra más próxima a su techo (loma de El Mazo, Ranero, Santecilla), ambas de edad Albiense y potencia decamétrica; llegando a aparecer incluso en la base de los terrígenos Albocenomanienses (Sierra). La base del episodio de El Mazo parece truncar con bastante nitidez la serie infrayacente, que disminuye de potencia hacia el norte. En este cuadrante se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: ***Tritaxia pyramidata***, ***Ammobaculites cf. reophacoides***, ***Gaudryina dividens***, ***Sigmoilina antiqua***, ***Eoguttulina anglica***, ***Patellina subcretacea***, ***Gyroidinoides loetterlei***, ***Gavelinella (Berthelina) intermedia***, ***Gavelinella rudis***, ***Globorotalites brotzeni***, ***Globorotalites rumanus***, ***Vaginulina geinitzi***, ***Lenticulina exarata danubiana***, ***Marginulina jonesi***, ***Favusella washitensis***, ***Hedbergella cf. infracretacea***, gasterópodos, radiolas de crinoideos, ***Simplorbitolina manasi*** y ***Simplorbitolina conulus***. Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albiense inferior (alto) o medio.

En el cuadrante de Zalama (60-III y 85-I) se han diferenciado: niveles métricos (Valnera, Cigarrero, El Pedrajo), decamétricos (La Calera, oeste de El Pedrajo), o de formas irregulares (Aldeacueva), correspondientes a este término. Entre la fauna existente se han clasificado: ***Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava***, ***Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana*** y algas rodofíceas corallináceas, que indican una edad Aptiense superior-base del Albiense superior.

2.8.3.31. Margas y margocalizas. Niveles calcareníticos aislados (131)

En la zona occidental del Anticlinorio de Bilbao, este término representa los primeros episodios de cierta batimetría que cabría calificar como de talud más distal o "cuenca". En estos materiales aparece fauna de mar abierto, como belemnites y ammonites. En zonas distales, alejadas ya de las calizas de Jorrios (cuadrante de Trucíos) y de Carranza (cuadrante del mismo nombre), constituyen un término mixto de transición entre los complejos Urgoniano y Albocenomaniense. En el área de Traslaviña (noreste del cuadrante de Balmaseda) el término está constituido por margas oscuras, o incluso lutitas, que se intercalan con otros bancos decimétricos más competentes de margocalizas. En el cuadrante de Carranza (60-IyIII) aparecen como pequeñas intercalaciones ligadas al tránsito lateral de las calizas (minas de Lanestosa, Ranero), o con mayor extensión, entre las series ya claramente distales del

sur, este y noreste: zonas de La Herrán-Lombanos, La Cerraja y Sangrices (afloramiento- tipo), o Concha - La Tejera y Santecilla. En el cuadrante de Zalama (60-III) los mejores afloramientos se encuentran al sur de Cigarrero.

La potencia que presentan estos materiales es muy variable, desde métrica en las zonas proximales, hasta varios cientos de metros en las distales. El mismo tipo de litología aparece en tránsito lateral con los niveles basales albocenomanienses. En este caso, se trata de margas laminadas en las que se intercalan irregular y esporádicamente niveles margocalizos o de calcarenitas de grano fino.

En este tramo se ha observado una microfauna abundante, así en el cuadrante de Carranza (60-I y III) se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: *Tritaxia pyramidata, Spiroplectammina rectangularis cretosa, Proteonina cf. ampullacea, Marssonella oxycona, Eoguttulina anglica, Tristix excavata, Pleurostomella reussi, Pleurostomella obtusa, Marginulina aequivoca, Marginulina striatocostata, Dentalina nana, Dentalina cf. soluta, Dentalina distincta, Vaginulina geinitzi, Planularia sp., Astacolus cf. schloenbachi, Nodosaria sceptrum, Lenticulina exarata danubiana, Lenticulina subalata, Gyroidinoides loetterlei, Patellina subcretacea, Gavelinella (Berthelina) intermedia, Gavelinella rudis, Planulina schloenbachi, Epistomina spinulifera polypioides, Favusella washitensis, Hedbergella cf. infracretacea, Hedbergella planispira, Ammodiscus cretaceus, Textularia chapmani, Sigmoilina antiqua, Dentalina distincta, Dentalina linearis, Nodosaria sp., Vaginulina recta, Lagena globosa, Ramulina cf. spandeli, Eoguttulina anglica, Valvulineria cf. gracillina, Ammobaculites subcretacea, Ammobaculites parvispira, Haplophragmium aequale, Textularia chapmani, Gyroidinoides loetterlei, Pseudotextulariella cretosa, Bathysiphon sp., Gaudryina sp., Patellina subcretacea, Spirillina minima, Flabellammina washitensis, Dorothia gradata, Ammobaculites cf. reophacoides, Saracenaria sp., Trochammina cf. obliqua, Lenticulina gaultina, Marginulina dispar, Marginulina jonesi, Astacolus grata, Epistomina spinulifera polypoides, Glomospira sp., Haplophragmoides concavus, Haplophragmoides cushmani, Haplophragmoides platus, Haplophragmoides cf. latidorsatum, Coptocampylodon lineolatus, Cytherella ovata, Cytherella parallela, Rehacythereis cf. reticulata, Cytherelloidea champmani, Cornicythereis cf. cornueli*, radiolas, crinoideos y gasterópodos. Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albiense inferior a medio.

2.8.3.32. Areniscas silíceas masivas y estratificadas. Areniscas y lutitas. (132)

Son areniscas silíceas, prácticamente sin cemento carbonatado, organizadas en bancos de hasta 2 metros de potencia, de planos netos y aspecto masivo. En algunas ocasiones presentan formas sigmoidales y se apoyan directamente, en posible discordancia erosiva, sobre las calizas masivas y estratificadas (minas de Lanestosa, en el cuadrante de Carranza), con potencias máximas inferiores a los 100 metros. En otras, forman cuerpos decamétricos, aislados en las facies de talud más o menos distal (afloramiento-tipo en Cigarrero, cuadrante de Zalama). Es frecuente encontrarlas fuertemente alteradas, especialmente cuando entre ellas se intercalan niveles lutíticos. Se sitúan a diversas alturas de la serie, aunque siempre dentro de un rango de edad Albiense inferior a medio.

Hacia el este, en la hoja de Bilbao (hoja 61 del mapa a escala 1:50.000), las barras areniscosas presentan continuidad y potencia variables, alcanzando hasta 70-80 metros de potencia máxima. En el área de Arrugaeta (cuadrante de Llodio, 86-II) se localiza un paquete de unos 125 metros de potencia. En estas zonas, el término está compuesto por estratos centimétricos a decimétricos de areniscas silíceas (localmente, también calcáreas), de colores claros y tamaño de grano medio a grueso, separados por finos niveles de limolitas negras. Son frecuentes las secuencias positivas, así como los niveles discontinuos de inestabilidad de tipo “slump”. Los estratos areniscosos más finos muestran laminación paralela y, en ocasiones, una ordenación vagamente flyschoide o turbidítica; también pueden no mostrar estructura interna alguna, como ocurre en el cuadrante de Gorbea, 87-III. En general aparecen en tramos discontinuos, aunque hacia el oeste pueden presentar extensión lateral kilométrica.

2.8.3.33. Niveles de inestabilidad y parabrechas areniscosas en matriz lutítica. (133)

La inestabilidad sinsedimentaria que se observaba en las areniscas del término anterior (132) evoluciona, en áreas más distales, hasta el extremo de poderse describir éstas como areniscas silíceas eslumpizadas y/o brechificadas, a veces con bloques areniscosos redondeados de hasta

5-6 metros, canalizaciones deformadas, etc., inmersas en una matriz lutítica negra. Localmente algún olistolito areniscoso decamétrico llega a ser cartografiable, como el localizado al oeste de San Esteban, en el cuadrante de Carranza (60-I y III), que se ha diferenciado en la cartografía con el término 132. En zonas cercanas al tránsito entre los complejos Urgoniano y Supraurgoniano, como ocurre en el área de Kotobasero (cuadrante de Zalama, 60-III y 85-I), resulta difícil establecer si los niveles de inestabilidad o los olistolitos areniscosos provienen de areniscas urgonianas (132), o bien de las propias areniscas albocenomanienses que localmente las engloban.

Los mejores afloramientos se encuentran al nordeste de Presa y Jedio (cuadrante de Zalama), en el lecho y entorno del río en Ambasaguas y accesos a Bollain (cuadrante de Carranza, 60-I y III) y en la vertiente suroeste de El Cotarro, en el cuadrante de Trucíos (60-II).

Por otra parte, en el cuadrante de Balmaseda (área de Biáñez), así como en las cortas de Mina Federico y El Pedreo (cuadrante de Trucíos, 60-II), los materiales descritos suelen englobar también brechas calcáreas compuestas por cantos de caliza, calcarenita, margocaliza y arenisca. En Biáñez, los materiales brechoides se encuentran inmersos dentro de una matriz margoso-lutítica y son minoritarios con respecto a los "slumps" puramente terrígenos. En la mina Federico, sin embargo, afloran como brechas con grandes cantos de caliza urgoniana envueltos en una matriz, más o menos "eslumpizada", de areniscas y limolitas de facies muy similar a la formación Ereza. En el labio sur de la falla de Alén, los materiales más bajos reconocidos corresponden a este término, que está representado por areniscas y limolitas "eslumpizadas" que engloban localmente cantos calizos.

2.8.3.34. Margas, margocalizas y calcarenitas de grano fino (134)

Este término forma parte de un conjunto muy potente de materiales carbonatados, correspondiente a la formación "margas de Bilbao" de GARCÍA MONDÉJAR y PUJALTE, 1982. El tránsito con los materiales infrayacentes es gradual; estableciéndose el contacto de muro, entre las últimas intercalaciones de areniscas del tramo inferior (128) y las primeras intercalaciones de calcarenitas. Su composición es variable. En los cuadrantes de Bilbao (61-II), Basauri (61-IV) y Llodio (86-II) aparece como un conjunto monótono de margas y margocalizas sin estratificación definida y con esquistosidad bien desarrollada, sin otras características definitorias aparte de la aparición esporádica de parabrechas calcáreas, restos de belemnites y "burrows" piritizados y oxidados de limonita. En los cuadrantes de Balmaseda (60-IV y 85-II), Zalama (60-III y 85-I), Trucíos (60-II) y Carranza (60-I y III), sin embargo, puede describirse como una alternancia neta de margas y micritas o calcarenitas de grano fino, estratificadas en bancos decimétricos.

En el primero de los casos (cuadrantes de Santurtzi, Bilbao y Basauri), este tramo consiste fundamentalmente en margas grises azuladas, a veces con nódulos calizos irregulares o piritosos, estratificadas en bancos decimétricos. Con frecuencia la esquistosidad y la fracturación obliteran la estratificación, que solamente se manifiesta por la aparición de niveles de calizas nodulosas, areniscas o calcarenitas con "ripples", o parabrechas calcáreas con cantos hasta decimétricos en matriz margosa. En la base del tramo las margas presentan un color más oscuro e intercalan niveles de areniscas calcáreas rojizas, con secuencias turbidíticas T_{c-e}. En la carretera del alto de Santo Domingo (cuadrante de Bilbao) se puede observar una secuencia excepcionalmente bien aflorada de margas grises perfectamente estratificadas, cuyos planos de estratificación quedan resaltados por otro tipo de margas más oscuras. Esporádicamente, aparecen niveles de nódulos calcáreos de origen posiblemente diagenético. En el área de Enekuri (cuadrante de Bilbao) puede estimarse la potencia mínima de este término (salvados los contactos mecánicos de muro y techo) en unos 650-700 metros.

En el cuadrante de Trucíos (60-II), estos materiales constituyen el tránsito lateral de las calizas de Jorrios en su mayor parte, observándose cierta variedad litológica en función de la distancia a éstas, ya que actúan como área fuente. Este conjunto aflora ampliamente en el valle de Trucíos (en el cuadrante del mismo nombre), donde se ha observado una microfauna abundante, reconociéndose: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana, Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava, Tritaxia pyramidata, Gaudryina dividens, Gaudryina sp., Ammobaculites subcretacea, Ammobaculites obscurus, Ammobaculites parvispira, Trochammina cf. obliqua, Dorothia gradata, Haplophragmoides concavus, Haplophragmoides*

platus, Haplophragmoides cf. latidorsatum, Haplophragmoides cushmani, Lenticulina exarata danubiana, Lenticulina gaultina, Lenticulina subalata, Astacolus cf. schloenbachi, Dentalina distincta, Dentalina nana, Dentalina cf. soluta, Saracenaria bononiensis, Marginulina inaequalis, Vaginulina robusta, Vaginulina recta, Vaginulina geinitzi, Nodosaria orthopleura, Nodosaria sceptrum, Pleurostomella obtusa, Pleurostomella reussi, Spirillina minima, Gyroidinoides loetterlei, Tristix excavata, Pseudotextulariella cretosa, Gavelinella (Berthelina) intermedia, Gavelinella rudis, Globorotalites sp., Globorotalites brotzeni rumanus, Eoguttulina anglica, Favusella washitensis, Hedbergella planispira, Hedbergella infracretacea, Arenobulimina macfadyeni, Hyperammina gaultina, Sigmoilina antiqua, Astacolus cf. schloenbachi, Frondicularia inversa, Triplasia acutocarinata, Spiroplectinata annectens, Planularia bradyana, Frondicularia filocincta, Planulina schloenbachi, Ramulina cf. spandeli, Ramulina cf. globotubulosa, Epistomina spinulifera polypioides, Epistomina cf. carpenteri, Proteonina cf. ampullacea, Marssonella oxycona, Marssonella cf. trochus, Ammodiscus cf. cretaceus, Flabellammina washitensis, Glomospira sp., Pontocyprella cf. rara, Neocythere vanveeni, Cytherella ovata, Dolocytheridea cf. bosquetiana, Coptocampylodon lineolatus, radiolas de crinoideos, coprolitos de gasterópodos, gasterópodos piritizados, *Cytherella cf. parallela y Cytherelloidea cf. chapmani*. Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albiense inferior- Albiense medio.

En los cuadrantes de Igorre (87-I) y Gorbea (87-III), este término ocupa una posición similar con respecto a las calizas de Itxina. La litología incluye niveles de megabrechas calcáreas y olistolitos calizos distribuidos de forma variable en la masa margosa - calcarenítica. El contacto discordante de muro es erosivo por la actuación de los deslizamientos olistolíticos sobre el sustrato autóctono. El contacto de techo se considera discordante, ya que las margas autóctonas que recubren el término lo hacen, posiblemente, en "onlap" sobre materiales con cierta pendiente sindeposicional. Estos materiales pueden reconocerse en la pista que desde Urigoiti conduce al manantial de Aldabide.

2.8.3.35. Calcarenitas, margocalizas y margas (135)

Dentro del tramo anterior (134) aflora un conjunto de aproximadamente 800 metros de potencia máxima, constituido por una alternancia en bancos decimétricos de calcarenitas de grano fino y calizas arcillosas, oscuras, separadas por niveles más margosos de potencia centimétrica a decimétrica. Este término aflora principalmente en el cuadrante de Güeñes (61-III), pudiéndose seguir hacia el noroeste. En esta dirección disminuye notablemente la potencia, con 400 metros en la carretera Sopuerta - Arcentales y 40 metros en Mina Federico (cuadrante de Trucíos, 60-II). En el corte de la carretera Sopuerta - Arcentales, se manifiesta claramente como una macrosecuencia negativa: a muro son abundantes los tramos más arcillosos, donde margocalizas y margas oscuras dominan sobre las calcarenitas; hacia techo, las calcarenitas se hacen progresivamente más frecuentes, a la vez que aumenta el tamaño de grano y el espesor de los bancos, que llegan a alcanzar potencias métricas. De esta forma, las calcarenitas que son, por lo general, oscuras, de grano fino y bien estratificadas se hacen, hacia techo, bioclásticas y de grano medio, presentando frecuentes muros erosivos y estratificación cruzada.

2.8.3.36. Margocalizas y margas. Calizas nodulosas y/o tableadas (136)

En el cuadrante de Güeñes (61-III), el término anteriormente descrito (135) pasa lateralmente, hacia el sureste, a un término que aunque es litológicamente similar se caracteriza por una mayor proporción de estratos duros (calizos y margocalizos) que de blandos (margas). Este término se sitúa en tránsito gradual, tanto lateral como vertical, a la serie fundamentalmente margosa (términos 128 y 134) que los rodea.

La composición interna varía desde margocalizas masivas, con fauna de belemnites y foraminíferos planctónicos, hasta alternancias netas entre margas y calizas micríticas (o calcarenitas de grano muy fino), nodulosas o tableadas, en estratos centimétricos a decimétricos. Hacia el sureste, el término gana en variabilidad litológica por la proximidad del litosomo calizo de Itxina, del que es equivalente lateral. Aunque en general predominan las margas y margocalizas (margas de Orozko), incluye numerosos tramos calcáreos resedimentados (calcarenitas y brechas). Así por ejemplo, en el área de Arrugaeta (al sureste de Llodio, 86-II), el conjunto adquiere otros caracteres; se reconocen, sobre todo, niveles potentes e irregulares de calcarenitas de grano medio - grueso, con niveles brechoides

intraformacionales. Siguiendo en la misma dirección, en los accesos a Zaola y Urigoiti (cuadrante de Igorre, 87-I) y en los alrededores de Itxina (cuadrante de Gorbea, 87-III), a muro y en gran parte como paso lateral del gran litosomo calizo, el conjunto está constituido por niveles calcareníticos o calcirrudíticos, ocasionalmente arenosos, en bancos decimétricos incluso métricos, con frecuentes contactos intraerosivos y estratificaciones cruzadas, separados por pasadas margosas o lutíticas, o bandas de calizas y/o margocalizas nodulosas. Son frecuentes, aunque localizados, los niveles de brechas calcáreas, así como niveles de inestabilidad y deformación gravitatoria. Se atribuye a estos materiales una edad Albiense inferior.

La potencia del término es muy variable, pudiendo alcanzar hasta 500 metros de desarrollo vertical; en el cuadrante de Llodio se estima en 350 metros. Esta serie puede reconocerse bien en los arroyos de Aldabide e Ipergorta (cuadrante de Gorbea, 87-III) y en la serie del monte Larraño (cuadrante de Llodio, 86-II).

2.8.3.37. Calcarenitas estratificadas (137)

Este término se ha cartografiado de manera discontinua y a diferentes alturas dentro de las facies urgonianas de talud y cuenca.

En los cuadrantes de Trucíos (60-II) y Güeñes (61-III), donde se encuentran irregularmente representadas a causa de un probable contacto discordante con la serie suprayacente, consisten en un paquete calcarenítico de potencia muy variable (entre 10 y 125 metros) que se dispone en transito gradual con el término (135). Estas calcarenitas son bioclásticas, de grano medio a grueso y se presentan en bancos de uno a varios metros de espesor. Localmente (zona de Siete Puertas) el conjunto presenta interestratificados frecuentes niveles centimétricos de sílex.

En la zona más occidental, cuadrantes de Carranza (60-I y III) y Zalama (60-III y 85-I), se describe una serie de cuerpos calcareníticos que intercalan localmente algunas margocalizas y calizas margosas en bancos decimétricos. Las calcarenitas representan una proporción mayor al 85% de la roca y están organizadas en bancos decimétricos, con estratificación neta plano-paralela y laminación muy patente. Este tramo es un equivalente lateral cercano de la mitad inferior del litosomo calcáreo de Carranza (Rebuño – Tolina y Lanestosa), aunque puede aparecer aislado como en Matienzo, y evoluciona, hacia cuenca, a facies menos carbonatadas, como los términos (131) y (134). Las geometrías y potencias son muy variables, cifrándose entre unos pocos metros (Matienzo) y más de 200 (Rebuño). Esporádicamente se observan olistolitos calcareníticos decamétricos, como en el área de Ranero.

En los cuadrantes de Zierbena (37-III), Santurtzi (61-I) y Bilbao (61-II), este término está representado por un tramo, de unos 500 metros de potencia, formado por calcarenitas en estratos decimétricos. Estas calcarenitas se organizan en secuencias positivas que alternan en ocasiones con finos niveles de margas, y que incluyen intercalaciones, hasta decimétricas, de parabrechas calcáreas en matriz margosa. Las parabrechas suelen estar incluidas en la serie calcarenítica, aunque en otras ocasiones se sitúan a muro de los paquetes calcareníticos, como consecuencia de su deslizamiento sinsedimentario. Son frecuentes los tramos "eslumpizados" de potencias métricas. Algunos niveles calcareníticos de grano grueso presentan granoclasificación, mientras que los de grano fino aparecen ocasionalmente con formas nodulosas, limitados por "wavy laminations" margosas. Localmente se aprecian silicificaciones a muro y techo de barras calcareníticas aisladas, dándose por igual en las brechas basales que en los estratos calcareníticos terminales. Este tramo pasa lateralmente, hacia el sureste, al tramo margoso (134), interdigitándose con el mismo.

Por último, en las zonas de Arraba y Pagomakurre (cuadrante de Gorbea, 87-III) y hasta el barrio de Gallartu (cuadrante de Igorre, 87-I), se reconoce un conjunto de barras calcareníticas que constituyen litosomos aislados, de potencia métrica, intercalados dentro, y a techo, de la serie de Pagomakurre (término 128). Se trata de bancos irregulares, difusamente estratificados, de "grainstone - rudstone" bioclástica arenosa, con algunas intercalaciones lutíticas centimétricas. Son equivalentes laterales de las lutitas, areniscas y margas que los engloban e, igualmente, de los litosomos calizos, áreas fuente de las que provienen. En estos materiales es frecuente la fauna de ostreidos, orbitolinas, equinodermos y braquiópodos. Ocasionalmente, y observadas desde una perspectiva alejada, presentan una apariencia canaliforme. Hacia el noroeste, las barras calcareníticas dejan de tener entidad cartográfica; no obstante, en el cuadrante de Llodio (86-II) se han diferenciado, dentro del término (128), dos intercalaciones de

estos materiales, al este del caserío Nafarrondo y en el arroyo de Olabarri respectivamente.

2.8.3.38. Alternancia de calcarenitas arenosas y margas arenosas (138)

Este término corresponde, en el cuadrante de Zierbena (37-III), a la parte superior de la macrosecuencia positiva calcarenítica del monte Serantes. La alternancia está formada por bancos centimétricos a decimétricos de calcarenitas de grano fino, disminuyendo el tamaño de grano y la potencia de los estratos hacia el sureste, y margas arenosas en estratos de similar potencia. Localmente son frecuentes las intercalaciones arenosas cartografiables. En el extremo oriental del cuadrante es más acentuado el aspecto "flysch" de este tramo, al tiempo que es mayoritario el componente calcarenítico frente al margoso. En esta zona las estructuras de inestabilidad se encuentran bien representadas, en forma de "slumps", brechas y fallas sinsedimentarias. La potencia mínima del tramo, hasta quedar cubierto por el mar, es superior a los 500 metros. Hacia el sureste, ya en el cuadrante de Bilbao (61-II), se produce un cambio lateral de facies, que hace desaparecer este término, lo mismo que las calcarenitas (137), dentro del tramo margoso (134).

En los cuadrantes de Trucíos (60-II), Balmaseda (60-IV y 85-II) y Güeñes (61-III), este término se manifiesta como un conjunto heterogéneo, de potencia irregular, en el que la sucesión de calcarenitas y margas o margocalizas oscuras presenta un contenido muy variable de componente arenoso y/o arcilloso. Aunque la mayoría de las calcarenitas son de grano fino, oscuras y arenosas, también se reconocen localmente algunos tramos, generalmente bioclásticos, de grano medio e incluso grueso ("rudstones"), así como otros con escasa o nula contaminación. Los niveles de calcarenitas, en general decimétricos, se ordenan constituyendo tramos de potencia métrica que alternan con los niveles de margas o margocalizas oscuras. A menudo los bancos presentan morfologías canaliformes. El contenido arenoso dentro de un mismo banco puede ser muy variable, existiendo todos los términos intermedios entre una calcarenita y una arenisca calcárea. Este aspecto condiciona la presencia de estructuras, posiblemente de origen diagenético, que configuran en algunos bancos un característico aspecto noduloso; determinando, además, en zonas alteradas por pérdida total o parcial del carbonato, un engañoso aspecto de arenisca.

En las margas del cuadrante de Trucíos (60-II) se ha reconocido la siguiente microfauna: *Tritaxia pyramidata, Marssonella oxycona, Spiroplectinata annectens, Ammobaculites subcretacea, Ammobaculites parvispira, Ammobaculites obscurus, Trochammina cf. obliqua, Sigmoilina antiqua, Vaginulina geinitzi, Dentalina nana, Marginulina jonesi, Lenticulina exarata danubiana, Lenticulina subalata, Astacolus cf. schloenbachi, Planularia bradyana, Pleurostomella reussi, Pleurostomella obtusa, Tristix excavata, Ramulina sp., Gyroidinoides loetterlei, Pseudotextulariella cretosa, Gavelinella (Berthelina) intermedia, Planulina schloenbachi, Patellina subcretacea, Eoguttulina anglica, Favusella washitensis, Hedbergella planispira, Dorothia gradata, Spiroplectammina rectangularis cretosa, Triplasia acutocarinata, Pseudonubeculina sp., Proteonina cf. ampullacea, Lenticulina gaultina, Spirillina minima, Pseudotextulariella cretosa, Valvulineria cf. gracillina, Globorotalites brotzeni rumanus, Neocythere vanveeni, Cytherella parallela, Cytherella ovata, Protocythere albae, Bairdoppilata sp., Protocyprella cf. rara, Dolocytheridea cf. bosquetiana*, radiolas, restos de crinoideos y coprolitos de gasterópodos. Estas asociaciones indican una edad Albiense inferior alto.

Este conjunto presenta, en el ángulo sureste del cuadrante de Trucíos (60-II), potencias cercanas a los 400 metros, acuñándose rápidamente hacia el noroeste. En el cuadrante de Güeñes (61-III) se produce un cambio de facies, pasando lateralmente hacia el sureste al término 135.

2.8.3.39. Calcarenitas, localmente arenosas (139)

Al norte de la localidad de Trucíos, el término 138 (anteriormente descrito) presenta unas características litológicas algo diferentes. Se trata en este caso de cuatro o cinco metros de calcarenitas estratificadas en bancos decimétricos, localmente arenosas, que se han diferenciado con este nuevo término.

2.8.3.40. Calizas y calizas arcillosas (140)

Este término se ha definido localmente, en el cuadrante de Trucíos (60-II), para las zonas de tránsito entre las calizas arrecifales estratificadas

en bancos métricos (90) y el término (134) de margas y margocalizas. Se trata de calizas micríticas o calcarenitas bioclásticas, con fauna de ostreidos y corales, generalmente silicificados. Están ordenadas en bancos finos, decimétricos a métricos, que intercalan con mayor o menor frecuencia niveles calizos arcillosos o incluso margas.

Entre la fauna existente en una muestra recogida en Gordón, se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* y algas rodofíceas corallináceas, que indican una edad que abarca desde la mitad del Aptiense superior a techo del Albiense medio.

2.8.3.41. Parabrecha mixta calcosilícea (141)

En algunos niveles inestables o de deslizamiento se manifiesta una mezcla de materiales, de distinta procedencia, que originan depósitos mixtos de "debris-flow". Estas parabrechas están compuestas por cantos, generalmente centimétricos, de calcarenita, margocaliza y arenisca en matriz margoso-lutítica. Afloran muy exiguamente, con potencias métricas, a distintas alturas de las series distales de talud y prodelta o frente deltaico, ya dentro del Complejo Albocenomaniense. Las mejores exposiciones se encuentran en Sangrices-Arabuste (cuadrante de Carranza, 60-I y III), al este de Santecilla (cuadrante de Trucíos, 60-II), en la Montera, Kotobasero (cuadrante de Zalama, 60-III y 85-I) y, con potencias decamétricas, en Cigarrero, donde incluyen un olistolito de areniscas cartografiable (también en el cuadrante de Zalama, 60-III y 85-I).

En el cuadrante de Güeñes (61-III), estos materiales se localizan en un nivel determinado que corona la serie carbonatada urgoniana, a techo de margas o bien sobre parabrechas calcáreas. Consisten en cantos de limolitas y areniscas "eslumpizadas", o bien, parabrechas con cantos aislados de calizas arrecifales y/o calizas micríticas y/o margas y/o areniscas, de tamaño variable centimétrico a decimétrico, inmersos en una matriz limolítica. Estos materiales se presentan con escasa continuidad lateral y potencia métrica a decamétrica.

2.8.3.42. Limolitas, margas y areniscas. "Slumps" (Tramo mixto) (142)

El tránsito entre los sistemas carbonatado y terrígeno está representado, en el sector occidental del Anticlinorio de Bilbao, por este tramo mixto que consiste en una alternancia irregular de margas oscuras laminadas, areniscas en bancos centimétricos, limolitas, más o menos calcáreas, esporádicos niveles de calcarenitas finas, e incluso alguna microbrecha calcárea en matriz lutítica. La potencia es de orden decamétrico. Los mejores afloramientos se encuentran al este de El Callejo (cuadrante de Balmaseda, 60-IV y 85-II) y en la pista de Valnera a Presa (cuadrante de Zalama, 60-III y 85-I).

En los cuadrantes de Bilbao (61-II) y Basauri (61-IV), estos materiales afloran jalonando el cabalgamiento de Santo Domingo. En la parte central de esta franja de afloramiento la litología es de margas oscuras alternantes con estratos de areniscas (calcáreas o silíceas) rojizas, turbidíticas y frecuentemente "eslumpizadas".

2.8.3.43. Areniscas y limolitas calcáreas o descalcificadas. (143)

Se trata de delgadas intercalaciones terrígenas localizadas dentro del litosomo calizo de edad Albiense de Itxina - embalse del Gorbea. Están constituidas por areniscas de grano fino a medio, con características texturales variables según su posición en la serie, al igual que ocurre con las lutitas englobadas en el término. Como norma general, puede decirse que las areniscas predominan en el noroeste, mientras que las lutitas lo hacen en el sureste; y es en esta dirección hacia donde, después de restituir la tectónica, acabarían siendo equivalentes laterales del techo de la serie de Pagomakurre, de las calizas albienses, y del muro del Complejo Albocenomaniense (formación Valmaseda).

En el cuadrante de Zalama (60-III y 85-I), este término puede considerarse como una evolución lateral de las areniscas (132), con un mayor contenido de intercalaciones lutíticas. Únicamente se han cartografiado dos niveles métricos, escasamente aflorados, en el área de Arabuste-Cigarrero.

2.8.3.44. Margas y calizas nodulosas (144)

Se trata de niveles cartografiables que se sitúan dentro de la serie margosa y arenosa (128). La composición de este término varía desde margocalizas hasta calizas micríticas o calcarenitas de grano muy fino, nodulosas, rodeadas por láminas onduladas, milimétricas a centimétricas, de marga arenosa oscura. En algunos casos se ha observado una ligera karstificación, con formación de oquedades. Cabe destacar la presencia de dos o más niveles superpuestos en el área de El Haya (cuadrante de Zierbena, 37-III), Sopuerta y Somorrostro (cuadrante de Santurtzi, 61-I). La potencia es variable, métrica a decamétrica, aunque por lo general nunca superior a los 50 metros, y se adelgaza hacia el este.

2.8.3.45. Margas (145)

Bajo este epígrafe se agrupan varios afloramientos de litología similar, aunque desconectados entre sí:

- En el cuadrante de Santurtzi (61-I) corresponden a una intercalación de margas laminadas de color gris claro, localizadas en la parte inferior de las calizas de Galdames, que presentan una potencia en torno a los 10 metros.
- En el cuadrante de Galdakao (62-III) este término aparece en ambos flancos del sinforme de Altza, así como en la zona de Arraibi. Consiste en margas y limolitas calcáreas, masivas y/o estratificadas en bancos centimétricos a métricos, afectadas en algunas zonas por una fuerte esquistosidad.
- En el sector noroccidental del cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), este término litológico se dispone a muro, a techo y en paso lateral de una barra de calizas estratificadas en bancos métricos (90).
- En el cuadrante de Igorre (87-I) las margas se disponen como cambio lateral, hacia el sureste, del litosomo calizo de Aibelaga. Se trata de margas arenosas micáceas, de color claro, masivas, que intercalan delgados niveles de arenisca carbonatada de grano fino, localmente rubefactada.
- Por último, en el cuadrante de Gorbea (87-III), este término constituye la litología autóctona mayoritaria en el tránsito terrígeno de Iondegorta, entre los litosomos calizos de Arralde y Zanburu, dentro de la barra de calizas aptienses. Localmente se sitúa en discordancia erosiva sobre las mismas. Esta masa margosa intercala tramos de margocalizas nodulosas, areniscas calcáreas de grano muy fino, areniscas bioclásticas con orbitolinas y bivalvos, lumaquelas de ostreidos, niveles de septarias y niveles de clastos calcáreos (hasta métricos) organizados en secuencias positivas (rellenos de surco). Estos últimos conforman una facies neta de talud, restringida a las cercanías del área-fuente de los clastos que es el litosomo oriental. El porcentaje de clastos calizos disminuye rápidamente hacia el noroeste hasta desaparecer, dando paso a materiales de grano fino, propios de talud no-destructivo, en los que se intercalan los términos (87) y (132).

2.8.3.46. Parabrecha con aporte de material volcánico (146)

Estos materiales afloran en dos zonas diferentes. La primera de ellas se encuentra en el cuadrante de Basauri (61-IV), donde aflora un cuerpo de morfología lenticular que se apoya sobre las calizas urgonianas en su extremo oriental, y desaparece hacia el oeste dentro de los terrígenos de la serie de Gallarta (128). Está constituido por una alternancia de rocas volcanoclásticas de grano medio a grueso, fuertemente alteradas, y brechas poligénicas con cantos redondeados, milimétricos a decimétricos, de caliza, marga, lutita y roca volcánica inalterada; todo ello inmerso en una matriz carbonatada, localmente silicificada. Este cuerpo puede alcanzar una potencia máxima aproximada de 18 metros.

Por otra parte, en el cuadrante de Elorrio (87-II) se ha reconocido un horizonte discontinuo de brechas calcáreas con fragmentos de rocas piroclásticas. Este nivel aparece a muro del litosomo calizo del monte Mugarra, y se ha descrito como una serie positiva de brechas, en la que se mezclan cantos de calizas urgonianas y fragmentos de rocas de origen volcánico, en una matriz lutítica muy arenosa. La potencia de este nivel alcanza los 45 metros. Por encima de este horizonte, aunque muy próximo a él, se ha cartografiado otro nivel que, al igual que el anterior, contiene aportes volcánicos. Se trata de lutitas y lutitas arenosas con fragmentos de rocas volcánicas, intercaladas en la parte basal de las calizas del monte Mugarra. Los mejores afloramientos se localizan en las canteras cercanas a la carretera de Durango - Urkiola, a la altura de Mañaria.

2.8.3.47. Areniscas. Localmente microconglomerados (147)

Englobados en el término lutítico (128) aparecen cuerpos arenosos cartografiables. Los de mayor entidad afloran según una franja de dirección NO-SE, a lo largo de los cuadrantes de Igorre (87-I), Gorbea (87-III), Otxandio (87-IV) y Legutiano (112-II), aunque su distribución es irregular. La litología es de areniscas silíceas claras, de grano fino a grueso, que llegan a incluir niveles microconglomeráticos en el sureste. Las areniscas se encuentran estratificadas en bancos centi a decimétricos, y alternan en ocasiones con limolitas más o menos calcáreas formando secuencias negativas. Las estructuras más frecuentemente observadas son laminación paralela, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y "ripples". Este término presenta una polaridad horizontal bien marcada: hacia el sureste disminuye el cemento carbonatado, aumenta el tamaño de grano y la selección del material, disminuyendo las intercalaciones lutíticas. En el monte Oketa (cuadrante de Gorbea, 87-III), las facies areniscosas de la serie de Pagomakurre son difíciles de diferenciar de las pertenecientes a la base del Complejo Albocenomaniense (formación Valmaseda), ya que desaparecen los niveles calizos albienses que normalmente las separan.

En el extremo noroeste de su zona de afloramiento estos materiales aparecen como cuerpos de forma aproximadamente lenticular y poco desarrollados; hacia el sureste van aumentando de potencia dentro de la "serie de Pagomakurre", presentando a su vez mayor extensión lateral, llegando a constituir un término potente con un máximo en el cuadrante de Gorbea (87-III) donde alcanza hasta 350 metros al sureste del monte Azero. Más hacia el sureste, en el cuadrante de Otxandio (87-IV), la potencia de este paquete se reduce de nuevo, localizándose un afloramiento en la cantera cercana a la ermita de Santa Lucía donde este término presenta una potencia de sólo 5 metros a techo de las calizas aptienses. La presencia de una costra ferruginizada, separando ambas litologías, podría sugerir la existencia de una interrupción en la sedimentación que suponga un lapso prolongado de tiempo.

Se han diferenciado otros tramos arenosos de menor entidad, igualmente intercalados en la serie lutítica (128), aunque localizados en la unidad de Yurre. En el cuadrante de Igorre (87-I) se han descrito como arenitas - litarenitas de grano medio a grueso (localmente microconglomeráticas) que forman barras de potencia métrica; mientras que, en el cuadrante de Otxandio (87-IV), se habla de areniscas moscovíticas, de grano fino a medio y colores blanco amarillentos, en corte fresco, que se observan en la carretera de Santa Águeda a Mondragón. Por su parte, en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), el término está representado por unos paquetes de 2 a 5 metros de potencia, y una gran continuidad lateral, intercalados en las calizas de Zaraia. Estos paquetes están constituidos por varios estratos de areniscas silíceas.

2.8.3.48. Conglomerados (148)

En la vertiente sur del cerro Maroto (cuadrante de Legutiano, 112-II) aparece una barra de conglomerados silíceos de cantos heterométricos, con una potencia cercana a los 10 metros (esta potencia ha sido exagerada en la cartografía). El tamaño de los cantos es centimétrico y se hayan inmersos en una matriz arenosa de grano medio a grueso. Estos cantos pueden provenir de materiales cuarzosos, cuarcíticos o areniscosos. Los afloramientos están dispersos y son de mala calidad.

En el cuadrante de Otxandio (87-IV) y por la pista que desde el puerto de Kurutzeta conduce a la ermita de Santa Cruz, se cortan unas barras de microconglomerados que afloran de manera discontinua en barras de unos 3 metros de espesor. Presentan cantos de cuarcitas blancas de 4 a 20 milímetros, cuya elongación suele ser paralela a la laminación. Estos conglomerados suelen constituir cuerpos de pequeñas dimensiones en los que el tamaño de grano decrece rápidamente hacia los bordes. Petrográficamente se clasifican como ortocuarcitas (cuarzoarenitas), con un 85% de cuarzo detrítico.

2.8.3.49. Areniscas con estratificación cruzada (149)

En la secuencia general que constituye el término (128), en el cuadrante de Legutiano (112-II), se intercalan también algunas barras de areniscas con estratificación cruzada que marca la geometría de los litosomos, la cual resulta ser netamente oblicua a las alineaciones calizas en la zona sureste.

2.8.3.50. Calizas y/o brechas calcáreas (150)

Constituyen litosomos calcáreos de dimensiones irregulares, situados a diversas alturas de la serie urgoniana.

En el cuadrante de Otxandio (87-IV) este término está representado por calizas, lutitas y brechas calcáreas, que aparecen como una intercalación, de unos 30 metros en las calizas con rudistas y corales (90). Se pueden observar en la pista que va desde Garagarza a Besaide.

En el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), a techo y como cambio lateral de las calizas urgonianas, aflora una serie compleja constituida por bancos discontinuos de calizas con rudistas y corales, brechas calcáreas, olistolitos calizos y calizas impuras, que se puede reconocer en la carretera de acceso a la localidad de Araotz. La potencia de este tramo se estima cercana a los 50 metros. Este término pasa lateralmente, hacia el sureste, a margas y margocalizas (178) o "margas de Araotz".

En el cuadrante de Igorre (87-I) este término está representado por diferentes litologías; dependiendo de la zona observada puede tratarse de: calizas sin macrofauna (barrio de Barbatxao o Ermitabarri en Zeberio), parches calizos con corales y rudistas (al noreste de Ereñozar en Zeberio), brechas y megabrechas, netamente estratificadas, con bloques de tamaño hasta métrico (zona de Aranzazu y carretera de Barañano), y calizas y margocalizas, nodulosas o tableadas en alternancia con margas que muestran evidencias de haber sufrido fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria (barrio de Etxaso en Zeberio).

Se han incluido en este término las facies brechoides que afloran en la margen derecha del arroyo Urkulu (cuadrante de Legutiano, 112-II), entre los depósitos coluviales que se acumulan al pie de las calizas de Zaraia. Localmente estos materiales presentan caracteres de megabrecha, de hecho algunos afloramientos podrían corresponder a grandes olistolitos. Este término se encuentra intensamente tectonizado, por lo que es difícil de establecer hasta qué punto la brechificación que se observa es debida a un proceso sinsedimentario o bien tectónico. La matriz de los clastos es margo-arenosa y el cemento esparítico con mineralizaciones de galena y óxidos de hierro. El aspecto del afloramiento y la posición de las facies brechoides con respecto a los materiales wealdenses y urgonianos basales, unido a la proximidad a un coluvial de bloques calcáreos de gran magnitud, impulsan a interpretar este término como un gran bloque megabrechoide, deslizado en el Cuaternario desde su localización original, en el talud del edificio arrecifal de Zaraia, hasta su posición actual en el fondo del valle.

2.8.3.51. Margas y parabrechas calcáreas (151)

En el ángulo noreste del cuadrante de Igorre (87-I), se han descrito dos casos, supuestamente equivalentes, de margas mal afloradas, tectonizadas y descalcificadas, que incluyen clastos calcáreos, en apariencia aislados y desorganizados, de tamaño hasta métrico. La potencia máxima de estos materiales puede ser decamétrica. En el afloramiento del sector de Amboto, donde el desarrollo litológico es mayor, se puede apreciar una alternancia irregular de parabrechas, ortobrechas y ortomegabrechas calcáreas, barras coralinas, areniscas calcáreas y margas con fauna de orbitolinas.

Dentro del conjunto margoso de Araotz, y sobre todo en las proximidades del paso lateral a las calizas de Aitzgorri (cuadrantes de Santuario de Arantzazu, 113-I y Zegama, 113-II) se pueden reconocer con cierta frecuencia algunas intercalaciones, de potencias decimétricas – métricas, de parabrechas calcáreas. Se trata de niveles discontinuos, originados por fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria, constituidos por cantos de distinta procedencia inmersos en una matriz margosa. Muchos de los cantos son de margocalizas y calizas arcillosas, producto de la resedimentación de la propia serie en la que se intercalan; otros son, sin embargo, de calcarenitas bioclásticas y calizas de rudistas y corales, procedentes de la destrucción de los litosomos calizos de Zaraia y Aitzgorri. Estos últimos pueden alcanzar tamaños métricos, en cuyo caso se han diferenciado en cartografía con el término (175) de la leyenda.

2.8.3.52. El Urgoniano terrígeno de la Unidad de Yurre

Las áreas de Arlabán y del surco Indusi - Otxandio, en los cuadrantes de Legutiano (112-II) y Otxandio (87-IV), presentan rasgos estratigráficos particulares. En estas zonas se produce durante el Aptiense y Albiense inferior una sedimentación terrígena más o menos grosera, incluso conglomerática, que inhibió el crecimiento de arrecifes, cuya representación es esporádica. Estos materiales han sido denominados "Unidades de Oketa,

Tellamendi (superior), Murugain y Arlabán" (FERNÁNDEZ MENDIOLA, 1986), y "Unidad de Arlabán" (FERNÁNDEZ MENDIOLA y GARCÍA MONDÉJAR, 1989). En este conjunto terrígeno, equivalente lateral de las calizas urgonianas, pueden diferenciarse los términos que se describen a continuación.

2.8.3.52.1. Limolitas y areniscas de grano fino. Areniscas estratificadas (152)

Este término se sitúa, en los cuadrantes de Legutiano (112-II) y Santuario de Arantzazu (113-I), por encima de las facies de implantación urgoniana y se interdigita, como paso lateral, con los niveles más bajos de las calizas urgonianas del litosomo de Zaraia. Al norte de este sector es donde el conjunto presenta un menor desarrollo, con potencias de 25 a 30 metros; cobrando mayor entidad hacia el sur, donde puede alcanzar alrededor de 200 metros de potencia, debido la desaparición parcial de la base de las calizas en esa dirección. Hacia el oeste, en el límite con el cuadrante contiguo de Legutiano, el litosomo calizo de Zaraia desaparece totalmente, produciéndose un cambio lateral a facies de talud, el conjunto terrígeno alcanza en esta zona una mayor potencia y desarrollo.

En la margen izquierda del arroyo Urkulu (cuadrante de Legutiano), aparecen barras métricas de areniscas silíceas bien estratificadas, que se intercalan en la monótona litología del término (82) para constituir un cuerpo decamétrico (entre 50 y 70 metros) de limolitas, areniscas de grano fino y areniscas estratificadas.

2.8.3.52.2. Areniscas silíceas masivas con lutitas y conglomerados (153)

Estos materiales constituyen una serie terrígena comprensiva ("serie de Elgeamendi") de edad aproximada Aptiense medio - Albiense inferior; son equivalentes, por tanto, de las calizas de Galdames, de la serie de Pagomakurre, de las calizas de Itxina y de las margas de Bilbao. También son equivalentes a una buena parte de las calizas de Zaraia, situadas inmediatamente al este.

Se trata de una sucesión areniscosa silícea, localmente conglomerática, masiva o en bancos decimétricos - métricos, en la que se intercalan esporádicamente finos niveles lutíticos, que se hacen más frecuentes hacia el norte, y litosomos calizos de morfología lentejonar. En la cabecera del arroyo Urkulu (cuadrante de Legutiano, 112-II), la serie consta de potentes barras areniscosas de grano medio a grueso, masivas y alteradas, con laminación de "ripples" o con estratificación cruzada, de surco o planar de bajo ángulo, mal conservada, intercaladas en una sucesión de areniscas silíceas y lutitas con niveles de calizas arenosas de ostreidos. Hacia el este aumenta la proporción de materiales groseros, apareciendo zonas de areniscas paraconglomeráticas con clastos de tamaño centimétrico, envueltos en una matriz arenosa. Aunque la mayoría de los clastos son de cuarcita, también se reconocen, de forma esporádica, otros de arenisca e incluso de caliza.

La fauna de ammonites encontrada en el cuadrante de Otxandio (87-IV) ha datado el término como de edad Albiense superior; de esta forma, la serie comprensiva de Elgeamendi podría haber alcanzado, en este cuadrante, la base del Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.

En el cuadrante de Legutiano (112-II), los mejores afloramientos se localizan en el arroyo Ugarana y en las pistas de montaña que unen los altos de Elgeamendi, Urkiza, Idiazabal, Bostoro y Aitzorrotz. Por su parte, en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), el término se reconoce al norte de Elgea y, más limitadamente, al noroeste de Mugarriluze, cerca ya del límite con el cuadrante de Legutiano. La potencia estimada del término es del orden de 300 a 500 metros.

2.8.3.52.3. Conglomerados arenosos (154)

Las facies conglomeráticas presentes en la sucesión terrígena (153) se organizan en barras decamétricas de orto y paraconglomerados silíceos, con cantos redondeados de tamaño generalmente inferior al decimétrico, en matriz arenosa. Localmente incorporan clastos centimétricos areniscosos, e incluso calizos, lo que podría apuntar a un área -fuente parcialmente intraformacional. Las barras presentan una morfología elongada y de potencia variable, sugiriendo quizá amplias canalizaciones rellenas de sedimentos groseros más proximales que los infrayacentes. La procedencia general de las paleocorrientes medidas es sur - suroeste.

2.8.3.52.4. Calizas y margas, brechas y "slumps" (155)

En el corte de la pista que conduce a la ermita de Santa Cruz, al sur del cuadrante de Otxandio (87-IV), se reconoce un término, de unos 70 metros de potencia, definido como calizas y margas, brechas y "slumps". Se trata de un conjunto alternante de calizas grises y margas o margocalizas estratificadas en bancos decimétricos, aparentemente sin macrofauna. Localmente el conjunto muestra signos de inestabilidad sinsedimentaria, reconociéndose zonas "eslumpizadas", así como niveles de brechas intraformacionales, incluidas en la serie.

2.8.3.52.5. Areniscas y lutitas (156)

Este término se dispone en contacto gradual sobre materiales del Complejo Purbeck-Weald, y en parte como paso lateral con las calizas de Arangio (cuadrante de Otxandio, 87-IV). El conjunto está formado por lutitas de tonos grisáceos entre las que se intercalan, en la base, niveles centimétricos de areniscas, que van siendo más gruesos y abundantes hacia techo; organizándose por tanto como una gran secuencia negativa. Hacia la base las intercalaciones de arenisca son, en general, de techo y muro plano, contactos netos y tamaño de grano muy fino a fino; mientras que, hacia techo, los bancos más gruesos pueden tener el muro más irregular y tamaño de grano de fino a medio. Son frecuentes las laminaciones paralelas y, más raramente, cruzadas. A veces pueden verse bioturbaciones en el muro de algunos niveles de arenisca.

Al norte del afloramiento, las calizas de Arangio comienzan a intercalarse de una manera gradual, hasta la instalación definitiva del régimen carbonatado y cese de los aportes terrígenos. En la figura 2.4 se ha representado una pequeña columna sintética de este mismo tránsito, pero algo más al sur del afloramiento, donde se puede ver un contacto más brusco. Desde el punto de vista estratigráfico, esta serie es correlacionable con la "formación Tellamendi" (86) del sector de Amboto. La potencia total que presentan estos materiales es de unos 200 metros aproximadamente.

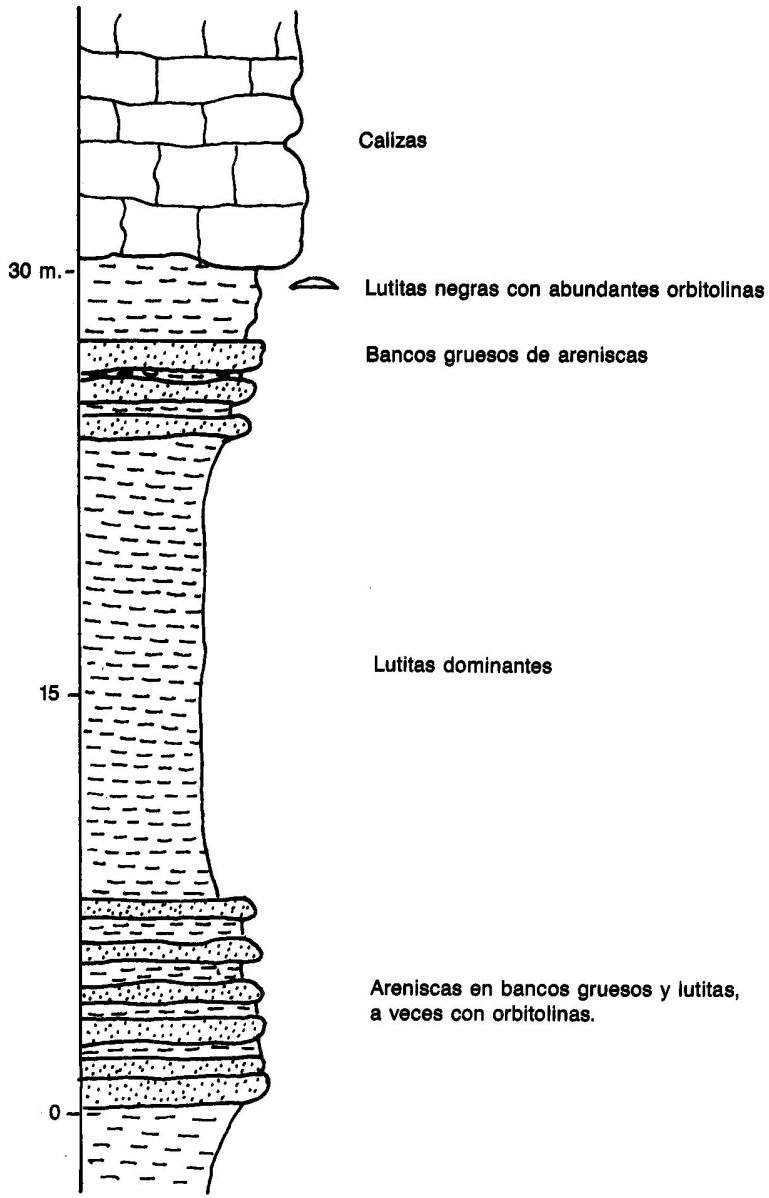


Figura 2.4.- Columna sintética del tránsito lateral gradual entre las calizas de Arangio y los terrígenos de Tellamendi

2.8.3.52.6. Lutitas (limolitas) grises y negras (157)

Este término es el más ampliamente representado en la banda de Olaeta-Eskoriatza; zona que rodea el domo de Aramaio, en el cuadrante de Otxandio (87-IV). La sedimentación en esta zona viene condicionada por la morfología previa que originaron las edificaciones arrecifales del Urgoniano, situadas posiblemente en zonas de movilidad tectónica (OLIVÉ *et al.*, 1984), siendo posible que estos materiales rellenen una cuenca subsidente, limitada por paleoaltos o zonas de umbral controlados por fallas.

Este tramo está constituido principalmente por lutitas (algo calcáreas en la base) de color gris oscuro a negras, mal laminadas, arcillosas y micáceas; en ocasiones son limoso - arenosas y tienen carácter masivo. Las intercalaciones areniscosas son por lo general escasas, y las potencias menores de 10 centímetros. Igualmente intercalan esporádicas pasadas de arcillas carbonosas. Sin embargo, son muy frecuentes los nódulos ferruginosos, que se concentran en niveles paralelos a la estratificación, y la disyunción en "capas de cebolla", así como una fuerte bioturbación. Es característica la presencia de equinodermos, siendo éstos relativamente abundantes en todo el término.

Al noroeste de Eskoriatza, en el paraje de Induspe, la presencia de niveles arenosos es especialmente frecuente, de manera que todo el conjunto podría ser considerado como una alternancia, más o menos regular, de areniscas y lutitas. En esta área las lutitas presentan, puntualmente, fauna de gasterópodos (aparentemente del género *Glauconia*) y pequeños lamelibranquios. Dicha fauna es indicativa de medios restringidos o salobres, y no es extraño encontrarla en la formación terrígena basal del Urgoniano, como ocurre en el cuadrante contiguo de Gorbea (87-III); en este caso, podría tratarse de una recurrencia de la facies Weald, indicando una posición basal de los terrígenos urgonianos.

2.8.3.52.7. Areniscas silíceas (158)

Las esporádicas intercalaciones arenosas, que aparecen en el término anterior (157), pueden alcanzar en algunos casos potencias de varios decímetros, diferenciándose entonces en la cartografía con el término 158. Se trata generalmente de areniscas silíceas pardas de grano fino a medio, micáceas y con abundante materia orgánica. Aparecen bien estratificadas en bancos planoparalelos polifásicos, constituidos por varios niveles centimétricos. Las estructuras más frecuentemente observadas son laminaciones paralelas y "ripples" a techo.

Entre el puerto de Kurutzeta y la peña Arangio (zona central del cuadrante de Otxandio, 87-IV), las intercalaciones de areniscas, dentro de las lutitas, alcanzan mayor espesor y representatividad, llegando alguna de las barras a sobrepasar los 5 metros de potencia. Se trata, en estos casos, de areniscas de grano medio, grises en fractura fresca y pardas en superficie alterada, bien estratificadas en bancos polifásicos, con estratos que oscilan entre 15 y 50 centímetros (ocasionalmente hasta 1,5 metros), en los que son frecuentes las superficies de concentración de micas. Como estructuras sedimentarias más frecuentes se dan laminaciones paralelas, cruzadas (bimodales y de "ripples"), "ripples" de oscilación y estructuras debidas a escapes de agua. Es frecuente la presencia de restos vegetales carbonizados de pequeño tamaño. Estas areniscas se pueden clasificar como areniscas silíceas (grauvaca por diagénesis de arenita arcósica), areniscas ferruginosas, grauvacas y subarcosas. Esporádicamente (puerto de Kurutzeta), algunos de estos niveles tienen cemento carbonatado y son especialmente frecuentes las orbitolinas. Las dataciones por orbitolínidos, realizadas en uno de estos niveles, dan una edad Albiense inferior sin más precisiones. Estos materiales pueden reconocerse parcialmente en la carretera que desde el puerto de Kurutzeta conduce hasta Olaeta.

Localmente, se ha diferenciado un término de lutitas con pasadas areniscosas (161), caracterizado por una proporción similar entre las intercalaciones arenosas y las lutitas dentro del término (157). Estos tramos mixtos suelen constituir facies de "orla" lateral, e incluso vertical, de los términos areniscosos (158).

2.8.3.52.8. Lutitas y areniscas (159)

Este término se sitúa en dos posiciones estratigráficas diferentes: una como tránsito lateral de la parte media (Albiense inferior?) del litosomo calizo de Indusi (cuadrante de Igorre, 87-I), o bien como barras aisladas o tramos más potentes marcando el techo del Complejo Urgoniano. Se trata

de un término terrígeno mixto compuesto por areniscas estratificadas y lutitas, que alternan en proporción variable, y presentan una organización, lateral y vertical, igualmente variable. Las lutitas son similares a las descritas en el término (128). Hacia el noroeste, en el cuadrante de Igorre, la proporción de arenisca aumenta, siendo predominante sobre las lutitas. En el cuadrante de Elorrio (87-II), este término alcanza los 500 metros de potencia.

2.8.3.52.9. Alternancia regular de areniscas y lutitas (160)

Consiste en una alternancia de arenisca silícea y limolitas arenosas en estratos centi-decimétricos. Los bancos areniscosos presentan "ripples" de corriente y algunos calcos de carga como estructuras sedimentarias principales. Las limolitas, por su parte, contienen arena de grano fino, abundante mica y numerosas septarias intercaladas. La potencia del término es de orden decamétrico, no pudiendo concretarse por estar fuertemente replegado. Los afloramientos de mejor calidad se encuentran en la carretera Dima - Otxandio, en Eguzkin, donde la serie se presenta invertida, y en los alrededores de Zelaigorria (cuadrante de Igorre, 87-I).

2.8.3.52.10. Lutitas negras con algún nivel areniscoso (161)

Es un término muy uniforme y monótono, esencialmente lutítico, negro, con abundante materia orgánica y mica, en el que se intercalan niveles areniscosos agrupados en bancos decimétricos aislados. Son frecuentes los niveles y nódulos ferruginosos. Afloran en la carretera de Indusi - Otxandio y en las pistas que rodean el antiguo aeródromo (cuadrante de Otxandio, 87-IV). La potencia estimada es del orden de 350 metros.

2.8.3.53. Calcarenitas con escasas intercalaciones de areniscas (162)

Estos materiales están integrados por calcarenitas bioclásticas en bancos gruesos (1 a 4 metros), con intercalaciones de sedimentos terrígenos (lutitas y areniscas), calizas brechoides negruzcas y algunas margas. La granulometría de las calcarenitas y de las areniscas es de arena media e incluso gruesa. Este conjunto aflora a muro de las calizas de Kobate, situadas al noroeste de Garagarza (cuadrante de Otxandio, 87-IV) y cambia lateralmente de facies hacia el noroeste, pasando a limolitas con intercalaciones de areniscas (128). La potencia máxima observada es de unos 150 metros.

En el ángulo noroeste del cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), por la pista que conduce a Udalatza, se reconoce un tramo de unos 8 metros de potencia, de calcarenitas arenosas. Se trata de calcarenitas de grano medio - grueso (localmente muy arenosas), bioclásticas, con fragmentos de equinodermos, corales, rudistas y ostreidos.

2.8.3.54. Calizas, margocalizas y margas estratificadas (163)

En el cuadrante de Mondragón (88-III), las calizas organógenas masivas (91) del monte Udala pasan lateralmente hacia el sureste a calizas, margocalizas y margas. Concretamente, en la carretera de Mondragón al alto de Campanzar se corta un tramo inferior formado por una alternancia de margas y margocalizas bien estratificadas en bancos decimétricos (165) al que se le superpone otro tramo más calcáreo formado por calizas arcillosas oscuras, margocalizas y margas, igualmente estratificadas en bancos decimétricos a métricos (163). Estos materiales, que constituyen los relieves del monte Kurutzetxiki, cambian lateralmente hacia el sureste a lutitas y areniscas (128) a través de términos margosos y, en algunos casos, brechoides.

2.8.3.55. Calcarenitas bioclásticas. Intercalaciones de margas y margocalizas (164)

Estas facies se describen en los cuadrantes de Otxandio (87-IV) y Elorrio (87-II), como equivalentes laterales de las calizas de Amboto. Las calcarenitas de esta unidad presentan un aspecto relativamente homogéneo. El corte donde mejor se observan estos materiales se encuentra en la carretera de Aramaio a Santa Águeda (cuadrante 87-IV); en el mismo, estos materiales aparecen como calizas esparíticas de color gris oscuro, tanto en superficie como en corte fresco, donde se observa su composición granuda formada por fragmentos, tamaño arena, de equinodermos, briozoos, rudistas,

gasterópodos, lamelibranquios, algas calcáreas, ostrácodos, foraminíferos, etc., así como granos de cuarzo, feldespato y moscovita. En ocasiones pueden verse laminaciones paralelas, onduladas y cruzadas de surco. Localmente (monte Andasto) estas calcarenitas presentan intercalaciones más margosas o algo brechoides. Desde un punto de vista petrográfico, son biomicritas arenosas, a veces bioesparitas arenosas y, menos frecuentemente, bio-gravel-esparitas arenosas.

En el área del Santuario de Arantzazu (cuadrante del mismo nombre), al igual que en otras áreas próximas, se dispone como un término de calcarenitas de grano medio a grueso, localmente brechoides (fragmentos de rudistas, corales, etc), estratificadas en bancos decimétricos y alternantes con margas.

Por último, en el flanco noreste del anticlinal de Aitzgorri (cuadrantes de Zegama, 113-II, y Asparrena, 113-IV), las calizas dan paso a una sucesión terrígeno-carbonatada ("serie de Anarri" o "serie de Iturrigain") en la que, entre otros, se ha diferenciado un término de calcarenitas masivas o estratificadas, de carácter bioclástico, que incorporan localmente niveles de ortobrecha calcárea. Aparecen en forma de barras aisladas de potencia métrica-decamétrica.

2.8.3.56. Margocalizas. Margas y margocalizas laminadas (165)

En los sectores de Amboto y Udala, este término se sitúa en cambio lateral de facies con las calizas arrecifales, marcando la transición entre éstas y las facies más lutíticas de cuenca. Son margas y/o margocalizas de color blanquecino sucio en superficie y gris oscuro en corte fresco. Normalmente son laminadas y, cuando han perdido el carbonato por efecto de la alteración superficial, adquieren un aspecto de lutitas amarillentas. La potencia que presentan es variable, debido al carácter de transición entre calizas y lutitas que tienen. En el cuadrante de Mondragón (88-III) presentan una gran extensión lateral.

En el núcleo del sinforme de Arraño (cuadrante de Galdakao, 62-III), estos materiales engloban diversos tipos de litosomos calizos y brechoides.

2.8.3.57. Alternancia de margas y calcarenitas (166)

En el extremo sureste del sector de Amboto y estratigráficamente por encima de las calizas del monte Murugain (cuadrante de Otxandio, 87-IV) afloran calcarenitas y margas que son equivalentes laterales de los materiales del monte Andasto. Las calcarenitas de este término presentan las mismas características ya descritas para el término (164).

En el cuadrante de Asparrena (113-IV), este término corresponde al equivalente lateral inmediato de la caliza arrecifal, manteniéndose luego como una estrecha banda en el flanco noreste del anticlinal de Aitzgorri (cuadrante de Zegama, 113-II). Constituyen alternancias, más o menos regulares, de calcarenitas en estratos centimétricos y margas, localmente esquistosas por la tectónica. En las proximidades de la caliza aparecen niveles con abundantes orbitolinas, y se da un predominio de la marga sobre los niveles calcareníticos. La potencia del término es de orden decamétrico.

2.8.3.58. Lutitas calcáreas masivas (167)

Este término aflora, dentro del cuadrante de Elorrio (87-II), en tres sectores diferentes. De ellos, la mayor superficie de afloramiento corresponde a las lutitas que coronan la serie urgoniana en Eskubaratz. Se trata de lutitas calcáreas masivas, de color gris oscuro a negro en corte fresco, aunque generalmente se encuentran descalcificadas, dando en estos casos tonalidades pardo-amarillentas. Es frecuente la presencia de nódulos sideríticos. Estas lutitas se encuentran también en cambio lateral de facies con las calizas de Eskubaratz (hacia el sur del citado afloramiento calizo), encontrándose en esta zona una serie de barras calcáreas interdigitadas con los niveles lutíticos.

A medida que se asciende en la serie, dentro de este término, el contenido areniscoso es más patente, de tal forma que llega a ser muy difícil separar cartográficamente este término del que se sitúa inmediatamente por encima, correspondiente ya al Complejo Supraurgoniano. El criterio utilizado para ubicar dicho contacto ha sido la aparición de los primeros niveles areniscosos con cierta continuidad lateral.

En el sector de Udala, en el extremo sureste del cuadrante de Elorrio, este término presenta una extensión muy reducida, situándose a muro del

litosomo calcáreo del monte Udala. Está constituido por lutitas oscuras, o casi negras, con contenidos de carbonato relativamente bajos debido a la alteración superficial. Pueden presentar algunas intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino, aunque son generalmente escasas.

Estos materiales se han descrito también al sureste del monte Amboto, en donde están representados por unos pequeños afloramientos, formando parte del cambio de facies que sufren las calizas urgonianas hacia el este. En dicho sector las lutitas pueden ser laminadas o presentar aspecto masivo; normalmente, se observa moscovita y una cierta proporción de fracción arenosa, que aumenta hacia el sureste (cuadrante de Otxandio, 87-IV) presentándose a veces como una alternancia de areniscas y lutitas, o localmente, como areniscas de grano fino a medio, en bancos de hasta un metro de potencia, con laminaciones cruzadas, como las aflorantes en la pista de acceso al monte Murugain (cuadrante 87-IV).

Por otra parte, en los cuadrantes de Santuario de Arantzazu (corte de Zaraia, 113-I) y Mondragón (Kurutzeberri, 88-III) se diferencia un término de lutitas entre las que se intercalan algunos niveles centimétricos a decimétricos de calizas arenosas, calcarenitas o calizas brechoides. Las calizas intercaladas se caracterizan por presentar localmente espectaculares nódulos negros de sílice. La continuidad lateral del término es muy limitada, pasando tanto al norte como al sur a términos calizos.

2.8.3.59. Calizas arenosas con lamelibranquios (168)

Se trata de un nivel decimétrico de calizas ferruginosas, con colores rojos de alteración y de color gris oscuro en corte fresco, que presentan un abundante componente terrígeno de tamaño arena. Este nivel ha sido exagerado en la cartografía. Petrográficamente es una roca formada por un 45% de cuarzo, un 5% de plagioclasa, un 10% de bioclastos y un 30% de esparita (dolomita ferrosa).

Estas calizas han sido observadas puntualmente en las proximidades del caserío Landaluko-Txiki, muy cerca del barranco que baja desde Mugarrikolanda a Mañaria (cuadrante de Elorrio, 87-II).

2.8.3.60. Calizas organógenas brechoides (169)

Están formadas por bloques de caliza, normalmente de tamaño decimétrico a métrico, dentro de una matriz brechoide más fina también calcárea. En un afloramiento de este término, situado en la masa deslizada que se encuentra junto al barrio de Olakua (al sureste del cuadrante de Elorrio, 87-II), la matriz que engloba los cantos es de naturaleza margosa. Estos materiales se han interpretado como una facies brechoide de talud, aunque probablemente sean más proximales que los descritos con el término (78). Los estudios realizados revelan que se trata de biopelmicritas arenosas y biointramicritas.

2.8.3.61. Areniscas y lutitas (170)

En el sector de Udala, extremo sureste del cuadrante de Elorrio (87-II), y en las laderas sur de los altos de Butraitz y Artzanburu (cuadrante de Santuario de Arantzazu, 113-I), se han cartografiado niveles de areniscas y lutitas intercalados en las facies de calizas, tanto masivas (91), como impuras (88), lo que supone una importante contaminación arenosa en estos puntos. En el primero de los casos, las areniscas son silíceas, con moscovita, de grano fino a medio y colores blanco - amarillentos en corte fresco y marrón rojizos en superficies de alteración. Las lutitas presentan características similares a las descritas para el término (167).

2.8.3.62. Margocalizas y calizas margosas (171)

Este término se ha diferenciado en los cuadrantes de Galdakao (62-III) y Mondragón (88-III). Está constituido por margocalizas masivas, con componente arenoso variable, y niveles de caliza micrítica margosa, en los que no se observa macrofauna. El carácter masivo de la roca, unido a la fracturación y a la esporádica aparición de esquistosidad incipiente, impiden visualizar los planos de estratificación. Constituyen un paso intermedio entre litologías más calcáreas (calizas estratificadas) y otras más margosas (165). En la vertiente norte del monte Arraño (cuadrante de Galdakao, 62-III), la estratificación viene marcada por bancos decimétricos a métricos de margocalizas tableadas, con alguna intercalación micrítica.

2.8.3.63. Calizas y margocalizas nodulosas con niveles de orbitolinas (172)

En las facies de calizas estratificadas del Kurutzeberri (al sur del cuadrante de Mondragón, 88-III) es muy frecuente la presencia de orbitolinas, llegando a ser tan abundantes que se han diferenciado en cartografía con este término. El color de estas calizas es blanco en superficie de alteración, y varía de gris claro - crema a gris oscuro, en corte fresco. En estos casos tampoco resulta difícil ver niveles ricos en ostreidos.

2.8.3.64. Calizas y margocalizas nodulosas (173)

Las calizas y margocalizas nodulosas que afloran al sur del cuadrante de Mondragón (88-III), en el corte de la carretera de Araotz, son generalmente de colores oscuros y están estratificadas en bancos centi-decimétricos. También aparecen niveles brechoides con fragmentos calizos de tamaño variado (centimétrico a decimétrico) dentro de una matriz margosa o margocaliza.

Este término también se reconoce, en forma de intercalaciones de calizas nodulosas y margas, dentro del litosomo calizo de Aitzgorri (cuadrante de Zegama, 113-II).

2.8.3.65. Alternancia irregular de calizas arrecifales, lutitas y areniscas (174)

El presente término de alternancias constituye, en algunos puntos de los cuadrantes de Zegama (113-II) y Asparrena (113-IV), el tránsito de los niveles terrígenos terminales wealdenses, a la gran unidad calcárea que es la formación Aitzgorri. Se ha diferenciado cuando las intercalaciones calizas del término terrígeno basal (82) comienzan a generalizarse, haciéndose menos potentes y no cartografiables. Está compuesto por sucesivos ciclos del tipo arenisca - caliza - lutita, de potencia métrica generalmente; pudiendo intercalar tramos potentes de arenisca, que desaparecen lateralmente. La secuencia tipo que se obtiene de los ciclos, está compuesta por: margas o lutitas, areniscas silíceas de grano medio en estratos centimétricos, areniscas calcáreas o calizas arenosas, calizas nodulosas o calcarenitas y, por último, calizas de rudistas y corales.

En las calizas, a techo de los ciclos, se observan síntomas de inestabilidad, con excavaciones que pueden corresponder a fragmentos desprendidos en una situación de talud, o pendiente sinsedimentaria en general.

2.8.3.66. Olistolitos calizos (175)

Se trata de cantos de calizas (micritas y calcarenitas de grano fino) arrecifales, de aspecto masivo y dimensiones métricas a decamétricas, asociados generalmente a episodios de inestabilidad sinsedimentaria, aislados y envueltos en una matriz margosa con niveles de parabrechas calcáreas. Estos bloques proceden de la destrucción de los grandes litosomos calizos: como el de Zaraia en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), el de Aitzgorri en el cuadrante de Zegama (113-II), y los de Jorrios o El Moro - Ranero en los cuadrantes más occidentales (hoja 60). Muchos de ellos presentan una clara morfología de bloques olistolíticos, con formas redondeadas y envueltos en una matriz margosa; otros, sin embargo, presentan una morfología estratiforme, y se muestran más o menos concordantes con la estratificación. Un caso similar a esto que se acaba de describir aparece en el cuadrante de Igorre (87-I), donde se deduce el origen olistolítico de unas barras calcáreas por la presencia de brechas en su base, producto de la fricción de estos materiales con el substrato.

De entre todos los olistolitos cartografiados destacan los más de 450 metros de longitud del bloque de Aldeacueva, en el cuadrante de Zalama (60-III y 85-I).

2.8.3.67. Margocalizas, margas y lutitas (176)

Se trata de un término que aflora de forma discontinua a techo de las calizas, y en parte como paso lateral de las mismas, en los cuadrantes de Santuario de Arantzazu (113-I) y Zegama (113-II). Se reconoce localmente, en el cauce del río Arantzazu, en las cercanías del campo de fútbol, donde aparece como un conjunto de unos 150 metros de potencia, constituido por margocalizas, margas oscuras algo arenosas y lutitas.

Estas litologías y el hecho de presentar a techo algún nivel de parabrechas, parecen sugerir la coexistencia de los edificios carbonatados y sus facies de talud, con las primeras avenidas lutíticas deltaicas del Complejo Supraurgoniano.

2.8.3.68. Limolitas arenosas y descalcificadas (177)

Este término forma parte de la "serie de Anarri" o "serie de Iturrigain", que constituye el flanco noreste del anticlinal de Aitzgorri, en los cuadrantes de Zegama (113-II) y Asparrena (113-IV). Entre los terrígenos de esta serie aparece el término de limolitas calcáreas o descalcificadas, con un componente variable de arena de grano fino o muy fino. Se presentan con aspecto masivo y con laminaciones concoides groseras o paralelas milimétricas, con frecuencia alteradas a arcillas. Son relativamente frecuentes las septarias.

2.8.3.69. Margas con intercalaciones de margocalizas y calizas nodulosas (178)

En los cuadrantes de Mondragón (88-III) y Santuario de Arantzazu (113-I), a techo de los litosomos calizos y, en parte, como cambio lateral de facies con los mismos, aflora el conjunto denominado "margas de Araotz". Se trata de una sucesión muy monótona de margas negras laminadas donde se intercalan con mayor o menor frecuencia bancos centi-decimétricos de margocalizas, igualmente oscuras, y más raramente calcarenitas (sobre todo a muro) y niveles de calizas arcillosas (hacia techo) de potencias decimétricas - métricas. En algunas ocasiones dominan los tramos de alternancias de margas y margocalizas en bancos de entre 0,5 y 1 metro. Más raramente son margas negras con nódulos sideríticos. Estos materiales presentan un color de alteración amarillo terroso.

Dentro de este conjunto se puede reconocer con cierta frecuencia, sobre todo en las proximidades al cambio lateral con las calizas, algunas intercalaciones de parabrechas calcáreas de potencias decimétricas - métricas. Gran parte de los cantos provienen de la propia serie (margocalizas y calizas arcillosas); otros, sin embargo, son de calcarenitas bioclásticas y calizas de rudistas y corales, procedentes de la destrucción de los litosomos de Zaraia y Aitzgorri.

En muestras levigadas, en el cuadrante de Mondragón, se ha determinado: *Tritaxia pyramidata, Marssonella oxycona, Ammobaculites subcretacea, Haplophragmoides concavus, Haplophragmoides platus, Gavelinella intermedia, Eoguttulina anglica, Epistomina spinulifera, Patellina subcretacea, Gyroidinoides loetterlei y Favusella washitensis*; asociación que indica una edad Albiense inferior alto a Albiense medio alto o superior.

Este término cierra también la llamada "serie de Iturrigain" en los cuadrantes de Zegama (113-II) y Asparrena (113-IV). Este término presenta, en el cuadrante de Asparrena, potencias de unos 150 - 200 metros, engloba localmente parches calizos, y está compuesta, en orden decreciente de representación, por los siguientes elementos: limolitas muy calcáreas, calizas limosas, margas, calizas arenosas, calcarenitas y calizas nodulosas. Sobre este término se dispone en discordancia erosiva (allí donde el contacto no sea mecánico) las facies areniscosas de la "formación Valmaseda".

2.8.4. Equivalentes del Complejo Urgoniano en el área de Sobrón

Estos materiales se apoyan directamente sobre el Dogger (término 49), tanto en el sector de Barrio y Nograro (cuadrante de Espejo, 137- I y III) como en el sondeo Sobrón 1-bis, lo que implica una laguna estratigráfica (o barrido erosivo) que afecta al Malm, Neocomiense (Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense) y Barremiense. Los equivalentes temporales de los materiales urgonianos presentan en esta zona notables particularidades; desde luego no es una facies urgoniana típica, pero se trata de un Aptiense marino con algunos niveles carbonatados, por lo que se ha mantenido esta denominación tan frecuentemente empleada en la literatura regional, hablándose de "Urgoniano en sentido amplio".

2.8.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas (179). Calizas bioclásticas, calizas arenosas y calizas conglomeráticas (180). Aptiense inferior - superior. "Urgoniano s.l."

En el corte de Nograro el Aptiense comienza con niveles alternantes de conglomerados, areniscas y lutitas. Los conglomerados, más frecuentes en

la base, incluyen cantos de cuarzo banco, de cuarcitas y esporádicamente de calizas, que se presentan subredondeados, y alcanzan un tamaño máximo de 10 centímetros (entre 1 y 2 centímetros de media). Las arenas y areniscas son generalmente silíceas, de grano medio y matriz caolinítica. Como estructura sedimentaria más frecuente se cita la estratificación cruzada en surco. El tramo intercala escasos niveles de arcillas versicolores, plásticas, generalmente de aspecto masivo.

Ya a techo de este tramo detrítico aparecen 5 metros de calizas bioclásticas, calizas arenosas y calizas conglomeráticas, con cemento, generalmente, esparítico. Son frecuentes los restos de ostreidos y braquiópodos.

En la hoja 137 de Miranda de Ebro (I.G.M.E., 1979) se citan: *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta y Dolocytheridea cf. intermedia*, que determinan para este conjunto una edad Aptiense inferior.

La potencia de todo el conjunto, en el corte de Nograro, es de unos 40 metros y, desde el punto de vista sedimentológico, representa una zona transicional entre las facies marinas y arrecifales, situadas más al norte, y las arenosas no marinas del sur.

2.8.4.2. Aptiense superior - Albiense inferior. "Formación Escucha"

Por encima del Aptiense marino transicional aflora una serie dominantemente detrítica de edad Aptiense superior - Albiense inferior, depositada en ambientes sedimentarios deltaicos y mareales, que alberga lechos de lignito sobre todo en su parte inferior, y que queda solapada por las facies continentales de la "formación Utrillas". Debido a su edad y posición estratigráfica, así como a sus facies, se ha denominado a este conjunto "formación Escucha", y probablemente sea también equivalente (pro-parte) a la "formación lignitos de Barcha", tal y como fue definida por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA (1971), y posteriormente por CERVERA, PARDO y VILLENA (1976) en el área de Utrillas - Escucha (Teruel). Las características sedimentológicas aquí descritas son, además, coherentes con las interpretaciones realizadas para la formación Escucha en su área tipo (PARDO y VILLENA, 1979).

En la cartografía se han diferenciado dos tramos: uno inferior, que alberga los niveles de lignito, y otro superior, esencialmente detrítico.

2.8.4.2.1. Tramo inferior. Alternancia de areniscas y lutitas. Niveles de arcillas, arcillas carbonosas y lignito (182)

El tramo inferior está constituido por areniscas de grano medio a grueso, subanguloso, con abundante matriz, micas y restos vegetales carbonizados. Presentan laminaciones paralelas y, en menor medida, cruzadas. Son frecuentes los niveles decimétricos a métricos de conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita, que pueden alcanzar los 5 centímetros de tamaño de grano, situándose en 2 centímetros la media. Algunos bancos presentan estratificación cruzada curva de media escala.

Esta serie detrítica intercala niveles de calizas bioclásticas de potencias inferiores a un metro; niveles de arcillas grises, muy plásticas, de hasta 7 metros de potencia; arcillas limosas negras; y niveles de arcillas carbonosas y lignito, de 1 metro de potencia máxima, que son más frecuentes y potentes hacia el collado de Trevantos. Estos niveles de lignito han sido objeto de explotación en el pasado. El tramo inferior en conjunto tiene una potencia de 300 metros.

2.8.4.2.2. Tramo superior. Alternancia de areniscas y lutitas. Pasadas de microconglomerados (183). Microconglomerados silíceos (184). Calizas arenosas amarillentas (185)

El tramo superior de la formación comienza con areniscas de grano subanguloso, mal clasificado, con abundante matriz (a veces caolinítica) y costras ferruginosas, que alternan con areniscas de grano fino, limolitas, niveles de arcillas plásticas y pasadas de microconglomerados.

Los niveles de microconglomerados y conglomerados silíceos (184), que se intercalan en la serie anterior, están constituidos por cantos de cuarzo, cuarcitas y liditas, subredondeados, con tamaños de hasta 8 centímetros, siendo más frecuente el de 2 centímetros. La matriz es arenosa. Presentan acuñamientos laterales, cicatrices erosivas y estratificaciones cruzadas curvas de bajo ángulo. En la cartografía se han señalado únicamente los más importantes, que llegan a alcanzar 20 metros de potencia.

La parte alta del tramo superior es, a grandes rasgos, de grano más fino que la parte inferior, siendo mayoritarios los niveles de areniscas de grano fino, limolitas y niveles arcillosos. No obstante, aparece alguna pasada de

conglomerados y, también, de calizas arenosas amarillentas con abundantes orbitolinas (185). La potencia de estos niveles calizos es, generalmente, inferior a 1,5 metros. Intercalados en la serie de la formación Utrillas, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV), aparecen niveles calizos de características similares.

RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1969) sitúan el límite entre el Aptiense y el Albiense hacia la mitad del tramo superior, por encima de la aparición de *Simplorbitolina manasi*.

La potencia total de la "formación Escucha" (tramo inferior más tramo superior) es del orden de 800 metros. Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal de Nograro y en la pista del collado de Trevantos, entre Nograro y Barrio (cuadrante de Espejo, 137- I y III).

2.8.5. Equivalentes del Complejo Urgoniano en la Sierra de Cantabria

Al igual que ocurría con los materiales de mayor edad, en el sector de la Sierra de Cantabria los materiales equivalentes al Complejo Urgoniano están únicamente representados en los alrededores de la localidad de Montoria (cuadrante de Labastida, 170-I y III) y en el domo de Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II). En Montoria, la serie constituye un resalte de referencia que dibuja un cierre perianticlinal. Hacia el oeste este nivel se hace más delgado, lo que dificulta enormemente su cartografía en el campo. Por su parte, en el domo de Pipaón, la serie consiste en una barra muy mal aflorada de calizas arenosas con ostreidos que por correlación con otras zonas próximas se identifica como un Urgoniano residual.

A estos materiales se les ha denominado "Urgoniano en sentido amplio", ya que, aunque no es una facies típicamente urgoniana, se trata de un Aptiense marino con algunos niveles carbonatados, por lo que se ha optado por mantener esta denominación tan frecuentemente utilizada en la literatura regional.

2.8.5.1. Calizas con ostreidos y orbitolinas (181)

La litología más común consiste en calizas areniscosas de tonos ocres y marrones, muy fuertemente bioturbadas, en las que la característica más relevante es la presencia de importantes acumulaciones de ostreidos. En muestra de mano se pueden describir como calizas (biomicritas) arenosas, areniscas calcáreas y calcarenitas con abundantes ostreidos y algunos niveles de orbitolinas.

Según I.G.M.E., 1975: "Las microfacies de las calizas arenosas son de biomicritas arenosas con *Choffatella decipiens*, ostreidos y ostrácodos. Los levigados han proporcionado: *Cytheropteron cf. pantaleonensis*, *Haplocytheridea sp.*, e *Isobythocypris sp.*" Esta fauna data el Aptiense, aunque también puede estar representado al Barremiense más alto.

La potencia de este término es menor de 40 metros en la zona de Montoria (cuadrante de Labastida), mientras que, en Pipaón (cuadrante de Lagrán), no supera los 20 metros. Los mejores puntos de observación se encuentran en la cresta que hay a unos 200 metros al este de Montoria, y en las inmediaciones de la antigua explotación de lignitos de la "fuente de la mina", al sureste de esta misma localidad.

2.8.5.2. Areniscas, arcillas grises y niveles de lignito. Niveles de microconglomerados (183). Formación Escucha

Por encima del Aptiense marino - transicional aflora una serie dominantemente detrítica de edad Aptiense superior - Albiense inferior, depositada en ambientes sedimentarios deltaicos y mareales, que alberga lechos de lignito (sobre todo a muro), y que queda solapada por las facies continentales de la "formación Utrillas". Debido a su edad y posición estratigráfica, así como a sus características facies se ha denominado a este conjunto "formación Escucha", ya que se supone equivalente en parte a la formación lignitos de Escucha, tal como fue definida por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA (1971), y posteriormente por CERVERA, PARDO y VILLENA (1976) en el área de Utrillas - Escucha (Teruel).

Aunque en el cuadrante de Labastida (170-I y III) tiene una potencia muy inferior, este término cartográfico se considera equivalente al del sector de Barrio y Nograro, en el cuadrante de Espejo (137-I y III).

La litología dominante está constituida por arenas y areniscas, de naturaleza arcósica, generalmente de grano grueso, entre las que se intercalan niveles de arcillas plásticas de tonos grises y azulados, así como un nivel principal de lignito de un metro de potencia y escaso

desarrollo lateral. Esporádicamente aparecen niveles canaliformes de microconglomerados y conglomerados silíceos. Hacia el techo del tramo las areniscas son de grano fino.

La potencia del tramo disminuye de sur a norte, desapareciendo progresivamente, hacia el diapiro de Peñacerrada, bajo la discordancia de las arenas de Utrillas. La potencia máxima medida (residual) es de unos 80 metros. Los afloramientos suelen ser de escasa calidad; no obstante, estos materiales se pueden observar en las inmediaciones de la antigua mina de lignito, al sureste de Montoria.

2.9. COMPLEJO SUPRAURGONIANO O ALBOCENOMANIENSE

Sobre los materiales correspondientes al Complejo Urgoniano, ya descritos, y localmente en paso lateral con parte de los mismos, se dispone un potente conjunto terrígeno, denominado comúnmente Complejo Albocenomaniense, o Complejo Supraurgoniano (RAT, 1959). Este complejo puede definirse como un potente conjunto, casi exclusivamente terrígeno, localizado en el Cretácico medio (Albiense medio - Cenomaniense inferior), que cierra el episodio arrecifal del Cretácico inferior (Complejo Urgoniano), y lo separa de las amplias plataformas más profundas del Cretácico superior.

Como consecuencia del rejuvenecimiento de los relieves circundantes, debido a los movimientos tectónicos de las fases austricas, llega a la cuenca un importante volumen de material detrítico. Estos materiales se distribuyen según un dispositivo paleogeográfico, que se impone a causa del basculamiento y subsidencia diferenciales de las distintas áreas en la cuenca, y que se nutre de los macizos emergidos situados al sur. De esta forma se establecen una serie de sistemas deposicionales intergradacionales:

- En el borde sur de la cuenca, áreas de Sobrón y sierra de Cantabria, los materiales del Complejo Supraurgoniano están representados por depósitos continentales en facies fluviales (formación Utrillas).
- Hacia el norte, flanco sur del Anticlinorio de Bilbao y algunas áreas de la zona axial y flanco norte de esta estructura, la subsidencia de las cuencas fue mucho mayor, quedando compensada por los aportes meridionales. Se forma así una potente pila sedimentaria, de 3000 a 5000 metros de sedimentos terrígenos, depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud, en un medio de plataforma externa somera (formación Valmaseda).
- Más hacia el norte, la subsidencia fue aún mayor, no pudiendo ser compensada por los aportes de sedimentos. Se implantan, por tanto, al norte de la falla de Bilbao, y desde Bilbao hasta la falla sedimentaria de Mondragón (al este de Elorrio), condiciones de depósito más profundo, con facies de talud y cuenca (formación Durango).
- Al este del sistema de fallas de Troya (cuadrante de Beasain, 88-IV), en la zona comprendida entre el domo de Ataun y el domo de

Mutiloa, se desarrollan facies de plataforma terrígena distal somera. Estos materiales se diferencian de los de la formación Valmaseda, con la que grada lateralmente, por adquirir la fracción más fina un carácter margoso (formación Zufía).

- Al norte de las localidades de Ilarduya y Eguino (cuadrante de Asparrena, 113-IV), la zona queda libre de la influencia terrígena, desarrollándose calizas arrecifales en facies similares a las urgonianas (formación Eguino).

Existen dos formaciones del Complejo Supraurgoniano que no encajan en el esquema de sistemas deposicionales, con área fuente meridional, que se acaba de describir: se trata de la formación Oyarzun y de la formación Deva, situadas ambas en el margen septentrional de la cuenca.

- La formación Oyarzun se circunscribe al macizo de Cinco Villas del cual se nutre. Se la relaciona con medios deposicionales someros ("fan-deltas" próximos al macizo de Cinco Villas) e intercala, al sur de Donostia - San Sebastián, algunos parches calizos.
- La formación Deva o "Flysch Negro" se extiende al norte de Bizkaia y Gipuzkoa. Comprende una serie de materiales depositados por flujos gravitacionales en ambientes marinos relativamente profundos.

Siguiendo el criterio con que se han descrito los materiales de otras edades, se comienza la descripción de las formaciones supraurgonianas de norte a sur y de este a oeste.

2.9.1. Formación Oyarzun

Ocupando la orla del "paleomacizo de Cinco Villas" y, en parte, "pinzados" por la falla de Ereñozu, los materiales de la formación Oyarzun se apoyan en clara discordancia, tanto sobre términos paleozoicos (bloque elevado de San Narciso - Zubelzu, en el cuadrante de Irún - Ventas, 65-I y III), como sobre el Trías y el Jurásico.

La serie es esencialmente terrígena, tanto más grosera cuanto más cercana al macizo de Cinco Villas que actúa como área fuente. Está constituida principalmente por areniscas silíceas y grauvacas con pasadas de lutitas, que intercalan niveles lenticulares de conglomerados y microconglomerados de cantos silíceos. También intercalados en esta serie, aparecen algunos "parches" y "lentejones" de calizas, últimos testimonios de las plataformas carbonatadas que tuvieron su máximo desarrollo durante el Aptiense y que han persistido aquí de forma muy precaria, a pesar de la contaminación terrígena adyacente.

La formación Oyarzun presenta una potencia máxima, medida en el sector de Txoritokieta, cercana a los 1000 metros, que disminuye considerablemente hacia el macizo de Cinco Villas, con espesores de 300 metros en el cuadrante de Irún - Ventas. También presenta un fuerte diacronismo que se acentúa hacia el este, de modo que llega a ser el equivalente lateral, en facies de borde, tanto del "Flysch negro" (este cambio lateral de facies se localiza aproximadamente a la altura del meridiano de Hernani), como del Urgoniano carbonatado. Si bien el "Flysch negro" tiene una edad Albiense superior - Cenomaniense inferior, la formación Oyarzun pudo comenzar a depositarse antes; es posible que durante el Aptiense estos materiales orlaran ya el paleomacizo o paleoalto estructural. Por otra parte, el techo de esta formación se caracteriza por la presencia de hiatos sedimentarios (erosión y/o no-depósito), superficies rubefactadas, "hard-grounds" y superficies erosivas, de manera que las margas del Cenomaniense llegan a reposar de forma discordante sobre ésta.

Desde el punto de vista paleontológico RAMÍREZ DEL POZO (1971), cita para estos materiales las siguientes asociaciones: *Hedbergella cf. washitensis*, *Tritaxia cf. pyramidata*, políperos, briozoarios, secciones de *Lithotamniun*, restos de moluscos y espículas, lo que permite datarlos como Albiense medio.

Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en el cuadrante de San Sebastián (64-II), en las numerosas pistas del monte Txoritokieta, y en el camino asfaltado que sube al monte Urcabe (inmediatamente al norte de Oyarzun) excelente punto de observación de las facies de conglomerados. En la autopista Bilbao - Behobia, a la altura de kilómetro 10,750, se pueden observar en excelentes condiciones de afloramiento las facies de conglomerados, ricas en sulfuros y materia orgánica, con un típico color pardo oscuro en superficie. Por último, en la carretera de Astigarraga a Oyarzun, al sur de la casa Gurdinaturri, se pueden observar las facies de limolitas y grauvacas oscuras estratificadas.

2.9.1.1. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)

El término mayoritario de esta formación consiste en una alternancia de areniscas silíceas de grano fino a medio, en ocasiones microconglomeráticas, y limolitas, generalmente mal estratificadas en bancos decimétricos. Petrográficamente, las areniscas varían entre ortocuarcitas, arenitas cuarzosas y grauvacas, con tamaños de grano entre 200 y 600 micras. Los colores más frecuentes son: gris, beige y blanco amarillento (localmente rojo vino), aunque en afloramientos alterados presentan tonalidades amarillo terroso. Presentan superficies irregulares de techo y muro, así como escasas laminaciones paralelas. Este término presenta intercalaciones de conglomerados y microconglomerados (188) y también pasadas mili - centimétricas de arcillas carbonosas. En el cuadrante de Andoain (64-IV) intercalan niveles de grauvacas masivas, con potencias comprendidas entre 0,1 y 1 metro.

Aunque prácticamente no presentan fauna, en algunos afloramientos del cuadrante de Irún - Ventas (65-I y III) se han podido observar fragmentos de ammonites.

2.9.1.2. Conglomerados y microconglomerados (188)

Intercalados en el término de areniscas y limolitas (192), afloran niveles relativamente potentes de conglomerados y microconglomerados con cantos de cuarcita blanca, muy bien redondeados, y en menor proporción, de arenisca silícea. El tamaño de los cantos está comprendido entre 0,5 y 10 centímetros. La matriz es arenosa - limolítica, bien cementada, con abundantes micas. Localmente, los fragmentos de materia orgánica "flotada" (restos de troncos y arbustos de pequeño tamaño), así como sulfuros diseminados, pueden llegar a ser muy abundantes. Los horizontes de conglomerados aparecen como niveles muy continuos o bien como niveles lentejonares de escasa continuidad lateral. El color de éstos varía de gris a blanco amarillento.

En el cuadrante de Irún (41-III), y sólo en la zona en que la formación Oyarzun se apoya sobre el Trías Bunt, la serie comienza con limolitas masivas, algo carbonatadas, gris azuladas a negras, que intercalan niveles decimétricos (raramente métricos) de brechas y conglomerados poligénicos.

2.9.1.3. Calizas bioclásticas grises (190)

Al oeste de la línea de falla Otzazulueta - Txoritokieta, en el cuadrante de San Sebastián (64-II), así como en el monte Arraskue Larre (cuadrante de Irún - Ventas, 65-I y III), la serie terrígena intercala niveles carbonatados discontinuos. Generalmente son calizas bioclásticas (packstone - rudstone), con fragmentos abundantes de corales ramosos, rudistas (escasos), crinoides, lamelibranquios, así como finas laminaciones de origen algal. Son frecuentes los granos de cuarzo, generalmente de tamaño limo - arena fina, presentes en una proporción cercana al 10%. También es frecuente la presencia de glauconita.

Las facies micríticas (biomicritas) presentan abundante microfauna; en el cuadrante de Andoain (64-IV) se citan: *Favusella washitensis, Hedbergella sp., Pseudocyclammina sp., Pithonella sphaerica, espículas, Lithothamnium sp., Macroporella sp.*, coralarios, moluscos, briozoos, restos de crinoides y ostrácodos, que datan un Cenomaniense inferior.

Las facies más arenosas dentro de las calizas de Besabi (cuadrante de Andoain, 64-IV) están representadas por calcarenitas con abundantes orbitolinas: *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava, Orbitolina (Mesorbitolina) texana, Tritaxia sp., Eoguttulina sp., Haplophragmium sp., Lenticulina sp., Nezzazata sp., Haplophragmoides sp., Marssonella sp.*, ataxophragmiidos, *Solenopora sp., Agardhiellopsis cretacea, Lithophyllum rude*, restos de crinoides y tubos de anélidos. Esta asociación es característica del Albiense inferior, por lo que es posible que se trate de fauna transportada y resedimentada. Finalmente, las brechas intercaladas muestran clastos de calizas, microdolomías, calizas con pellets, biomicritas, etc.

La forma, tamaño y disposición de alguno de los afloramientos de calizas ha llevado a considerarlos como fragmentos rotos, transportados a la cuenca (olistolitos), y no como crecimientos "*in situ*".

2.9.1.4. Calizas bioclásticas con tinciones rojizas (191)

En ocasiones, las calizas descritas anteriormente, presentan una tinción rojiza de carácter irregular, individualizándose en este caso con el término (191). El color rosa de estos materiales es tanto más intenso cuanto mayor sea la fracción margosa presente en la roca. El límite que se ha marcado

para este término es una envolvente de las zonas que presentan la tinción rojiza, ya que en el interior restan numerosas zonas de calizas grises.

Al sur del caserío Mitxelena, en el cuadrante de Irún - Ventas (65-I y III), dentro de las pizarras y grauvacas paleozoicas, aflora una pequeña escama tectónica constituida por calizas bioclásticas rojas con fauna de rudistas y corales. Por su aspecto, así como por su contenido fósil, estos materiales son correlacionables con la formación Oyarzun, representado "parches arrecifales" a salvo de la contaminación de terrígenos.

2.9.1.5. Lutitas rojo vino (193)

Estos materiales aparecen "pellizcados" por la falla de Ereñozu, al sur del cuadrante de San Sebastián (64-II). Están constituidos por lutitas de color rojo vino y arcillas versicolores, generalmente masivas, siendo muy típicas las superficies satinadas arcillosas. Estas lutitas intercalan pequeños lentejones de calizas en los tramos más altos de la serie.

También se encuentran bien representadas al suroeste del monte Onyi (cuadrante de Andoain, 64-IV), donde se pueden confundir fácilmente con las facies limolíticas del Trías Buntsandstein.

2.9.1.6. Margas y margocalizas grises (194)

Se trata de margas y margocalizas bien estratificadas, en bancos de 5 a 15 centímetros. Generalmente son de color gris, aunque en ocasiones pueden presentar un color rojo intenso. Aparecen en el cuadrante de Andoain (64-IV) como pequeños afloramientos que se intercalan en las areniscas del término 192, y también en el cuadrante de San Sebastián (64-II), como intercalaciones margosas, de aspecto noduloso, en la base de las calizas grises.

2.9.2. Formación Deva o "Flysch negro"

La formación Deva fue definida por GARCÍA MONDÉJAR (1982), siendo equivalente al Complejo Supraurgoniano de RAT (1959), al "Flysch negro" de RAT y FEUILLÉE (1967), y al "Deva Flysch" de VOORT (1963). Comprende los materiales supraurgonianos de características turbidíticas del norte de los territorios históricos de Bizkaia y Gipuzkoa, encontrándose los mejores afloramientos en los acantilados costeros situados entre los cabos Villano y Matxitxako, de una parte, y Lekeitio y Deba, de otra. Se trata de materiales depositados por flujos gravitacionales en ambientes marinos relativamente profundos.

El mejor corte de la formación, y el único que permite una sección completa de muro a techo, se encuentra en Arminza, y fue descrito por BADILLO *et al.* (1983) y GARCÍA MONDÉJAR y PUJALTE (1985). El "Flysch" Negro alcanza en este punto los 700 metros de espesor, y puede ser dividido en tres asociaciones de facies principales: de talud, de abanico y de llanura submarina.

En Arminza, la facies de talud constituye los 200 metros inferiores de la sucesión. Se trata de lutitas negras, con frecuencia eslumpizadas y con abundantes nódulos de siderita. Estos sedimentos están cortados por canales de varios metros de profundidad, rellenos por debritas y conglomerados silíceos desorganizados. Las areniscas son abundantes sólo localmente, en los márgenes de los canales y en los "levees".

La facies de abanico tiene una alta proporción de areniscas turbidíticas, algunas intercalaciones de debritas y, también, algunos conglomerados organizados. Esta asociación alcanza los 250 metros de espesor, y se desarrolla, gradualmente, a partir de una facies de llanura submarina, como una macrosecuencia de carácter progradante primero y retrogradante después. Hacia el techo de esta sucesión, aparece una intercalación de basaltos y brechas volcánicas.

La facies de llanura submarina representa la parte superior de la sucesión. Está constituida por lutitas negras con bandas de siderita e intercalaciones esporádicas de turbiditas finas. Incluye numerosos lechos centimétricos de rocas volcanoclásticas.

Entre las localidades de Bakio y Arminza se reconoce una sucesión parecida, aunque con ausencia de facies de talud, y con un porcentaje mucho más elevado de conglomerados y areniscas conglomeráticas. En el corte de cabo Matxitxako no llega a aflorar el techo; no obstante, la parte inferior y media muestran, perfectamente, la progradación de un abanico submarino, desde facies de orla a facies de abanico interno. En el corte de Saturrarán (en el cuadrante de Ondarroa, 63-I), los niveles de conglomerados de espesor métrico a decamétrico, existentes en su parte inferior, se interpretan como formados por flujos gravitacionales de enorme

competencia pero de muy baja eficacia de transporte. La parte superior está formada, mayoritariamente por lutitas negras con finas intercalaciones areniscosas (facies de llanura submarina). Hacia el este, en el corte de Deba, la sucesión está formada mayoritariamente por lutitas negras, con intercalaciones de areniscas turbidíticas cuyo espesor y frecuencia aumentan hacia techo de la serie, pasando de facies de llanura submarina a facies de orla de lóbulo, y alguna puntual representación de facies de lóbulo en la parte superior.

Excepto algunos términos basales de transición, más carbonatados, las litologías típicas de esta formación son las detríticas; de tal forma que, dependiendo de la proporción en que se encuentren los niveles de lutitas, areniscas y conglomerados en los tramos de la serie, se van a definir una serie de términos cuyas características se describen a continuación.

2.9.2.1.Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)

Con este término se representan aquellos tramos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos. Las lutitas, que se presentan en niveles centi-decimétricos, alternan o incluyen estratos, generalmente poco potentes (centimétricos), de arenisca en una proporción menor o igual al 20%. Están compuestas por materiales detríticos de grano fino (limo o arcilla), más o menos calcáreos, micáceos, y masivos. En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras debido a la abundancia de materia orgánica, que puede hallarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos - centimétricos (ocasionalmente decimétricos). Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose zonas carbonosas, generalmente en forma de vitrinita. Son típicos los nódulos de siderita y las septarias que se concentran en niveles paralelos a la estratificación. También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que, al oxidarse, confieren a la roca tonalidades rojizas. Los niveles limolíticos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo amarillentas. Estos materiales presentan una característica disyunción esferoidal.

Los niveles lutíticos presentan una abundante microfauna. En el cuadrante de Zumaia (63-II) se han clasificado los siguientes foraminíferos planctónicos y bentónicos: *Biticinella breggiensis, Ticinella roberti, Ticinella aff. primula, Globigerina trocoidea, Globigerina (Hedbergella) amabilis, Globigerina (Hedbergella) planispira, Arenobulimina macfadyeni, Arenobulimina preslii, Pseudotextulariella cretosa, Coptocampylodon lineolatus, Ammodiscus cretaceus, Glomospira charoides, Glomospira gordialis, Haplophragmoides platus, Haplophragmoides cushmani, Trochammina obliqua, Ammobaculites parvispira, Marssonella oxycona, Dentalina legumen, Pleurostomella reussi, Planularia dissona* y *Marginulina cretosa*; asociación que data al Albiense superior - Cenomaniense inferior.

En las zonas donde el término se encuentra en la vecindad con formaciones carbonatadas, su proporción de carbonato aumenta hacia dicho contacto.

2.9.2.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)

Este término está constituido mayoritariamente por niveles de areniscas bien, estratificadas en bancos de 20 a 80 centímetros de potencia, o formando cuerpos lenticulares con poca continuidad lateral, que alternan con pasadas escasas de lutitas negras micáceas, o bien presentan una disposición anastomosada de dos o más estratos de arenisca con numerosos cantos blandos. Estos niveles se encuentran agrupados en paquetes de 5 a 20 metros de potencia. Son, por lo general, areniscas silíceas (grauvacas líticas o litarenitas), con granos de cuarzo, algo de feldespato, mica blanca y materia orgánica. Los granos son redondeados a subredondeados, con tamaños que van desde grano fino a grueso (llegando a aparecer microconglomerados basales) y, están cementados por sílice y ocasionalmente carbonato. Presentan tonos claros (grises y blancos), aunque es frecuente que aparezcan con tonos rojizos debido a la formación de pátinas de óxidos de hierro.

Los estratos presentan caracteres turbidíticos, con series de Bouma bien desarrolladas y estructuras tales como muros erosivos, granoselección, laminación paralela y “ripples”. Destacan los “megarripples” en algunos estratos areniscosos aislados. También son frecuentes las costras ferruginosas, así como niveles de sílex y de materia carbonosa.

Petrográficamente, en el cuadrante de Zumaia (63-II) se clasifican como litarenitas y litarenitas arcósicas, con un 50-65% de cuarzo, más del 10% de plagioclasa, un 15% de matriz y abundantes óxidos de hierro (10%).

2.9.2.3. Microconglomerados y conglomerados (188)

Se trata de ortoconglomerados y paraconglomerados heterométricos y poligénicos. Los cantos son muy redondeados, con tamaños entre 1 y 30 centímetros; son fundamentalmente de cuarzo, aunque también incluyen cantos de areniscas, calizas y fragmentos de rocas piroclásticas de grano fino, así como cineritas alteradas, dentro de una matriz arenosa o arenoso - microconglomerática, de naturaleza litarenítica. Se presentan en forma de cuerpos lenticulares, siendo frecuentes las morfologías de canal, cuya potencia varía desde decimétrica hasta 3 ó 4 metros. Intercalados entre los conglomerados, aparecen niveles de areniscas de granulometría muy variada (fina a muy gruesa). Estas facies se han interpretado como abanicos submarinos.

En el cuadrante de Ondarroa (63-I), son muy representativos los conglomerados de Saturrarán, con cantos de hasta 40 centímetros; en las demás facies conglomeráticas (conglomerados de Mutriku) los cantos no superan los 5 centímetros de tamaño.

En los cuadrantes de Zarautz (64-I) y Villabona (64-III), el tramo conglomerático aflora a techo del Supraurgoniano, formando los relieves de monte Andatza - Irisasi, al sur de Aguinaga y Usúrbil, con una potencia estimada que varía entre unos pocos metros y 150 metros. Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal que se toma en San Esteban (apeadero de Aguinaga) y que rodea completamente el monte Andatza - Irisasi.

2.9.2.4. Depósitos caóticos. Megaturbiditas (189)

Aunque no se trata de un término estrictamente litológico, estos niveles han sido diferenciados por su significado sedimentológico, ya que suponen el registro de un evento tectónico importante, que provocó inestabilidad, causando la caída de grandes bloques de material (generalmente areniscoso) ya consolidado. Son fundamentalmente brechas de grandes bloques, deslizamientos gravitatorios, flujos de derrubios, etc., que afectan sobre todo a los materiales de techo del Supraurgoniano.

En las proximidades de Deba (en el cuadrante de Ondarroa, 63-I, así como en el borde oeste del cuadrante de Zumaia, 63-II) se ha cartografiado una megaturbidita que comienza con un intervalo de bloques, y culmina con niveles de calcarenitas y lutitas. En el puerto de Mutriku (cuadrante de Ondarroa), aflora un nivel caótico con cantos de calizas en facies urgoniana de diversos tamaños, que puede interpretarse como la facies distal de un depósito gravitacional de talud.

Al sur del barrio Loidibarren, de Lasarte (cuadrante de San Sebastián, 64-II), la serie lutítica (186) intercala un nivel de unos 5 metros de potencia de depósitos caóticos, megaturbiditas, con bloques areniscosos de hasta 2 metros de diámetro flotando en una matriz lutítica. En el cuadrante de Zarautz (64-I), en la carretera N-634, entre Usúrbil y Txikierdi, estas brechas presentan grandes bloques de microconglomerados.

2.9.2.5. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)

Se definen así aquellos términos que muestran un porcentaje similar de lutitas y areniscas, siendo la combinación litológica más frecuente del complejo. Se disponen en bancos alternantes centimétricos - decimétricos, y presentan las mismas características que se han descrito para los términos (186) y (187). Existen buenos afloramientos en la carretera que une Líbano de Arrieta con Busturia (cuadrante de Mungia, 38-III).

Dentro de los tramos lutíticos son más frecuentes los niveles limolíticos que los argilíticos. Igualmente se debe destacar que en este término, el aumento de la proporción de areniscas va emparejado al aumento de la potencia de los bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma. Localmente pueden presentarse, intercalados, algunos niveles de orto y paraconglomerados silíceos.

2.9.2.6. Calizas (195)

En el extremo nordeste del cuadrante de Villabona (64-III), a la altura del kilómetro 453,500 de la carretera N-I, se encuentra un afloramiento de calizas bioclásticas (calcarenitas y calcirruditas) grises, con calizas margosas y pasadas de brechas. La posición y forma de este afloramiento ofrece algunas dudas, ya que se puede tratar tanto de una intercalación en la serie, como de un gran bloque deslizado. Se ha optado por la primera interpretación, no obstante, los contactos no presentan buenos

afloramientos, por lo que resulta difícil definirse. Otra interpretación plausible es, que se trate de un repliegue de las calizas urgonianas del monte Buruntza.

Al noroeste de Gernika, en una zona de sedimentación marina somera, la serie supraurgoniana se dispone en forma de cuña, con una fuerte reducción de potencia, "onlapando" el litosomo calizo de Forua. En esta situación afloran varios litosomos calizos de pequeña entidad, como parches aislados dentro de las lutitas. Son calizas con zonas compuestas por biostromos de bivalvos finos en matriz micrítica, y zonas de "packstone" bioclástico, fétido, arenoso - limoso. No se descarta una posible conexión, en profundidad, entre estos materiales y el litosomo calizo de Forua.

2.9.2.7. Serie basal del sector de Ea

Al norte del cuadrante de Elantxobe (38-IV) la formación Deva presenta una serie basal, más carbonatada, que agrupa los términos (196, 197, 198 y 199), que se describen a continuación.

2.9.2.7.1. Conglomerado poligénico en matriz margosa (196)

Es un cuerpo de paraconglomerado (localmente ortoconglomerado) muy bien empaquetado, con cantos silíceos, esféricos y redondeados, de origen ígneo y metamórfico (microgranito, esquistos, liditas, filitas, etc.).

En los dos afloramientos más accesibles, ambas márgenes de la ría de Ea, la potencia de estos materiales ha sido exagerada para permitir su representación cartográfica. En ambos presenta características bien diferentes en la organización del término:

- En la margen izquierda de la ría de Ea, el término aparece como un ortoconglomerado silíceo, muy bien empaquetado, con escasa matriz arenosa, de grano medio a grueso y tapices de arenisca a muro y a techo, así como intercalados en el interior. La estratificación es muy neta, alcanzando una potencia máxima de 4,2 metros aproximadamente.
- En la margen derecha, sin embargo, se trata de un paraconglomerado silíceo en matriz margoarenosa, con aspecto caótico y bloques de paraconglomerado previo embutidos en la matriz, que también engloba algún clasto calcáreo. El espesor se estima por encima de los 4 metros.

Se incluye en este término un potente conjunto, que aflora en las proximidades de Aulestia (cuadrante de Gernika-Lumo, 62-II), de brechas poligénicas intraformacionales (calcáreas y de naturaleza silícea), formadas por cantos subredondeados centimétricos en una matriz lutítica. Interestratificados en el conjunto aparecen niveles centimétricos - decimétricos de rocas piroclásticas con abundantes sulfuros.

2.9.2.7.2. Areniscas con cemento silíceo y/o carbonatado y margas (197)

Forman un tramo de unos 60-80 metros de potencia, compuesto a muro por un nivel parabrechoide decamétrico y, a techo, por alternancias complejas (a veces flyschoides) de tres litologías principales: margas arenosas, areniscas de grano fino a medio en estratos netos, con cemento generalmente carbonatado y estructura turbidítica; y areniscas de grano muy fino a fino, con estratificación difusa, oquerosas por la disolución diferencial del cemento carbonatado, y con una bioturbación notable. También se han observado en este tramo niveles canaliformes de microconglomerado silíceo y/o calcáreo, limolitas calcáreas arenosas y niveles arenosos rubefactados, los cuales, por otra parte, son corrientes en toda la serie de Ea.

2.9.2.7.3. Areniscas con cemento calcáreo y/o silíceo (198)

Estas areniscas aparecen como niveles masivos en el pueblo de Ea (cuadrante de Elantxobe, 38-IV), donde alcanzan unos 60 metros de potencia, o bien formando alternancias de areniscas de grano fino y limolitas (Natxituko Lapatza este) que pasan lateralmente a areniscas de grano fino a medio, descalcificadas, con intercalaciones lutíticas significativas (Natxituko Lapatza oeste) o muy escasas (Bix). También pueden presentarse como limolitas o areniscas de grano fino, carbonatadas, más o menos esquistosas, e incluso como simples margas en la zona de Mendiola y en los arroyos de Argin y Erreketa.

2.9.2.7.4. Cuarzoarenita con niveles de conglomerado silíceo(199)

En Natxituko Lapatza, hacia el oeste, el término (198) pasa lateralmente a un cuerpo de cuarzoarenita con niveles de conglomerado silíceo, que aflora únicamente en las proximidades de la masa megabrechoide de Ermintzo. Consta de bancos centimétricos a métricos de cuarzoarenita masiva, muy bien seleccionada, con niveles canaliformes de microconglomerado silíceo, y se dispone en discordancia, posiblemente erosiva, sobre el tramo infrayacente. Su potencia mínima aproximada es inferior a los 10 metros.

2.9.2.8. Margas y areniscas calcáreas (200)

En el cuadrante de Bermeo (38-I) también aparece un tramo de transición entre el ciclo destructivo urgoniano y la formación Deva, puramente terrígena. Este tramo ha sido incluido en esta última debido a su carácter turbidítico. Al igual que ocurría en el sector de Ea, este término constituye una serie basal de transición, más carbonatada que el resto. La serie está compuesta por una alternancia en bancos centimétricos a decimétricos de margas y areniscas calcáreas de características "flyschoides", más netas hacia techo. Las margas son mayoritarias y tienen intercalados algunos niveles de microbrecha calcárea.

Aunque este término se ha identificado en varios puntos, solamente es cartografiable en las proximidades de Bakio.

2.9.2.9. Areniscas, lutitas y conglomerados (201)

Es un término que se ha diferenciado únicamente en los cuadrantes de Bermeo (38-I) y Mungia (38-III). En él alternan barras de areniscas y lutitas, en proporción similar, intercalando además niveles de paraconglomerados y ortoconglomerados silíceos de potencias decimétricas e incluso métricas. Los niveles de areniscas y lutitas presentan las mismas características descritas anteriormente para los términos (186) y (187).

Los paraconglomerados están compuestos por cantos de cuarzo y cuarcita, bien redondeados, elipsoidales y esféricos. El tamaño de los cantos varía de milimétrico a centimétrico, y se encuentran inmersos en una matiz lutítica o arenosa. Estos estratos presentan superficies de techo y muro planas, y una gran continuidad lateral.

Los ortoconglomerados, por su parte, son composicionalmente similares a los paraconglomerados, aunque la matriz que engloba los cantos es arenosa. Los niveles tienen poca continuidad lateral y potencias irregulares. Se disponen normalmente a muro de los bancos areniscosos, observándose granoselección bien definida. Pueden presentar, además, muro erosivo.

2.9.2.10. Areniscas con niveles de lutitas y conglomerados (202)

Se trata de un término en el cual el porcentaje de areniscas, frente a las otras litologías, supera el 75% aproximadamente. La potencia de los bancos areniscosos puede llegar en estos tramos al metro, presentando muros erosivos y secuencias de Bouma bien desarrolladas. Es frecuente observar "megarripples" y niveles decimétricos a métricos de paraconglomerados (en algunos casos son ortoconglomerados) de cantos silíceos milimétricos a decimétricos en matriz arenoso - lutítica.

2.9.2.11. Areniscas y conglomerados (203)

Se definen con este término aquellos tramos en los cuales las areniscas, microconglomerados y conglomerados, dominan claramente en proporción sobre los niveles de granulometría más fina (argilitas y limolitas). Los conglomerados son orto y paraconglomerados, de cantos silíceos milimétricos a decimétricos en matriz arenoso - lutítica, producto de flujos en masa. Muchos niveles se encuentran anastomosados, presentan morfologías canaliformes o estructuras de "slump". La potencia de los bancos, tanto de areniscas como de conglomerados, es decimétrica a métrica.

2.9.2.12. Areniscas (204)

En el cuadrante de Mungia (38-III) se han diferenciado con este término aquellos bancos en los cuales el único componente es de areniscas, ya que apenas existen niveles de detríticos finos. Los bancos de arenisca

presentan morfología lenticular y potencia variable, de decimétrica a métrica. Es frecuente observar varios bancos anastomosados, o bien finísimas intercalaciones de litologías más finas. Los bancos más potentes presentan comúnmente mayor tamaño de grano, llegando en ocasiones a constituirse en areniscas microconglomeráticas.

La resistencia a la meteorización de estos materiales ocasiona relieves diferenciales, con cotas de relativa importancia, como los altos de Sollube, Arkotza y Goikolea, en el cuadrante de Mungia (38-III).

2.9.2.13. Lutitas y conglomerados (205)

También en el cuadrante de Mungia (38-III), se ha definido este término para aquellas alternancias con un claro predominio de las litologías de granulometría fina (argilitas y limolitas), que incluyen algunos niveles de paraconglomerado. De este término únicamente se ha observado un pequeño afloramiento en la zona de Mañua.

2.9.2.14. Margas con brechas calcáreas (206)

Afloran en la zona de Olaberri (cuadrante de Elantxobe, 38-IV) y son litológicamente similares al término urgoniano (127) de este cuadrante, aunque se encuentran más altos en la columna estratigráfica. El término está constituido por grandes bancos de margas, que incluyen niveles arenosos eslumpizados y bloques aislados de brechas calcáreas. Con respecto al término (127) es notablemente inferior la proporción de areniscas silíceas y calcáreas, lo que tiene como consecuencia la casi total desaparición de los caracteres flyschoides de los materiales.

2.9.2.15. Rocas volcánicas indiferenciadas (207)

Dentro de la formación Deva son muy frecuentes los nivelillos de rocas volcánicas que no presentan entidad cartográfica. Pueden aparecer intercalados a cualquier altura de la serie y se encuentran asociados a todas las litofacies diferenciadas, aunque son más abundantes hacia el techo y sobre todo en relación con los tramos lutíticos. Únicamente en el cuadrante de Arminza (37-II) se ha podido diferenciar un término general de volcanitas básicas, denominación que agrupa varias litologías diferentes que pueden coexistir en el mismo nivel: rocas volcanoclásticas, coladas de "pillow-lavas" y coladas de rocas microgranudas.

Como rocas volcanoclásticas, se han considerado, en función de la granulometría, los siguientes tipos:

- Las cineritas se disponen en finos bancos, interestratificados con materiales de granulometría mayor.
- Las tobas son abundantes. Presentan tonalidad verde claro y se encuentran fuertemente meteorizadas. Pueden aparecer interestratificadas con rocas carbonatadas, aunque es más frecuente hallarlas asociadas a otras rocas volcánicas. La trama está compuesta por fragmentos angulosos o subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como rocas vítreas, porfídicas, etc., inmersos en una matriz que proviene de la trituración de ellas mismas. Presentan granoselección y otras estructuras sedimentarias.
- Las brechas son muy abundantes en todo el conjunto. Están constituidas por cantos heterométricos y angulosos, inmersos en una matriz de tamaño de grano medio a grueso, y aspecto tobáceo. El porcentaje de matriz es muy variable, al igual que la composición litológica de los cantos, ya que si bien los fragmentos de lava almohadillada son mayoritarios, también se encuentra fragmentos de roca vítrea y de rocas con texturas fluidales y porfídicas.

Por lo que respecta a las coladas, las de lava almohadillada son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de morfología irregular, marcada por la cuenca de acumulación. El tamaño de las almohadillas oscila entre 25 centímetros y 1 metro, siendo esporádicamente mayores. Presentan estructura interna, marcada por la concentración de vacuolas y fracturas radiales. La forma de las almohadillas es más o menos esférica, modificada por el apilamiento y adaptación de unas con otras. Los huecos existentes entre ellas se rellenan de material piroclástico, calizas, margocalizas, calcita y/o cuarzo.

Las coladas masivas de rocas microgranudas son frecuentes, aunque no llegan a tener un desarrollo como el observado en las "pillow-lavas". Se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias o bien sobre otros episodios volcánicos. Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas por diaclasado. En afloramiento presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en una

matriz microcristalina. El carácter porfídico puede llegar a desaparecer, adquiriendo entonces la roca un aspecto microcristalino o vítreo, según zonas de la colada (bordes vítreos y núcleo cristalino). Son frecuentes las vacuolas, generalmente rellenas de calcita y/o pirita, que pueden llegar a mostrar una distribución preferente hacia el techo de la colada (en sentido ascendente) y según la dirección de flujo de la misma.

2.9.3. Formación Valmaseda

La formación Valmaseda (GARCÍA MONDÉJAR y PUJALTE, 1.982, FEUILLÉE *et al.* 1.983, PUJALTE y MONGE, 1.985) se extiende fundamentalmente por todo el amplio monoclinal que constituye el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao, donde alcanza en algunos puntos más de 4.500 metros de potencia. Se trata de una pila de sedimentos terrígenos, depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud, en un medio de plataforma externa somera. Tradicionalmente, estos materiales se han considerado representados tan solo al sur de la falla de Bilbao; sin embargo, el estudio detallado de las facies sedimentarias ha puesto de manifiesto la existencia de materiales correspondientes a esta formación al norte de dicha falla, localizándose en una estructura sedimentaria tipo "horst", limitada al sur por la falla de Bilbao, al oeste por la falla sedimentaria de Mondragón y al este por la falla sedimentaria del río Oria. Estos materiales deltaicos pasan lateralmente, hacia el oeste, a la denominada formación Durango (talud - cuenca) y, hacia el este, a la formación Zufía (plataforma terrígena distal, somera).

Localmente, como ocurre en los macizos de Gorbea y Jorrios, la base del Complejo Albocenomaniense, formación Valmaseda, puede encontrarse en tránsito lateral directo con el techo del arrecife urgoniano.

En aquellas áreas en las que la formación Valmaseda se encuentra representada al completo, como es el caso de la franja de afloramientos que se extiende desde los montes de Ordunte (cuadrante de Balmaseda), hasta el macizo de Itxina - Gorbea (en el cuadrante de Gorbea) o en la sierra de Urkilla (cuadrante de Santuario de Arantzazu), se observa una macrosecuencia negativa - positiva, que representa el carácter progradante y retrogradante del delta de Valmaseda en su momento. Esta macrosecuencia está constituida por dos potentes tramos lutíticos situados a muro y a techo del conjunto, y que rodean un cuerpo central de mayor granulometría, que supera los 1.500 metros de espesor, constituido por el término de alternancia de areniscas y lutitas (192) y por el correspondiente a areniscas dominantes (187).

El conjunto de la formación Valmaseda está formado por los términos que se describen a continuación:

2.9.3.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)

Presenta las mismas características descritas para este término en la formación Deva (apartado. 2.9.2.1). A grandes rasgos, son lutitas (limolitas principalmente) muy oscuras, masivas, con niveles de septarias, abundante materia orgánica y nódulos ferruginosos. Localmente se muestran muy micáceas y calcáreas. Estos materiales intercalan escasos niveles areniscosos finos, correspondientes a litarenitas muy micáceas desorganizadas, de grano medio, localmente calcáreas, que marcan la estratificación. Estos niveles presentan tonos grises o blanquecinos, aunque comúnmente están teñidas de rojo por oxidación de menas metálicas. En el tramo basal son frecuentes, además, los fenómenos de "slump", que afectan tanto a los materiales lutíticos como a los niveles de areniscas.

Constituyendo la base del Complejo Albocenomaniense, se dispone un importante tramo, de alrededor de 1.000 metros de potencia en el cuadrante de Balmaseda (60-IV y 85-II) que responde a esta definición. Hacia el sureste (en el cuadrante de Llodio, 86-II) se le estima una potencia cercana a 500 metros; hasta que, en el cuadrante de Gorbea (87-III), este término se dispone solapando el litosomo calizo de Itxina, disminuyendo rápidamente de potencia hasta desaparecer. En este tramo, las granulometrías más finas se encuentran a muro, mientras que hacia techo, y como preludio de las primeras intercalaciones importantes de areniscas, se produce un aumento generalizado del tamaño de grano, llegando a convertirse en areniscas oscuras de grano muy fino, constituyendo de esta forma una secuencia negativa. Estos materiales se han interpretado como facies deltaicas muy distales (lutitas "marinas" de prodelta).

En los niveles lutíticos del cuadrante de Balmaseda, se ha clasificado: *Tritaxia pyramidata, Bathysiphon sp., Proteonina cf. ampullacea, Textularia*

chapmani, Ammobaculites subcretacea, Ammobaculites parvispira, Haplophragmoides cf. latidorsatum, Haplophragmoides concavus, Trochammina obliqua, Reophax scorpiurus, Spiroplectinata annectens, Ammodiscus cretaceus, Lenticulina subalata, Nodosaria sceptrum , Dentalina cf. soluta, Dentalina distincta, Dentalina nana, Saracenaria sp., Dentalina legumen, Planularia (Astacolus) cf. schloenbachi, Gyroidinoides loetterlei, Ramulina cf. spandeli, Planulina schloenbachi, Gavelinella (Berthelina) intermedia, Favusella washitensis, Dolocytheridea cf. bosquetiana, Cytherella ovata, Cytherella parallela y radiolas de crinoideos. Esta asociación indica una edad Albiense inferior (alto) - Albiense medio.

En el cuadrante de Trucíos (60-II) se han reconocido: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana, Ammobaculites parvispira, Ammobaculites subcretacea, Haplophragmoides concavus, Haplophragmoides platus, Haplophragmoides cf. latidorsatum, Trochammina obliqua, Hyperammina gaultina, Arenobulimina macfadyeni, Flabellammina washitensis, Ammodiscus cf. cretaceus, Glomospira sp., Tritaxia pyramidata, Eoguttulina anglica* y radiolas de crinoideos. Estas asociaciones indican una edad Albiense inferior.

En general es un tramo mal aflorado, salvo en cortes más o menos continuos, como son: los del sur de La Calera o Los Tornos (cuadrante de Zalama, 60-III y 85-I), en la variante de Balmaseda o en la carretera que sube desde Las Torcadas hasta el alto de La Escrita (cuadrante de Balmaseda, 60-IV y 85-II).

Otro tramo de facies lutíticas se identifica de nuevo a techo de la formación Valmaseda, donde también desarrolla una gran potencia, cercana a los 1000 metros en el cuadrante de Amurrio (86-IV), constituyendo un tránsito gradual con las margas y margocalizas del Cretácico superior. Se trata, en este caso, de lutitas micáceas negras, algo carbonatadas a techo, que intercalan delgados niveles de areniscas calcáreas con fauna de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos. También son abundantes los nódulos sideríticos.

Entre la fauna existente en el cuadrante de Arceniega (86-I), se ha clasificado: *Barkerina sp., Lenticulina sp., Cytherella ovata, Cythereis sp., Trochammina obliqua, Rotalipora sp., Spiroplectammina laevis, Haplophragmoides platus, Astacolus sp., Dolocytheridea bosquetiana, Schuleridea jonesiana, Bairdia pseudoseptentrionalis* y *Centrocythere denticulata*, que indican una edad Cenomaniense.

En la margen occidental del pantano de Urrúnaga (cuadrante de Otxandio, 87-IV) estos materiales están bien expuestos y han podido ser datados mediante ammonites. Se han clasificado: *Anisoceras peraarmatum, Stoliczkaia aff., Stoliczkaia tetragona, Anisoceras pseudoelegans, Mortoniceras (Pervinckeria) sp.* y *Anisoceras armatum*. Esta asociación caracteriza el techo del Albiense superior (zona de *Stoliczkaia dispar*). Por su parte, entre la microfauna presente, se han clasificado abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos que indican, así mismo, una edad Albiense superior - Cenomaniense superior.

Los materiales, que integran el tramo lutítico superior, constituyen los depósitos basales de la transgresión generalizada del Cretácico superior y corresponden a un medio de plataforma marina somera.

En el cuadrante de Asparrena (113-IV) este tramo lutítico de techo constituye un equivalente lateral de la banda margosa (de unos 350 metros de potencia) que forma la masa principal de la serie de Araia (formación Eguino).

2.9.3.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)

Se trata de una facies compuesta por niveles decimétricos a métricos de areniscas silíceas. Son litarenitas muy micáceas, a cuarzoarenitas, de grano medio, localmente calcáreas, que presentan tonos grises o blanquecinos, aunque comúnmente aparecen teñidas de rojo por la oxidación de menas metálicas. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: estratificación plano - paralela o cruzada, y laminación ondulada de "ripples", almohadillas gravitatorias, "slumps", etc. Están bien estratificadas, y forman barras de varios estratos anastomosados o bancos, de hasta 35 metros de potencia, separados por finos niveles de lutitas. Se pueden reconocer dentro del término alternante (192) como niveles aislados, formando barras métricas, raramente superiores a los 9-10 metros, muy netas y con una continuidad lateral kilométrica. En el cuadrante de Basauri (61-IV) se observan grandes canalizaciones, de amplitud hectométrica, de areniscas silíceas de grano medio a grueso, bien estratificadas en secuencias positivas. El tamaño de grano aumenta paralelamente con la potencia de los bancos en el tramo intermedio de la formación, llegando

a aparecer zonas microconglomeráticas, e incluso conglomeráticas, con límites difusos (sureste del cuadrante de Amurrio, 86-IV, o alto del Paular, en el cuadrante de Llodio, 86-II).

Hacia el sureste de Gorbea (alto de Arroriano - Oketa, en el cuadrante 87-III, Gorbea) se localizan las facies más proximales. En esta zona, las areniscas se organizan en paquetes de potencia decamétrica que intercalan con frecuencia bancos decimétricos - métricos de ortoconglomerados silíceos, con cantos de hasta varios centímetros.

2.9.3.3. Microconglomerados y conglomerados (188)

La granulometría de algunos niveles areniscosos puede aumentar localmente, hasta poder diferenciarse como microconglomerados. Se trata en general de intercalaciones de poco espesor (raramente más de 1 metro de potencia) de paraconglomerados de cantos silíceos, muy redondeados, inmersos en una matriz areniscosa de grano medio. Se disponen en paso lateral a los niveles areniscosos (187), siendo sus límites difusos y transicionales.

Este término de conglomerados y microconglomerados tiene, en esta formación, menor importancia que la presentada en la formación Deva; y únicamente llega a mostrar entidad cartográfica en los cuadrantes de Otxandio (87-IV) y Zuya (112-I). De hecho, en el cuadrante de Zuya (112-I) se han diferenciado algunos niveles de ortoconglomerados con escasa continuidad lateral. Están formados por cantos subredondeados de cuarcita, de tamaño centimétrico, en matriz arenosa.

2.9.3.4. Depósitos caóticos. Brechas (189)

Se trata fundamentalmente de brechas de grandes bloques, deslizamientos gravitatorios, flujos de derrubios, etc., que en el caso de la formación Valmaseda muestran exclusivamente un carácter carbonatado.

Asociado principalmente al complejo brechoide de Aldeacueva y en menor medida al de Kotobasero (cuadrante de Zalama, 60-III) se ha descrito un término de orto(mega)brechas calizas en matriz margoso - calcárea de continuidad lateral escasa y potencias variables, métricas a decamétricas, en los que el componente olistolítico es mayoritario.

En el cuadrante de Mondragón (88-III), al sur de Olabarrieta, aparece un pequeño afloramiento de megabrechas calizas. Los cantos de calizas y areniscas (con predominio de las primeras) son angulosos y heterométricos, con tamaños que oscilan entre 0,05 y 2 metros), y se encuentran embalados en una matriz lutítica que se hace más abundante hacia los bordes. Los bloques calizos de mayor tamaño están formados a su vez por brechas de cantos heterométricos (2 a 20 centímetros) consolidadas con anterioridad a este depósito. Las areniscas originan "slumps" que en ocasiones superan los 2 metros.

En las proximidades del alto de la Descarga (extremo sureste del cuadrante de Bergara, 88-I), se ha cartografiado un cuerpo lenticular de brechas, con una potencia inferior a los 3 metros, constituidas por cantos de caliza micrítica gris, que por lo general no superan los 10 centímetros, embebidos en una matriz lutítica muy abundante.

Al noroeste de Elgea (cuadrante de Santuario de Arantzazu, 113-I) existe una intercalación de parabrechas calcáreas de potencia métrica, constituida por cantos irregulares de calcarenitas en matriz lutítica. Estos cantos presentan características similares a las calcarenitas que constituyen los niveles de abandono.

2.9.3.5. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)

A techo del tramo lutítico las intercalaciones areniscosas (litarenitas) se van haciendo cada vez más frecuentes, organizándose en paquetes de potencia métrica que alternan con otros de tipo lutítico. Se hace por tanto necesaria la creación de este término indiferenciado, en el que la proporción de lutitas negras, por un lado, y de bancos areniscosos centi a decimétricos, por otro, es aproximadamente similar. En este término es frecuente que las litologías lutíticas estén representadas por limolitas arenosas grises, o que incluso alcancen el tamaño de grano de arena fina, dándose una alternancia de litarenita - grauvaca negra de grano fino - muy fino. Este es el término mayoritario en el tramo mixto o intermedio de la formación Valmaseda, sobre todo en la parte occidental de su área de afloramiento, en él se intercalan los bancos de areniscas silíceas (187).

En los niveles lutíticos de este término se han clasificado (cuadrante de Arceniega, 86-I): *Orbitolina sp.*, *Orbitolina aff. aperta*, *Orbitolina* gr. *concava*,

Flabellammina alexanderi, Haplophragmium sp., Trochammina diagonis, Ammobaculites coprolithiformis, Lenticulina sp., Cytherella parallela, Cytherella ovata, Ammobaculites aff. forosus, Trochammina obliqua, Haplophragmoides concavus, Haplophragmoides advenus, Haplophragmoides platus y *Schuleridea jonesiana*; asociación que indica una edad Albiense superior - Cenomaniense inferior.

Una característica de este término es la presencia de intercalaciones de calizas arenosas o areniscas calcáreas, en bancos decimétricos, a techo de las secuencias negativas. Estos niveles no tienen, por lo general, entidad cartográfica.

La potencia máxima aflorante de este conjunto se localiza en la columna de Balmaseda (cuadrante del mismo nombre), donde este término puede alcanzar los 2.300 metros, y es la facies mayoritaria en los altos de Zalama - sierra Mesada - montes de Ordunte. También se encuentra bien expuesto en el corte de la autopista A-68, al sur de la localidad de Llodio (cuadrantes de Llodio y Amurrio), donde supera los 1.500 metros de potencia.

2.9.3.6. Calizas. Niveles de abandono (195)

Este término abarca una amplia variedad litológica, pudiendo estar representado tanto por calizas arrecifales, como por calcarenitas, calizas arenosas y areniscas calcáreas de aspecto noduloso - brechoide, que presentan una abundante fauna. La potencia de estos niveles puede oscilar entre 1 y 4 metros. Se localizan frecuentemente a techo de secuencias deltaicas negativas dentro del término de alternancias (192) o, también, intercaladas en el tramo lutítico de techo. La fauna más común observada consta de orbitolinas, corales, ostreidos y otros bivalvos. Destaca por su potencia (de 5 a 10 metros) un nivel localizado en el ángulo sureste del cuadrante de Amurrio (86-IV), y que corresponde a una barra polifásica de caliza "wackestone" - "packstone", organizada en estratos decimétricos - métricos separados por superficies netas, quizá con cierto carácter erosivo.

Estos niveles se conocen como de "abandono", ya que se consideran originados por la colonización de los fondos por comunidades de organismos durante breves periodos de interrupción de los aportes arenosos en los lóbulos deltaicos.

2.9.3.7. Calcarenitas bioclásticas. Calizas bioclásticas arenosas (208)

En la parte superior del término (192), en el área de Surbias (cuadrantes de Carranza, 60-I y III, y de Trucíos, 60-II) se han cartografiado tres bandas métricas de calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada, equivalentes laterales proximales del arrecife urgoniano. Se trata de niveles calcareníticos ("grainstone" - "packstone") o micríticos ("floatstone"), de hasta 3 metros de potencia. Las calcarenitas están constituidas por bioclastos de tamaño arena fina - media, bien seleccionados, y organizados en "sets" decimétricos a métricos de estratificación cruzada planar. Por su parte, las calizas presentan fauna de ostreidos, orbitolinas, algún rudista, y microfauna diversa. Se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta*, que indica un rango de edad que abarca desde la mitad del Aptiense superior a techo del Albiense medio.

2.9.3.8. Areniscas masivas laminadas o estratificadas (209)

Es una facies terrígena poco frecuente en la formación Valmaseda. Adquiere dimensiones cartográficas en el tercio occidental de los cuadrantes de Trucíos (60-II) y Balmaseda (60-IV y 85-II), sobre todo en los altos de Armañón, Sal, El Suceso y La Escrita, donde se organiza en sucesivas intercalaciones decamétricas dentro de términos lutíticos y areniscosos. Se trata de niveles areniscosos decimétricos (estratificación predominante) a métricos (laminación predominante), de granulometría muy fina (casi lutítica) a media, con perfiles poco netos, a menudo oquerosos y con aspecto de haberse descalcificado. Los afloramientos tipo se encuentran dispersos: puede citarse la pista que asciende por la vertiente oeste de Armañón o los escarpes del Pico Sal (en el cuadrante de Trucíos, 60-II).

2.9.3.9. Areniscas calcáreas o descalcificadas y/o calizas arenosas (210)

A distintas alturas dentro de la serie alternante (término 192), en los cuadrantes de Trucíos (60-II), Zalama (60-III y 85-II) y Balmaseda

(60-IV y 85-II), son frecuentes las intercalaciones carbonatadas definidas como "niveles de abandono". Se trata de niveles de areniscas oscuras o calizas arenosas muy descalcificadas, generalmente inferiores al metro de potencia, con muro y techo difusos, que presentan restos de fauna de orbitolinas y algún bivalvo.

Debido a su pequeño espesor, se han representado en la cartografía como líneas de capa. No obstante, al sur de Balmaseda (zona de El Berrón) estos niveles se hacen más frecuentes y potentes.

2.9.3.10. Areniscas, calcarenitas, calizas brechoides y limolitas (211)

Constituyendo el equivalente lateral directo de las calizas de Crucelares hacia el sur (cuadrante de Trucíos, 60-II), se dispone un término mixto cuya potencia varía entre algunas decenas de metros y 125 metros aproximadamente. Este término consiste en una alternancia irregular de areniscas, calcarenitas, calizas brechoides y limolitas, organizadas en bancos decimétricos.

2.9.3.11. Lutitas negras piríticas y areniscas silíceas. "Slumps" (212)

Cercano al límite entre los cuadrantes de Basauri (61-IV) y Galdakao (62-III), aparece un conjunto terrígeno de edad aproximada Albiense inferior, que se situaba originalmente en los flancos del sinclinal de Arrigorriaga, posteriormente desgarrado. Es característica la abundancia de materia orgánica y pirita, así como la presencia de esporádicos niveles de septarias y niveles de areniscas "eslumpizados", teñidos de color rojizo por la presencia de óxidos de hierro.

Los límites del término están mecanizados, por lo que no se observan sus relaciones con los materiales cercanos. Este término forma parte una serie terrígena (212+187+192) con unas características particulares, un tanto diferentes a las habituales, lo que plantea la posibilidad de que se trate de un tránsito entre las formaciones de Valmaseda, al sur, y Durango, al norte. El conjunto de estos materiales se encuentra fuertemente replegado, fracturado y afectado por esquistosidad, lo que impide calcular potencias parciales ni totales. No obstante el espesor mínimo puede estimarse superior a los 500 metros.

2.9.3.12. Margas (213)

En el cuadrante de Güeñes (61-III), e interestratificado en el término lutítico (186), aparece un paquete de materiales carbonatados a los que se ha considerado como equivalentes laterales de las calizas, niveles de abandono, descritas como término 195. Se estima para estos materiales una potencia entre 5 y 10 metros.

2.9.3.13. Lutitas con orbitolinas muy abundantes (214)

En el cuadrante de Arceniega (86-I), y a techo del tramo mixto o intermedio, aparece un nivel bastante continuo de condensación de fauna. Observada a simple vista, se trata de una roca compuesta casi exclusivamente por orbitolinas; aunque desde un punto de vista petrográfico, se trata de una arenisca calcáreo - ferruginosa con orbitolinas silíceas. Este nivel presenta a techo un paquete areniscoso discontinuo en el sector oeste del cuadrante.

Entre la fauna existente se han clasificado *Orbitolina* gr. *cóncava, Flabellammina alexanderi, Trochammina obliqua* y *Textularia rionensis*, que indican una edad Cenomaniense.

Estos materiales indican el comienzo de una transgresión generalizada y el abandono definitivo de la sedimentación deltaica en este sector de la cuenca. La potencia de este nivel es variable, oscilando entre 30 y 60 metros.

2.9.3.14. Lutitas gris oscuro a negras con septarias (215)

Estos materiales afloran extensamente en el núcleo del sinforme asimétrico de Otxandio, formando un término basal de edad probable Albiense medio. Se trata de materiales esencialmente limolíticos, micáceos, que se ordenan en paquetes potentes con laminación grosera. Resulta característica la ausencia de nivelillos areniscosos que marquen la estratificación, y la presencia de arena mal clasificada dispersa en la roca,

con frecuentes "ripples" aislados de corriente. Muestran coloraciones muy oscuras, casi negras en corte fresco, y rojizas, debido a la abundante materia orgánica dispersa, las primeras, y a los óxidos de hierro que contienen, las segundas.

Localmente, pueden presentar una laminación paralela muy marcada, cierto carácter carbonatado e intercalaciones esporádicas de brechas calcáreas arrecifales, especialmente en las proximidades de las calizas de Indusi (cuadrante de Igorre, 87-I).

Los mejores afloramientos, de gran calidad, se localizan en la variante de Otxandio. La potencia máxima estimada en ese mismo cuadrante (87-IV) sobrepasa los 1.500 metros.

2.9.3.15. Areniscas, conglomerados y lutitas (216)

Sobre el término lutítico basal (215) se sitúa, en el área de Mekoleta (cuadrante de Otxandio, 87-IV), un término de areniscas, conglomerados y lutitas de edad aproximada Albiense superior. Las características litológicas de esta serie son muy similares a las descritas para los términos 186, 187 y 188.

2.9.3.16. Lutitas calcáreas negras (217)

El término de lutitas calcáreas negras se encuentra representado en el ángulo sureste del cuadrante de Bergara (88-I), a techo de la formación Valmaseda. Este tipo de litologías se localizan, generalmente, en áreas muy próximas al contacto con los materiales carbonatados del Cretácico superior. Al sur de Antzuola, sin embargo, estos mismos materiales se encuentran en términos más bajos de la serie.

2.9.3.17. Areniscas indiferenciadas (218). Areniscas con estratificación cruzada (219)

El primero de estos términos consiste en una facies general cartografiada, únicamente, en los cuadrantes de Legutiano (112-II) y Asparrena (113-IV), como contraposición a los términos 219, 220 y 221. Las areniscas indiferenciadas aparecen como sucesiones de bancos decimétricos a métricos de arenisca silícea de grano medio a grueso, bien clasificadas, masivas o con estratificación paralela. Pueden encontrarse intercalaciones esporádicas de lutitas, areniscas de grano fino, o conglomerados silíceos sin estratificación aparente. Como facies indiferenciada, presentan un aspecto masivo y uniforme, constituyendo en el cuadrante de Asparrena un cuerpo de casi 1.000 metros de espesor en la base de la formación.

Dentro del término general (218) se han distinguido otros niveles de arenisca con estratificación cruzada planar y de surco, a veces espectacular, que se han diferenciado con el término (219).

2.9.3.18. Areniscas conglomeráticas (220)

También en los cuadrantes de Legutiano (112-II) y Asparrena (113-IV), se han diferenciado niveles de areniscas conglomeráticas que generalmente pueden llegar a ser paraconglomerados silíceos en matriz arenosa gruesa / microconglomerática. Aunque presentan aspecto masivo en la mayoría de los casos, es posible observar laminación paralela poco marcada y estratificación cruzada en raras ocasiones.

En el cuadrante de Legutiano, constituyen tres cuerpos de potencia decamétrica y extensión lateral hectométrica, que junto con los términos (218) y (192) recubren en discordancia angular la unidad deposicional infrayacente, compuesta por calizas y/o por las propias areniscas. A la altura del arroyo de Arlabán completan un tránsito lateral al término (192) de alternancias.

2.9.3.19. Areniscas silíceas de grano fino a muy fino (221)

También en el cuadrante de Legutiano (112-II), se distinguen algunos cuerpos, geométricamente irregulare o lentejonares, de areniscas silíceas de grano fino o muy fino, micáceas, de colores oscuros, masivas o con finas laminaciones paralelas que, en general, se encuentran alteradas y mal afloradas. Estas areniscas representan una facies poco común dentro de la formación Valmaseda.

2.9.3.20. Areniscas calcáreas y limolitas (222)

Coronando el techo del tramo lutítico terminal del Complejo Supraurgoniano, se reconoce, en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), un paquete de unos diez metros de potencia constituido por areniscas calcáreas y limolitas. Se trata de una alternancia de lutitas y estratos centimétricos a decimétricos de areniscas calcáreas fuertemente bioturbadas, con abundante materia orgánica y muy micáceas. Este conjunto origina un pequeño relieve al norte de Barria (cuadrante de Salvatierra, 113-III).

2.9.4. Formación Zufía

Se ha utilizado la denominación formación Zufía o equivalente -de acuerdo con las características definidas para esta formación más al sur, en la provincia de Navarra por GARCÍA MONDÉJAR (1982)-, para diferenciar una serie de materiales que ocupa gran parte de la superficie del cuadrante de Beasain (88-IV) y que presenta, desde el punto de vista sedimentológico, algunas diferencias con las facies propias de la formación Valmaseda, con la que grada lateralmente.

El tránsito de la formación Valmaseda a la formación Zufía parece ser gradual, produciéndose el cambio lateral en una franja de unos 1.000 metros de anchura que coincide, donde hay afloramientos, con el sistema de fallas de Troya (cuadrante de Beasain, 88-IV). En el extremo sureste de este mismo cuadrante, así como en el cuadrante contiguo de Ordizia (89-III), la formación Valmaseda pasa también verticalmente, hacia techo, a la formación Zufía. Debido al carácter gradual de este cambio de facies, no existen contactos que lo definan, de forma que también se sigue la misma diferenciación de términos empleada para la formación Valmaseda.

La potencia total del Supraurgoniano en esta zona, resulta difícil de precisar, ya que se encuentra fuertemente plegado; no obstante, y de acuerdo con los cortes realizados, se estima una potencia máxima de unos 2.500 metros.

Los mejores afloramientos se encuentran en el corte de la carretera N-I, entre Aristain e Idiazabal (cuadrante de Beasain, 88-IV), y en el río Agauntza (en el cuadrante de Ordizia, 89-III)

2.9.4.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)

Este término es el mayoritario en la formación Zufía. Los materiales que representa sufren una significativa variación con respecto a sus equivalentes descritos para la formación Valmaseda; de esta forma, la fracción más fina va adquiriendo en esta zona un carácter más margoso (aumento del carbonato). Al este del sistema de fallas de Troya y, sobre todo, en la zona Segura - Idiazabal - Beasain, la litología dominante está constituida por limolitas calcáreas y margas limosas, de color gris oscuro a negro, azuladas en ocasiones, masivas y con una típica disyunción en pequeños nódulos compactos o en superficies concoides satinadas. Intercalados en esta serie margo-limosa, aparecen niveles delgados de areniscas con cemento calcáreo y con estructuras internas referibles a episodios de tormentas.

2.9.4.2. Areniscas silíceas (187)

La sucesión lutítica (186) intercala delgados niveles areniscosos que, cuando dominan localmente sobre las lutitas, forman paquetes que resaltan en el terreno. La descripción de estas areniscas coincide con la realizada para sus equivalentes de la formación Valmaseda.

2.9.4.3. Limolitas calcáreas y margas con nódulos y septarias (223)

En determinados niveles del término de limolitas calcáreas (186), descrito anteriormente, son frecuentes las acumulaciones de septarias y nódulos sideritizados, que llegan a constituir un nivel de referencia en la base del tramo.

2.9.4.4. Brechas olistostrómicas. Megabrecha de Sagu-Soro (224). Olistolitos calizos (225)

Al sureste de Segura (cuadrante de Beasain, 88-IV), e intercalados en el tramo margoso limolítico, se disponen los primeros niveles de brechas reconocidos. Son niveles de potencia decimétrica o incluso métrica

constituidos por cantos muy variados, de entre los cuales, son los cantos de caliza arrecifal los más espectaculares.

Estas brechas alcanzan su mayor desarrollo hacia la parte alta de la sucesión, constituyendo un cuerpo muy potente que se extiende desde el alto de Aitz-Leor, situado en el cuadrante de Zegama (113-II), hasta el barrio de Sagu-Soro, en el cuadrante de Beasain (88-IV). Se trata de una potente megabrecha (Megabrecha de "Sagu-Soro" de FERNÁNDEZ MENDIOLA, 1987) consistente en una masa de materiales caóticos y "eslumpizados", con una matriz lutítico arcillosa, en la que "flotan" grandes bloques de areniscas (dominantes, aunque con tamaños inferiores a un metro), margas masivas, margocalizas, septarias de tamaño centimétrico y calizas, que corresponden a los bloques de mayor tamaño (hasta 250 x 100 metros) y que han llegado a ser canterados. Entre las calizas dominan los términos de calcarenitas bioclásticas ("grainstones") y en menor medida "floatstones" de corales. Estos cantos de caliza adquieren localmente entidad cartográfica, en cuyo caso se han diferenciado y definido como olistolitos calizos, con el término (225). Dentro de la matriz aparecen intercalados episodios autóctonos (no involucrados en los procesos de deslizamiento) constituidos por lutitas calcáreas con septarias, llegando algunos niveles a ser margosos. Otras intercalaciones están constituidas por una alternancia de niveles centimétricos de calcarenitas y margas intensamente "eslumpizadas".

La fauna datada en los episodios autóctonos indica una edad Albiense superior (parte más alta) y, lo que es más importante, las calizas y margas englobadas como cantos son de esta misma edad. Esto tiene un importante significado en la interpretación sedimentaria del área, aspecto que se desarrollará en el apartado 3, de Sedimentología.

La potencia máxima medida de la megabrecha (el techo no llega a aflorar) es de unos 400 metros. Los mejores cortes se localizan en el cauce del río Oria, en la subida al caserío Sagu-Soro y en la carretera que parte desde éste hacia el barrio de Barbari, situado al sur.

2.9.5. Formación Eguino

El subconjunto más moderno de facies de tipo urgoniano está representado por el gran litosomo de la formación Eguino y su equivalente lateral, calizo - terrígeno, que constituye la serie de Araia. Estas facies coronan el Complejo Supraurgoniano en el cuadrante de Asparrena (113-IV), constituyendo en esta zona el equivalente lateral del tramo lutítico de techo de la formación Valmaseda.

El litosomo en conjunto adopta una forma claramente lentejonar, casi "biológica". Su terminación oriental se encuentra fuera de la zona de trabajo, aunque es similar y casi simétrica al extremo occidental. En este sector correspondiente a la Comunidad Autónoma Vasca, los dos tercios superiores de la barra pasan, hacia el noroeste, a materiales margosos y calcareníticos; mientras que el tercio inferior describe, en la misma dirección, un tránsito complejo a lo largo de más de 2 kilómetros, a una sucesión que incluye litosomos calcáreos aislados (Morotegi), diversas facies de talud, margas, calizas nodulosas, etc. La potencia se estima en torno a 400-500 metros, según las zonas, con una extensión lateral superior a 6 kilómetros. Las dataciones realizadas coinciden con las realizadas por autores anteriores, concluyendo que: el tercio inferior del litosomo se sitúa en el techo del Albiense y los dos tercios superiores abarcan casi en su totalidad el Cenomaniense inferior.

Dentro de esta formación se describen también una serie de materiales que afloran a ambos lados de la falla de Bilbao-Alsasua, en el cuadrante de Zegama (113-II). Estos materiales se localizan en las zonas de Gazteluberri - Otzaurte y Garagarza, donde se han reconocido algunas facies de calizas autóctonas y sus equivalentes terrígenos, con olistolitos calizos e intercalaciones brechoides carbonatadas, todo ello estructurado en grandes elementos sigmoidales, desplazados por la tectónica tangencial asociada a la falla de Bilbao-Alsasua.

2.9.5.1. Calizas impuras albocenomanienses (226)

Aparecen en la base del litosomo calizo de Eguino (peña Olano, Lezaun) y en los bordes de los cuerpos calizos del cuadrante de Zegama, como facies de tránsito o de "orla" a los terrígenos circundantes. Se trata de calizas margosas y calizas nodulosas, en las que ocasionalmente se concentran restos de orbitolinas. Localmente pueden encontrarse bancos calcareníticos con deformaciones hidroplásticas, aislados entre limolitas, como ocurre en las curvas al oeste de Otzaurte.

2.9.5.2. Calizas masivas de Eguino (227)

Constituyen el cuerpo central de la formación. Aunque el aspecto general de estas calizas es masivo, en fotografía aérea pueden diferenciarse áreas masivas en sentido estricto y áreas en las que la estratificación se pone de manifiesto por erosión diferencial, como en el tercio oriental de la barra. Se trata de calizas coralinas y algales, muy similares a las descritas para el término (91), no obstante, existen algunas características diferenciadoras, como son: una coloración general crema, rosada e incluso localmente rojiza en el tercio inferior del paquete, así como la presencia mayoritaria de corales planares y de rudistas (especialmente radiolítidos). Intercalados en las calizas aparecen tramos más o menos bioclásticos con corales ramosos, orbitolinas y algas rojas.

Al igual que en las calizas de Aitzgorri, son frecuentes las cavidades paleokársticas rellenas de sedimentos internos calcareníticos y calcirrudíticos, cementados por esparita.

2.9.5.3. Calizas en bancos decimétricos a métricos (228). Calizas en bancos métricos (229)

Las primeras afloran principalmente en la base de la barra de Eguino, mientras que las segundas aparecen asociadas a las facies masivas. Esencialmente presentan las mismas características que éstas últimas (227), diferenciándose únicamente por el tipo de estratificación. Las intercalaciones de calizas en bancos métricos dibujan áreas con una notable simetría dentro del cuerpo calizo.

2.9.5.4. Calizas de Eguino indiferenciadas (230)

En el cuadrante de Zegama las calizas de Eguino, ya sean masivas o estratificadas, se han diferenciado como un único término de litofacies similar a la urgoniana, aunque con una biofacies distinta, definido como calizas arrecifales de corales, algas y crinoides. El área de Gazteluberri se caracteriza por una litofacies localmente más calcarenítica ("packstone" - "grainstone").

Se incluyen dentro de este término los olistolitos calizos (decamétricos) desprendidos del talud arrecifal, y que pueden reconocerse en la carretera de Otzaurte a Zegama.

2.9.5.5. Brechas calcáreas (231)

Uno de los elementos principales de la orla son las brechas calcáreas de talud. En el litosomo de Eguino están representados por parabrechas calcáreas en matriz margoso lutítica y por megabrechas aisladas (San Martín) dentro del término margoso (233).

En el cuadrante de Zegama (113-II), este término consiste en calizas brechoides y brechas calcáreas, igualmente en matriz margoso lutítica, que se interdigitan con los terrígenos más distales. Estos materiales pueden observarse en la pista que asciende hacia Bidarte-Gaña. En la zona de Garagarza aparecen como intercalaciones de calcarenitas nodulosas brechificadas, con algún canto disperso de caliza arrecifal, dentro del término de margas y margocalizas (232).

2.9.5.6. Alternancia de calcarenitas, margas y margocalizas (232)

En tránsito directo con la caliza arrecifal (Las Calaminas, Morotegi noroeste y sureste) o bien como orla de las megabrechas calcáreas, al sur de Morotegi (cuadrante de Asparrena, 113-IV), aparece una alternancia de calcarenitas bioclásticas y margas. En las áreas proximales, las calcarenitas se presentan en estratos irregulares de base erosiva que incluyen un importante componente rudítico, mayoritario frente al material margoso autóctono. En áreas más distales, las intercalaciones calcareníticas se hacen menos frecuentes, y suelen presentarse ferruginizadas. Hacia el noroeste, el componente calcarenítico desaparece rápidamente, dando paso al término margoso (233).

En el flanco noreste del sinclinal de Garagarza (cuadrante de Zegama, 113-II), aislada de sus equivalentes laterales por la tectónica, aflora una serie constituida por margas y margocalizas, con niveles calcareníticos y brechoides. Esta serie también está representada (dentro del mismo cuadrante) en pequeñas "escamas" mecanizadas, que desaparecen hacia el alto de Ultzama, así como en la franja de Otzaurte.

2.9.5.7. Margas (233)

En el cuadrante de Asparrena (113-IV), las margas constituyen un término muy mal aflorado, con una potencia estimada de 350 metros, que pasa gradualmente hacia el noroeste a lutitas de la formación Valmaseda.

Por otra parte, en el cuadrante de Zegama, el término forma un extenso cuerpo terrígeno, de 600 a 700 metros de potencia mínima (el muro y techo están mecanizados), compuesto por limolitas calcáreas masivas o laminadas, a veces esquistosas o con disyunción en bolas, que intercalan niveles de septarias, finos estratos areniscosos, y niveles más carbonatados métricos a decamétricos que se han definido con el término 232.

2.9.5.8. Margocalizas y margas oscuras (234). Limolitas descalcificadas. Niveles de calcarenita arenosa (235)

El término 234 aflora de forma muy restringida, como tránsito lateral parcial del techo de la formación caliza, al noroeste de Lezea (La Lece), en el cuadrante de Asparrena (113-IV).

El techo de la serie caliza lo constituye un término, esencialmente margoso, que engloba esporádicas intercalaciones detríticas centimétricas. Se trata de limolitas descalcificadas con niveles de calcarenita arenosa (235). Es un término escasamente representado, que aparece al noroeste de Lezea como tránsito vertical entre los últimos equivalentes terrígenos de calizas, y las alternancias cenomanienses, base del ciclo del Cretácico superior.

2.9.6. Formación Durango

Definida por MATHEY (1982), la formación Durango es una formación similar, en cuanto a litología y edad, a la formación Deva, diferenciándose en la organización de los materiales. Esta formación (RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR, 1967; RAMÍREZ DEL POZO, 1971; AGUILAR, 1975; GARCÍA MONDÉJAR y PUJALTE, 1982;) se interpreta como un sistema deposicional de talud, basándose sobre todo en la abundancia de fenómenos de resedimentación, la frecuencia de areniscas depositadas por flujos gravitacionales y la ausencia de estructuras atribuibles a corrientes de oleaje y mareas.

Esta formación aflora al norte de la falla de Bilbao, en una franja que va desde Bilbao hasta la falla sedimentaria de Mondragón, al este de Elorrio, y está representada por una serie detrítica con intercalaciones volcánicas. La potencia real que presenta la formación Durango resulta difícil de calcular en muchas ocasiones, no obstante se estima que la potencia mínima es superior a los 2.000 metros. Un buen corte de estos materiales se puede observar en las pistas que desde el barrio de Orozketa (Durango, 62-IV) ascienden por la vertiente norte del Mugarra (cuadrante de Elorrio, 87-II).

Los elementos diferenciados dentro de este conjunto, son los siguientes:

2.9.6.1. Lutitas negras. Pasadas de areniscas (186)

El término de dominio lutítico está compuesto por materiales detríticos de grano fino (limo o arcilla), con escasas intercalaciones de areniscas. Las lutitas son negras en corte fresco, debido a la abundancia de materia orgánica y derivados de la misma, y tienen componentes limosos y arenosos (cuarzo, feldespato y moscovita, principalmente).

La materia orgánica puede encontrarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos a centimétricos, ocasionalmente decimétricos. Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas, generalmente en forma de vitrinita. También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que, al meteorizarse, confieren a la roca tonalidades rojizas, muy peculiares. Los niveles más gruesos de lutitas suelen presentar aspecto masivo y disyunción esferoidal, aunque también pueden estar finamente estratificadas, intercalando ocasionales niveles, poco potentes, de arenisca de grano muy fino y algunos horizontes ferruginosos.

Las lutitas constituyen el término mayoritario en la serie, siendo más abundante en el sector oriental de la franja que ocupa la formación. En el sector occidental, como las hojas de Bilbao (61-II) y Basauri (61-IV), las litologías finas predominan claramente en los niveles más altos de la sucesión, hacia donde va aumentando paulatinamente el contenido de carbonato, constituyendo un tránsito gradual a las margas del Cretácico superior. En los niveles más altos de la formación también son frecuentes las intercalaciones de rocas piroclásticas.

2.9.6.2. Areniscas silíceas con escasos niveles de lutitas (187)

Se denomina de esta forma a la diferenciación cartográfica compuesta esencialmente por areniscas (más del 60%). En este término, los cuerpos areniscosos, de morfología tabular o lenticular, presentan potencias decimétricas e incluso métricas, mientras que los lutíticos son milimétricos a decimétricos.

A simple vista, las areniscas están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media, e incluso gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (niveles de lignito de hasta 2 centímetros de potencia, con escasa continuidad lateral). En la base de los estratos es frecuente observar granulometrías más gruesas (microconglomerados) decreciendo el tamaño de grano hacia techo de los mismos. Los granos son redondeados a subredondeados y están cementados por sílice y, ocasionalmente, por carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas, aunque la oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Desde un punto de vista petrográfico, se trata de areniscas arcósicas con porcentajes de cuarzo en torno al 65%, feldespato (plagioclasa) alrededor del 10-15%, y el resto, sílice, matriz y moscovita. Presentan textura granoclástica de esqueleto denso, con granos suturados por presión-solución y cuarzo movilizado en crecimientos secundarios.

Las estructuras sedimentarias no son frecuentes, las que se observan están concentradas en los tramos basales de la serie. Los estratos más potentes y de grano más grueso son generalmente masivos. Sin embargo, se han podido observar laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas, "ripples" con superficies de reactivación, "flutes" y "grooves"; también son frecuentes los fenómenos de tipo gravitacional ("slumps", "debris-flow", megaturbiditas). Localmente, estos niveles muestran las típicas estructuras turbidíticas, con granoselección, laminación paralela y "ripples" a techo. En el cuadrante de Basauri (61-IV) se cita, a techo de algunas secuencias positivas de relleno, la aparición de figuras de "megarripples" linguoides de alta velocidad.

2.9.6.3. Microconglomerados y conglomerados (188)

Asociado a una barra de arenisca masiva, en el cuadrante de Bilbao (61-II), se ha distinguido un nivel conglomerático de potencia métrica y extensión lateral desconocida, presumiblemente decamétrica. Este conglomerado está constituido por cantos silíceos redondeados, de tamaño mili a centimétrico, cementados por un material pardo oscuro, con aspecto de cemento sílico-férrico. Una parte importante de la trama tiene el aspecto de nódulos ferruginosos de capas concéntricas, selectivamente alteradas. Dentro del nivel conglomerático se sitúa un estrato areniscoso centimétrico de aspecto masivo, presumiblemente silicificado.

2.9.6.4. Alternancia de areniscas silíceas y lutitas (192)

Con este término se denomina a los tramos que muestran un porcentaje similar de niveles de lutitas y areniscas, presentando estos materiales las mismas características ya descritas para los términos (186) y (187). Este término cartográfico constituye el término mayoritario en los cuadrantes más occidentales en los que aflora la formación Durango.

Los niveles de areniscas y lutitas se disponen en bancos alternantes, centimétricos a decimétricos, con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". En zonas donde las secuencias positivas son más frecuentes se observan posibles canalizaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. Una característica de estos tramos consiste en que el aumento de la proporción de areniscas va emparejado a un aumento en la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma.

2.9.6.5. Margas negras (217)

En los cuadrantes de Bilbao (61-II) y Elorrio (87-II) y, estratigráficamente, cerca del techo de la formación Durango aparecen una serie de intercalaciones margosas (margas y lutitas calcáreas) de potencia decamétrica, localizadas dentro de los términos lutíticos negros (186).

Estos materiales pueden observarse en las proximidades del núcleo urbano de Elorrio, en el cuadrante del mismo nombre.

2.9.6.6. Complejo volcánico de la hoja de Bilbao

Se ha denominado así a un conjunto de rocas volcánicas, genéticamente asociadas, de unos 500 metros de potencia, compuesto por rocas granudas o microgranudas, que aparecen en forma de coladas, masivas o de "pillow-lavas" (236), y de rocas piroclásticas (237), tales como brechas volcanoclásticas, tobas y cineritas, todas ellas con un porcentaje variable de elementos de origen no volcánico, arena y limo terrígeno principalmente. Dentro de las rocas piroclásticas son frecuentes las secuencias positivas, debidas al asentamiento sucesivo en el tiempo de granulometrías progresivamente más finas, a partir del conjunto de piroclastos producidos en cada proceso volcánico submarino. Las coladas presentan potencias variables que disminuyen en general hacia el sureste de la hoja de Bilbao. Algunas de ellas se acuñan y desaparecen en extensiones laterales muy cortas.

En las zonas donde no ha sido posible diferenciar las coladas (generalmente de "pillow-lavas") de las rocas piroclásticas, se han definido en la cartografía como un término de rocas volcánicas indiferenciadas (207).

Salvo en cortes recientes, muy frescos, la alteración de las rocas volcánicas es intensa. Sin embargo, es posible observar coladas netamente interestratificadas y con aspecto inalterado, totalmente sustituidas por calcita cristalina, a veces conservando parcialmente las formas de silicatos previos.

2.9.7. Formación Utrillas

Es el equivalente continental a las formaciones del Complejo Supraurgoniano descritas anteriormente. Aflora en el sector meridional de la Cuenca, áreas de Sobrón y Sierra de Cantabria. En la cartografía, sus afloramientos se sitúan fundamentalmente:

- En el núcleo del anticlinal vergente que forma la principal estructura de la sierra de Cantabria (anticlinal volcado del frente de cabalgamiento), donde se comporta como un nivel de "despegue" secundario.
- Bordeando las zonas diapíricas de Salinillas de Buradón, Ocio-Berganzo, Peñacerrada y Pipaón. En los tres primeros casos, aunque el contacto se encuentra mecanizado, pudo ser originalmente un contacto discordante, depositándose estos materiales directamente sobre las arcillas triásicas, en lo que debieron constituir intumescencias o abombamientos precoces durante el Albiense.
- Reposando en discordancia cartográfica sobre los materiales de la formación Escucha, en el cuadrante de Espejo (137-I y III), y
- En el núcleo del anticlinal de Lahoz, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV).

Las características sedimentarias de estos términos no se corresponden exactamente con la "formación Arenas de Utrillas", de carácter netamente continental, que se encuentra más al sur. En este sector, aunque dominan los materiales de tipo continental (salobre), aún aparecen indentaciones "marinas". A pesar de esto, se ha mantenido la denominación por la mayor afinidad que presentan con estas series que con las básicamente marinas situadas más al norte (formaciones Valmaseda, Durango, etc.).

La potencia de la formación medida en la zona de Nograro (cuadrante de Espejo, 137-I y III) es del orden de 700 metros. En cortes realizados en el área de Montoria (cuadrante de Labastida) se calcula en torno a los 250 metros, mientras que el sondeo Lagrán-1 (en el cuadrante del mismo nombre) atraviesa una serie del orden de 500 metros. La serie litológica interpretada en el sondeo consiste en "una alternancia de areniscas, más o menos calcáreas, y calizas arenosas con algunas arcillas plásticas y señales de lignito. Se trata de sedimentos transicionales de salobres a costeros con intercalaciones de pequeños carboneros. Las rocas dominantes podrían considerarse como molasas o subarcosas prescindiendo del contenido en cemento" (AGUILAR, 1975).

En I.G.M.E. (1979) se atribuye al techo de la formación Utrillas una edad Cenomaniense inferior, gracias a la datación de algunos lechos que, excepcionalmente, pueden contener orbitolinas.

Dentro de la hoja de Labastida (170-I y III), los mejores cortes se encuentran en la pista que parte de Salinillas de Buradón y recorre la vertiente sur del monte Echera, en la pista que parte hacia el este, a unos 500 metros de Montoria, y en la carretera que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso. En el cuadrante de Espejo (137-I y III), por otra parte, los puntos de observación más accesibles se encuentran en la parte alta de la pista

forestal de Barrio y en la carretera que limita la zona de estudio por el sur, desde el cierre del embalse de Sobrón hacia el oeste.

En cartografía se han diferenciado los siguientes términos:

2.9.7.1. Alternancia de arenas, areniscas y niveles de microconglomerados. Niveles decimétricos de calizas con orbitolinas (238)

En la zona de la Sierra de Cantabria, este conjunto constituye el término general donde se intercalan el resto de los términos diferenciados dentro de la formación Utrillas (239, 240, 241) para este sector. Sin embargo, en el cuadrante de Lagrán (170-II), las escasas observaciones realizadas se sitúan a techo del conjunto, no pudiéndose identificar niveles guía, ni la propia organización estratigráfica o estructural. Por otra parte, en la zona de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III), este término se convierte en un término comprensivo que representa toda la formación, ya que los afloramientos de esta zona no permiten distinguir los términos individuales (243, 244, 245) diferenciados para el mismo cuadrante en la zona de Nograro.

En el sector de la Sierra de Cantabria, este término está representado por arenas y areniscas de naturaleza arcósica, en ocasiones algo caoliníferas, que presentan colores entre blanco y beiges; siendo el tamaño de grano de las arenas desde grueso a microconglomerático. Los conglomerados canaliformes son silíceos, con cantos de cuarzo blanco y cuarcitas. Es frecuente la presencia de costras ferruginosas intercaladas en las arenas, así como niveles lenticulares arcillosos.

En las proximidades de Lahoz y en la franja situada hacia el sureste de la localidad de Villamardones (cuadrante de Lerón, 110-II y IV), este término general está constituido por areniscas y arenas silíceas de grano fino a medio, generalmente subanguloso, en una matriz que contiene abundantes micas y, en ocasiones, es caolinítica. El cemento está constituido generalmente por sílice. Las areniscas se presentan estratificadas en bancos decimétricos y, muy frecuentemente, presentan estratificación cruzada curva de media - gran escala. Estos materiales incluyen zonas más arcillosas en las que son frecuentes los nivelillos de acumulación de materia carbonosa. En esta zona son también frecuentes las superficies y costras ferruginosas.

Estos materiales son totalmente azoicos.

2.9.7.2. Areniscas ferruginosas (239)

Este término se ha descrito únicamente en el cuadrante de Labastida (170-I y III). En realidad se trata de un "gossan" formado por la oxidación de pirita diseminada en un nivel de arenas. Por la posición que ocupa, en el borde noroccidental del diapiro de Peñacerrada, podría tratarse de un "paleogossan", que pondría en evidencia la exposición subaérea de una zona elevada por la tectónica salina.

2.9.7.3. Areniscas rojizas estratificadas. Niveles de calizas arenosas con orbitolinas (240)

Este término se localiza hacia techo de la serie principal (238), en el cuadrante de Bernedo (171-I) y en la mitad occidental de la hoja de Labastida (170-I y III); aunque también aparece intercalado en su parte media en la vertiente sur del monte Echera, donde las areniscas rojizas y los niveles de calizas y areniscas con orbitolinas producen un resalte característico.

En el cuadrante de Bernedo (171-I) estos materiales se intercalan como una serie de bancos decimétricos de calcarenitas bioclásticas, con abundantes restos de lamelibranquios e importante proporción de cuarzo en clastos redondeados, blanquecinos o rosados, que llegan a dar lugar a verdaderos lechos microconglomeráticos. La serie arenosa es totalmente azoica, mientras que los niveles calcareníticos muestran una fauna banal.

2.9.7.4. Niveles de lignito y arcillas carbonosas (241)

En el corte de la carretera que va de Peñacerrada a Ribas de Tereso (Labastida, 170-I y III) aparecen niveles de lignito y arcillas carbonosas como intercalaciones centimétricas y decimétricas dentro de la serie principal.

En el cuadrante de Espejo (137-I y III) también se han diferenciado varios niveles de arcillas carbonosas que llegan a alcanzar, en al área de Nograro, 1 ó 2 metros.

2.9.7.5. Microconglomerados silíceos (242)

Intercalados en los materiales del término general (238) aparecen frecuentes niveles lenticulares de microconglomerados y conglomerados silíceos, que únicamente han sido diferenciados cartográficamente en los cuadrantes de Lerón (110-II-IV y 136-II) y Espejo (137-I y III), como líneas de capa. No obstante, si bien estos conglomerados aparecen normalmente como niveles discontinuos, en el sector de Nograro se ha diferenciado una banda que corresponde a estas litologías. Se trata de un "cuerpo" de microconglomerados y conglomerados silíceos, que presentan cambios laterales frecuentes, cicatrices erosivas, etc.

Los cantos que constituyen estos conglomerados son generalmente redondeados, tienen un tamaño medio que oscila entre 2 y 5 centímetros, si bien algunos pueden alcanzar los 10 centímetros, y están formados casi exclusivamente por cuarzo blanco y gris.

2.9.7.6. Serie de Nograro. Areniscas e intercalaciones de lutitas (243). Arenas silíceas (244). Microconglomerados silíceos (242). Alternancia de areniscas y lutitas (245).

En la zona de Nograro (cuadrante de Espejo, 137-I y III) se han definido cuatro conjuntos litológicos que representan la formación "Arenas de Utrillas", según la siguiente serie:

La parte inferior comienza con areniscas silíceas de grano medio a grueso (243), generalmente de tonos claros, que intercalan pasadas de lutitas grises con series carbonosas. Este término pasa hacia el oeste y noroeste a facies de arenas silíceas (244), generalmente muy sueltas, con matriz caolinítica.

Por encima de estos dos términos, aunque también hay un lentejón a muro, aparece un cuerpo de microconglomerados y conglomerados silíceos que han sido descritos ya como término (242).

A techo del cuerpo de conglomerados, se ha diferenciado una alternancia de areniscas arenas y lutitas (245). Las areniscas tienen un tamaño de grano fino a medio, anguloso a subanguloso, y presentan abundancia de micas en la matriz. Están generalmente bien estratificadas, en bancos centi-decimétricos y, esporádicamente, presentan estratificación cruzada curva de media escala. Los niveles lutíticos arcillosos incluyen acumulaciones de materia orgánica (241), que pueden alcanzar una potencia de hasta 1-2 metros, e incluso hiladas y nivelillos de azabache de hasta 5 centímetros.

A techo del término (245) ya comienzan a aparecer algunos lechos carbonatados, como preludio de las amplias plataformas carbonatadas que se instalarán y ocuparán la zona durante el Cretácico superior.

2.10. CRETACICO SUPERIOR

Como Cretácico superior, RAT (1959) define un conjunto de materiales comprendidos entre el techo de las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano, y la base de los tramos calizos paleocenos.

Estos materiales presentan características bien diferenciadas en ambos flancos del Anticlinorio de Bilbao. Mientras que al sur de esta estructura (unidad de Gorbea), el Cretácico superior está constituido por un conjunto de materiales de plataforma carbonatada; al norte de ella (unidades de Oiz y San Sebastián) se caracteriza por una potente sucesión de materiales "flyschoides", de carácter carbonatado o detrítico-carbonatado, en la que se intercalan algunos cuerpos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter básico.

2.10.1. El "flysch" del Cretácico superior

Esta potente sucesión de materiales aflora en ambos flancos del Sinclinorio de Bizkaia y en su continuación, al norte de la Sierra de Aralar, así como en la parte más septentrional del Arco Vasco, entre la falla del Andutz (al este de Deba) y Hondarribia. Se trata del denominado "flysch" norpirenaico, que incluye dos grandes conjuntos: uno basal, o "flysch" calcáreo, y uno superior o "flysch" detrítico calcáreo (formación Elgeta, de MATHEY, 1982, o "flysch gréseux» de MATHEY, 1986). Consiste en una potente y monótona sucesión de carácter turbidítico, de flujos axiales procedentes del Pirineo, que intercala margas y calizas hemipelágicas, así como los materiales del Complejo Volcánico del Cretácico superior.

La disposición geométrica de estos materiales del Cretácico superior es muy significativa, sobre todo en el entorno del macizo de Cinco Villas, donde se sitúan en clara discordancia sobre cualquier término anterior, sellando deformaciones previas. Además no parecen estar afectados por el metamorfismo ligado a la falla de Leiza.

2.10.1.1. "Flysch" calcáreo

El "flysch" calcáreo pertenece al conjunto que MATHEY (1983) denominó "sistema de Flysch calcáreos" y más concretamente "Flysch del Sinclinorio de Vizcaya". En general, lo define como una alternancia de calcarenitas y calcilimolitas, beiges a grises, en bancos de espesor generalmente centimétrico, donde aparecen también lechos de caliza, de un espesor que raramente supera los 10 centímetros. Según este autor los niveles calcareníticos y calcilimolíticos presentan secuencias de Bouma, tratándose por tanto de series turbidíticas.

El depósito de este tramo, de carácter claramente transgresivo, marca un hito importante en la historia sedimentaria de la Cuenca, de manera que su base viene señalada, en los sectores orientales, por un nivel continuo de depósitos caóticos, tales como megaturbiditas, olistones y otros depósitos gravitacionales no diferenciados. Sin embargo, en los sectores occidentales que flanquean el Sinclinorio de Bizkaia, el paso a estas litologías se realiza de forma gradual, adquiriendo las litologías terrígenas finas de las formaciones Deva y Durango un progresivo carácter carbonatado hacia techo.

El contenido micropaleontológico de este tramo margoso basal data desde el Cenomaniense superior hasta el Santoniense (CAMPOS, 1979, y este trabajo).

Este tramo basal del "flysch" del Cretácico superior constituye un paquete de características bastante homogéneas, aunque es ésta la formación en la que encaja el Complejo Volcánico. Está constituido principalmente por materiales margosos entre los que se han diferenciado los siguientes términos:

2.10.1.1.1. Margas gris oscuro esquistosas, con intercalaciones de calizas arenosas (246). Margas con aporte volcánico (247). Intercalaciones areniscosas en margas negras (248)

La litología dominante en el "flysch" calcáreo consiste en margas y margocalizas gris oscuro a negras, generalmente masivas (aunque pueden aparecer estratificadas en bancos de 60 centímetros de media), muy esquistosas, y con algo de pirita diseminada. Ocasionalmente intercalan bancos de calizas arcillosas, más o menos potentes, que son los que marcan la estratificación. En superficie dominan los tonos gris claro y blanco terroso, lo que hace que sea un buen nivel guía en el terreno. Desde

un punto de vista petrográfico, los niveles más duros son biomicritas y biomicritas arcillosas con abundante microfauna, a menudo arrastrada, que se presentan en bancos generalmente inferiores a 20 centímetros, aunque a veces pueden llegar a alcanzar hasta 1 ó 2 metros de potencia. Hacia techo son cada vez más frecuentes los bancos de calizas arenosas que exhiben secuencias de turbiditas distales. También es frecuente encontrar intercalaciones de caliza micrítica negra, margocalizas y lutitas, así como algunos niveles de brechas intraformacionales.

En las zonas donde el Complejo Volcánico encaja en esta formación, se ha observado que los niveles margosos que se encuentran intercalados, o simplemente en contacto con las rocas volcánicas, presentan una tonalidad rosa salmón, probablemente debido a contaminaciones diagenéticas por hierro, a partir de los materiales volcánicos. Es frecuente observar, igualmente, aportes cineríticos en estos materiales; sin embargo, sólo en el cuadrante de Elorrio (87-II) se han diferenciado, como término cartográfico (247), una serie de margas con finas intercalaciones de aportes volcánicos de tamaño arena.

Los niveles duros que se intercalan en las margas presentan microfacies de calizas arcillosas, finamente recristalizadas, a veces con laminación y, en ocasiones, con limo y/o arena fina de cuarzo subanguloso (hasta el 5%), óxidos de hierro y materia orgánica. Las microfacies son biopelmicritas, biomicritas y pelmicritas fosilíferas. En los estudios realizados en la parte baja de estos materiales (cuadrante de Zumarraga, 88-II) se ha observado la siguiente fauna: ***Orbitolina (Orbitolina) concava, Orbitolina (Orbitolina) cf. conica, Praorhapydionina sp., Tritaxia sp. y Ophthalmidium sp.***, lo que indica una edad Cenomaniense. En las muestras más altas se han reconocido: ***Pithonella sphaerica, Globotruncana (Marginotruncana) aff. coronata, Minouxia sp., Tritaxia sp., Spiroplectammina sp., Marssonella sp., Haplophragmoides sp., Glomospira sp., Ophthalmidium sp., Lenticulina (Robulus), Moncharmontia apenninica compressa, Accordiella conica***, restos de equinodermos y briozoos. Esta asociación indica una edad Coniaciense, que en algún caso podría llegar a Santoniense.

En el cuadrante de Zumaia (63-II) se han clasificado: ***Globotruncana aff. concavata, Globotruncana sigali, Globotruncana angusticarinata, Globotruncana fornicata, Globotruncana aff. primitiva*** y ***Hedbergella sp.*** Esta asociación de facies data al Santoniense inferior.

Los terrígenos son generalmente escasos, estando representados por pequeños niveles areniscosos intercalados en las margas. Estos niveles aumentan su tamaño y frecuencia hacia techo de la formación, de tal manera que el contacto con los materiales flyschoides de la siguiente unidad cartográfica diferenciada ("flysch detrítico calcáreo) es gradual. En el borde sureste de la hoja de Eibar (63-III) se ha diferenciado cartográficamente un área con mayores aportes terrígenos dentro del tramo margoso. Este término se ha definido como intercalaciones areniscosas en margas negras (248), y presenta escasa continuidad lateral. En los paquetes areniscosos próximos al contacto con los materiales flyschoides superiores (274) se han observado pistas superficiales de ***Helmintoides***. También aparecen estructuras sedimentarias tales como laminación paralela y "convolute", así como laminaciones paralelas de surco unipolar producidas por "ripples" de corriente.

La potencia máxima del tramo es difícil de precisar. En cuadrantes como Ordizia (89-III), Beasain (88-IV) y adyacentes se citan potencias que superan los 1.500 metros. Sin embargo, en sector del Arco Vasco oscila entre los 200 metros y los 400 metros, adelgazándose considerablemente en puntos del sector de Oiartzun (paleoaltos), en los que se apoya sobre materiales del Jurásico.

Son numerosos los puntos en los que es posible observar estos materiales; no obstante, los mejores se encuentran en:

- La cantera de cementos Rezola en Añorga; en los taludes de la autopista Bilbao-Behobia, entre los kilómetros 20,000 y 20,500, donde se pueden ver también tinciones rojizas y depósitos caóticos; en la cantera "Mendi-Txiki" (Txoritokieta), donde se puede observar como se apoyan estos materiales sobre las calizas arrecifales mediante una clara discordancia erosiva. Todos ellos dentro del cuadrante de San Sebastián (64-II).
- Junto a la papelera de Arzabalza, en la pista que une Aldaba-Aundi con el caserío Lopetegui y en la carretera que va de Gaztelu a Tolosa (cuadrante de Tolosa, 89-I).
- En la pista que sube al monte Andatza-Irisasi; al sur del barrio de San Esteban; en la localidad de Usúrbil, cerca del cementerio (cuadrante de Zarautz, 64-I).
- En los taludes de las carreteras que dan acceso a los barrios de Baliarrain y Alzagárate, en el cuadrante de Ordizia (89-III).

• En la carretera que sube a Matxinbenta, en los cuadrantes de Zumarraga (88-II) y Beasain (88-IV).

2.10.1.1.2. Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas estratificadas (249)

Al norte del barrio de Ibarrola, en los cuadrantes de Irún (41-III) e Irún-Ventas (65-I y III), junto a la autopista, puede verse un pequeño afloramiento formado por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, estratificadas en bancos decimétricos, que alternan con niveles (minoritarios) de lutitas finamente laminadas y niveles brechoides en matriz lutítica. Son bastante frecuentes las diseminaciones de sulfuros en todo el afloramiento.

Estas calizas son la continuación, en esta parte de la frontera, de lo que algunos autores franceses denominan la "grande barre calcaire» (G.B.C.) en la cuenca de Mauleón (BOURROUILH *et al.*, 1984). Según estos mismos autores, se trata de una megaturbidita que se sigue durante más de noventa kilómetros (de Oloron a Behobia), constituyendo un excelente nivel guía. La edad de este nivel es Coniaciense.

2.10.1.1.3. Depósitos caóticos (250)

En algunos puntos, tanto a muro como intercalados entre los materiales margosos, aparecen "eventos" estratigráficos (megaturbiditas), que por su continuidad lateral, potencia (superior en ocasiones a 30 metros) y tamaño de los bloques, ha hecho conveniente su representación cartográfica.

En el cuadrante de Tolosa (89-I), a la altura del punto kilométrico 437 de la carretera nacional I, junto al acceso a la papelera de Arzabalza, aflora un depósito sedimentario caótico, con bloques por lo general métricos de distinta procedencia: calizas urgonianas y jurásicas, ofitas, etc., flotando en una matriz brechoide más fina. Estos depósitos se constituyen como derrubios generados por un paleo - escarpe pronunciado.

En los cuadrantes de San Sebastián (64-II) y Andoain (64-IV), los depósitos caóticos (megaturbiditas) más importantes se sitúan de forma más o menos continua a muro del "flysch" calcáreo, en contacto con los materiales terrígenos de la formación Oyarzun. Están constituidos por cantos angulosos y heterométricos (1 a 50 centímetros) de caliza micrítica, caliza arenosa, lutitas y cuarzo. Intercalados entre los niveles brechoides aparecen ocasionales bancos calizos de potencia variable. Dentro del cuadrante de San Sebastián (64-II), en la carretera de Astigarraga a Oiartzun, unos 2 kilómetros antes de Ugaldetxo, se pueden observar, en muy buenas condiciones de afloramiento, las características de estas megaturbiditas.

Por último, en el cuadrante de Elorrio (87-II) aparecen unas facies olistostrómicas, interestratificadas de forma concordante en el tramo margocalizo, que han sido interpretadas como deslizamientos sinsedimentarios en bloque. La magnitud de estos desplazamientos es difícil de establecer y, en cuanto al origen de las masas deslizadas, debe señalarse que son muy similares a los materiales de la formación Durango, concretamente a los materiales situados hacia techo de la secuencia supraurgoniana. Observadas sobre el terreno se pueden describir como lutitas laminadas negras con intercalaciones centimétricas de calizas ferruginosas.

2.10.1.1.4. Margas y margocalizas con tinciones rojizas (251)

En determinadas zonas (cuadrantes de San Sebastián, 64-II; Lezama, 62-I; e Irún-Ventas, 65-I y III), el término margoso principal (246) presenta tinciones rojizas o rosadas, sobre todo a techo, que se han diferenciado con este término.

Los mejores puntos de observación se encuentran en:

• El corte del ferrocarril a su paso por Añorga, en el cuadrante de San Sebastián (64-II).

• En el área de servicio (Restop) de la autopista Bilbao-Behobia (cuadrante 65-I y III), así como en sus inmediaciones, pueden verse una serie de afloramientos de margas esquistosas vivamente coloreadas en tonos rojos o salmón, que pasan lateralmente a margas grises esquistosas (246).

• En el cuadrante de Lezama, dentro del primer tramo del término (257), al sureste de Fruiz, se ha diferenciado un paquete de 15 a 20 metros de potencia, de margas y margocalizas rojas.

2.10.1.1.5. Margocalizas con brechas polimícticas (252)

Este término se ha descrito en dos zonas diferentes. En general, se trata de niveles de brechas polimícticas, con escasa continuidad lateral, que aparecen a distintas alturas de la serie margosa. A continuación se describen las características de cada uno de estos afloramientos.

Al sur del caserío Ibarburu (en el cuadrante de Irún-Ventas, 65-I y III), situado al sur de Alcibar, aflora un tramo de margas que intercala niveles decimétricos de orto y parabrechas, con cantos cuarcíticos redondeados, cantos angulosos de pizarra (de aspecto paleozoico) y brechas de conglomerados y areniscas, dentro de una matriz igualmente margosa. Estos materiales se han interpretado como depósitos de "debris flow".

El segundo de los afloramientos se localiza en el extremo noroeste del cuadrante de Zumaia (63-II), punta Aitzuri, a techo del término principal (246), donde se observa un nivel de brechas de unos 12 metros de potencia, definido como brechas de bloques de areniscas y cantos blandos. A techo de este nivel aparecen margas y margocalizas rojas.

2.10.1.1.6. Calizas micríticas negras (253)

Los ocasionales niveles de calizas micríticas negras que se intercalan a diversas alturas dentro del término (246), han sido diferenciados en las cartografías de los cuadrantes de Villabona (64-III) y Eibar (63-III), donde presentan cierta continuidad lateral.

En San Lorenzo, cerca del extremo sureste del cuadrante de Eibar, y en las proximidades de Barinaga se han cartografiado sendos lentejones carbonatados con una potencia inferior a 20 metros.

2.10.1.1.7. Margas, lutitas, niveles aislados de margocalizas y "slumps" (254)

En los cuadrantes de Bilbao (61-II) y Lezama (62-I) se ha cartografiado un tramo de unos 200 metros de potencia, situado a techo de la formación Durango, que podría ser considerado como un término de tránsito entre las lutitas terminales de esta formación terrígena y las litologías carbonatadas del Cretácico superior.

La serie está representada por materiales terrígenos de grano fino, cuyo porcentaje de cemento carbonatado va aumentando progresivamente hacia techo, hasta convertirse en margas negras. Localmente aparecen estratos resaltantes, aislados y discontinuos, de margocaliza. Los fenómenos de "slump" se encuentran generalizados en todo este tramo.

2.10.1.1.8. Brechas polimícticas con cantos de areniscas y lutitas (255)

Este término aflora únicamente en el cuadrante de Mungia (38-III), al norte de Aguirre. Consiste en una serie de brechas formadas por cantos redondeados y angulosos de tamaño variable (desde pocos centímetros a varios decímetros, ocasionalmente métricos) inmersos en una matriz lutítica. La naturaleza de los cantos es variada; predominan los cantos de areniscas y lutitas, pertenecientes probablemente a los niveles de la formación Deva, infrayacente. También se encuentran representados, aunque en menor proporción, cantos de naturaleza volcánica. La potencia máxima que alcanza este término es aproximadamente de 200 metros en algunos puntos.

2.10.1.1.9. Brechas polimícticas con cantos volcánicos (256)

También en el cuadrante de Mungia (38-III) y a techo de las anteriores, se sitúan unas brechas en las que predominan los cantos de naturaleza volcánica sobre los de origen sedimentario, envueltos en una matriz de carácter margoso. Se observan además, cantos de caliza y margocaliza que localmente llegan a ser mayoritarios. Este término presenta una potencia máxima de 175 metros.

2.10.1.1.10. Alternancia de margas, margocalizas, calizas micríticas y calcarenitas (257)

Tanto a techo como en cambio lateral de facies con el tramo margoso (246) aparece en algunos cuadrantes un término alternante de margas, margocalizas y bancos de calizas micríticas, con una potencia total que varía desde los 300 metros medidos en el cuadrante de Zumaia (63-II),

hasta poder superar los 1.200 metros en cuadrantes más occidentales como Lezama (62-I), zonas en las que éste término se convierte en término principal del "flysch" calcáreo. Se trata de un conjunto muy heterogéneo que aflora en ambos flancos del Sinclinorio de Bizkaia, aunque es en el flanco norte donde se encuentra más ampliamente representado. En el ángulo noreste del cuadrante de Durango (62-IV) se registra un cambio lateral entre estos dos conjuntos litológicos principales.

El muro y el techo de este tramo presentan características algo diferentes. De esta forma, se puede decir que el muro está constituido por una alternancia centi-decimétrica de margas, margocalizas y niveles de caliza micrítica, en bancos de 10 a 20 centímetros. Localmente, sobre todo en la base de la serie, se intercalan numerosos niveles discontinuos de brechas intraformacionales; o, como ocurre en el cuadrante de Mungia (38-III), niveles de chert interestratificados en las margas. Por encima de este tramo basal, comienzan a intercalarse finos niveles (centi-decimétricos) de calcarenitas arenosas y/o areniscas calcáreas (algunos bancos presentan morfologías canaliformes muy laxas), con estructuras turbidíticas, en los que son frecuentes los "slumps" de pequeño tamaño. Como resultado, algunos tramos constituyen a esta altura una alternancia irregular de estas litologías con margas y margocalizas. Localmente, las margas intercaladas en estos tramos presentan una baja proporción de carbonato, siendo más correcto en algunos casos considerarlas como lutitas más o menos calcáreas. Estos materiales pasan de forma gradual, tanto hacia techo como lateralmente, al "flysch detrítico-calcáreo", apareciendo localmente (cuadrante de Elorrio, 87-II), en forma de intercalaciones dentro de esta última formación.

Los estudios petrográficos de las muestras tomadas en estos materiales, revelan que se trata de biomicritas con un bajo porcentaje de granos de cuarzo de pequeño tamaño, que en general no supera el 5% del total de la roca. La proporción de bioclastos oscila alrededor del 30%, siendo principalmente fragmentos de radiolarios calizos, espículas, globigerínidos, calciesferas, etc. El resto de la roca corresponde a matriz micrítica.

Aunque en este tramo la microfauna es abundante, las asociaciones de foraminíferos encontrados indican edades muy bajas, lo que deja patente el carácter resedimentado de gran parte de esta microfauna.

2.10.1.1.11. Brechas polimícticas y calcarenitas con sílex (258). Margas, calizas y calcarenitas con sílex (259). Areniscas y conglomerados (260)

En la base del término (257), anteriormente descrito, se ha diferenciado en los cuadrantes de Arminza y Getxo (37-II y IV, respectivamente) un conjunto de brechas que presentan potencia y extensión lateral variables, alcanzando hasta 100 metros la potencia máxima observada. Los cantos que las constituyen son de diversos tamaños, desde centimétricos a métricos, y presentan litologías igualmente variables, pudiendo aparecer cantos de margas, cuarcita, rocas volcánicas ("pillow-lavas") y/o areniscas. La matriz es generalmente margosa, aunque puede ser arenosa o arcillosa según la transversal que se corte. Menos comunes son las brechas con cantos de roca volcánica y margas, en matriz arenosa o microconglomerática. Dentro de este conjunto se observan además, niveles intercalados de areniscas, microconglomerados y ortoconglomerados silíceos, niveles de calcarenitas con orbitolinas, margas, margas con sílex y, a veces, rocas volcanosedimentarias, representadas por brechas y tobas.

El término (259) aflora a diversas alturas de la serie (257), en el cuadrante de Getxo. La litología consiste en una sucesión alternante de margas, calizas y calcarenitas, con niveles de sílex más o menos nodulosos.

Intercalados con cierta frecuencia en la litología anterior (259), aparecen algunos niveles decimétricos de areniscas, conglomerados y microconglomerados, relacionados con brechas olistostrómicas. Estas litologías son de color claro y presentan estratificación cruzada, granoselección y marcas de muro. La potencia máxima que presentan es de aproximadamente 100 metros, acuñándose hacia los extremos.

2.10.1.2. Complejo Volcánico del Cretácico superior

Como ya se ha mencionado anteriormente el Complejo Volcánico del Cretácico superior se encuadra dentro de la formación margosa que constituye el "flysch" calcáreo. Los materiales que constituyen esta formación afloran en una banda de potencia irregular, dibujando el cierre del Sinclinorio de Bizkaia; es en esta zona donde se registran las potencias

máximas, en torno a los 2000 y 2500 metros en la serie de Soraluze-Placencia de las Armas en el cuadrante de Eibar (63-III). Estas dimensiones se ven notablemente reducidas, tanto en dirección noroeste, como en todo el flanco sur, donde las potencias se muestran cercanas a los 250 metros.

Para el estudio micropaleontológico de esta formación se realizaron dos perfiles de desmuestre situados uno, a muro, y el otro, a techo de los materiales del Complejo Volcánico. Los resultados obtenidos indican un importante salto en edad, entre las margas de muro del Complejo Volcánico, en las que los términos más bajos datados corresponden al Cenomaniense medio, y las de techo, datadas como Campaniense superior. Durante este intervalo de tiempo, la cuenca pasaba probablemente, por un momento de gran inestabilidad, con la efusión de un importante volumen de material volcánico en áreas como la de Eibar.

En este complejo se han diferenciado varios términos atendiendo tanto a criterios litológicos, como a las estructuras volcánicas asociadas a las diferentes litologías. Es necesario señalar que los términos diferenciados cartográficamente representan, en muchos casos, litologías mayoritarias o netamente dominantes dentro de los contactos definidos, no excluyéndose la presencia (minoritaria) de otras litologías. Esto es debido a la propia naturaleza de este tipo de rocas y a la calidad de los afloramientos.

2.10.1.2.1. Sills básicos (261)

Los sills son rocas intrusivas de naturaleza básica a ultrabásica (doleritas, picritas) que encajan, tanto en los términos altos del Supraurgoniano (lutitas y areniscas), como en los materiales margosos del Cretácico superior y dentro del Complejo volcánico, no habiéndose encontrado nunca por encima de éstos. Se disponen, en general, de forma paralela a la estratificación, aunque en algunas ocasiones son las capas las que se acoplan ligeramente a estos cuerpos.

Comúnmente, los sills cartografiados son cuerpos de poca potencia, entre un metro y unas decenas de metros, sin embargo existen algunas excepciones en las que la potencia puede ser mayor. Tal es el caso del sill que se corta en la carretera de Arrázola (cuadrante de Elorrio, 87-II) que supera los 100 metros de potencia, o el que aflora al sur de Gaviria, en el cuadrante de Beasain (88-IV), que alcanza unos 70 metros de espesor y un desarrollo lateral de 3.000 metros. Las condiciones de afloramiento de estos cuerpos no suelen ser muy buenas, reconociéndose en ocasiones su presencia por los suelos de alteración rojizos, tan característicos de estos materiales.

El carácter intrusivo de estas rocas es deducible por la presencia, en determinadas ocasiones, de pequeños enclaves de la roca encajante. También es frecuente observar, en estos cuerpos, una zonación; que se pone de manifiesto por un cambio en el tamaño de grano, el cual aumenta desde los bordes hacia el interior del cuerpo, y en el color, debido a un cambio composicional, manifestado por una variación en la proporción leucocratos / melanocratos. Cuando el contacto con los materiales de caja se encuentra tectonizado, es frecuente observar la presencia de filones de cuarzo de escasa potencia con diseminaciones de sulfuros.

El grado de fracturación y alteración que presentan estos cuerpos es muy intenso, con una alteración típica en bolos y disyunción en capas de cebolla, lo que los hace en ocasiones difíciles de distinguir de "pillow-lavas" o de rocas volcanoclásticas con alteraciones similares. Respecto al diaclasado, por lo general muy frecuente, se encuentra relleno de óxidos de hierro, calcita, cuarzo con cloritas y epidotas, así como pátinas con óxidos de manganeso (pirolusita) y anfíboles fibrosos (asbesto).

En superficies frescas se presentan como rocas microgranudas de color gris verdoso con abundantes minerales melanocráticos (biotita, piroxenos y anfíboles principalmente), y feldespato y plagioclasas como leucocratos. Desde un punto de vista petrográfico, se trata de diabasas (leucogabros) formadas por plagioclasa y clinopiroxeno, como minerales principales, y cuarzo, ortopiroxeno, opacos, apatito, rutilo, etc., como minerales accesorios. El grado de alteración de la roca es importante, con procesos de "saussuritización" de la plagioclasa y epidotización importante en los melanocratos.

Si bien, es habitual encontrar, próxima a los contactos de estos cuerpos con las margas encajantes, una esquistosidad subhorizontal, así como fenómenos localizados de desecación en las margas, no se ha observado nunca de "visu", ni mediante el estudio petrográfico, la presencia de metamorfismo de contacto, y únicamente en los enclaves se observa una ligera recristalización.

Otras características de estos materiales se describirán en el capítulo de Petrología.

2.10.1.2.2. Rocas volcanoclásticas (262)

Dentro de este término se agrupa (FISHER, 1961) un amplio abanico de rocas de origen volcánico y estructura / textura clástica. En función del tamaño de las partículas implicadas los términos varían desde cineritas, con clastos de tamaño lutita, a brechas. La naturaleza de los clastos es variable, reconociéndose claramente en el campo fragmentos de "pillows", coladas masivas, traquitas, vidrio, rocas sedimentarias (margas y margocalizas), fragmentos de doleritas, etc.

En función del mecanismo que ha generado los fragmentos, estos materiales se clasifican principalmente como de origen piroclástico y epiclástico (una clasificación más amplia se desarrolla en el capítulo de Petrología).

Los fragmentos piroclásticos están generados directamente por explosiones volcánicas y se consolidan durante el proceso de depósito, deformándose y amoldándose unos a otros, por lo que la matriz es escasa. Estos materiales están generalmente representados, en función de la granulometría, por tobas y brechas de cantos angulosos, con tamaño de grano muy variable. En lo que se refiere a las estructuras que se observan en estos materiales, la más importante es la gradación, observándose series completas que van desde brechas a materiales cineríticos. Es normal observar interrupciones bruscas en la gradación (en ocasiones varias dentro de la misma serie); esto se explicaría por la sucesión de dos o más explosiones consecutivas con un intervalo de tiempo inferior al necesario para que se depositen los materiales más finos, todavía en suspensión. También se han observado laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Los materiales de origen epiclástico corresponden a depósitos formados por componentes volcánicos, aunque retrabajados por procesos sedimentarios, y componentes sedimentarios originales. Se encuentran bien estratificados en bancos centi-decimétricos (de 10 a 50 centímetros), son de color gris a crema en superficie fresca y presentan estructuras sedimentarias, como granoselección y, frecuentemente, finas laminaciones paralelas. En materiales finos epiclásticos también es muy común la laminación paralela curva con estructuras fluidales. En función del tamaño de grano, las rocas epiclásticas se diferencian como: cineritas, tobas y brechas:

- Las cineritas son las más escasas, se disponen en finos horizontes interestratificados con materiales de granulometría mayor.
- Las tobas presentan una característica tonalidad verde claro; generalmente están muy meteorizadas, lo que las hace deleznables. La trama está compuesta por cantos angulosos a subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como fragmentos de almohadillas, de coladas vítreas, rocas porfídicas, etc., inmersos en una matriz que proviene de su propia trituración. Junto con tobas y cineritas se encuentran interestratificados niveles de rocas carbonatadas (margas y margocalizas) generalmente con tonalidades rosas. La continuidad lateral de estos niveles es restringida, con potencias muy variables, desde unos pocos centímetros a varios metros.
- Las brechas son muy abundantes en todo el complejo volcánico, están compuestas por cantos heterométricos y angulosos, inmersos en una matriz de tamaño de grano medio a grueso y aspecto tobáceo.

Estos materiales presentan su mayor desarrollo a muro del complejo volcánico y, localmente, al sur de Soraluze-Placencia de las Armas, en los cuadrantes de Bergara y Zumarraga (88-I y II, respectivamente), donde llegan a alcanzar potencias superiores a los 500 metros.

Los mejores afloramientos de estos materiales se encuentran:

- En las pistas que dan acceso al caserío Aitube Bekoa (cuadrante de Zumarraga, 88-II).
- En las inmediaciones de Antzuola y la ermita de la Ascensión (Elgeta), en el cuadrante de Bergara (88-I).
- Dentro del cuadrante de Tolosa (89-I), en el barrio de Aldaba-Txiki se corta un cuerpo lenticular de 30-40 metros de potencia y unos 700 metros de longitud, intercalado en el "flysch" calcáreo. Se trata de una mezcla de material volcánico epiclástico.
- En el cuadrante de Mungia (38-III) están bien representadas al noroeste de Metxikas y norte de Jainko-Oleaga.
- En el cuadrante de Elorrio (87-II) se describen brechas, formadas prácticamente en su totalidad por fragmentos volcánicos de tamaño variable, dentro de una matriz de la misma naturaleza. También aparecen fragmentos calizos de hasta 10 centímetros de diámetro. Los fragmentos volcánicos son angulosos sin muestras de retrabajamiento, por lo que cabe suponer que son fragmentos piroclásticos. Son paquetes

generalmente masivos con una potencia máxima de 250 metros; en algunos casos, la estratificación queda definida por niveles con granulometría diferente.

2.10.1.2.3. Coladas volcánicas masivas y traquitas (263)

Afloran a lo largo de todo el Complejo Volcánico, presentándose con un mayor desarrollo en la zona sureste de la hoja de Eibar (63-III). Están constituidas por un conjunto de materiales volcánicos, de coloración pardo rojiza a verde en corte fresco, que son originadas por una efusión volcánica continua y abundante.

La potencia de estos materiales es muy variable, pudiendo oscilar entre uno y un centenar de metros. Los cambios de potencia dentro de una misma colada son muy espectaculares sufriendo fuertes adelgazamientos en unos pocos metros. Las coladas se disponen concordantemente sobre las rocas sedimentarias o sobre otros episodios volcánicos. Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas. En afloramiento presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en matriz microcristalina. El carácter porfídico puede llegar a desaparecer adquiriendo entonces la roca un aspecto microcristalino o vítreo según zonas de la colada (bordes vítreos y núcleo cristalino).

Se han seguido criterios morfológicos, y no composicionales, para la diferenciación cartográfica de este término; de esta forma, aunque la mayor parte de estos cuerpos son de composición basáltico-espilítica, dentro de los mismos se han observado diferenciados traquíticos.

Como estructuras más frecuentes, en el campo se han reconocido las siguientes: estructuras debidas a flujo planar, son las más típicas en estas coladas; estructuras de lavas cordadas, estructuras traquíticas y disyunción columnar, que se observa con claridad en una cantera situada en Malzaga (cuadrante de Eibar, 63-III).

Los mejores afloramientos de este término se encuentran situados en el kilómetro 62,5 de la carretera Zumarraga-Azkoitia (cuadrante de Zumarraga, 88-II). Un buen punto de observación de las coladas traquíticas se encuentra en la carretera de Malzaga a Soraluze-Placencia de las Armas, próximo al cruce con la N-634 (cuadrante de Eibar, 63-III).

2.10.1.2.4. Brechas volcánicas ("pillow-brechas"), (264)

Son brechas sindeposicionales compuestas mayoritariamente por fragmentos de coladas masivas y de "pillows", y en menor medida, de rocas sedimentarias y piroclásticas, englobados en una matriz fina, más bien escasa. Los clastos son heterométricos y parcialmente redondeados. Este redondeamiento debe ser limitado, ya que se trata de fragmentos de "pillows" con una morfología ovoide y un grado de consolidación no muy importante.

La génesis de estas brechas está relacionada con el avance y enfriamiento de la colada y a la existencia de paleorrelieves. Se forman cuando la colada está todavía en movimiento; las "pillow-lavas", o frentes de colada, todavía sin consolidar, rodarían pendiente abajo, fracturándose y embalándose en una matriz cinerítico-piroclástica recientemente depositada. Entre estos fragmentos se depositarían, aunque en menor proporción, fragmentos de otro tipo de rocas depositadas con anterioridad.

En ocasiones la diferenciación entre éstas y las facies brechoides englobadas en el término de rocas volcanoclásticas es muy difícil. La separación se ha realizado atendiendo al tamaño de los clastos y su composición, definiéndose como "pillow-brechas" cuando el tamaño de éstos es superior a 5 centímetros y el 90% pertenecen a fragmentos de "pillows" o coladas masivas de naturaleza espilítica.

La potencia de estos materiales es muy variable y difícil de precisar. En el área de Ondamendi-Bastarriña (cuadrante de Zumarraga, 88-II) puede llegar a los 500 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en las inmediaciones de Aizpurutzo (cuadrante de Zumarraga, 88-II); al noroeste de Soraluze-Placencia de las Armas, en el cuadrante de Eibar (63-III); y a techo de la formación, en las inmediaciones del barrio de los Mártires, en el cuadrante de Bergara (88-I).

2.10.1.2.5. Coladas volcánicas con estructura en "pillow" (265)

Afloran de forma continua a lo largo de todo el Complejo Volcánico, con una potencia y continuidad lateral muy variables. La presencia de este tipo

de estructuras en coladas basálticas denota claramente un medio marino, y son producidas por lo general por la efusión discontinua y poco abundante de materiales lávicos.

El muro de las coladas de “pillows" es neto y plano, mientras que el techo presenta una morfología más irregular, a la que se adaptan los materiales suprayacentes. La potencia de las coladas es muy variable, oscilando por lo general entre los 5 y 50 metros. Es frecuente observar entre esta facies fragmentos carbonatados de tintes rojizos con elevados aportes cineríticos o piroclásticos. Estos materiales se amoldan también a los huecos entre "pillows", lo que demuestra que la sedimentación era coetánea con la efusión.

Las “pillows" presentan tamaños muy variables que oscilan entre los 20 y los 80 centímetros de diámetro, pudiendo superar en ocasiones los 2 metros, y un color pardo rojizo con tonalidades verdosas. Las estructuras internas más frecuentes que presentan las "pillows" son: una zona central hueca o rellena de calcita, ordenamiento concéntrico de las vacuolas, formas elipsoidales, en ocasiones con un marcado aplastamiento, por el proceso de adaptación de una "pillow" con otra y fracturas irregulares de orientación radial.

Los mejores afloramientos se encuentran situados en el kilómetro 62,800 de la carretera Zumarraga - Azkoitia (cuadrante de Zumarraga, 88-II).

2.10.1.2.6. Cuerpos tabulares discordantes (266)

En el área de Soraluze-Placencia de las Armas aparece un cortejo de cuerpos tabulares de escasa potencia intercalados en materiales brechoides. El origen de estos cuerpos tabulares se explica invocando dos hipótesis genéticas. La primera de ellas es que se trate de diques que encajan en ciertas facies volcánicas, y la segunda es que puedan proceder del desplome de frentes de coladas.

Los afloramientos situados en la explanada del polígono industrial de Placencia, en el cuadrante de Eibar (63-III), presentan una morfología de dique. Estos cuerpos parecen cortar las direcciones regionales de las coladas. Por otra parte, presentan una disyunción perpendicular a los hastiales, típica de este tipo de estructuras. Al norte de estos diques aparece otro cortejo que presenta direcciones más concordantes con las regionales, es posible que varios de estos cuerpos sean olistones intercalados en las “pillow-brechas”. Al ser esta litología originada por el rodamiento de materiales, no es difícil pensar que, en estas circunstancias, frentes de coladas ya consolidadas, se fracturen y caigan entre los materiales brechoides de menor tamaño en forma de grandes olistones.

2.10.1.2.7. Coladas volcánicas sin diferenciar (267)

En los cuadrantes de Mungia (38-III), Lezama (62-I), Gernika-Lumo (62-II) y Galdakao (62-III) se ha diferenciado un único término de rocas volcánicas, en el que están incluidas tanto las coladas volcánicas masivas y de lavas almohadilladas, como diques y cuerpos microgranudos.

Los afloramientos más abundantes son de coladas, y de entre éstas, las más numerosas son las coladas de “pillow-lavas”, con unas características similares a las de los términos (263) y (265), descritos anteriormente. Dentro de este conjunto se reconocen además, diques de naturaleza básica, que intruyen en el conjunto presentando potencias decimétricas, e incluso métricas, y texturas microcristalinas y porfídicas. Un ejemplo de éstos se puede observar en la cantera de Errigoiti (en el cuadrante de Lezama).

Al oeste de Metxikas y en el corte de la carretera que une Mungia y Agirre (cuadrante de Mungia) se observan buenos afloramientos de lavas almohadilladas. También cabe destacar, como punto de observación, un bello ejemplo de disyunción columnar en una cantera cercana a Fruiz (cuadrante de Lezama).

En estos materiales se han localizado algunos afloramientos de rocas “granudas” básicas (gabro-diorita), cuya forma induce a pensar que se trate de pequeños lacolitos. Están formados por una roca granuda a microgranuda, con mayor proporción de leucocratos que de melanocratos, y disyunción en bolos. Los contactos con las rocas encajantes son difusos.

2.10.1.2.8. Volcanitas básicas (coladas y volcanoclásticas) (268)

En los cuadrantes de Getxo (37-IV) y Durango (62-IV), en donde no ha podido diferenciarse toda la variedad litológica del Complejo Volcánico, se

ha creado un término comprensivo bajo el que se agrupan varias litologías diferentes, como son: rocas volcanoclásticas, entre las que se diferencian, cineritas, tobas y brechas, siendo estos dos últimos los más frecuentes; y coladas, tanto con estructura en "pillow" como masivas, de escasa potencia y de grano fino a vítreas.

Las características que presentan estos materiales coinciden con las descritas para los términos 262, 263 y 265.

2.10.1.2.9. Areniscas, lutitas y margas, con niveles brechoides (269)

Los materiales de este término componen una serie mixta, terrígeno carbonatada, interestratificada con el Complejo Volcánico, en los cuadrantes de Mungia (38-III) y Lezama (62-I). A pesar de esta variedad litológica, las lutitas son en general la litología predominante; no obstante, las areniscas son locamente más abundantes, sobre todo hacia muro del término.

Las argilitas, localmente limolitas, que constituyen el término son oscuras, masivas y tienen mica dispersa. Las areniscas, por su parte, son de grano medio, estratificadas en niveles de potencia decimétrica, y se encuentran en avanzado estado de alteración. Por último, las margas se encuentran estratificadas en bancos decimétricos, presentando "slumps" y niveles brechoides. Dentro de este término aparecen intercalaciones de brechas polimícticas con cantos volcánicos, semejantes a las descritas anteriormente como término (256).

Parte de esta serie se observa en los afloramientos de la carretera que une Líbano de Arrieta y Agirre, o en el barranco de arroyo Meñakabarrena, localizados ambos en el cuadrante de Mungia.

2.10.1.3. Flysch detrítico

A techo del conjunto volcánico, o de las margas y lutitas calcáreas, cuando éste no está presente (como ocurre en los cuadrantes de Galdakao, 62-III, y Durango, 62-IV), se dispone una serie cuya característica principal consiste en una mayor proporción de aporte detrítico.

2.10.1.3.1. Alternancia de areniscas o areniscas calcáreas y lutitas calcáreas o margas (270). "Flysch detrítico".

Se define como un conjunto monótono de margas, o lutitas calcáreas, y areniscas calcáreas con carácter flyschoide, que alternan en estratos de potencia variable, desde unos pocos milímetros hasta de un metro. Estos materiales aparecen intensamente meteorizados y descalcificados, como puede observarse en los afloramientos de la carretera Mungia-Gernika (cuadrante de Lezama, 62-I).

Las areniscas son de tamaño de grano fino a medio y se disponen en bancos regulares de potencia variable, desde centimétrica a métrica. Las margas, generalmente meteorizadas, tienen una proporción muy variable de carbonato, siendo más correcto en algunos casos considerarlas como lutitas. Dentro de la serie se encuentran ocasionales intercalaciones de microconglomerados silíceos, con cantos de cuarzo de varios milímetros, y también, esporádicamente, niveles de margocalizas y calizas correspondientes a depósitos hemipelagíticos.

Desde el punto de vista petrográfico las areniscas se clasifican como grauvacas feldespáticas y, subarcosas con moscovita y biotita (en proporciones menores al 5%), frecuentemente con cemento calcáreo en proporción variable. Como minerales accesorios aparecen turmalina, glauconita y opacos. Por su parte los niveles hemipelagíticos se clasifican como biomicritas limolíticas.

Este conjunto de materiales presenta una potencia variable. En el cuadrante de Lezama presenta potencias cercanas a los 250 metros. Al norte de San Miguel (cuadrante de Galdakao, 62-III), aflora con una potencia mínima superior a los 500 metros y se extiende, formando una franja de dirección aproximada N120° E, hasta el norte de Durango (62-IV), donde llega a alcanzar 1000 metros de potencia máxima, para luego acuñarse paulatinamente hacia el sureste, hasta desaparecer.

A lo largo de esta extensión de afloramiento, el flysch detrítico presenta una notable variación en su composición litológica. Así, dentro del cuadrante de Durango (62-IV), en los cortes situados hacia su extremo sureste, la litología predominante es de areniscas calcáreas y calizas arenosas, mientras que hacia el noroeste las litologías son muy areniscosas, tal y como se observa en los cortes de la carretera de Goiuria y de Urien.

En los estudios micropaleontológicos, realizados en el cuadrante de Durango, se ha reconocido: *Globotruncana cf. elevata, Globotruncana aff. conica, Globotruncana aff. havanensis, Globotruncana cf. ventricosa, Globotruncana fornicata* y *Globotruncana lapparenti*. Esta asociación determina una edad Campaniense.

2.10.1.3.2. Microconglomerados (271)

Estos niveles de microconglomerados aparecen ocasionalmente como intercalaciones en la serie del término anterior (270), aunque sólo han sido diferenciados cartográficamente en el cuadrante de Lezama. Presentan una litología mixta de "grainstone" arenoso con orbitolinas y cantos de cuarzo bien redondeados de varios milímetros. La potencia de estos niveles que varía de 0,5 a 1,5 metros. Estos niveles están representados en la zona del alto de Mazoga y en la carretera Mungia-Gernika.

2.10.1.3.3. Margas y margocalizas. Niveles brechoides (272)

Se sitúan indistintamente por encima de los materiales descritos anteriormente como término (270) y, localmente, a techo de las rocas volcánicas. Se trata de un conjunto formado por margas y margocalizas blanquecinas, estratificadas en bancos decimétricos - métricos, que intercalan frecuentes niveles brechoides con cantos redondeados, centimétricos a decimétricos, de margocaliza en matriz margosa. Se considera que estos cantos proceden de la misma serie y están formados por un deslizamiento gravitacional de margas y margocalizas, en estado muy plástico.

El conjunto alcanza una potencia mínima (no se observa el techo) cercana a 200 metros y pueden reconocerse parcialmente en la carretera de Mungia a Gernika (cuadrante de Lezama, 62-I), y al este de Metxikas, directamente encima de las rocas volcánicas, en el cuadrante de Mungia (38-III).

2.10.1.4. "Flysch" detrítico calcáreo

A techo del conjunto margoso conocido como "Flysch" calcáreo, se sitúa otro más potente, denominado "Flysch" detrítico-calcáreo, que supone con respecto al anterior una mayor proporción de las intercalaciones arenosas (calizas arenosas y areniscas calcáreas) alternando con las margas.

La potencia de este conjunto, en la franja de afloramientos que va desde el este de Deba hasta Hondarribia, es muy variable y se puede apreciar, como cabría suponer, una notable disminución de potencias de oeste a este, pasando de unos 1.600 metros en la hoja de Zarautz, a 1.200 metros en el sector de San Sebastián, 500 metros en Pasajes-Rentería, y 250 metros e incluso menos en el cuadrante de Irún. Estos materiales están afectados por una esquistosidad que se hace más patente en las proximidades del frente de cabalgamiento de Pagoeta, accidente a favor del cual, la unidad de Oiz cabalga sobre la unidad de San Sebastián.

Desde el punto de vista de facies sedimentaria, se trata de turbiditas distales (secuencias de Bouma T_{cde} generalmente) que constituyen depósitos de orla de lóbulo y de llanura submarina. Las paleocorrientes medidas muestran una procedencia dominante del ENE.

Estos materiales afloran también en la banda alargada que LAMARE (1936) denominó "depresión intermedia", limitada al norte por materiales del macizo de Cinco Villas y al sur por la falla de Leiza y que, de oeste a este, se extiende desde Tolosa a Elizondo. En esta banda correspondiente a los cuadrantes contiguos de Tolosa (89-I) y Berastegi (89-II y IV), el "flysch" presenta potencias que van desde los 400 a los 850 metros.

Por último, el "flysch" detrítico-calcáreo presenta potencias cercanas a los 2.200 metros para el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia, mientras que en el flanco sur el espesor es menor y difícil de precisar, debido a la tectónica que domina esta zona. De forma similar, esta formación va reduciendo su potencia hacia el oeste de la estructura, donde también muestra un carácter más arenoso.

La edad de este conjunto está comprendida entre la parte alta del Santoniense y el Maastrichtiense, o al menos parte de él.

2.10.1.4.1. Alternancia de calizas arenosas y margas (273)

Este término litológico aparece intercalado, tanto en el "flysch" calcáreo (término 246), como en el tramo superior o "flysch" detrítico-calcáreo (274) del sector nororiental de la cuenca. Dentro de cualquiera de los dos tramos estos materiales suponen un claro dominio de los términos calizo-arenosos sobre los margosos.

Ha sido cartografiado al norte de la localidad de Gabiria, en el cuadrante de Beasain (88-IV), donde la serie margosa (246) intercala frecuentes niveles de areniscas y calizas arenosas, estratificadas en bancos decimétricos, con características de turbiditas distales.

Cuando este término aparece incluido en el "flysch" detrítico-calcáreo (274), los bancos de calizas arenosas que presenta son más potentes, alcanzando una media de 50 centímetros. Estos materiales se agrupan en paquetes decamétricos que resaltan en el terreno, como se observa en el vértice Ollaun, junto al repetidor de televisión (cuadrante de Tolosa, 89-I).

También se ha diferenciado un término similar interestratificado con las margas de Garay (cuadrante de Durango, 62-IV), donde parece representar afluencias turbidíticas, más o menos esporádicas, que acaban intercalándose en el conjunto margoso de forma que se pasa gradualmente de unas a otras. Afloran principalmente en las proximidades del barrio de Sarriá y en la ladera sur del monte San Lorenzo.

2.10.1.4.2. Alternancia de margas y calizas arenosas; hacia el oeste areniscas calcáreas y margas (274)

Se trata del término mayoritario dentro del denominado "flysch" detrítico-calcáreo. Este término está constituido principalmente por margas y lutitas calcáreas, limosas, de color gris oscuro en corte fresco, que alternan en bancos centi-decimétricos con calizas arenosas y areniscas calcáreas, de grano fino a muy fino, estratificadas en bancos de 5 a 20 centímetros. Ocasionalmente también intercalan niveles centi-decimétricos de calizas micríticas.

En general, el término se organiza en series turbidíticas que comienzan por un banco de calizas arenosas de granulometría fina a muy fina, que pasan gradualmente a limolitas y argilitas calcáreas laminadas. Los niveles eslumpizados no son muy frecuentes. En algunas secuencias aparece un banco de calizas micríticas correspondiente al episodio hemipelagítico. Cada secuencia tiene una potencia de 15 a 30 centímetros.

Los niveles de calizas arenosas y areniscas muestran habitualmente secuencias atribuibles a turbiditas distales en las que, además de laminaciones paralelas, son especialmente frecuentes las estructuras debidas a escapes de agua (deformaciones hidroplásticas en general), como son: laminación convolute, estructuras "plato", diques y volcanes de arena, estructuras en forma de "llama", etc. También presentan una ichnofacies muy variada, con pistas superficiales como: ***Zoophycus, Paleodyction, Chondrites, Helmintoides, Thalassinoides, Granularia,*** etc. En los bancos de calizas arenosas abundan las segregaciones de materia orgánica, muy satinada, y rellenos de calcita.

Para una mejor comprensión de las características estratigráficas, estos materiales se han dividido en tres facies diferentes, que aunque no se han diferenciado en la cartografía, si se pueden reconocer a escala de afloramiento. Estas facies son:

- Facies mixta. Representan las facies más extendidas dentro del "flysch" detrítico-calcáreo. Está constituida principalmente por una alternancia de calizas arenosas de color gris claro y grano muy fino a fino, y lutitas calcáreas. La proporción arenisca/lutita es aproximadamente del 59%. Representan los intervalos T_b, T_c y T_e de Bouma. El término T_d está prácticamente ausente. Las estructuras más típicas observadas son laminaciones paralelas y "convolute" con "ripples" a techo (figura 2.5). Se interpretan como orlas de lóbulo en abanicos submarinos.

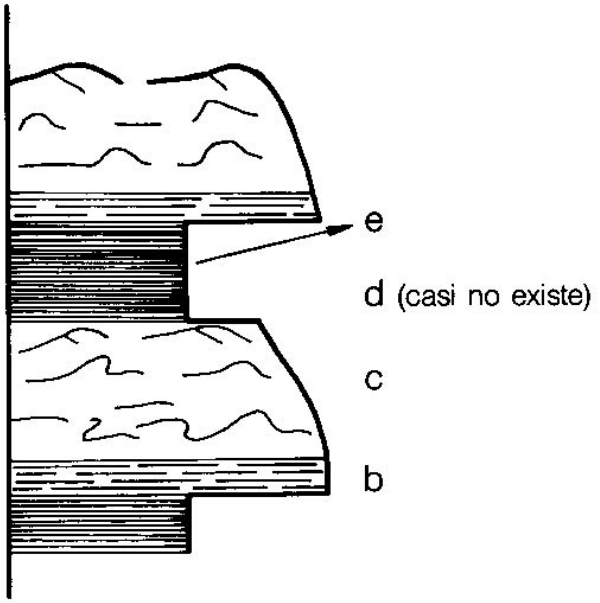


Figura. 2.5.- Columna esquemática de la facies mixta

- La "facies calcárea" representa los términos más carbonatados. Está constituida principalmente por una alternancia de margas y calizas arenosas; también son muy frecuentes los niveles de calizas micríticas correspondientes al episodio hemipelágico. Las proporciones aproximadas son del 30,9% de areniscas, 6,7% de hemipelagitas y 62,4% de margas. Representan intervalos T_d, T_e y ocasionalmente T_h de Bouma. Las estructuras más típicas observadas son laminaciones paralelas y ocasionalmente onduladas (figura 2.6). Se interpretan como facies de llanura submarina.

- La "facies arenosa" es la más escasa dentro de estos materiales. Está constituida por areniscas masivas de grano medio a grueso, en ocasiones microconglomeráticas, y lutitas calcáreas. La proporción arenisca / lutita es aproximadamente del 82%. Representa los intervalos T_a y T_e de Bouma. Como estructuras típicas de esta facies cabe citar laminaciones paralelas y gradaciones (figura 2.7). Se interpretan como lóbulos (lóbulo medio a distal) de abanico submarino. En la hoja de Bilbao (61-II) donde estos materiales parecen ser la facies principal, se describen estratos arenosos que alcanzan potencias de hasta 1,5 a 2 metros, y presentan numerosos niveles de acumulación de restos vegetales.

En cuanto a los estudios micropaleontológicos, en las muestras recogidas en el cuadrante de Eibar (63-III) se han reconocido: *Globotruncana cf. elevata, Globotruncana cf. conica, Globotruncana cf. lapparenti, Globotruncana sp.*, y foraminíferos indeterminados. Estas especies datan desde el Campaniense superior al Maastrichtiense inferior, no habiéndose reconocido especies de distribución más alta.

Las muestras levigadas en el cuadrante de Bergara (88-I) son muy ricas en foraminíferos, con predominio de formas planctónicas. Contienen *Globotruncana stuarti, Globotruncana arca, Globotruncana gansseri, Globotruncana gagnebini Globotruncana contusa, Praeglobotruncana citae, Pseudotextularia elegans, Racemigumbellina fructicosa, Bolivina incrassata gigantea* y *Pseudovalvulineria monterelensis*, que datan al Maastrichtiense y en particular al Maastrichtiense medio.

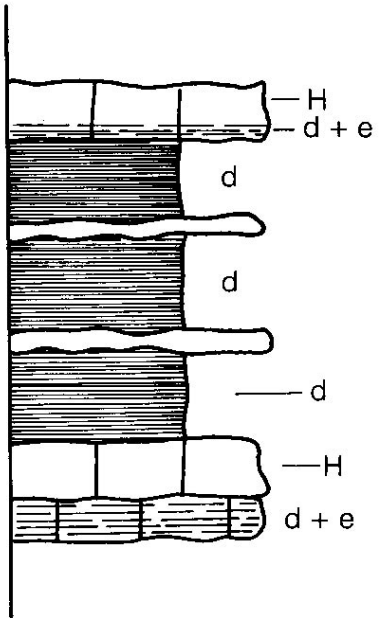


Figura 2.6.- Columna esquemática de la facies calcárea

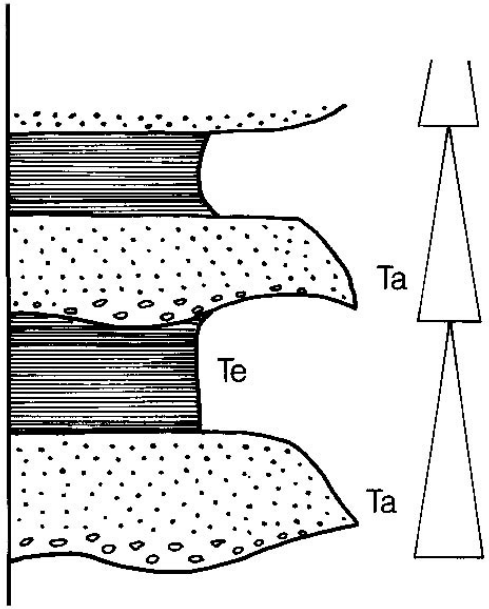


Figura 2.7.- Columna esquemática de la facies arenosa

Los mejores puntos de observación se encuentran:

- En los taludes de la autopista Bilbao-Behobia, entre los kilómetros 28 y 26 (cuadrante de Zarautz, 64-I).
- En los taludes de la carretera N-634, especialmente entre los kilómetros 7 y 10 (entre Aguinaga y Orio) y del 4 al 5 (entre Aguinaga y Usúrbil), en el cuadrante de Zarautz.
- En la carretera nacional I, entre la papelera de Arzabalza e Ikaztegieta, en el talud oeste de la carretera (cuadrante de Tolosa, 89-I).
- En la carretera Aya- Orio por el barrio de San Pedro (cuadrantes de Zarautz y Villabona, 64-I y 64-III respectivamente)

En el cuadrante de Irún-Ventas (65-IyIII) pueden verse bancos decimétricos de calizas brechoides con cantos calizos angulosos y, en menor proporción, cantos silíceos de lutitas negras y cuarcitas, todos ellos de tamaño generalmente inferior a 3 centímetros. También en este cuadrante (zona de Muñagarre y Arbelaitz-Txiki) son frecuentes las alternancias de limolitas y/o margas descalcificadas con niveles de areniscas de grano muy fino (prácticamente "cherts"), que no han sido diferenciados en la cartografía, ya que la falta de afloramientos impide el seguimiento de los tramos.

2.10.1.4.3. Megaturbidita (275)

Especialmente en el sector oriental de la cuenca, la serie turbidítica intercala algunos episodios catastróficos (megaturbiditas), algunos de las cuales se han diferenciado en cartografía debido a su desarrollo y continuidad lateral, así como a su gran potencia y al tamaño de los bloques.

Merece la pena destacar el nivel que se ha cartografiado entre el sur de Rentería y el alto de Gaintxuriskieta, en los cuadrantes de San Sebastián (64-II) e Irún-Ventas (65-IyIII), que se sigue durante varios kilómetros. Se trata de un nivel de depósitos carbonatados caóticos ("slumps", brechas, bloques, etc.) relativamente potente, de unos 25 ó 30 metros de potencia, y bloques de hasta 5 metros de diámetro.

Estos niveles pueden verse:

- Al comienzo de la carretera que sube al barrio de Aldaba-Aundi (cuadrante de Tolosa, 89-I), se ha cartografiado un nivel de 5 metros de potencia. Los cantos dominantes son margosos (cantos "blandos") y calizo arenosos.
- En el kilómetro 4,5 de la carretera N-634, entre Aguinaga y Usúrbil (cuadrante de Zarautz, 64-I).
- Al este de Urnieta (cuadrante de Andoain, 64-IV). Se trata de un nivel de poca potencia (1 metro), con cantos angulosos (0,5 a 2 centímetros) de calizas arenosas, calizas micríticas y lutitas, en matriz margosa.

La importancia de estos episodios estriba en que constituyen niveles guía que permiten establecer una línea-tiempo (una isocrona), apta para visualizar algunos hechos de la "anatomía" interna de la cuenca sedimentaria (potencias, secuencias, etc.).

2.10.1.4.4. Brechas calcáreas. Brechas intraformacionales (276)

En las proximidades de la falla de Leiza (cuadrante de Berastegi, 89-II y IV), así como a techo del "flysch" detrítico- calcáreo (muy próximas al contacto con el Danés), en el cuadrante de Eibar (63-III), el "flysch" intercala brechas sinsedimentarias. Se trata de paquetes de potencia decimétrica a métrica (oscilan entre 0,5 y 10 metros de potencia), constituidos por fragmentos que muestran una gran heterometría (centimétricos a métricos), siendo el tamaño centi-decimétrico el modal. Los clastos son de naturaleza carbonatada y lutítica fina, y aparecen embebidos en una matriz calcárea muy abundante.

2.10.1.4.5. Niveles margosos (277)

Intercalados también en los materiales del "flysch" detrítico- calcáreo, se han cartografiado tramos con una mayor abundancia de margas (los estratos de areniscas calcáreas centimétricos son marcadamente minoritarios), o incluso zonas únicamente constituidas por bancos margosos, que pueden superar los 200 metros de potencia, como los que pueden observarse al sur del barrio de los Mártires (Bergara, 88-I), o con potencias no superiores a los 40 metros, como el situado en el monte Urko (cuadrante de Eibar, 63-III).

2.10.1.4.6. Alternancia de areniscas y lutitas. Facies arenosas (278)

Hacia la mitad de la serie, en los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Bergara (88-I), el flysch se va haciendo más arenoso hasta llegar a estar formado por una alternancia de areniscas y lutitas. En el cuadrante de Durango (62-IV) este paso se manifiesta mediante un cambio lateral de facies en las proximidades de Berriz.

Dicha alternancia está constituida principalmente por areniscas masivas de grano medio a grueso, de tonos amarillentos, estratificadas en bancos potentes, y lutitas calcáreas (corresponderían a la facies representada en la figura 2.7).

La proporción arenisca/lutita es aproximadamente del 82%. Representa los intervalos T_a y T_e de Bouma. Como estructuras típicas de esta facies cabe citar laminaciones paralelas y gradaciones. Estos materiales se pueden interpretar como lóbulos (lóbulo medio a distal en un abanico submarino).

Petrográficamente son areniscas feldespáticas (arcosas) con una composición media del 55% de cuarzo (entre 100 y 200 micras), 25% de feldespatos, 10% de sílice y 10% de matriz, principalmente arcillosa.

Esta facies se puede observar, dentro del cuadrante de Bergara (88-I), en el kilómetro 3,800 de la carretera de Soraluze-Placencia de las Armas a Bergaretxe, y también en Olabarra (Elgeta).

2.10.1.4.7. Margas nodulosas (279)

Son niveles poco potentes (por lo general no superan los 10 metros), constituidos principalmente por nódulos calcáreos embalados en una matriz margosa abundante.

Facies de este tipo se pueden observar en la carretera de Bergara a Soraluze-Placencia de las Armas, a la altura del kilómetro 74,20, y en la carretera de Soraluze-Placencia de las Armas a Bergaretxe (situados ambos en el cuadrante de Bergara, 88-I).

2.10.1.5. Margas de Garay

Afloran extensamente en la hoja de Durango (62-IV) y en el extremo noreste de la vecina hoja de Elorrio (87-II), donde se reduce su potencia hasta desaparecer.

Estratigráficamente se sitúan a techo del "flysch" detrítico-calcáreo, aunque en el ángulo noreste del cuadrante de Elorrio, se observa que también se produce un cambio lateral de facies entre el "flysch" y las margas de Garay. Sobre ellas se deposita, en contacto gradual, la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense.

2.10.1.5.1. Margas y margocalizas (280)

Las "margas de Garay", constituidas por margas y margocalizas, forman un conjunto calcáreo bastante heterogéneo cuya potencia total no es observable en el cuadrante de Durango (62-IV), ya que hacia techo se encuentra generalmente interrumpido por la falla de Durango, y en la única zona donde se observa su techo, no llega a aflorar el muro. No obstante, en el cuadrante de Elorrio (87-II), donde esta formación va pasando lateralmente al "flysch" detrítico-calcáreo, hasta llegar a desaparecer, se le asigna una potencia máxima de unos 450 metros.

En afloramiento pueden presentarse como margas y margocalizas estratificadas, o bien en forma de margas masivas grises de aspecto astilloso. En las inmediaciones de Garay intercala una serie de niveles con contenido bituminoso, aunque lo reducido de sus afloramientos y el recubrimiento existente no permite diferenciarlos en cartografía.

Los estudios micropaleontológicos han permitido diferenciar, en las margas de Garay, tres asociaciones de microfósiles que indican edades diferentes, las cuales se describen a continuación:

1. *Globotruncana cf. elevata, Globotruncana cf. arca, Globotruncana cf. lapparenti bulloides, Globotruncana angusticarinata, Globotruncana fornicata, Bolivina incrassata, Cibicidoides voltziana, Tritaxia tricarinata, Marssonella trochus,* y *Globorotalites sp.* Esta asociación es característica del Campaniense.

2. *Globotruncana (Abathomphalus) mayaroensis, Globotruncana gagnebini, Globotruncana stuartiformis, Globotruncana stuarti, Globotruncana falsostuarti, Globotruncana elevata, Globotruncana contusa, Globotruncana conica, Racemigumbellina fructicosa* y *Pseudotextularia elegans.* Asociación típica del Maastrichtiense superior.

3. *Globorotalia cf. pseudomenardii, Globorotalia* gr. *pusilla, Globorotalia cf. aequa, Globorotalia* gr. *angulata, Globigerina mackannai.* Esta asociación

que define la zona P4 de BLOW, 1969 (*Globorotalia pseudomenardii*) o Thanetiense inferior, junto con la asociación clasificada en levigado: *Globorotalia cf. subbotinae, Globorotalia aff. pseudotopilensis*, entre otras, define el Thanetiense superior.

2.10.1.5.2. Facies olistostrómicas (281)

Se ha diferenciado con el nombre de facies olistostrómicas una serie de afloramientos, intercalados en las margas de Garay, constituidos por lutitas negras pizarrosas con algunas intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino, que presentan una serie de características ciertamente peculiares.

Estas facies son un término significativo, puesto que, en cuanto a litología y facies se refiere, son muy similares a los materiales del Complejo Supraurgoniano; su contenido faunístico es asimismo característico de dicho complejo. Evidentemente, la diferencia de edad y posición estratigráfica de las margas de Garay y del Complejo Supraurgoniano es ciertamente notable; por esta razón se ha interpretado que la presencia de estos materiales dentro de las margas de Garay es consecuencia de deslizamientos sinsedimentarios, que incorporaron grandes bloques de rocas supraurgonianas a la cuenca donde se depositaban las margas. Este mecanismo no debe resultar difícil de admitir, especialmente si se tiene en cuenta la singular posición geológica en la que tiene lugar la sedimentación de todos estos materiales, en la proximidad de importantes fallas sinsedimentarias.

Los principales afloramientos de estas facies olistostrómicas se sitúan en una franja que va desde el sur de Azola hasta la iglesia de Berriz, donde se ha deducido una potencia máxima de 150 metros para estos materiales. Otros asomos más pequeños se localizan al norte de Besoita, en Arteta y en Bidebarrieta (cuadrante de Durango, 62-IV).

2.10.1.5.3. Brechas volcánicas (282)

En las proximidades de los caseríos Aranguren y Aguirrescona, en el extremo sureste del cuadrante de Durango (62-IV), se ha cartografiado un afloramiento de brechas volcánicas formadas por cantos de basaltos, calizas y margas, cantos mixtos basalto-caliza; todos ellos englobados en una matriz volcanosedimentaria.

Petrográficamente los fragmentos volcánicos se clasifican como basaltos espilíticos y se encuentran normalmente muy alterados, aunque puede reconocerse plagioclasa como mineral principal y calcita, clorita, opacos y epidota como minerales secundarios. En estos fragmentos volcánicos pueden reconocerse también frecuentes vacuolas rellenas de calcita.

Asimismo, intercalados en las margas de Garay se encuentran varios tramos de volcanitas, formadas por niveles piroclásticos y coladas volcánicas, ambos de naturaleza basáltica, similares a los que se han cartografiado englobados en los conjuntos, calcáreo (246) y detrítico-calcáreo (274), y descrito en el complejo volcánico como término (268), por lo que se ha mantenido el mismo número para todos ellos.

2.10.1.5.4. Margas rosas (283). Brechas poligénicas (284)

En Bidebarrieta y Orobio (cuadrante de Durango, 62-IV), se han cartografiado, dentro de las margas de Garay, unos niveles de margas rosas muy similares a los que se reconocen en la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense. Son margas estratificadas en bancos centi-decimétricos, de aspecto muy parecido a las margas de Garay, aunque con coloración rosa distintiva.

Por otra parte, en las proximidades de Larizgoitia, en el mismo cuadrante, se ha diferenciado un nivel de brechas poligénicas. Son margas brechoides con cantos de calizas micríticas y pizarras carbonosas.

Estos términos son muy similares a sus homónimos incluidos y descritos dentro de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense. En cualquier caso, no existe una certeza absoluta en esta correlación y, en consecuencia, se ha optado por asignar números diferentes a cada uno de los términos diferenciados, haciendo constar las similitudes litológicas que exhiben.

2.10.2. El Cretácico superior de la zona de Otzaurte

En la zona de Otzaurte (cuadrante de Zegama, 113-II), el Cretácico superior está representado por dos exiguos retazos, mecanizados en la zona

EVE Ente Vasco de la Energía

de desgarre de la falla Bilbao-Alsasua, y desconectados de cualquier otro afloramiento de edad similar.

Estos retazos están representados por un solo término, definido como margas y niveles de margocalizas; calcarenitas de crinoides (285), que aflora al pie del pico Gazteluberri, en la carretera de Otzaurte. El término consiste en margas calcáreas fuertemente esquistosas, entre las que aparecen bancos decimétricos de margocalizas que marcan la estratificación. Únicamente son observables en los taludes de la vía férrea (al sureste de Otzaurte) y en la misma carretera, donde además aparecen algunos niveles mecanizados de calcarenitas de crinoides (encrinitas).

La fauna encontrada en las margas es la siguiente: ***Dicarinella carinata, Dicarinella concavata, Dicarinella primitiva, Marginotruncana coronata, Marginotruncana angusticarinata, Marginotruncana pseudolinneiana, Rosita fornicata, Globotruncana lapparenti, Globotruncana bulloides, Praeglobotruncana sp., Hedbergella cf. flandrini, Hedbergella cf. hessi, Hedbergella sp., Archaeoglobigerina cretacea*** y ***Heterohelix sp.*** Esta fauna ha sido datada en conjunto como Coniaciense superior a Santoniense inferior - medio, con lo cual se pone de manifiesto que, por efecto de las fallas, faltan los materiales correspondientes, al menos, al Cenomaniense superior, Turoniense y Coniaciense inferior.

2.10.3. Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior

Durante el Cretácico superior, el sector de la cuenca Vascocantábrica situado al sur del Anticlinorio de Bilbao (unidad de Gorbea), estaba ocupado por un sistema de plataforma meridional que pasaba hacia el norte a plataforma distal.

Dentro de la unidad de Gorbea, los materiales del Cretácico superior afloran en una extensa franja al norte del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, constituyendo una serie monoclinal buzante al sur. Aparecen también al suroeste de dicha estructura, en la sierra de Árcena, donde presentan características algo distintas, e integran los anticlinales de Lahoz y de Sobrón. Por último, se describen los materiales del Cretácico superior en el flanco sur del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, los cuales se encuentran implicados en el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

Debido a que los materiales del Cretácico superior presentan algunas características diferenciadoras para cada una de estas zonas, se realizará una descripción dividida en sectores; manteniéndose los números para aquellos términos que sean comunes a varios de estos sectores.

2.10.3.1. Flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño

Los materiales del Cretácico superior de este sector pueden, en principio, dividirse en dos grupos (figura 2.8): alternancias cenomanienses y la serie de Orduña, que a su vez consta de tres elementos principales; calizas turonienses o de Gárate, alternancias senonienses y calizas de Subijana (calizas de Orduña).

2.10.3.1.1. Alternancias cenomanienses

Las alternancias cenomanienses se corresponden con el denominado "flysch de bolas", debido al aspecto noduloso que a veces presentan en afloramiento, (CIRY y MENDIZABAL, 1949), de edad Cenomaniense superior - Turoniense basal, y con la parte alta de la formación Arceniega de AMIOT (1982). Afloran con potencias de unos 1.200 metros en su parte occidental, que se reducen poco a poco hacia el este (algo más de 400 metros en el cuadrante de Salvatierra), bajo la discordancia basal de las calizas turonienses. El contacto con los últimos tramos lutíticos del Complejo Supraurgoniano presenta cierto carácter transicional. Las lutitas van haciéndose más carbonatadas y comienzan a intercalar cada vez más niveles calcáreos.

En general, se trata de un conjunto formado por diversos tipos de alternancias entre calizas y/o margocalizas, y margas y/o limolitas. La abundancia relativa de estas litologías varía considerablemente, según su localización vertical u horizontal; este hecho lleva al establecimiento de los términos litológicos que se describen a continuación.

2.10.3.1.1.1. Alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (286)

Constituye el término principal y mayoritario, compuesto por la alternancia irregular de las litologías citadas, y en el que se han diferenciado

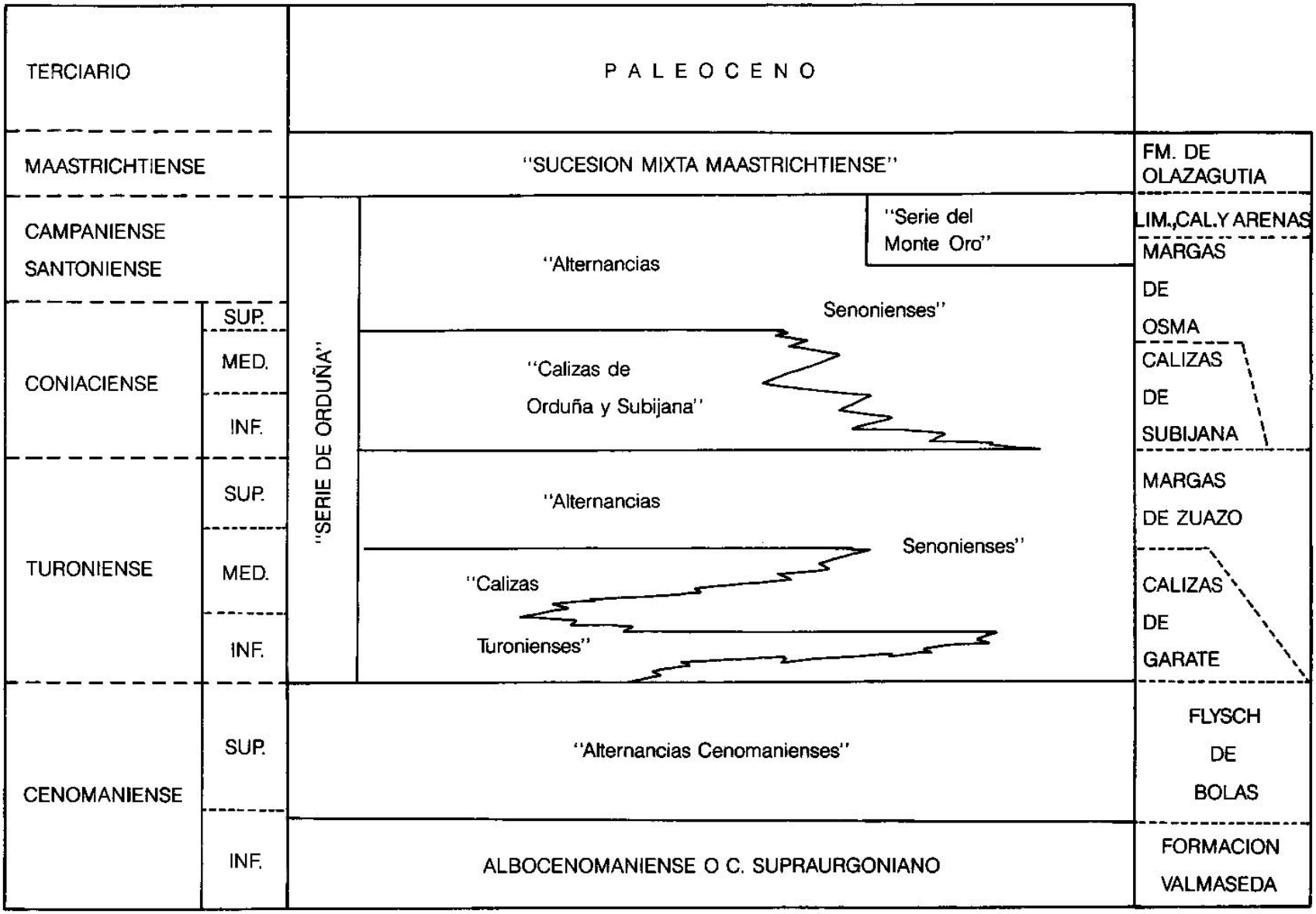


Figura 2.8.-Distribución de los elementos estratigráficos descritos en el texto para el Cretácico superior.

EVE Ente Vasco de la Energía

otros, de características alternantes (287), calcareníticas (288), limolíticas (289) o arenosos (291), a distintas alturas.

Consiste en una alternancia irregular de niveles "duros" de margocaliza o calizas, nodulosas, y "blandos" constituidos por margas, más o menos arenosas, o limolitas calcáreas, en bancos centimétricos-decimétricos.

En el cuadrante de Legutiano (112-II), este término se reduce a dos niveles muy continuos de muro y techo, y a otras intercalaciones dentro del término limolítico (289), que en este cuadrante es mayoritario

2.10.3.1.1.2. Alternancia regular de calizas y margas en bancos centimétricos (287)

Litológicamente se trata de la misma facies que el término general indiferenciado, con la particularidad de ser una alternancia regular y rítmica, centi-decimétrica, de calizas margosas, margocalizas y margas en estratos netos, escasamente nodulosos. En ocasiones presentan delgados niveles calcareníticos y/o arenosos, en los que es muy frecuente la presencia de equinodermos.

Los bancos duros aparecen en proporciones altas (40-60 % aproximadamente). Comúnmente, los estratos de caliza son calcareníticos - arenosos. La regularidad y aspecto flyschoide se acentúa hacia arriba en la serie. Se observan superficies de truncamiento de bajo ángulo, muy netas, probablemente debidas a "slumps".

La potencia de este término oscila entre 5 y 20 metros, en el cuadrante de Arceniega (86-I), y se localiza fácilmente por producir una serie de resaltes dentro del conjunto margoso. Estas intercalaciones son más frecuentes hacia el techo del tramo y hacia el este, de forma que, ya en el cuadrante de Amurrio (86-IV), la potencia de la banda principal de afloramientos de esta facies puede superar los 225 metros.

2.10.3.1.1.3. Calcarenitas bioclásticas y/o calcirruditas (288)

Aflora en la zona occidental de la Comunidad Autónoma, cuadrantes de Arceniega (86-I), Ayala (86-III), Amurrio (86-IV) y Orduña (111-I y II). Se trata de una serie de niveles discontinuos, de potencia muy variable; 5-15 metros, aunque por lo general es inferior a 5 metros y están exagerados en la cartografía. Se encuentran asociados al término de alternancias (287) y se localizan sobre todo a techo de éste. Están compuestos por niveles de calcarenitas bioclásticas ("grainstones") y, en ocasiones, calcirruditas ("rudstone"), con bioclastos de equinodermos, moluscos, rudistas, etc., en forma generalmente de secuencias negativas. En algunos casos se puede observar laminación cruzada de surco (bipolar). La base de los niveles suele ser neta e irregular. La potencia y el número de éstos aumenta claramente hacia el noroeste.

Están organizados en estratos centi-decimétricos o en "sets" de estratificación cruzada grosera de hasta 70 centímetros de potencia, compuestos por restos bioclásticos de granulometría creciente hacia techo. Es frecuente la textura pseudo-oolítica, con granos muy redondeados y varias generaciones de cemento esparítico.

En el cuadrante de Orduña, a veces aparecen intercalaciones ortobrechoides intraclásticas de cantos centimétricos. Se encuentran también cantos blandos margocalizos.

2.10.3.1.1.4. Limolitas carbonatadas o margas. Ocasionales niveles calcáreos (289)

Estos tramos se caracterizan por una notable ausencia de niveles duros. Es un término esencialmente limolítico, por lo general muy calcáreo, en el que se intercalan ocasionalmente finos estratos centi-decimétricos de calizas o margocalizas, comúnmente nodulosas.

En la zona oeste (cuadrante de Amurrio, 86-IV) aflora en dos bandas de extensión lateral kilométrica, situadas en la mitad inferior del conjunto de las alternancias, con potencias cercanas a 200 y 75 metros respectivamente. Hacia el este aumenta progresivamente su potencia, hasta constituir, ya al este de Zuya, la facies mayoritaria en las alternancias.

Este término presenta cierta variación lateral en los cuadrantes de Santuario de Arantzazu (113-I) y Salvatierra (113-III), así, mientras que en la parte occidental de estos cuadrantes la litología dominante es de limolitas calcáreas, hacia el este (al norte de Galarreta, cuadrante de Salvatierra) el conjunto puede considerarse más bien margoso, sin apenas contaminación arenosa. De esta forma, en el cuadrante de Asparrena (113-IV) está definido como un monótono conjunto de margas grises, localmente micáceas,

que intercala esporádicos niveles centimétricos de calizas o margocalizas nodulosas.

2.10.3.1.1.5. Limolitas carbonatadas y calcarenitas (290)

Únicamente se ha diferenciado en los cuadrantes de Orduña (111-IyII) y Zuya (112-I). Consiste en una alternancia irregular de limolitas calcáreas, arenosas, oscuras, y lentejones centimétricos o decimétricos de calcarenitas y calcirruditas arenosas y micáceas. Los bancos limolíticos pueden alcanzar varios metros de potencia.

Este término presenta una continuidad lateral limitada, ya que pasa lateralmente al término (289), descrito anteriormente.

2.10.3.1.1.6. Areniscas calcáreas y limolitas (291)

Es un término predominantemente areniscoso formado por estratos centimétricos a decimétricos de areniscas calcáreas, laminadas, micáceas, de granulometría variable (hasta microconglomerados), entre los que se intercalan niveles limolíticos. Se han observado ocasionales fragmentos de bivalvos y, como estructura principal, laminaciones cruzadas de bajo ángulo. La descalcificación confiere a la roca tonos rojizos. En el área de la ermita de San Bartolomé de Manurga (cuadrante de Zuya, 112-I) y en el área del pantano, al sur de Legutiano (cuadrante del mismo nombre, 112-II), las areniscas han perdido su carácter carbonatado, transformándose en areniscas silíceas.

Es destacable su escasa potencia (máximo 25-30 metros) frente a su extensión lateral, superior a 8 kilómetros en el cuadrante de Zuya.

2.10.3.1.1.7. Calizas, calizas brechoides y margas (292)

En paso lateral con las facies más calcáreas de las alternancias y, sobre todo, a techo de este conjunto, pueden individualizarse en algunos puntos de los cuadrantes de Zuya (112-I) y Legutiano (112-II), unos tramos caracterizados por la potencia decimétrica a métrica de sus estratos calizos (calcarenitas), alguno de los cuales puede presentar características brechoides. En estos tramos se intercalan niveles decimétricos de margas o incluso limolitas calcáreas.

En el borde sureste del diapiro de Murgia (cuadrante de Zuya, 112-I), así como en la orilla sureste del pantano de Urrúnaga (cuadrante de Legutiano, 112-II), se reconocen varios niveles de calizas y calizas brechoides. Se trata de calcarenitas y brechas sinsedimentarias de cantos de calcarenita que presentan formas de adaptación entre ellos (lo que implica un depósito en condiciones anteriores a la litificación), inmersos a su vez en una matriz también calcarenítica. Los bancos brechoides presentan potencia métrica, y están separados por tramos margosos y margocalizos de espesor similar.

En todos los términos citados la microfauna observada es abundante. Se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: ***Rotalipora reicheli, Rotalipora greenhornensis, Rotalipora cushmani, Rotalipora deecki, Praeglobotruncana stephani, Praeglobotruncana turbinata, Hedbergella planispira, Hedbergella delrioensis, Globigerinelloides sp., Heterohelix globulosa, Tritaxia tricarinata, Dorothia gradatta, Arenobulimina macfadyeni, Marssonella oxycona, Gavelinella baltica, Pseudovalvulineria costata, Gyroidinoides loetterlei*** y ***Conorotalites conicus***. Estas asociaciones indican una edad Cenomaniense - Cenomaniense superior para el tramo de alternancias.

Estos materiales se interpretan, en el sector occidental, como depositados en una amplia plataforma distal, con pequeñas zonas elevadas (bajíos), representadas por los niveles calcareníticos, o algunas truncaciones de muy bajo ángulo debidas a deslizamientos. Sin embargo, en el sector oriental, es característica la presencia casi constante de fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria.

Aunque los afloramientos son aislados y puntuales en su mayoría, son interesantes los cortes de la vía del ferrocarril, situados al norte de la localidad de Goiuri-Gujuli, y el corte del río Altube, en el cuadrante de Orduña (111-IyII) y los que se pueden realizar al sur de Arceniega (86-I).

2.10.3.1.2. Calizas turonienses o calizas de Gárate

En contacto, probablemente discordante, sobre los últimos tramos de las alternancias cenomanienses se dispone un conjunto calizo margoso de edad Turoniense.

2.10.3.1.2.1. Alternancia regular de calizas laminadas, margocalizas y margas. Localmente, brechas y "slumps". (298)

Este conjunto constituye en el sector occidental, una alineación de resaltes topográficos muy visibles en el terreno, como son los picos Tablas, Uchati, alto de Zaballa, alto de Amúsico, Perigaña, Unquilla, de Asnos, Babio, Santa Cruz y Gárate (cuadrantes de Arceniega, 86-I,, Ayala, 86-III, y Amurrio, 86-IV). En esta zona, las calizas turonienses están representadas por unos 150-185 metros en los que alternan calizas laminadas, margocalizas y margas, bien estratificadas, en capas de 30 centímetros a 1 metro. El techo está constituido por un tramo de potencia variable (10-15 metros) de calizas micríticas grises tableadas en niveles de 2 a 10 centímetros, con fragmentos de equinodermos y frecuentes bioturbaciones. La serie intercala tres bancos potentes (1-2 metros) de calizas y calizas margosas, muy continuos, a favor de los cuales hay pequeñas surgencias de agua. Uno de estos bancos, situado a techo del tramo, se ha utilizado como nivel guía para separar este tramo del superior.

La apariencia de la serie es de estar fraccionada en bancos alternantes (en ocasiones hasta métricos) de caliza masiva y marga o margocaliza menos resaltante. Sin embargo, el examen en detalle de los bancos duros pone de relieve su división en estratos más finos, decimétricos, con contactos netos en general. Se observan discordancias de bajo ángulo en el contacto de muro.

Este tramo se caracteriza por una paulatina reducción de potencia hacia el este; así, en el cuadrante de Orduña su potencia ya está reducida a un máximo de 130 metros, y al este del diapiro de Murgia (cuadrante de Zuya, 112-I) está representado sólo localmente por un nivel discontinuo de potencia cercana a los 40 metros.

Al este del diapiro de Murgia la alternancia deja de ser regular y monótona, para presentar, en los primeros metros, frecuentes perturbaciones en la estratificación por fenómenos de "slumping". Es de destacar la presencia de discordancias a muro y techo, originadas por fenómenos de deslizamiento erosivo y "onlap" o decapitación, respectivamente. El conjunto se presenta, en este sector, como una alternancia irregular, en bancos de potencia decimétrica. Litológicamente, algunos tramos se asemejan en ocasiones a los descritos anteriormente; no obstante, la ordenación en bancos "duros" y "blandos" no es tan clara. La potencia del tramo vuelve a aumentar, hasta alcanzar los 200 metros en los cuadrantes de Salvatierra (113-III) y Santuario de Arantzazu (113-I).

En el cuadrante de Asparrena (113-IV) el término se estructura en dos barras que resaltan en el terreno, de las cuales la de techo es más discontinua, llegando a desaparecer hacia el noroeste.

Estos materiales se clasifican como biomicritas y biomicritas arcillosas. Los bioclastos, predominantemente esparíticos, son fundamentalmente calciesferas, radiolarios calizos, espículas, globigerínidos y algunos fragmentos de equinodermos.

En este tramo se ha observado una microfauna abundante, reconociéndose las siguientes asociaciones fósiles: ***Helvetoglobotruncana helvetica***, ***Marginotruncana pseudolinneiana***, ***Marginotruncana renzi***, ***Marginotruncana coronata***, ***Marginotruncana sigali***, ***Marginotruncana schneegansi***, ***Marginotruncana marginata***, ***Dicarinella imbricata***, ***Whiteinella paradubia***, ***Whiteinella aprica***, ***Heterohelix globulosa***, ***Pithonella sphaerica***, ***Spiroplectinata jaekeli***, ***Marssonella oxycona***, ***Gaudryina rugosa***, ***Gavelinella climentiana***, ***Dentalina vertebralis***, ***Pontocyprella sp.*** y ***Krithe sp.*** Estas asociaciones una edad Cenomaniense superior - Turoniense.

Estos materiales se interpretan como aportes progradantes de plataforma, en el ámbito general de una amplia plataforma distal.

Existen buenos afloramientos en los alrededores de Lekamaña (cuadrante de Amurrio, 86-IV) o en los alrededores de Goiuri/Gujuli, en las vías del ferrocarril o en el corte excavado por la cascada que se sitúa en la cabecera del río Altube (Orduña, 111-I y II). También pueden encontrarse como enclaves en el diapiro de Orduña, donde presentan un carácter netamente calizo. En el cuadrante de Legutiano (112-II) se citan como afloramientos representativos los que se observan al sur del pantano de Urrúnaga y al sureste del pantano de Ullibarri.

2.10.3.1.2.2. Alternancia regular de margas y margocalizas (299)

En los cuadrantes de Arceniega (86-I) y Ayala (86-III) se reconoce, a muro de las calizas turonienses, un tramo inferior con un carácter más margoso. Sin embargo, en el sector oriental del cuadrante de Orduña (111-I y II) aflora sobre las calizas turonienses; se trata de una

facies "blanda" alternante en bancos decimétricos, compuesta por margas y margocalizas que se intercala con términos calcáreos a escala decamétrica.

Hacia el este (cuadrantes de Legutiano y Vitoria), esta alternancia de margas, más o menos arenosas, y calizas o margocalizas, en bancos de potencia centimétrica a decimétrica, presentan eslumpización y discordancias internas, como puede observarse en la orilla oeste de la península al sur de Marieta (Vitoria, 112-IV).

Por último, en la hoja de Salvatierra (113-III), este término vuelve a aparecer en la base de la formación como una alternancia de bancos regulares (no nodulosos) de calizas y margas.

2.10.3.1.3. Alternancias senonienses. Tramo inferior. (Turoniense superior- Coniaciense superior)

Se ha dado el nombre de "alternancias senonienses" a este complejo estratigráfico porque abarca, al menos, tres pisos de dicha serie; ya que, además del Turoniense superior, estos materiales abarcan desde el Coniaciense hasta el Campaniense superior. A fin de guardar un orden cronoestratigráfico en la descripción de los términos, este complejo se ha dividido en dos tramos separados por el apartado dedicado a las calizas de Subijana (o de Orduña). El primero de estos tramos (tramo inferior) abarca desde la base de las alternancias senonienses (Turoniense superior), hasta los equivalentes laterales de las calizas de Subijana (Coniaciense superior); mientras que el segundo tramo (superior), está constituido por toda la serie carbonatada que se sitúa por encima de dichas calizas (Santoniense inferior - Maastrichtiense).

A techo de las calizas turonienses se dispone un complejo carbonatado correspondiente al tramo inferior de las alternancias senonienses. Esta serie queda demarcada, en el sector occidental, por dos resaltes principales (calizas de Gárate y calizas de Subijana) situados a muro y techo de esta formación, por lo que su edad queda limitada al intervalo Turoniense superior - Coniaciense inferior. Sin embargo, estos resaltes de referencia desaparecen progresivamente hacia el este, dentro ya del cuadrante de Zuya (112-I). En consecuencia el límite superior de las alternancias se eleva hasta por encima de los equivalentes laterales de las calizas de Orduña y Subijana, situándose su techo al menos en el Santoniense superior. Las "alternancias senonienses" presentan su máximo intervalo cronoestratigráfico en la transversal de Gopegi (cuadrante de Zuya, 112-I).

En los cuadrantes de Zuya y Legutiano se observa como el contacto de muro de este conjunto dibuja una discordancia cartográfica, de manera que sobre las calizas turonienses, y de oeste a este, se disponen tramos de serie cada vez más modernos. Este hecho se confirma con los datos de AMIOT y FEUILLÉE (1983) que en los alrededores del punto kilométrico 14 de la carretera Vitoria-Legutiano (cuadrante de Legutiano, 112-II), cifran la potencia del Turoniense en tan sólo tres metros de materiales perturbados, recubiertos por sedimentos coniacienses de aspecto normal. Por otro lado, las dataciones realizadas al noreste del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV), atribuyen una edad Coniaciense inferior - medio para los tramos más bajos de esta serie carbonatada. Es probable, por tanto, que en estas zonas falte gran parte del Turoniense.

La sucesión está constituida por un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. La abundancia relativa de estas litologías se utiliza como criterio para establecer distintas facies dentro del conjunto, diferenciables como términos en la cartografía. Dichas facies se intercalan entre sí con frecuentes pasos laterales, originando series muy diferentes en cada zona.

Unos buenos cortes de los términos principales de esta serie se pueden efectuar en el barranco de Oca, valle de Ziarte (Hueto de Arriba) y Trespuentes, dentro del cuadrante de Foronda (112-III).

2.10.3.1.3.1. Alternancia centimétrica de margas, margocalizas y calizas laminadas (300)

Esta es la facies volumétricamente más representativa de las alternancias senonienses. Comprende tanto la formación Valle de Mena de AMIOT (1982), denominada en algunas zonas "margas de Zuazo", como el tramo alternante superior o formación Las Losas del mismo autor, denominado también "margas de Osma", y que son diferenciables únicamente gracias a la barrera que suponen las calizas de Subijana. Debido a que estos resaltes de referencia desaparecen progresivamente hacia el este, dentro del cuadrante de Zuya (112-I), se describen estas

dos formaciones con el mismo término cartográfico, independientemente de que se encuentren a muro o a techo de las calizas de Subijana y sus equivalentes laterales.

En los sectores occidentales (cuadrantes de Arceniega, Ayala y Amurrio), este término constituye casi toda la sucesión, mientras que hacia el este se va intercalando con otras facies, al tiempo que pierde carbonato y disminuye con él la potencia de los niveles duros. La litología dominante está constituida por una alternancia en bancos delgados (2-4 centímetros) de margas y margocalizas laminadas de tonos grises, con un claro predominio de las primeras. Las margocalizas se presentan normalmente bien estratificadas en niveles delgados, aunque a veces muestran un incipiente "boudinage". Esta alternancia muestra, en ciertos sectores, un aspecto más competente, ya que intercala finos niveles de calizas y/o calizas margosas (2-4 centímetros) entre las margocalizas y las margas. Petrográficamente, estos niveles se clasifican como biomicritas similares a las descritas para el término (298).

En corte fresco, estas facies no se muestran como una alternancia, sino como algo más homogéneo. En un examen más detallado, se observa que, litológicamente, se trata de una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con algunos niveles calcareníticos. Estos materiales se interpretan como depositados en una amplia plataforma distal.

La macrofauna observada consiste exclusivamente en fragmentos de pequeños lamelibranquios y equinodermos, que se suelen concentrar en los niveles en los que el contenido terrígeno es mayor.

En esta zona se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: ***Dicarinella sp.***, ***Dicarinella canaliculata***, ***Marginotruncana schneegansi***, ***Marginotruncana coronata***, ***Marginotruncana pseudolinneiana***, ***Marginotruncana renzi***, ***Marginotruncana sigali***, ***Marginotruncana undulata***, ***Marginotruncana marginata***, ***Hedbergella delrioensis***, ***Gaudryina quadrans***, ***Dorothia gradata***, ***Marssonella oxycona***, ***Tritaxia tricarinata***, ***Gyroidinoides loetterlei***, ***Conorotalites conicus*** y ***Spiroplectammina laevis***. Estas asociaciones indican para este tramo una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior.

La potencia total de este tramo inferior (margas de Zuazo) es, en el cuadrante de Ayala (86-III), de 1.200 metros, reduciéndose hasta una potencia máxima de 500 metros en los cortes de las peñas de Orduña y Delika (cuadrante de Orduña, 111-I y II) y de 200 metros en el cuadrante de Foronda (112-III). Hacia el este las margas de Zuazo van sufriendo una reducción de potencia, hasta desaparecer en el cuadrante de Zuya (112-II), donde la base de las alternancias senonienses está constituida por un tramo de calizas laminadas y margas compactas de edad Coniaciense (305).

Los mejores puntos de observación de estos materiales se encuentran en los alrededores de Zuazo, Jócano, Santa Eulalia y Luna (cuadrante de Cuartango, 111-IV).

2.10.3.1.3.2. Niveles de calizas micríticas grises (301)

Dentro del término margoso basal (300) se han diferenciado, en los cuadrantes de Arceniega (86-I), Ayala (86-III) y Cuartango (111-IV), una serie de niveles de entre 30 y 60 centímetros de espesor, raramente métricos, de calizas micríticas grises que producen pequeños resaltes característicos en el terreno y actúan como capas guía.

2.10.3.1.3.3. Alternancia de calizas y margas. Calizas laminadas (302). Localmente brechas intraformacionales.

En pequeñas áreas, dentro del término (300), como por ejemplo: al sur del alto de Tocicuervo (Ayala, 86-III), en el borde sur del cuadrante de Amurrio (86-IV), así como en los alrededores de Urbina (Legutiano, 112-II), dominan las litologías calizas sobre las margosas. Se trata de cuerpos que presentan una forma general lentejonar, con base erosiva, escasa continuidad lateral y una potencia máxima de 30 metros. Se organizan en bancos métricos, en la parte central de la sucesión.

Este es un término casi exclusivamente calizo, formado por estratos centimétricos a decimétricos laminados, a veces anastomosados, de composición mayoritariamente calcarenítica, separados por niveles milimétricos de margocalizas arenosas. En algunos casos presentan organizaciones cercanas a la turbidítica, con laminación paralela y "ripples" de corriente ($T_{b\text{-}c}$). Dentro de este conjunto, en el cuadrante de Legutiano (112-II), son frecuentes los niveles brechoides intraformacionales, truncaciones erosivas de elevado ángulo (> 15%), estructuras de arrastre

por deslizamiento sinsedimentario hacia el sur y numerosas discordancias internas.

Únicamente en el cuadrante de Orduña (111-I y II) constituye un término representativo; se localiza en las Peñas de Orduña, organizado en sucesivos niveles métricos a decamétricos (algunos de ellos exagerados en la cartografía) y, con potencias hasta hectométricas en Goiuri/Gujuli.

2.10.3.1.3.4. Margas masivas y margocalizas minoritarias. Bancos calcareníticos aislados (303)

Se trata de un término "blando" no alternante, compuesto por una masa general margosa, más o menos carbonatada (margas calcáreas), en la que se intercalan niveles o zonas difusas de carácter margocalizo y estratos decimétricos (hasta 1,5 metros de potencia) de caliza, caliza margosa y calcarenita.

Está representado principalmente en la parte inferior del corte de la subida al alto de San Pedro o Zunbi-Zanba (cuadrante de Orduña, 111-I y II), donde puede presentar una potencia máxima cercana a los 200 metros. A la altura de Delika, pasa lateralmente hacia el sur al término (300), mucho más carbonatado.

2.10.3.1.3.5. Margocalizas masivas y estratificadas (304)

Este término exclusivamente margocalizo, está representado al sur del cuadrante de Amurrio (86-IV) y en el corte de la subida al alto de San Pedro, en el cuadrante de Orduña (111-I y II). Consiste en una alternancia aparente de estratos duros y blandos, no obstante la naturaleza de ambos es muy similar, ya que la diferenciación en el contenido de carbonato tiene un origen diagenético. Localmente, esta roca adquiere un aspecto masivo.

En el cuadrante de Orduña (111-IyII), el contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: ***Marginotruncana pseudolinneiana***, ***Marginotruncana renzi***, ***Marginotruncana paraconcavata***, ***Marginotruncana cf. sigali***, ***Marginotruncana sinuosa***, ***Dicarinella imbricata***, ***Hedbergella*** gr. ***simplex*** y ***Hedbergella flandrini***. Esta asociación faunística da una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior.

Este término está igualmente bien desarrollado en los cuadrantes orientales de Asparrena (113-IV) y Salvatierra (113-III), como paso vertical hacia techo del término de margocalizas compactas y calizas laminadas (305), y como paso lateral de los dos tercios superiores del citado término. En esta situación se le atribuye una edad Coniaciense.

2.10.3.1.3.6. Alternancia de margocalizas compactas y calizas laminadas (305)

Se trata de una facies litológicamente similar al término (300) aunque con mayor presencia de carbonato, la cual se refleja en una mayor frecuencia y potencia de los estratos calizos. Se sitúa tanto como tránsito, lateral y vertical, a las facies calcáreas del Coniaciense (calizas de Subijana), como en forma de intercalaciones dentro de ellas. También aparecen tramos de esta facies intercalados en las margas de Osma (a techo de las calizas de Subijana) llegando localmente a alcanzar edades de hasta Campaniense inferior.

En el extremo occidental de la franja de afloramientos, este término está constituido por una alternancia en proporción variable de margocalizas, calizas y margas estratificadas en bancos centi-decimétricos (de 25 centímetros a 1 metro de potencia), de aspecto tableado. El tramo situado a muro de las calizas presenta una gran continuidad lateral, mientras que el de techo aflora de forma discontinua. En ocasiones, tanto el contacto de techo como el de muro es gradual y difícil de definir.

En cuanto al contenido micropaleontológico, en el cuadrante de Orduña (111-IyII) se puede destacar: ***Dicarinella cf. imbricata***, ***Dicarinella cf. canaliculata***, ***Marginotruncana cf. schneegansi***, ***Marginotruncana cf. sigali***, ***Marginotruncana sp.*** y ***Heterohelix sp.*** Esta asociación da un rango de edad un poco amplio (Turoniense medio - Coniaciense medio). En el "Estudio geológico de la provincia de Álava" (1972) se data como Coniaciense, con globotruncanas, ostrácodos, ***Heterohelix*** y stomiosferas.

En el cuadrante de Legutiano (112-II) este término pasa, lateral y progresivamente, a términos menos calcáreos (300). El contenido micropaleontológico más significativo en esta zona consiste en: ***Marginotruncana pseudolinneiana***, ***Marginotruncana renzi***, ***Marginotruncana paraconcavata***, ***Marginotruncana cf. sigali***, ***Marginotruncana sinuosa***,

Dicarinella imbricata, *Hedbergella* gr. *simplex* y *Hedbergella flandrini*. Esta asociación faunística data una edad Turoniense superior- Coniaciense inferior.

El espesor de estos materiales es muy variable, pudiéndose hablar en general de potencias situadas entre unas pocas decenas y la centena de metros. Entre 20 y 70 metros en Orduña, o cercana a los 600 metros en Legutiano, donde ya ha desaparecido la barra calcárea de Subijana. Cuando esta facies se encuentra intercalada en la serie margosa de techo (margas de Osma), suele presentar potencias entre los 30 y los 50 metros. Sin embargo, al norte de Vitoria-Gasteiz, esta facies se sitúa casi a techo del conjunto margoso, presentando potencias entre 150 y 250 metros y un gran desarrollo lateral.

Como corte tipo se puede señalar el de la autovía de Vitoria-Gasteiz, entre Murgia y Letona, en el cuadrante de Zuya (112-I).

En los cuadrantes más orientales de la franja de afloramientos situada al norte de Vitoria-Gasteiz (Salvatierra y Asparrena), este término supone la base de la serie carbonatada, apoyándose en discordancia sobre los términos basales turonienses; falta pues, al menos, el Turoniense superior, equivalente a las margas de Zuazo.

Sus afloramientos constituyen la alineación montañosa de la sierra de Narvaja, donde se pueden encontrar cortes muy continuos. La litología dominante en el sector oriental consiste en calcarenitas de grano fino, finamente laminadas, que forman paquetes de potencia decimétrica a métrica, localmente bastante arenosos, separados por minoritarios niveles de margas y margocalizas muy compactas. Progresivamente hacia techo, se pasa a facies más margosas o con mayor contenido arcilloso. En la parte central del cuadrante de Salvatierra (113-III) presentan su mayor desarrollo, con potencias que alcanzan los 1500 metros, adelgazándose hacia el este (650 metros en el borde oriental de Asparrena, 113-IV).

2.10.3.1.4. Calizas de Subijana

Las llamadas calizas de Subijana o de Orduña equivalen a la formación Ribera Alta de AMIOT (1982). Constituyen un elemento de diferenciación geomorfológica de primer orden en los cuadrantes occidentales del territorio histórico de Álava, debido al resalte que originan. Sin embargo, hacia el este van perdiendo sus características litológicas distintivas, y pasan a transformarse lateralmente en los términos (300, 304 y 305) de las alternancias senonienses.

En el flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño, estos materiales se encuentran representados a lo largo de Sierra Salvada (cuadrante de Ayala, 86-III), Sierra de Árcamo (cuadrantes de Valdegovía, 111-I y III, y de Cuartango, 111-IV), Sierra Brava de Badaya (cuadrantes de Cuartango, 111-IV, y Foronda, 112-III) y, en menor medida, en la Sierra de Narvaja (Salvatierra, 113-III). Igualmente, se encuentran representadas en el sector de Sobrón, en la Sierra de Árcena (cuadrantes de Lerón, 110-II y IV, y Espejo, 137-I y III), donde presentan una dolomitización (secundaria), variable según las zonas, y en la Sierra de Cantabria (cuadrantes de Labastida, Lagrán y Bernedo, donde también presenta unas características particulares.

2.10.3.1.4.1. Calizas bioclásticas grises. Intercalaciones de calizas margosas (306). Calizas de Subijana.

Se trata de calizas bioclásticas grises, localmente bastante recristalizadas, sin estructuras internas, y estratificadas en bancos potentes -o con estratificación difusa- que disminuyen de espesor a techo (20-30 centímetros). La karstificación es intensa debido al fuerte diaclasado y fracturación que presentan. Intercalan niveles margosos hacia la parte alta y, entre Osma y Fresneda (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III), a techo del paquete calizo, aparece un nivel noduloso con abundantes ejemplares de erizos.

Petrográficamente se pueden diferenciar dos tramos:

1. Un tramo inferior de calizas microcristalinas con "pellets" (biopelmicritas), que en ocasiones contienen intraclastos. Los microfósiles más característicos en estas microfacies son: *Pithonella sphaerica*, *Pithonella ovalis*, *Tritaxia sp.*, *Spiroplectammina sp.*, *Pseudovalvulineria sp.*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Pseudolithuonella mariae* y *Broeckinella neumannae*. En la base existen también globotruncanas, no identificables en las láminas.
2. La parte superior es más calcarenítica, con intraclastos (intrabiomicritas) y sin contenido planctónico. Los microfósiles más frecuentes son: *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, *Moncharmontia*

apenninica, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Dictyopsella kiliani*, *Minouxia cf. lobata*, *Quinqueloculina sp.*, *Tritaxia sp.*, *Spiroplectammina sp.*, *Rotalia sp.*, *Archaeolithothamnium sp.*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, briozoos y rudistas.

Estas asociaciones faunísticas datan una edad Coniaciense - Santoniense inferior.

En los cuadrantes de Foronda (112-III) y Zuya (112-I), se observa una clara evolución de estos materiales hacia el noreste. En comparación con los cuadrantes más occidentales, es de destacar en éstos, la menor potencia de los bancos calcáreos, su mayor contenido margocalizo, y la aparición, cada vez más frecuente, de intercalaciones margosas en la serie. Todos estos datos conforman la figura cartográfica que define un tránsito lateral muy gradual hacia el este de la potente serie calcárea.

En esta zona el contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana pseudolinneiana*, *Marginotruncana coronata*, *Marginotruncana cf. schneegansi*, *Marginotruncana cf. sigali*, *Marginotruncana cf. tarfadyensis* , *Marginotruncana sinuosa*, *Marginotruncana undulata* y *Hedbergella flandrini*; asociación que da una edad Coniaciense.

El mejor punto de observación se encuentra en el desfiladero de Subijana (cuadrante de Cuartango, 111-IV), donde presentan una potencia total de 320 metros. Sin embargo, en el cuadrante de Foronda (112-III), paralelamente con su evolución lateral a facies más margosas, la potencia del tramo parece ir disminuyendo hacia el noreste, estando representado en la zona del barranco de Oca por dos o tres litosomos calizos superpuestos con una potencia global cercana a los 150 metros.

En la parte este del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV) y oeste de Salvatierra (113-III), se reconocen algunos paquetes de potencia decamétrica, intercalados en el término (305), que se han relacionado con esta facies por ser más competentes que la facies que los engloba. Están constituidos por bancos de calcarenitas, localmente arenosas, de grano medio a grueso y de potencia métrica, que lateralmente pasan a las calcarenitas de grano fino laminadas que constituyen el término (305) en los citados cuadrantes. Estas calcarenitas se encuentran bioturbadas, presentan frecuentes bioclastos y estratificación cruzada de relleno de canal. Localmente se muestran como "rudstones" bioclásticas, con frecuentes niveles intercalados de brechas intraformacionales constituidas por cantos de marga o calcarenita, inmersos en una matriz calcarenítica.

Sedimentológicamente, las calizas de Subijana representan un ambiente de plataforma.

2.10.3.1.5. Alternancias senonienses. Tramo superior (Santoniense inferior - Maastrichtiense)

Como ya se ha mencionado dentro del apartado (2.10.3.1.3), en el que se comenzaba la descripción de este complejo estratigráfico, con objeto de que la descripción de las calizas coniacienses no quedara desligada de la serie cronoestratigráfica, las alternancias senonienses han sido divididas en dos tramos. El segundo de estos tramos (tramo superior) que se describe a continuación, comienza con la serie margosa, situada a techo de las calizas de Subijana, y conocida a escala regional como "margas de Osma".

2.10.3.1.5.1. Alternancia centimétrica de margas, margocalizas y calizas laminadas (300)

Sobre los materiales del término (305) y como respuesta a una disminución en el contenido en carbonato, se dispone, en contacto gradual, una potente serie litológicamente similar a la ya descrita anteriormente en el apartado 2.10.3.1.3.1. para este término. Se trata de la formación Las Losas de AMIOT (1982), conocida también como "margas de Osma", ya que aflora en una franja de 1 a 2 kilómetros de anchura, entre las localidades de Osma y Astúlez (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III), dando lugar a una amplia zona deprimida (valle de Osma).

Este conjunto margoso intercala niveles, relativamente continuos, de margocalizas, calizas y margas (305), y calizas bioclásticas (304) que resaltan muy bien en el terreno. Igualmente, existen zonas en que los tramos margosos dominan sobre las alternancias.

La macrofauna presente en estas margas es abundante, siendo frecuente la presencia de erizos del género *Micraster*, así como fragmentos de *Isocardia*.

En el sector de Pobes, en el ángulo noreste del cuadrante de Ribera Alta (137-II), se han realizado diversos estudios micropaleontológicos, encontrándose la siguiente asociación faunística: ***Globotruncana lapparenti***, ***Globotruncana angusticarinata***, ***Globotruncana primitiva***, en la base; ***Globotruncana coronata***, ***Globotruncana (Rosita) fornicata***, ***Heterohelix cf. globulosa***, ***Clavulinoides aspera***, ***Tritaxia tricarinata***, ***Marssonella trochus***, ***Pseudovalvulineria costata***, ***Spiroplectammina baudoviana***, ***Marginulina trilobata***, ***Pseudorotalia schaubi*** y ***Goupillaudina sp.*** Esta microfacies data una edad Santoniense inferior - medio.

En la zona de Legutiano (112-II) este término abarca ya los equivalentes distales de las calizas de Subijana y las margas de Osma, alcanzando cronológicamente hasta el Campaniense inferior. Además, la discordancia basal del Coniaciense provoca, ya en el cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV), la desaparición del tramo del Turoniense superior (equivalente a las margas de Zuazo), comenzando la serie de alternancias senonienses de este cuadrante por un tramo de calizas laminadas y margas compactas (305) de edad Coniaciense.

Paralelamente, las margas de Osma sufren hacia el este una pérdida progresiva de carbonato, lo que se traduce en un cambio lateral de facies y la definición de un nuevo término, fundamentalmente margoso (313) de edad Santoniense. De esta forma, en los cuadrantes orientales de Salvatierra (113-III) y Asparrena (113-IV), el presente término (300) se presenta como intercalaciones, de potencia métrica y gran continuidad lateral, de margas, margocalizas y calizas, dentro del término margoso (313), que es en los citados cuadrantes la facies más común y representativa del Santoniense. Estos paquetes originan resaltes topográficos y, en algún caso (zona del cerro Illarra, cuadrante de Asparrena), aparecen como barras mayoritariamente calcáreas que constan de dos litologías principales: bancos margocalizos y "packstones" de grano fino con huecos irregulares rellenos de esparita.

Esta serie, de edad Santoniense, se caracteriza por una llamativa variación de la potencia. En el cuadrante de Valdegovía (111-I y III) varía entre 700 metros, en el sector de Osma, reduciéndose hasta 350 metros en el borde sureste de mismo. En el cuadrante de Cuartango se citan unos 500 metros en las cercanías de Artaza. En la transversal Foronda-Vitoria se estima un espesor cercano a los 750 metros; mientras que hacia el suroeste de ésta, en la transversal de Hueto de Arriba - Astegieta, se observan las potencias máximas (alrededor de 1.300 metros); y en la transversal Villodas-Ariñez la potencia se reduce bruscamente hasta cerca de 500 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en las inmediaciones de la carretera Ormijana a Barrón (cuadrante de Cuartango, 111-IV), y en la carretera que une las localidades de Osma y Astúlez (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III).

Estos materiales se interpretan como depositados en una amplia plataforma distal.

2.10.3.1.5.2. Calizas micríticas y bioclásticas grises (301)

Intercalados en las margas de Osma (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III) se han diferenciado tres niveles relativamente continuos de calizas y calcarenitas, con abundantes fragmentos de equínidos y lamelibranquios, que resaltan muy bien en el terreno. En las inmediaciones de Fresneda, el nivel inferior pasa lateralmente a margocalizas grises bien estratificadas (304) que también constituyen resaltes.

2.10.3.1.5.3. Brechas calcáreas intraformacionales (312)

Al norte de Mendiguren (cuadrante de Foronda, 112-III) se han reconocido, intercalados en el tramo de las margas de Osma (300), niveles discontinuos de brechas intraformacionales formados por calizas pseudobrechoides y margas, procedentes de la eslumpización y resedimentación de las diferentes litologías que componen los términos infrayacentes. La potencia del tramo no sobrepasa los 5 metros.

2.10.3.1.5.4. Margas y margocalizas (313)

En el extremo oriental del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV), y debido a la pérdida de carbonato que sufre el término (300) hacia el este, se produce un cambio lateral de facies, de tal forma que el conjunto margoso de edad Santoniense (equivalente de las margas de Osma), pasa a un nuevo término, definido como margas y margocalizas (313). Este término va cobrando importancia hacia el este, en los cuadrantes de Salvatierra (113-III) y Asparrena (113-IV).

El término puede definirse como una facies fundamentalmente margosa (más o menos carbonatada) que incorpora finas intercalaciones de estratos plano-paralelos, nodulares, o zonas difusas, de carácter margocalizo; así como niveles centimétricos aislados de caliza, caliza margosa o calcarenita. Aunque las litologías margosas son mayoritarias, se reconocen también a distintas alturas, tramos constituidos por una alternancia de margas y margocalizas en niveles centi-decimétricos.

En el cuadrante de Salvatierra se cita para estos materiales la siguiente fauna: ***Dicarinella concavata, Marginotruncana pseudolinneiana, Marginotruncana angusticarinata, Marginotruncana coronata, Globotruncana cretacea, Hedbergella cf. flandrini, Heterohelix cf. globulosa, Heterohelix cf. reussi, Heterohelix cf. carinata, Pithonella ovalis, Gaudryina rugosa, Spiroplectammina baudoviana, Spiroplectammina longa, Marssonella trochus, Dorothia bulleta, Tritaxia tricarinata, Ramulina aculeata, Marginulina trilobata, Gyroidinoides nítida*** y ***Pseudovalvulineria costata***.

La potencia de este conjunto santoniense se estima cercana a 1500 metros en el cuadrante de Salvatierra (113-III) y disminuye progresivamente de potencia hacia el oeste, donde forma una estrecha banda a techo de todo el conjunto anterior, llegando a desaparecer en las proximidades del borde sur del cuadrante de Foronda (112-III). Su potencia dentro de este último cuadrante, a la altura de Krispijana, puede estimarse en unos 30-40 metros.

Un buen corte de esta serie se localiza en el cauce del arroyo Ametzaga, al sur de Zalduondo (cuadrante de Asparrena, 113-IV).

2.10.3.1.5.5. Niveles lumaquélicos (314)

En el cuadrante de Salvatierra (113-III), se han reconocido localmente algunos niveles lumaquélicos de potencia centimétrica a decimétrica, formados por bivalvos y fragmentos de equinodermos. Estos niveles aparecen intercalados en la serie margosa de edad Santoniense, cerca de Audikana.

2.10.3.1.5.6. Margas y margocalizas pseudonodulosas (321)

Hacia techo de las margas de Osma (300) el contenido en carbonato decrece progresivamente, pasando entonces a una alternancia más o menos regular de margas y margocalizas en bancos centimétricos, donde estas últimas presentan un aspecto noduloso o pseudonoduloso. En el cuadrante de Salvatierra (113-III) se describen además fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria ("slumps", brechificación,...).

Este término presenta una notable variación de potencia. Así, en el cuadrante de Nanclares (138-I), donde desaparece hacia el suroeste, aumenta progresivamente de potencia hacia el este llegando a alcanzar, en la transversal Ariñez- cerro Gometxa, los 300 metros, e incrementando ésta en el cuadrante de Foronda (112-III) hasta superar los 500 metros. Más hacia el este vuelve de nuevo a reducirse, esta vez en el tercio oriental del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV) donde el término se presenta como simples intercalaciones métricas dentro del conjunto margoso (322).

No es posible establecer un corte tipo debido a que estos materiales afloran de forma discontinua.

2.10.3.1.5.7. Margas; tramos de margas y margocalizas alternantes (322)

Marcando el tránsito Santoniense - Campaniense, desaparecen prácticamente las intercalaciones de paquetes alternantes. A techo del término anterior y, en su ausencia, de las alternancias de edad Santoniense (300 y 313), la serie adquiere un carácter aún más margoso. Se trata de una serie de facies muy similar a la anterior, si bien la litología mayoritaria son las margas. Los estratos duros de margocaliza son menos abundantes y no presentan el aspecto noduloso característico del término anterior. A distintas alturas y de forma irregular se intercalan tramos constituidos por margas oscuras y margocalizas alternantes en finos bancos centimétricos. Aunque localmente estos materiales pudieran parecerse al término (313), en general estas margas son menos calcáreas, algo más oscuras y arenosas.

Localmente se puede observar cómo algunos estratos duros presentan aspecto noduloso o pseudonoduloso. Alguno de estos tramos, sobre todo los mejor aflorados y potentes, ha sido cartografiado y asimilado al término de techo (325) que se describirá posteriormente.

El contenido faunístico en la hoja de Vitoria-Gasteiz (112-IV) es el siguiente: ***Globotruncana elevata, Rosita fornicata, Globotruncana lapparenti, Globotruncana bulloides, Hedbergella cf. hessi, Hedbergella cf. flandrini,***

Heterohelix cf. carinata, Heterohelix cf. globulosa, Pithonella sphaerica, Gaudryina rugosa, Verneuilina limbata, Spiroplectammina baudoviana, Spiroplectammina longa, Dorothia bulleta, Marssonella trochus, Tritaxia tricarinata, Frondicularia cf. archiaciana, Ramulina aculeata, Pseudovalvulineria costata, Globorotalites michelinianus, Lenticulina sp., Dentalina sp., Marginulina trilobata y Bolivinoides strigillata.

RAMÍREZ DEL POZO, en la hoja MAGNA número 138, atribuye a estos materiales una edad Campaniense inferior - medio. En la zona de Ullíbarri de los Olleros y Olarizu (Monte Kapildui, 138-II) la asociación faunística más frecuente es: *Lituola irregularis, Gaudryina cf. rugosa, Cibicides excavata, Cibicidoides voltziana, Pseudovalvulineria clementiana, Verneuilina limbata, Tritaxia tricarinata, Marginulina trilobata, Globotruncana elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncana lapparenti lapparenti, Nonionella cf. cretacea, Pseudovalvulineria monterelensis, Nummofallotia cretacea, Goupillaudina cf. lecointrei, Goupillaudina daguini, Bolivinoides granulatus, Pterigocythereis sp., Cythereis sp., Cythere cf. multilamella* y *Cythere horridula*.

En los accesos por el norte al puerto de Opakua (Sierra de Entzia, 139-II), se han observado unos bancos decimétricos de calizas bioclásticas arcillosas de tonalidades amarillas (por oxidación); éstas sobrepasan excepcionalmente el metro de potencia, y presentan una continuidad lateral difícil de valorar, debido a la abundancia de coluviones que cubren las margas.

En general este término está bastante mal aflorado, no pudiendo establecerse ningún corte tipo, por ser sus afloramientos puntuales y discontinuos. Únicamente cabe citar los afloramientos dispersos en los alrededores de Munain y en la vertiente suroeste del alto de Ataun o San Román (cuadrante de Asparrena, 113-IV).

Al igual que el término infrayacente (321), esta serie presenta una notable variación de potencia, estimándose superior a los 1000 metros en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), en torno a los 750 metros en los cuadrantes de Vitoria-Gasteiz (112-IV) y Monte Kapildui (138-II); y, por último, reduciéndose su potencia bruscamente hacia el oeste, en el cuadrante de Nanclares (138-I), coincidiendo con el flanco sur del anticlinal de Zuazo, hasta desaparecer a la altura de Zumelzu.

2.10.3.1.5.8. Margas arenosas oscuras (323). Calcarenitas arenosas, areniscas laminadas y margas (324). Calizas, margocalizas arenosas y margas (327). Limolitas descalcificadas. Niveles de areniscas (328)

Intercalados en la serie del término (322) se han diferenciado, en el cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV) y sus contiguos hacia el este, algunos términos que representan una contaminación arenosa dentro del término general margoso.

El término inferior definido como margas arenosas oscuras (323), consiste mayoritariamente en margas grises o negras arenosas, finamente laminadas, que incluyen ocasionales niveles de calcarenitas arenosas y areniscas laminadas. Sus afloramientos son pobres y discontinuos. En el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) se estima una potencia cercana a 175 metros.

A techo, y en parte como paso lateral, se dispone un conjunto poco potente (25-30 metros), de litología variada y compleja, que se ha definido como calcarenitas arenosas, areniscas laminadas y margas (324). Este término presenta una gran complejidad litológica debido, tanto a la contaminación arenosa, como a la variabilidad del tamaño de grano. Así se reconocen desde calcarenitas de grano fino, a calcarenitas bioclásticas o incluso "rudstones". El contenido arenoso es muy variable, pudiendo estar ausente o ser muy alto, hasta el punto de constituirse en areniscas. La potencia de los bancos es generalmente centimétrica, aunque en ocasiones, y sobre todo hacia la base, pueden ser decimétricos. No existe una distribución clara de las distintas litologías dentro del conjunto, no obstante, hacia techo, los niveles calcareníticos se van haciendo progresivamente más finos y esporádicos. De esta forma, aunque el conjunto sigue presentando finos niveles de calcarenita arenosa y areniscas, hacia techo el componente margoso puede ser mayoritario.

Las estructuras más comunes observadas son laminación paralela y cruzada de "ripples". Dado su carácter alternante tan fino y regular, recuerda a una alternancia "flysch" y no se descarta un origen cercano al turbidítico.

Estos dos términos forman un cuerpo de morfología lenticular cuya potencia máxima (700 metros) se reconoce en el borde este del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV), adelgazándose hasta desaparecer hacia el este

en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) y hacia el oeste (cuadrante de Vitoria-Gasteiz).

La segunda intercalación está constituida por litologías similares. Se reconoce parcialmente en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) al sureste de Azilu. Es en esta barra donde el término (324) pasa lateralmente a otro conjunto definido como "calizas, margocalizas arenosas y margas" (327). Este paso lateral viene determinado por una pérdida de potencia en los estratos duros y una relativa y progresiva disminución del componente arenoso y calcáreo de los mismos. La potencia estimada para esta intercalación, en el área, es cercana a 150 metros. El conjunto, sobre todo el término de techo, origina un relieve topográfico que resalta sobre la llanada originada por el término general margoso (322).

En la parte alta del término (322), al este de Vicuña (cuadrante de Asparrena, 113-IV), se ha cartografiado un tramo esencialmente terrígeno definido como limolitas descalcificadas; niveles de areniscas (328). Se trata de limolitas calcáreas laminadas, con cierto componente arenoso y una notable alteración, entre las que se intercalan esporádicamente estratos centimétricos de areniscas calcáreas de grano fino. La potencia del tramo es decamétrica y su extensión lateral no puede estimarse, ya que se encuentra cubierto en su mayoría por las grandes coladas de derrubios cuaternarios que se desprendieron de los cercanos farallones calcáreos de la sierra de Urbasa.

2.10.3.1.5.9. Alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas (325)

Este término se sitúa por encima de las margas de Osma (300) en los cuadrantes de Ribera Alta (137-II) y Nanclares (138-I); por encima del término (322) en el tercio oriental de Nanclares y en el cuadrante de Monte Kapildui (138-II) y en paso lateral del mismo hacia el este. Los contactos de muro son graduales, encontrándose los tramos basales en paso lateral a los anteriormente descritos (cercanías de Trocóniz, en el cuadrante de Monte Kapildui, 138-II). Se le atribuye una edad Campaniense inferior.

Está formado por una alternancia irregular de calizas nodulosas y margas, dispuestas en bancos centimétricos en general y hasta decimétricos en ocasiones. Los estratos "duros", salvo en el caso de los tramos basales que pueden ser de margocaliza o caliza arcillosa, son calcarenitas a veces bioclásticas, con abundante fauna de equinodermos, corales, rudistas y otros bivalvos. Localmente, y sobre todo a techo, pueden ser arenosas.

En las muestras recogidas para el estudio de la hoja MAGNA 138, en la zona de Berrostegieta (cuadrante de Nanclares, 138-I), se clasificaron: ***Lituola irregularis***, ***Marginulina trilobata***, ***Pseudovalvulineria monterelensis***, ***Pseudovalvulineria clementiana***, ***Neoflabellina buticula***, ***Cibicidoides voltziana***, ***Cibicides excavata***, ***Valvulina cf. bullata***, ***Frondicularia sp.***, ***Globotruncana elevata***, ***Globotruncana ventricosa***, ***Globotruncana lapparenti lapparenti***, ***Spiroplectammina sp.***, ***Gaudryina cf. laevigata***, ***Cythere sp.***, ***Actinocythereis sp.***, ***Cytherella sp.***, ***Spiroplectammina cf. elongata***, ***Heterohelix sp.***, ***Nummofallotia cretacea***, ***Pseudovalvulineria costata*** y ***Marssonella trochus***.

La potencia de esta serie, estimada en alrededor de 900 metros en el borde occidental del cuadrante de Monte Kapildui (138-II), disminuye progresivamente hacia el este (400 metros en el alto Arrezabala)

Hacia el este (cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I) estos paquetes presentan frecuentes fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria ("slumps", brechificación,...) y se suelen encontrar intercalados a distintas alturas dentro de la facies margosa (322) Campaniense, la intercalación más potente se sita a techo, y presenta una potencia de alrededor de 150 metros. Sus afloramientos se reconocen de forma discontinua al este de Erentxun.

2.10.3.1.5.10. Calcarenitas bioclásticas con glauconita (326)

En determinadas zonas, algunos de los niveles bioclásticos que se intercalan tanto en los tramos basales del término anterior (325), como a techo del término (324), constituyen, por su potencia o tamaño de grano (hasta "rudstone"), niveles con entidad cartográfica.

Se trata de cuerpos lenticulares aislados formados por "grainstones" bioclásticos y "rudstones" (sobre todo en la base), con una importante contaminación de glauconita que les confiere un característico color verdoso. En algunos puntos están fuertemente silicificadas. Estas calcarenitas son algo arenosas se disponen en bancos de potencia decimétrica, con estratificación cruzada y "eslumpización", e intercalan niveles de margas arenosas oscuras o incluso lutitas, igualmente con contaminación de glauconita. Comúnmente constituyen niveles lumaquélicos formados por

fragmentos de equinodermos, distintos tipos de bivalvos, corales y dientes de escualos.

La propia morfología lentejonar de estos términos justifica la variabilidad de potencia que presentan en espacios cortos. La máxima potencia estimada (75 metros) y la mejor exposición se encuentran en las canteras del cerro Gometxa (cuadrante de Nanclares, 138-I). Otros puntos de observación son las canteras del cerro Olarizu (sur de Vitoria) y cercanías de Castillo, en el cuadrante de Monte Kapildui (138-II).

2.10.3.1.5.11. Calizas nodulosas y margas (329). Calcarenitas arenosas (330)

Hacia techo del término 325 (alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas) se observa un aumento en la frecuencia y espesor de los estratos de calizas nodulosas y una disminución de las intercalaciones margosas. De esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de entre 10 y 30 metros de potencia, constituidos por varios bancos de calizas nodulosas de potencia decimétrica o incluso métrica, que intercalan margas o calizas nodulosas en bancos más finos (329).

A estos materiales se les atribuye una edad Campaniense medio y están bien desarrollados en el cerro Baldorana (zona occidental del cuadrante Monte Kapildui, 138-II).

Los últimos tramos de la serie 325 pueden presentar localmente algunos niveles de potencia decimétrica - métrica de calcarenitas arenosas (330), como preludio de una importante contaminación arenosa que se inicia a partir de este momento. Se trata de niveles discontinuos de calcarenitas bioclásticas con una contaminación terrígena de tamaño microconglomerado, detectado en una zona conocida como Mojón Blanco (cuadrante de Monte Kapildui, 138-II).

2.10.3.1.5.12. Margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas (339). Areniscas calcáreas (340). Calizas nodulosas y margas arenosas (341). Areniscas calcáreas microconglomeráticas (342)

Siguiendo la línea evolutiva de progresivo aumento de la contaminación arenosa, el término (325) evoluciona hacia techo a un conjunto constituido principalmente por margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas (339). Estos materiales intercalan aún frecuentes niveles de calizas nodulosas o paquetes poco potentes y discontinuos de areniscas calcáreas. En algunos casos, estas intercalaciones tienen entidad cartográfica y se han diferenciado, las primeras con su número correspondiente (325), y las segundas como "areniscas calcáreas" (340), que se presentan en niveles de potencia decimétrica a métrica, aislados o en paquetes, en los que la laminación paralela y la estratificación cruzada son estructuras características.

Según el "Estudio Geológico de la Provincia de Álava" (IGME, 1973), en la zona de Ullíbarri de los Olleros, las margas presentan la siguiente microfauna: *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana elevata*, *Nummofallotia sp.*, *Goupillaudina sp.*, espículas, equinodermos y ostrácodos. Estos materiales son de edad Campaniense medio.

El conjunto presenta una potencia bastante homogénea en los cuadrantes de Nanclares (138-I) y Monte Kapildui (138-II), cercana a los 150 metros; sin embargo, en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) presenta una potencia variable, cercana a 300 metros en el borde oeste del cuadrante y desapareciendo en las cercanías del borde este.

Las características de estos materiales se pueden observar en la carretera que desde Berrostegieta conduce al repetidor de televisión (Nanclares, 138-I). Igualmente, se pueden reconocer en la carretera Vitoria - Peñacerrada, en torno al kilómetro 8, donde han sido explotados, al sur de Ullíbarri de los Olleros (en la carretera que conduce a Okina) y al oeste de Egileta, donde fueron también objeto de explotación minera para la fabricación de tejas y ladrillos (Monte Kapildui, 138-II).

Casi siempre a techo del término (339) se localizan unos niveles muy continuos, de hasta 10 metros de potencia, definidos como calizas nodulosas y margas arenosas (341). Este término puede presentar características similares a las descritas para el término (325); sin embargo, localmente muestran ciertas variaciones, tanto litológicas (mayor o menor contenido arenoso), como de potencia y frecuencia de los estratos duros, y más o menos acusado carácter noduloso.

Estos niveles parecen acuñarse hacia el oeste, al norte del cerro Zaldiaran (cuadrante de Nanclares, 138-I) y pueden reconocerse al sur de Ullibarri-Jauregi, en la carretera que conduce a Laminoria (Montes de Iturrieta, 139-I).

En el "Estudio Geológico de la provincia de Álava" (IGME, 1973) se han reconocido en estos materiales: *Goupillaudina sp., Nummofallotia sp., Cibicides sp., Siderolites vidali* y *Orbitoides tissoti*. Son de edad Campaniense medio-superior.

En la zona sur-occidental del cuadrante de Monte Kapildui (138-II), deja de reconocerse el término anterior (341), encontrándose en este caso, a techo del término (339), un conjunto poco potente (no más de 10 metros) de areniscas calcáreas microconglomeráticas (342). Se trata de un conjunto de areniscas calcáreas, localmente microconglomeráticas, muy sueltas, que muestran fenómenos de "eslumpización" y que han sido explotadas en las inmediaciones de la carretera Vitoria - Peñacerrada, entre los kilómetros 8 y 9.

2.10.3.1.5.13. Calizas arenosas y limolitas calcáreas. Tramos de areniscas calcáreas y limolitas (343). Areniscas calcáreas descalcificadas y arenas. Niveles conglomeráticos (344). Conglomerados y areniscas calcáreas (345). Campaniense superior

El término (341) evoluciona gradualmente hacia el siguiente, un potente conjunto que se ha definido como calizas arenosas y limolitas calcáreas, con tramos de areniscas calcáreas y limolitas (343), mediante un progresivo aumento de la potencia de los estratos de caliza, que llegan a alcanzar dimensiones decimétricas. A la vez se produce un aumento de la contaminación arenosa, que en la zona occidental llega a ser de tipo microconglomerático.

Este conjunto litológico está formado mayoritariamente por calizas bioclásticas arenosas, con abundante fauna de equinodermos, macroforaminíferos bentónicos, ostreidos y otros bivalvos, en bancos centimétricos a decimétricos, y por limolitas. Localmente, dentro de este término, existen tramos no cartografiables constituidos por areniscas calcáreas o areniscas calcáreas microconglomeráticas y limolitas.

La potencia máxima estimada en el cuadrante de Nanclares (138-I) es cercana a los 75 metros, mientras que en el cuadrante de Monte Kapildui (138-II) varía entre 150 metros en el borde oeste, donde se dispone directamente sobre el término (342), y 400 metros en la zona este y puerto de Azazeta, para luego desaparecer en las cercanías del borde este del cuadrante Montes de Iturrieta (139-I). Se atribuye a estos materiales una edad Campaniense superior por posición estratigráfica.

Hacia techo, este conjunto intercala cada vez más tramos con predominio de litologías arenosas, dando paso a un término definido como areniscas calcáreas y arenas (344) que, en algunos puntos del flanco norte, se apoya en contacto discordante sobre los anteriores. Está constituido fundamentalmente por areniscas calcáreas, localmente microconglomeráticas, en bancos de potencia decimétrica a métrica. Estos materiales intercalan con cierta frecuencia niveles de limolitas y, menos comúnmente, de calizas arenosas en estratos centimétricos. Los tramos con entidad cartográfica, en los que estas últimas son frecuentes se han diferenciado como término 343.

RAMÍREZ DEL POZO, 1971, cita la siguiente microfauna localizada en Berrostegieta: *Cibicides voltziana, Quinqueloculina sp., Orbitoides tissoti, Siderolites vidali, Monolepidorbis sanctae pelagiae, Nummofallotia cretacea, Bairdia sp., Krithe sp., Marginulina trilobata, Actinocythereis sp., Pterigocythere sp.* y *Cythereis sp.*

La potencia media estimada para este término se sitúa entre los 75 y 100 metros. En el cuadrante de Nanclares (138-I) se mantiene homogénea y cercana a 200 metros desde el borde este del cuadrante hasta la vertiente este del cerro Zaldiaran. En la parte central del cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I), estos materiales desaparecen hacia el este debajo de la discordancia del Maastrichtiense.

La discordancia, existente también en la base de esta formación arenosa, va laminando hacia el oeste la serie infrayacente. Este hecho, apoyado además por una reducción notable de la potencia, se observa en las inmediaciones del cerro Zaldiaran y monte Busto (cuadrante de Nanclares). En las cercanías de esta última cota se observa cómo la formación arenosa se dispone en paso lateral con un tramo de conglomerados y areniscas calcáreas (345). Este término está constituido por tres bancos de potencia métrica de conglomerados, separados por niveles de arenisca calcárea. La potencia total de este tramo podría estimarse cercana a los 30 metros. En este punto y por encima de los conglomerados y areniscas se reconocen unos pocos metros de calizas arenosas asimilables al término (343).

Las características, tanto del término (344) como del infrayacente (343), pueden reconocerse en los cortes que ofrecen, en el cuadrante

de Montes de Iturrieta (139-I), las carreteras de Vitoria a Okina y a Estella (subida al puerto de Azazeta), y en la carretera del puerto de Gereñu (acceso a Laminoria). No obstante, las pistas que discurren por los numerosos barrancos que existen entre estas tres carreteras ofrecen la mejor exposición.

2.10.3.1.5.14. Areniscas calcáreas rojas y grises; niveles conglomeráticos (352). Areniscas calcáreas y limolitas; calizas arenosas (353). Calcarenitas y calizas arenosas (354). Calizas dolomíticas blancas (355). Conglomerados calcáreos y calizas brechoides (356). Maastrichtiense.

En contacto supuestamente discordante, por encima de los materiales del Campaniense superior anteriormente descritos, se dispone un paquete de potencia variable y gran continuidad lateral, a cuya base se asigna una edad Campaniense terminal en tránsito a Maastrichtiense.

La serie, que marca el comienzo de la sedimentación maastrichtiense, está compuesta por un término definido como "areniscas calcáreas rojas y grises; niveles conglomeráticos" (352). Este conjunto muestra ciertas variaciones locales en cuanto a potencia y litología. Así, en la zona occidental (Monte Kapildui, 138-II), donde se reconoce la máxima potencia (75 metros), el término está constituido fundamentalmente por conglomerados calcosilíceos. Se trata de varios paquetes de potencia métrica de conglomerados, separados por tramos de areniscas y conglomerados de granulometría más fina. Hacia el noreste, las barras de conglomerado se hacen menos numerosas y potentes, a la vez que aumenta la proporción de intercalaciones arenosas. En esta misma línea evolutiva, y continuando hacia el noreste, aparece, en el corte de la carretera Vitoria-Gasteiz a Okina (Monte Kapildui), un tramo de unos 15 metros de potencia, formado por areniscas rojas y grises con estructuras canaliformes y estratificación cruzada, que intercala finos y discontinuos nivelillos centimétricos de microconglomerados. El paquete continúa hacia el este, con las mismas características y ligeras variaciones de potencia, hasta desaparecer en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I).

A techo de este término se dispone otro definido como areniscas calcáreas y limolitas; calizas arenosas (353). Se trata de un potente conjunto formado fundamentalmente por areniscas calcáreas y limolitas, en las que intercalan algunos niveles de caliza arenosa en bancos centimétricos. Las areniscas son muy calcáreas y de tonos blanquecinos. Se disponen en bancos de potencia decimétrica a métrica, separados por areniscas de grano más fino o por limolitas. Los niveles de caliza arenosa presentan fauna de posibles orbitoídidos, además de diversos bivalvos. De este término pueden establecerse varios cortes parciales en la carretera al puerto de Azazeta (Montes de Iturrieta, 139-I).

En los tramos medios de este término se reconocen varias intercalaciones de potencia decimétrica y métrica, que se han separado y definido como calcarenitas y calizas arenosas (354). Están constituidas generalmente por calizas bioclásticas arenosas, localmente dolomíticas, que se presentan en paquetes formados por varios estratos de potencia centimétrica, decimétrica y métrica, con abundante fauna de orbitoídidos, que en algunos puntos llegan a constituir niveles lumaquélicos. Estas calizas alcanzan su mayor desarrollo entre el puerto de Azazeta y la ermita de San Víctor (Montes de Iturrieta, 139-I) donde, además, pueden reconocerse algunos niveles brechoides dentro de los paquetes calizos. También están bien representadas en el cuadrante de Monte Kapildui (138-II) en la zona del puerto de Añua, Izarza y pico de Izarza.

Según IGME (hoja MAGNA 138), los materiales más margosos de edad Maastrichtiense que aparecen en la zona de Okina contienen: ***Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mammillata*, *Cibicidoides cf. voltziana*, *Gaudryina sp.*, *Anomalina cf. lorneiana*, *Quinqueloculina sp.*, *Bairdia sp.*** y ***Cytherella sp.***

La potencia de todo el conjunto es bastante homogénea en el cuadrante de Monte Kapildui donde se estima cercana a los 250 metros. Por el contrario, en el cuadrante contiguo de montes de Iturrieta (139-I) la potencia varía entre los 400 metros del borde occidental y los 100 metros del extremo más oriental.

A la vez que se adelgaza la potencia de este conjunto hacia el este, los niveles calizos intercalados se van haciendo más abundantes y potentes. Aunque la base sigue siendo terrígena, hacia la sierra de Entzia (cuadrante 139-II) el conjunto está constituido por una alternancia métrica de calizas (calizas dolomíticas, calizas arenosas, calcarenitas), areniscas y margas, de aspecto masivo, que se corresponden con la formación del puerto de Olazagutía (AMIOT, 1982).

Según SAN MARTÍN (1987), la base del Maastrichtiense viene marcada localmente, en la zona de Entzia-Urbasa, por una brecha calcárea de matriz margo-arcillosa con cantos angulosos de arenisca rojiza y de calizas grises, que presenta un metro de potencia y se dispone erosivamente sobre las margas y margocalizas del sustrato (322). Esta brecha constituye la base de un nivel calizo de 5 metros, formado por calizas grises y ocres con algas y pequeñas intercalaciones de calcarenitas con abundantes fragmentos de fauna (equínidos, corales, radiolas, etc.). Sobre él se dispone una alternancia de calizas, calcarenitas y margas arenosas que alternan ininterrumpidamente hasta alcanzar los 90 metros de espesor. El techo, por el contrario, es fundamentalmente calizo (localmente calizo dolomítico), compuesto por calizas masivas, más o menos arenosas, a veces con estratificaciones cruzadas, y niveles brechoides. Los bancos calizos están separados por intercalaciones centi a decimétricas de margocalizas o margas, en ocasiones con diminutos cristales de yeso.

La potencia total del tramo oscila alrededor de los 50 metros, de los cuales los dos tercios superiores corresponderían aproximadamente a los niveles calizos. Este término aparece bordeando las crestas de la sierra de Urbasa, pudiendo establecerse un corte interesante de la serie en la carretera al alto de Opakua (cuadrante de sierra de Entzia, 139-II).

Asociados al término (353), en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), aparecen otros dos términos: calizas dolomíticas blancas (355), allí donde pueden ser diferenciadas de la facies general, y conglomerados calcáreos y calizas brechoides (356). Estos últimos alcanzan potencias superiores a los 15-20 metros, llegando a ser verdaderas megabrechas calcáreas de cantos redondeados, hasta métricos, y con signos de redeposición en ciclos sucesivos. Los clastos son fundamentalmente calizos, a veces con fauna de corales, aunque se observan cantos areniscosos aislados. Se distribuyen en lentejones, quizá canaliformes, de amplitud hectométrica a kilométrica. En el flanco sur del sinclinal de Urbasa se han observado lentejones areniscosos.

2.10.3.1.6. Serie del monte de Oro

Aislados en el diapiro de Murgia (cuadrante de Zuya, 112-I), sin relación visible con el resto de la serie del Cretácico superior descrita hasta ahora, afloran dos bloques principales formados por rocas carbonatadas. La edad de estos materiales está comprendida entre el Campaniense inferior y el Maastrichtiense inferior, y comprende los tres términos que se describen a continuación:

2.10.3.1.6.1. Margas, margocalizas y calizas (362)

Se trata de una serie muy monótona, formada fundamentalmente por margas y margocalizas en las que se intercalan, a diversas alturas, calizas nodulosas o laminadas en niveles de potencias decimétricas e incluso métricas.

Esta serie está bien representada en las cotas más bajas de la sierra de Peña de Oro.

La potencia total del término no ha podido ser estimada debido a que no aflora el muro de la serie, además existe una fuerte tectonización en aquellas zonas donde puede observarse el contacto con los términos superiores.

2.10.3.1.6.2. Calizas arrecifales, brechas calcáreas y calcarenitas (363)

A techo del tramo anterior, se sitúa un conjunto formado por distintas facies calcáreas con relaciones laterales y verticales entre sí. Son calizas masivas o con estratificación difusa (probables montículos arrecifales), brechas calcáreas y calizas estratificadas (calcarenitas y calcirruditas), que presentan coloraciones blanco-amarillentas y rosadas muy características. La macrofauna observada es de rudistas (monopléuridos y/o radiolítidos), corales, bivalvos, ostreidos y equinodermos. En los afloramientos del Santuario de Oro, puede observarse esta serie completa, así como las relaciones laterales entre las distintas facies. Es previsible que estos materiales presenten una potencia irregular. En el área del monte de Oro se estima cercana a los 200 metros.

2.10.3.1.6.3. Areniscas calcáreas, areniscas conglomeráticas, calcarenitas y limolitas (364)

Estos materiales se sitúan a techo del término anteriormente descrito, en probable contacto discordante. Las areniscas calcáreas y areniscas

conglomeráticas predominan sobre el resto de las litologías. Estas últimas están formadas por cantos subredondeados de cuarcita de tamaño variable, desde milimétrico hasta centimétrico, numerosos y grandes bioclastos de bivalvos, ostreidos y corales, y abundante mica, en una matriz arenosa. El cemento es carbonatado. Estas características las hacen fácilmente reconocibles en el campo. Se disponen en bancos de potencia decimétrica junto con el resto de las litologías citadas. En algunos puntos la serie presenta carácter alternante.

La potencia total no ha podido ser estimada debido a que en todos los casos falta el techo del término.

La serie está mal representada y no da buenos afloramientos. Sólo es posible observarla en algunos puntos de la carretera que conduce al Santuario de Oro y en el arroyo que desciende desde este punto hacia el noroeste. No obstante, y a pesar de estar mal aflorada, es fácil de reconocer a causa de los característicos suelos amarillentos con cantos de cuarcita que produce.

2.10.3.2. Cretácico superior en el área de Sobrón

2.10.3.2.1. Cenomaniense (293 y 294)

Por encima de la potente serie detrítica que representa el Complejo Supraurgoniano en esta zona (formación arenas de Utrillas), aparece de forma continua un paquete calizo y calizo-margoso, que aflora fundamentalmente en el flanco oeste del anticlinal de Sobrón, y en el núcleo del anticlinal de Lahoz-Barrio (cuadrantes de Lerón y de Espejo).

La litología dominante está constituida por calizas bioclásticas grises (293), estratificadas en bancos decimétricos, con frecuentes intercalaciones de calcarenitas bioclásticas y calizas laminadas. El conjunto es muy rico en orbitolinas. Intercalados en las calizas aparecen niveles, que dan lugar a zonas ligeramente más deprimidas, constituidos por calizas margosas y nodulosas, estratificadas en bancos delgados, y margas grises y beiges (294). En los niveles nodulosos son frecuentes los fragmentos de pectínidos, equínidos y rudistas. Al sur de Lalastra (cuadrante de Lerón, 110-II y IV) intercalan costras ferruginosas.

En estos términos se ha determinado (IGME, 1979): *Orbitolina concava concava*, *Orbitolina conica*, *Praealveolina cretacea*, *Nezzazata simplex*, *Praeglobotruncana cf. stephani*, *Rotalipora sp.* y *Pithonella sphaerica*, que dan una edad Cenomaniense superior para estos materiales.

La potencia del término es muy variable, y oscila entre 60-100 metros en el área de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III), entre 150 y 200 metros en el núcleo del anticlinal de Lahoz (cuadrante de Lerón, 110-II y IV), y 250-300 metros en las cercanías de Quejo (cuadrante de Espejo).

Los mejores puntos de observación, dentro del cuadrante de Lerón, se encuentran en la pista que va desde Lahoz al emplazamiento del sondeo Lahoz-2, y a lo largo del antiguo camino que une Ribera con Lalastra. Otros puntos de observación se sitúan en la pista forestal de Quejo, y en el kilómetro 24,500 de la carretera del embalse de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III).

Estos materiales corresponden a una plataforma interna muy somera de alta energía, con desarrollo de barras calcareníticas. El desarrollo de facies margosas representa episodios de profundización. Todo el conjunto muestra una secuencia mayor claramente transgresiva.

2.10.3.2.2. Turoniense - Coniaciense inferior. Margas de Zuazo (300 y 301)

En el sector de Sobrón, las margas de Zuazo afloran en el núcleo del anticlinal de Lahoz - Barrio y en ambos flancos del anticlinal de Sobrón, constituyendo una zona deprimida entre los resaltes de las calizas cenomanienses y las superiores del Coniaciense. Se trata de un conjunto margoso con finas pasadas de margocalizas grises. En corte fresco estos materiales pueden presentar tonos grises azulados.

En los cuadrantes de Lerón (110-II y IV) y Espejo (137-I y III), cuando los niveles calizos y margocalizos intercalados, se agrupan en paquetes o capas cartografiables, se han diferenciado como término (301). La importancia de estos niveles se debe a que producen resaltes en el terreno y actúan como niveles guía, facilitando la cartografía. Se trata generalmente de calizas micríticas grises que alternan con bancos más margosos. En el cuadrante de Espejo, el conjunto margoso intercala uno de estos paquetes en la zona de Sobrón y dos en la zona de Barrio.

Este tramo margoso suele presentar gran cantidad de microfósiles (IGME, 1979), entre los que se pueden citar: *Globotruncana helvetica*,

Globotruncana primitiva y *Minouxia sp.*, que definen el intervalo Turoniense - Coniaciense inferior.

Los puntos de observación más accesibles, todos ellos en el cuadrante de Espejo, se encuentran: en la carretera del embalse de Sobrón (junto a la presa), en la pista que va de Quejo a Nograro, y en la pista forestal que va desde Barrio al collado de Trevantos.

La potencia oscila entre 500 y 600 metros, en el núcleo del anticlinal de Lahoz, mientras que en el anticlinal de Sobrón la potencia media es del orden de 200 metros.

2.10.3.2.3. Coniaciense - Santoniense inferior. Calizas de Subijana (305, 306 y 307)

En el sector de Sobrón, donde constituye los resaltes más elevados de las sierras de Árcena y de Bóveda, este conjunto eminentemente calizo, está constituido por calizas bioclásticas ("wackestones - grainstones"), estratificadas en bancos potentes o con estratificación grosera o difusa (borrada en ocasiones por dolomitizaciones locales). El color oscila entre gris para los términos calizos y gris claro a blanco para los términos más dolomíticos. Los niveles más bioclásticos suelen contener abundantes fragmentos de rudistas, ostreidos y briozoarios.

Se ha definido un nuevo término en la zona situada al suroeste de Ribera (cuadrante de Lerón, 110-II), ya que el conjunto calizo presenta una zona en la que la estratificación es decimétrica (307), constituyendo un relieve característico, ligeramente más definido.

A techo del conjunto calizo, aunque no siempre es representable cartográficamente, aparece un tramo poco potente, constituido por una alternancia de margocalizas, calizas y margas (305), que muestran siempre un aspecto tableado.

En el cuadrante de Espejo (137-I y III), al sur del paralelo de Bachicabo, la dolomitización (secundaria) que afecta a estos materiales es mucho más intensa, estando constituido este conjunto por dolomías y calizas dolomíticas de tonos gris claro e incluso blancas, sacaroideas y homogéneas, con numerosas oquedades (geodas) rellenas de calcita y dolomita. En esta zona, la intensa dolomitización ha "borrado" la mayor parte de las huellas fósiles.

Los puntos de observación más accesibles se encuentran, dentro del cuadrante de Lerón (110-II y IV): en la pista que desde Lalastra sube al repetidor de Arrayuelas, en la carretera Bóveda - San Pantaleón de Losa y en el corte de Ribera; y dentro del cuadrante de Espejo (137-I y III): en la entrada a la localidad de Barrio y en la carretera del embalse de Sobrón (junto a la presa y, más al oeste, a la altura del segundo túnel, p.k. 23,500).

La potencia del conjunto calcáreo se mantiene constante entre 220 y 300 metros.

Estos materiales representan un ambiente de plataforma.

Cabe mencionar que, como consecuencia de la erosión cuaternaria o pliocuaternaria del anticlinal cupuliforme de Sobrón, en el núcleo de esta estructura, se acumulan una serie de bloques de tamaños desde centimétricos a hectométricos, e incluso de más de un kilómetro, deslizados o caídos. Aunque los bloques de dolomías coniacienses son los más abundantes, existen también varios bloques de calizas del Cenomaniense y masas deslizadas de margas del Turoniense, que a menudo, presentan un aspecto "colapsado" y caótico.

2.10.3.2.4. Santoniense inferior-medio. Margas de Osma. (300 y 301)

Como ya se ha indicado en el apartado 2.10.3.1.3.1, se ha dado la misma numeración tanto al tramo margoso inferior (margas de Zuazo), como al superior (margas de Osma), utilizando como criterio su similitud litológica y de cara a la evolución lateral de las series, que llegan a unirse en los cuadrantes situados hacia el este, al acuñarse las calizas de Subijana.

Este tramo superior representa una zona "blanda" entre las calizas de Subijana y las calcarenitas de *Lacazina*. Se trata de un conjunto esencialmente margoso, constituido por margas estratificadas que alternan con niveles centimétricos de margocalizas (300); en ocasiones aparecen tramos margosos grises de aspecto masivo y niveles de margas arenosas amarillentas.

Estos materiales intercalan un paquete margocalizo - calizo (301) constituido por calizas micríticas, algo bioclásticas en ocasiones, calizas margosas y margocalizas, estratificadas en bancos generalmente

decimétricos. A techo de este paquete calizo comienzan a aparecer los primeros ejemplares de *Lacazina elongata*.

La macrofauna es abundante en estas margas, siendo muy frecuente la presencia de erizos del género *Micraster*, por lo que en algunos trabajos regionales este conjunto es denominado como "margas de *Micraster*". También son frecuentes los fragmentos de *Isocardia*.

La microfauna es también abundante, destacando (IGME, 1979): *Lacazina elongata*, *Rotalia reicheli*, *Nummofallotia cretacea*, *Goupillaudina cf. lecointrei*, *Marssonella trochus*, *Cytherella ovata*, *Bairdia sp.* y *Pseudovalvulineria sp.*, asociación que caracteriza al Santoniense medio.

Este tramo se puede observar en excelentes condiciones en el corte de la carretera Bóveda a San Pantaleón de Losa (cuadrante de Lerón, 110-II y IV), en la carretera del embalse de Sobrón y en el camino de acceso a la localidad de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III).

La potencia del conjunto es de unos 300 metros, llegando a alcanzar 100 metros de potencia el nivel calizo intercalado.

2.10.3.2.5. Santoniense medio-superior. Calcarenitas con *Lacazina* (315, 316 y 317)

Por encima del tramo margoso anterior (300) aparece un paquete de calcarenitas compactas, de tonos rojizos, que resaltan fuertemente en el terreno, dando una cresta o "cejo" continuo. Presentan su máximo desarrollo entre los cuadrantes de Lerón y Valdegovía, hacia el sureste, el tramo tiende a desaparecer bajo los conglomerados del Terciario continental del sinclinal de Miranda-Treviño. En el sector del anticlinal de Lahoz (cuadrante de Lerón, 110-II y IV), esta litología se encuentra en continuidad con la serie descrita para el flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño.

La litología dominante (315) consiste en calcarenitas bioclásticas de tonos beiges y rojizos, que se caracterizan por la presencia de *Lacazina elongata*. En corte fresco presentan típicas coloraciones grises azuladas, distribuidas en la roca de forma irregular, formando manchas y parches redondeados. Al este de la localidad de Sobrón, el término intercala esporádicos bancos de calizas micríticas y, sobre todo a techo, calcarenitas bioclásticas margosas, que le confieren un aspecto noduloso brechoide. El aspecto de "campo" de esta formación presenta algunas variaciones; mientras que al sur de Bóveda aparecen con estratificación plano - paralela en bancos decimétricos, en los amplios afloramientos al norte de esta localidad y hacia el este, la estratificación es frecuentemente nodulosa, centi-decimétrica.

Intercalados en la serie calcarenítica, se han diferenciado dos términos: el primero constituido por margas de color gris claro (316), y el segundo, por una alternancia centimétrica de calcarenitas y margas (317). Este último término constituye siempre foto-líneas muy evidentes.

La macrofauna está constituida por abundantes fragmentos de lamelibranquios, ostreidos y equinodermos. La microfauna data el Santoniense medio-superior, pudiendo abarcar en algunos puntos todo el Santoniense (IGME, 1979).

La potencia del conjunto presenta su máximo desarrollo en el cuadrante de Lerón (110-II y IV), donde alcanza unos 200 metros, reduciéndose hacia el sureste hasta los 50 metros, en el cuadrante de Cuartango (111-IV) erosionado por los conglomerados miocenos. En la zona intermedia (Caranca, Astúlez), la potencia es de unos 70-80 metros. En el anticlinal de Sobrón la potencia del paquete disminuye de sur a norte; así, en la zona de Sobrón es de 130 metros, y al oeste de Bachicabo es de tan sólo 30-40 metros.

Los puntos de observación más accesibles se encuentran:

- En la localidad de Caranca y en las pistas que parten hacia el norte de las localidades de Quintanilla, Valluerca, Acebedo, Basabe y Mioma (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III).
- A unos 1750 metros al sur de Guinea (Cuartango, 111-IV).
- En la carretera Bóveda a San Pantaleón de Losa y en las pistas que desde Bóveda parten hacia el noroeste (Lerón, 110-II y IV).
- En la carretera del embalse de Sobrón, y ofreciendo una espléndida panorámica desde el camino de acceso al pueblo de Sobrón (Espejo, 137-I y III).

2.10.3.2.6. Santoniense terminal - Campaniense medio (322, 325 y 338)

Este lapso de tiempo está representado por un conjunto margoso que aflora al sur de las localidades de Caranca, Astúlez, Mioma, Basabe, Acebedo,

Valluerca, Quintanilla y Bóveda. La litología dominante está constituida por margas grises y margas arenosas con intercalaciones centimétricas de margocalizas (322), que forman relieves suaves, generalmente cultivados.

Dentro del conjunto margoso se detecta la presencia de tramos de margocalizas, calizas nodulosas y margas (325) que resaltan ligeramente sobre las anteriores. Del mismo modo se han diferenciado unos pequeños resaltes del terreno, constituidos por calizas bioclásticas amarillentas (338) que intercalan niveles de margocalizas. Los términos 325 y 338 constituyen equivalentes laterales, y parecen ser más abundantes a techo del conjunto margoso.

La macrofauna es muy abundante, sobre todo en las intercalaciones (términos 325 y 338), y existen numerosos puntos con acumulaciones importantes de equinodermos y lamelibranquios.

Mientras que en su parte baja aún se han encontrado ejemplares de *Lacazina elongata*, hacia techo, en la sección Angosto - Osma, se reconocen (IGME, 1979): *Globotruncana cf. tricarinata*, *Globotruncana cf. fornicata*, *Goupillaudina lecointrei*, *Rotalia reicheli*, *Sulcoperculina aff. cubensis*, *Pseudovalvulineria costata* y *Gaudryina rugosa*.

La potencia media del conjunto es de unos 200 metros, en el cuadrante de Lerón, y parece disminuir de noroeste a sureste en el de Valdegovía (111-I y III), desapareciendo por barrido erosivo cerca ya del borde oriental de este último cuadrante, bajo los conglomerados continentales del Mioceno inferior.

Los mejores puntos de observación de este tramo se encuentran en las pistas que desde Bóveda parten hacia el sur, hacia el emplazamiento del sondeo de petróleo Bóveda-1 bis, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV), y, en el cuadrante de Valdegovía (111-I y III), entre Acebedo y Valluerca, y en la pista forestal que une Acebedo con Corro.

En el corte del desfiladero de Sobrón, por encima de las calcarenitas con *Lacazina* aparece un tramo de 80 a 90 metros de potencia, constituido por margas grises nodulosas con frecuentes lamelibranquios y ostreidos (325). Su potencia disminuye progresivamente hacia el norte hasta desaparecer.

2.10.3.2.7. Campaniense superior (349, 350, 351)

Se trata de un tramo detrítico compacto, con tonalidades pardo rojizas y amarillentas que produce un resalte en el terreno. Sus afloramientos son continuos desde el sur del cerro Ribola, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV), hasta desaparecer bajo el Mioceno a la altura del kilómetro 329 de la CN-625, en el cuadrante de Valdegovía (111-I y III).

El término más común es una alternancia de areniscas y arenas silíceas (349), que intercalan areniscas cuarzo-feldespáticas y calizas arenosas. El tamaño de grano es generalmente medio-grueso, con granos bien redondeados. Esporádicamente presentan intercalaciones de areniscas silíceas con matriz caolinítica. Hacia la parte media del tramo aparece, de forma discontinua, un nivel más grosero constituido por microconglomerados silíceos (350). Estos niveles detríticos presentan una buena selección. Como estructuras sedimentarias, son frecuentes laminación paralela y estratificaciones cruzadas de media escala.

A techo, de forma gradual y no siempre representable cartográficamente, aparece un nivel poco potente de calizas arenosas y areniscas con cemento calcáreo (351). Las calizas arenosas incluyen granos de cuarzo, generalmente groseros (entre 1 y 2 mm).

De forma muy anecdótica, este paquete detrítico intercala niveles margo-arenosos, donde se han identificado: *Orbitoides tissoti*, *Vidalina hispanica*, *Sulcoperculina aff. cubensis* y *Nummofallotia cretacea*.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el cuadrante de Valdegovía (111-I y III): en las pistas forestales que se dirigen al norte desde Tobillas, Corro y Pinedo, en las proximidades del repetidor de Valdegovía, y en la carretera del convento de Angosto. También se pueden observar en una pista que se toma al sur del cerro Ribola, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV).

La potencia máxima de este conjunto detrítico es de unos 100 metros.

2.10.3.2.8. Campaniense (334) y Campaniense superior - Maastrichtiense (344)

El Campaniense está representado, en el corte de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III), por un término de litología variada, constituido por unos 150 metros en los que alternan calizas, calcarenitas, areniscas calcáreas de tonos rojos y amarillentos, así como intercalaciones margosas y, más raramente arcillosas. Hacia el norte (hacia Bachicabo), este conjunto pasa a unos 40 metros de calizas y dolomías blancas, bien estratificadas, que

intercalan niveles de calizas oolíticas, así como niveles arcillosos hacia el muro.

El término superior constituye una zona blanda y deprimida, situada entre las dolomías arenosas del tramo anterior, y las series calizo dolomíticas suprayacentes. Se trata de un término mixto (similar al que se describe en el cuadrante de Labastida) constituido por arenas sueltas de tonos claros, blancos y amarillentos, en una facies que algunos autores denominan "utrilloide", que alternan con arcillas (verdosas, blancas y marrones), dolomías y calizas dolomíticas, e incluso areniscas calcáreas. En ocasiones aparecen lechos de calizas con rudistas.

La potencia disminuye considerablemente de sur a norte, pasando de unos 150 metros en el corte de Sobrón, a unos 40 metros en la pista de Bachicabo, donde este término llega a incluir capas de microconglomerados, para acuñarse con posterioridad.

El tramo es generalmente pobre en fauna, aunque localmente se pueden encontrar charáceas y ostrácodos de medios continentales y lacustres.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el corte de la carretera a Sobrón y en la pista de Bachicabo (cuadrante de Espejo, 137-I y III).

2.10.3.2.9. Maastrichtiense (361)

A techo del tramo detrítico del Campaniense superior, en los cuadrantes de Lerón (110-II y IV) aparece un nivel, poco potente pero muy continuo (361) de calizas y calizo-dolomías blancas en corte fresco, muy oquerosas, en ocasiones bioclásticas (se identifican Orbitoides) y con granos de cuarzo diseminados. En superficies meteorizadas suelen presentar un aspecto margoso beige y tonalidades rojo teja, debido a la alteración de numerosas juntas arcillosas. Entre las localidades de Corro y Pinedo (cuadrante de Valdegovía, 111- I y III), a techo del paquete, aparecen calizas bioclásticas con abundantes rudistas en posición de vida ("bafflestones"), estas zonas se han señalado en la cartografía con el símbolo correspondiente.

Entre la microfauna se reconocen: ***Orbitoides media***, ***Lepidorbitoides socialis***, y ***Siderolites calcitrapoides***.

La potencia del paquete es de unos 15 metros en el cuadrante de Lerón, y alcanza los 30 metros en el de Valdegovía, desapareciendo posteriormente por barrido erosivo, bajo los conglomerados del terciario continental a la altura del kilómetro 329 de la CN-625.

Los mejores puntos de observación en el cuadrante de Valdegovía se encuentran en la subida a Peña Lisa desde Corro, en las proximidades de Pinedo, en la subida al repetidor de Valdegovía, y en las proximidades al convento de Angosto. En el cuadrante contiguo de Lerón, el mejor punto de observación de este tramo se encuentra hacia la cabecera del barranco del Canto.

2.10.3.3. Cretácico superior de la Sierra de Cantabria

El Cretácico superior del área meridional alavesa se caracteriza por una fuerte reducción de espesores, un aumento del tamaño de grano y del contenido terrígeno, así como por una mayor proximalidad de las facies. Ello es debido a la situación paleogeográfica del área, que constituye la parte más distal dentro del borde sur de la Cuenca Cantábrica.

Los materiales maastrichtienses de esta zona conforman una unidad genética y también geomorfológica con los carbonatos paleocenos, por lo cual serán descritos en el apartado del Terciario.

2.10.3.3.1. Cenomaniense (295, 296 y 297)

El Cenomaniense está bien representado en el sector de la sierra de Cantabria, donde la verticalización de esta unidad origina algunos de los relieves más importantes del cresterío. En los flancos del anticlinal de Montoria produce un resalte o "cejo" muy característico.

Sobre la facies Utrillas se ha cartografiado un tramo de carácter mixto terrígeno-carbonatado (295) constituido por margas, margocalizas, calizas y areniscas, que en el campo se presenta como un "blando" relativo bajo la importante barra calcárea (calizas micríticas y calcarenitas, 296) que representa el resto de la serie del Cenomaniense. Este último término es equivalente, en parte, a las denominadas calizas de Gárate.

2.10.3.3.1.1. Margas, margocalizas, calizas y areniscas (295)

El techo y muro de esta unidad se corresponden con las litologías menos competentes; son areniscas calcáreas de grano fino, con abundantes

orbitolinas, margas pardo amarillentas y lechos de calizas nodulosas y calcarenitas. Son frecuentes los restos de equínidos, ostreidos, lamelibranquios e incluso algún ammonites en la parte superior de la serie, donde disminuye la fracción arenosa y predomina una litología de margas y margocalizas nodulosas. Las estructuras sedimentarias más frecuentemente observadas son las estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, bioturbación de moderada a intensa y costras ferruginosas.

Hacia la parte media de la serie, intercalan algunas barras calcareníticas, ligeramente dolomitizadas, con fragmentos de algas calcáreas y orbitolinas. Esta litología da lugar a un pequeño resalte en el terreno, que no siempre es identificable en el campo.

En este término se ha identificado (IGME, 1979): ***Orbitolina concava***, que data el Cenomaniense inferior.

El espesor total del conjunto es variable; puede alcanzar los 75-80 metros en el flanco inverso del anticlinal de Cervera (Lagrán, 170-II), donde se sitúan los mejores afloramientos; presenta una media de 50 metros en el cuadrante de Labastida (170-I y III), y oscila entre 55 y 70 en el cuadrante de Bernedo (171-I), donde los mejores afloramientos se localizan en el puerto del mismo nombre.

2.10.3.3.1.2. Calizas micríticas y calcarenitas (296)

La litología dominante está constituida por calcarenitas bioclásticas de grano fino, con abundantes miliólidos, y también frecuentes restos de algas calcáreas, que se presentan, generalmente, estratificadas en bancos potentes. Las coloraciones de las calizas son blanquecinas, beiges o rosadas. En ocasiones aparecen como margocalizas de aspecto brechoide, con morfologías canaliformes. Frecuentemente el techo de la unidad se compone de calizas micríticas, algo arenosas, de coloraciones grises, con intercalaciones de calizas margosas y calcarenitas.

Entre la macrofauna pueden encontrarse lamelibranquios y caprínidos. Entre la microfauna presente se han clasificado (IGME, 1979): ***Praealveolina iberica***, ***Praealveolina cretacea brevis***, ***Ovalveolina ovum***, ***Cuneolina cf. pavonia***, ***Orbitolina conica***, ***Chrysalidina gradata***, miliólidos de diversas morfologías (bi, tri, o quinqueloculiniformes, enrollados, etc), ***Marssonella sp.*** y ***Lenticulina sp.*** Esta fauna data el Cenomaniense medio-superior.

En IGME (1987) se han determinado para estos materiales: ***Orbitolina conica***, ***Nezzazata simplex***, ***Boueina cf. pygmaea***, ***Daxia cenomana***, ***Pseudovalvulineria cenomana*** y ***Triplasia cf. acutocarinata***, que permiten señalar una edad Cenomaniense superior.

La potencia, lo mismo que ocurre con otros términos, aumenta de forma generalizada de oeste a este en la hoja de Labastida (170-I y III); así, en el monte Echera y en Ocio, la potencia es de unos 30 metros, para aumentar a unos 70-80 metros en el corte del puerto de Herrera y en Bernedo.

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran entre los puntos kilométricos 28 y 29 de la carretera que va de Peñacerrada al puerto de Herrera (Labastida, 170-I y III), en el puerto de la Herrera y en las proximidades del pico Palomares (Lagrán, 170-II).

En algunas zonas de la falda norte de la sierra de Cantabria, la existencia de una masa forestal importante, así como el depósito de importantes formaciones cuaternarias, dificulta enormemente la diferenciación de los términos cenomanienses (295 y 296). En estos casos se ha optado por agruparlos en un único término comprensivo (297), que aglutina las dos litologías y cuyo espesor puede calcularse en torno a los 150 metros.

Estas facies tienen características de plataforma interna somera, con episodios intermareales, y con complejos de canales y barras que migraban muy activamente; en cambio, hacia techo intercalan calizas micríticas que sugieren ambientes de plataforma abierta. Algunas superficies ferruginosas muestran los momentos de interrupción y somerización en esta plataforma. El conjunto del Cenomaniense muestra una secuencia mayor transgresiva, con un aumento paulatino de los carbonatos de muro a techo.

2.10.3.3.2. Turoniense inferior (300)

La base de este nivel constituye un pequeño hiato o laguna sedimentaria (IGME, 1979).

Aunque se trata de un término poco potente, esta unidad constituye un importante nivel guía, por su fácil identificación en el campo, al tratarse de un tramo "blando" entre dos términos que dan fuertes resaltes topográficos. Por la escasa competencia de sus materiales, da lugar a depresiones morfológicas en el terreno que son aprovechadas como campos de cultivo.

En los escasos afloramientos con buenas condiciones de observación se ha distinguido una serie de margocalizas y margas de aspecto noduloso y coloraciones grises que, en algunos casos, intercalan niveles de calizas margosas bioclásticas de hasta 40 centímetros. Son frecuentes los restos de lamelibranquios y equínidos.

Este es un nivel bastante fosilífero. En IGME (1979) se han determinado: *Pithonella sphaerica*, *Hedbergella cf. paradubia*, *Tritaxia cf. tricarinata*, *Heterohelix sp.*, briozoos, *Lenticulina sp.* y *Globotruncana sp.*, fauna que data el Turoniense inferior (zona de *Hedbergella paradubia*).

El espesor de este tramo es muy reducido en todos los afloramientos de la sierra, calculándose del orden de 30 a 40 metros, y alcanzando 60 metros al sur de Peñacerrada. El sondeo "Lagrán-1" atravesó una sucesión de unos 100 metros de margas y calizas margosas que abarcarían todo el Turoniense, por lo que se interpreta que el hiato del techo de la formación se reduce fuertemente hacia el norte.

Los mejores afloramientos se encuentran:

- En la sierra (zona de Cervera) y en la periferia del domo de Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II).
- En el corte de las "Conchas de Haro", en el kilómetro 42,500 de la N-232, y entre los puntos kilométricos 27 y 28 de la carretera de Peñacerrada al puerto de Herrera (cuadrante de Labastida, 170-I y III).

En el cuadrante de Campezo (139-IV), materiales correlacionables con estos, afloran en el fondo del desfiladero que el río Ega ha excavado en las estribaciones de la peña Gallet. Se trata de una alternancia de calizas arcillosas y margas, de carácter similar a los materiales descritos, pero más carbonatados ("packstone" de foraminíferos planctónicos) y con un aspecto más masivo.

2.10.3.3.3. Coniaciense - Santoniense inferior (308, 309 y 310)

Este término conforma siempre los relieves más importantes, tanto en el cuadrante de Labastida (170-I y III): la Sierra, cerro de las Conchas de Haro, monte Echera, cresterío del Toloño; como a lo largo de las sierras de Cantabria y Codes (cuadrantes de Lagrán, 170-II, Bernedo, 171-I, y Campezo, 139-IV y 171-II). Siendo su carácter litológico más calcáreo que el del término anterior, suele dar un "cejo" o relieve pronunciado de colores claros.

En cuanto a la litología, este conjunto carbonatado está constituido por calcarenitas, calizas dolomíticas y dolomías (308) de tonos gris claro e incluso blanquecinas. Generalmente se encuentran estratificadas en bancos potentes, o con estratificación difusa. Los términos dolomíticos son escasos, y presentan un aspecto sacaroideo, de tonos claros, con numerosas oquedades rellenas de calcita y dolomita que confieren a la roca un aspecto vacuolar.

En el cuadrante de Lagrán (zonas de Pipaón-Lagrán y Cervera) se ha identificado una sucesión de similares características. Hacia la base del conjunto se localizan una serie de calizo-dolomías y calizas recristalizadas, de colores blanquecinos y aspecto oqueroso, reconociéndose localmente calizas micríticas con miliólidos y calcarenitas groseras. Sin embargo, sobre este conjunto se observa una serie algo menos competente de calcarenitas groseras con abundantes restos de rudistas, ostreidos y briozoos. Estos dos términos no han podido ser diferenciados en todo el cuadrante, no obstante, se ha destacado el término más calcarenítico (309) en las zonas donde las condiciones de observación son mejores.

Hacia el este, en las inmediaciones de Angostina (cuadrante de Bernedo, 171-I) y Santa Cruz de Campezo, esta unidad está constituida principalmente por calcarenitas blanquecinas, a veces con tonos beiges-rojizos, de granulometría media a gruesa, estratificadas en bancos decimétricos a métricos. En estos casos, y principalmente en la sierra de Codes, al sur de Campezo (cuadrante 139-IV y 171-II), esta unidad es difícil de diferenciar de la suprayacente ("calcarenitas de *Lacazina*") debido a su similitud litológica.

Precisamente en este último cuadrante, se presentan como calizas localmente oolíticas y/o dolomíticas, a veces arcillosas o en forma de calcarenitas bioclásticas masivas, que originan altos farallones difícilmente accesibles. Las calcarenitas presentan partículas ooides e intercalaciones de "rudstones" bioclásticos a techo. Los estudios petrográficos realizados las definen como calcarenitas gruesas de cemento cristalino y esparítico (15-30%), muy bioclásticas, con un contenido en fósiles que oscila entre 50 y 60 % (predominando los miliólidos y los fragmentos de macrofósiles), mientras que los intraclastos varían entre un 15 y un 20%. El material

terrígeno (cuarzo) está sólo presente como trazas. Con estos contenidos se pueden clasificar como biointraesparitas.

En IGME (1979) se han identificado: *Spirocyclina choffati*, *Quinqueloculina sp.*, *Spiroloculina sp.*, *Idalina antiqua*, *Spiroplectammina sp.*, *Vidalina hispanica*, *Marssonella cf. trochus*, *Dictyopsella cf. kiliani*, *Cuneolina pavonia*, *Minouxia lobata*, *Pseudolithuonella reicheli* y *Discyclina cf. schlumbergeri*. Este término incluye todo el Coniaciense y parte del Santoniense inferior.

En la zona central del cuadrante de Campezo (139-IV, 171-II), estos materiales constituyen la mayor parte de la configuración estructural del anticlinal de Gastiain, cuyo núcleo, ocupado por las margas turonienses, se sitúa en la comunidad de Navarra. En este caso, el término se muestra eminentemente calizo, constituido por calizas margosas, calcarenitas bioclásticas y calizas arenosas. En el flanco meridional de esta estructura, área de Orbiso - Santa Lucía, se incluyen algunos niveles de microconglomerados calcosilíceos (310), con potencias decimétricas, que presentan estratificaciones cruzadas, así como niveles muy fosilíferos. Estos materiales abarcan una edad Coniaciense a Santoniense inferior - medio.

La potencia de estos materiales aumenta de oeste a este, pasando de unos 85 metros en Ocio-Salinillas (cuadrante de Labastida, 170-I y III), a unos 200 metros en la parte oriental de esta hoja y cuadrante de Lagrán (170-II). Sin embargo, el sondeo Lagrán-1 atravesó una potencia del orden de 400 metros. En el cuadrante de Bernedo se estima la potencia de este tramo entre 250 y 400 metros, teniendo en cuenta que existe un aumento del espesor de la secuencia de sur a norte.

Los mejores afloramientos se sitúan a lo largo de la sierra, aunque también se pueden hacer buenos cortes en las proximidades de Ocio, en la carretera de Peñacerrada al puerto de Herrera (cuadrante de Labastida, 170-I y III), en la carretera que une Pipaón y Lagrán (cuadrante de Lagrán, 170-II), y al sur de Angostina (cuadrante de Bernedo, 171-I).

2.10.3.3.4. Cenomaniense a Coniaciense (311)

Como ya se ha expuesto en el apartado 2.10.3.3.2, el Turoniense constituye un nivel guía "blando" que separa los materiales resaltantes del Cenomaniense de los del Coniaciense. Sin embargo, en dos sectores concretos del cuadrante de Labastida (170-I y III): al este de Salinillas de Buradón, y al oeste de Payueta (en el borde noroccidental del diapiro de Peñacerrada), este nivel de referencia no se ha podido cartografiar, pudiendo existir una laguna estratigráfica importante a esta altura en la serie. En consecuencia, y debido a la ausencia de este nivel guía, ha sido cartografiado de forma conjunta el intervalo Cenomaniense a Coniaciense con el número (311), este término incluye los términos litológicos 296 a 308.

2.10.3.3.5. Santoniense medio-superior. Calcarenitas con *Lacazina* (315)

El término denominado "calcarenitas con *Lacazina*" aflora sobre los fuertes relieves del Coniaciense, originando una zona de relieve más suave en la que se aprecian afloramientos de tonos pardo-rojizos. En muchas ocasiones resulta difícil su definición cartográfica.

En el sector occidental de la sierra de Cantabria las calcarenitas con *Lacazina* reposan directamente sobre las calizas y dolomías coniacienses, debido a que el tramo margoso conocido como "margas de Osma", muy potente y característico tanto al norte (zona alavesa), como al noroeste (área de Sobrón), se encuentra en esta zona muy condensado. En lugares como la sierra de Codes (cuadrantes de Bernedo, 171-I, y Campezo, 139-IV y 171-II) descansan directamente sobre calcarenitas de edad Coniaciense, en cuyo caso se hace muy difícil su diferenciación. En este caso ha sido necesario recurrir a criterios estratigráficos y fotogeológicos (posición estratigráfica y calidad de los afloramientos) y más raramente al color (algo más claro para las calcarenitas coniacienses).

La litología dominante está constituida por calcarenitas bioclásticas de tonos pardos rojizos y beiges, que se caracterizan por la abundante presencia de *Lacazina elongata*. Este conjunto calcarenítico se presentan estratificado en bancos decimétricos a métricos, e intercala bancos de calizas micríticas de tonos grises, con abundante fauna de miliólidos, así como episodios margosos y nodulosos, sobre todo a techo. Esporádicamente, intercala también niveles de areniscas calcáreas de color crema. Del mismo modo, en el cuadrante de Campezo (139-IV y 171-II), son frecuentes las brechas calcáreas y los cantos centi a decimétricos de sílex blanco y gris.

Entre las estructuras sedimentarias más frecuentes, se pueden citar estratificaciones cruzadas de surco y secuencias positivas (estrato y grano decrecientes), donde la base de los mismos puede llegar a presentar granulometrías microconglomeráticas, con morfología de canal. La coloración pardo rojiza, tan característica, se debe al cemento dolomítico - ferruginoso de los episodios calcareníticos.

Los estudios petrográficos confirman el carácter arenoso de estos materiales, con un contenido de granos subredondeados de cuarzo, tamaño arena fina y muy fina, de un 20% aproximadamente; presentan también pequeños intraclastos micríticos redondeados (5%), así como abundante cemento esparítico con cristales xenotópicos relativamente finos (50%) y un contenido en fósiles que alcanza el 25% del total de la roca.

Entre la microfauna se clasifican (IGME, 1979): *Lacazina elongata*, *Idalina antiqua*, *Quinqueloculina sp.*, *Pseudocyclammina cf. massiliensis*, Rotaliidae (*Rotalia cf. reicheli*), algas calcáreas (*Acicularia sp.*, *Boueina sp.*), *Pseudolithuonella reicheli*, *Spirocyclina choffati*, *Cuneolina pavonia*, *Discyclina cf. schlumbergeri* y *Abairdia mosae*, que datan el Santoniense medio-superior.

La potencia del tramo es relativamente constante, en torno a los 70 metros, en los cuadrantes de Labastida y Lagrán; no obstante hacia el este, aumenta el espesor oscilando sobre los 100 metros en las inmediaciones de Angostina y los 225 metros de la sierra de Codes (Santa Cruz de Campezo). No obstante, por lo anteriormente citado, cabe la posibilidad de que se haya incluido dentro de este término parte de las calcarenitas del Coniaciense.

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran, al margen de la sierra, a unos 700 metros al este de Salinillas de Buradón, y en la pista que parte hacia el este, desde el repetidor de Salinillas (cuadrante de Labastida), a lo largo de la carretera de Peñacerrada a Lagrán, concretamente en el tramo situado entre los cruces a Loza y Pipaón; al norte de Angostina (cuadrante de Bernedo) y en la pista que da acceso desde Santa Cruz de Campezo al pico Codes.

Dentro de este término, en el cuadrante de Campezo (139-IV, 171-II), pueden diferenciarse barras de brechas bioclásticas con matriz calcarenítica (318), en las cuales destacan clastos esparíticos centimétricos que podrían representar restos detríticos del relleno de cavidades kársticas.

Otro tipo de intercalaciones, descritas en el cuadrante de Campezo para el término (315), consisten en alternancias irregulares de areniscas, arenas, margas arenosas y calizas arenosas (331). Son niveles detríticos de grano fino a medio, de potencia decamétrica (máximo 50 metros) que aparecen cíclicamente en la serie, por lo general en avanzado estado de alteración. Los horizontes calcareníticos con estratificación cruzada se encuentran mejor preservados. Se han observado cantos de sílex, bioturbaciones y niveles fosilíferos con restos de foraminíferos, bivalvos y equinodermos. Esta litología aparece también, al norte de la depresión de Campezo, a techo de las calcarenitas con *Lacazina* (315).

2.10.3.3.6. Santoniense superior - Campaniense (315, 318, 319, 320, 322, 325, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 344, 346, 347, 348)

Al norte de la depresión de Campezo, ocupando la parte central del cuadrante de Campezo (139-IV, 171-II) y el tercio oriental del cuadrante de Maeztu (139-III), las calcarenitas con *Lacazina* están representadas por un conjunto de términos que alternan entre sí, a modo de litosomos de forma lentejonar, en una facies general o de "orla", situada alrededor del conjunto de barras calcareníticas. Estos materiales se sitúan tanto en el Santoniense como en el Campaniense inferior y medio; por esta causa, al no poderse individualizar ambos períodos, se ha optado por describirlos en un apartado conjunto, a pesar de que la descripción del término 315 coincide con la efectuada en el apartado anterior.

En el cuadrante de Maeztu, el litosomo inferior y más potente (aproximadamente 900 metros) del término de calcarenitas compactas (315) origina la cumbre del monte Hornillos. Son rasgos típicos de estos materiales, además de la estratificación cruzada a gran escala, las inclusiones de asfalto y nódulos silíceos, así como la presencia de clastos o fragmentos rodados de cristales de cuarzo rojo ("jacintos de Compostela"), que provienen de asomos triásicos durante el Cretácico superior. Petrográficamente se trata de "rudstones" y "grainstones" bioclásticas con corales, algas, etc. Este término pasa lateral y verticalmente a términos progresivamente más margosos y con mayor contaminación arenosa.

El término definido como calcarenitas y calizas arenosas con pasadas de margocalizas (319), constituye tránsitos graduales a términos de "orla terrígena" que rodean los núcleos más calizos, presentando localmente facies brechoides. En el cuadrante de Campezo, estas litologías aparecen sobre los materiales coniacienses, son de color rosáceo, y muestran tanto estratificación paralela decimétrica como aspecto masivo. Generalmente presentan laminación cruzada, huellas de bioturbación, así como restos de ostreidos. Se han detectado indicios de asfalto, bien formando pátinas en fracturas o diseminado en la fábrica de la roca. En el cuadrante de Bernedo (171-I) se diferencian del término anterior (315), debido a su mayor contenido en arena fina que, en ocasiones, supera el 40% de la roca.

Con una pérdida progresiva de intercalaciones carbonatadas, la serie se transforma localmente (oeste de Oteo, este de Antoñana y Alto de la Dehesa) en un término mixto y muy variable en composición litológica, según los cortes, definido como calizas arenosas y calcarenitas con margas y margocalizas (320). Puede describirse en general como una alternancia de calizas arenosas, más o menos nodulosas, en bancos centi a decimétricos, y niveles margosos o limolíticos arenosos que aíslan los bancos calcáreos entre sí.

En el tránsito al Campaniense superior, y al suroeste del cuerpo calcarenítico principal, aparecen, en el cuadrante de Maeztu (139-III), pequeñas intercalaciones de arenas y areniscas descalcificadas con niveles de calcarenitas y arcillas (336).

El corte-tipo del Santoniense - Campaniense medio en el cuadrante de Maeztu (139-III) puede situarse desde unos 2 kilómetros al sur de Antoñana hasta el molino de Oteo.

Tanto a techo como en paso lateral hacia el este, el conjunto calizo se transforma en un término general de "orla", más margoso, que se ha definido como alternancia centimétrica de calizas nodulosas y margas (325). El término general es una marga o limolita calcárea grisácea oscura en la que se intercalan más o menos rítmicamente grupos de niveles nodulosos de calizas, calcarenitas arenosas o margocalizas.

Entre la microfauna que se identifica en este término cabe destacar: *Globotruncana concavata carinata*, *Globotruncana concavata concavata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncana cf. fornicata*, *Lituola irregularis*, *Triplasia cf. acutocarinata*, *Verneuilina limbata*, *Marssonella trochus*, *Marginulina trilobata*, *Neoflabellina buticula*, *Tritaxia tricarinata*, *Heterohelix cf. globulosa*, *Gaudryina rugosa*, *Gluberina decoratissima* y *Arenobulimina d'orbignyi*.

Un corte - tipo interesante de este término se puede observar en la carretera de Oteo a San Vicente de Arana, y de allí, por la subida a la ermita de Santa Teodosia, en los cuadrantes de Maeztu (139-III) y Montes de Iturrieta (139-I).

Estos materiales pierden paulatinamente su carácter alternante debido a la disminución de espesor y desaparición de los niveles de margocaliza, pasando lateralmente y hacia techo del término (325), al conjunto margoso que se ha definido ya para el flanco norte con el número (322). Este conjunto se ha descrito, en esta zona, como una serie de margas gris azuladas con equinodermos y, en menor mediada, ammonites y bivalvos, escasos niveles margocalizos ("wackestone" - "packestone") y fauna planctónica. Los estudios de biofacies en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) otorgan para estos materiales una edad Campaniense inferior y medio, si bien en algunas zonas llega a alcanzar la base del Campaniense superior, en contacto con las facies arenosas de esa edad.

Por la pista que une San Vicente de Arana con la ermita de Santa Teodosia (cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I), se puede observar un corte - tipo de calidad. La potencia observada para esta zona se encuentra en torno a los 500 metros.

Hacia el este, en el cuadrante de sierra de Entzia (139-II) la serie continúa con unas margas azules (337) laminares o nodulosas, de color gris azulado por alteración. Sobre estas margas se sitúa en discordancia el conjunto maastrichtiense, muy adelgazado también en está zona.

Todo el conjunto carbonatado que se ha descrito hasta ahora, con una potencia total aproximada de 1.800-2.000 metros, pasa lateralmente hacia el suroeste, en los alrededores de Bujanda (cuadrante de Maeztu), a una serie mixta calizo - arenosa, debido una contaminación terrígena que proviene de áreas-fuente meridionales. La característica principal de esta unidad consiste en su variedad litológica y la rapidez con la que unas facies pasan lateralmente a otras.

El término más representativo de la serie mixta Campaniense, al suroeste del cuadrante de Maeztu (139-III), está constituido por una alternancia de arenas, areniscas y calizas arenosas (331) que frecuentemente

contienen fragmentos de rudistas. Las tonalidades que muestran son pardo-amarillentas, o rojizas en los niveles más calcareníticos. Están estratificadas en bancos centi-decimétricos. En el campo se presenta en general como un "blando" relativo que, salvo por algunas intercalaciones, genera relieves suaves.

Estos materiales evolucionan de oeste a este, desde términos esencialmente detríticos (arenas, areniscas, margas arenosas y limos) en el cuadrante de Labastida (170-I y III) a términos más carbonatados (alternancia de margas arenosas y calizas arenosas) en el cuadrante de Bernedo (171-I). En el sector occidental (cuadrante de Labastida), cuando los niveles de areniscas son lo suficientemente potentes, se han diferenciado en cartografía como término (335). Hacia el este, es frecuente observar, en los niveles más duros, lumaquelas de ostreidos, pectínidos, restos de corales individuales e incluso de crustáceos.

El contacto de muro de esta formación suele ser difícil de observar. Al este de Loza (cuadrante de Lagrán, 170-II), se ha cartografiado un tramo transicional de margas arenosas y margocalizas beiges (332), a veces con lacazinas, que justo en el contacto con el término de "calcarenitas con *Lacazina*" intercalan unos niveles nodulosos de sílex de color oscuro (333).

El término principal (331) intercala, sobre todo a techo, cuerpos métricos a decamétricos de calcarenitas o calizas arenosas (334) con alguna pasada limolítica. En general, estas intercalaciones también presentan una evolución de oeste a este, de forma que; mientras que en los cuadrantes occidentales de Labastida y Lagrán se puede hablar de calcarenitas groseras y calizas bioclásticas, con abundantes granos de cuarzo y fragmentos de rudistas (el aspecto de campo es, en ocasiones, similar al de las "calcarenitas con *Lacazina*"); hacia el este, la composición tiende a hacerse margoso arenosa, al tiempo que van perdiendo importancia y continuidad las barras de calcarenitas.

Los estudios petrográficos realizados en la hoja de Bernedo (171-I) demuestran que la litología dominante en estos niveles (334), es la de calcarenitas finas, con arena fina o limo (que puede llegar hasta el 40%), a veces con laminillas de moscovita y con "pellets" (hasta el 10%), dentro de una matriz micrítica muy sucia, con óxidos de hierro. El contenido en bioclastos varía entre un 5 y 30%, y suelen predominar los macrofósiles, generalmente fragmentados (rudistas, ostreidos, equinodermos), junto con foraminíferos, algas rodofíceas fragmentadas (*Archaeolithothamnium sp.*) y tubos de anélidos.

En el cuadrante de Maeztu (139-III), además de los cuerpos cartografiables de calizas arenosas (334), se han diferenciado líneas de capa de esta litología dentro del término general (331).

Los mejores puntos de observación se encuentran:

- En la pista forestal que parte hacia el este desde el repetidor de Salinillas (términos 331 y 335) y, para el término 334, en la carretera que va de Berganzo a Peñacerrada, en el corte del pequeño canal que va a la tubería de la central de Berganzo. (Labastida, 170-I y III).
- A dos kilómetros al sureste de Loza (Lagrán, 170-II).
- En las carreteras que dan acceso a Quintana y sus inmediaciones (términos 331 y 334). (Bernedo, 171-I).

Las especies de foraminíferos más frecuentes en esta serie son: *Lacazina elongata*, *Goupillaudina cf. lecointrei*, *Nummofallotia cretacea*, *Archiacina munieri*, *Peneroplis giganteus*, *Moncharmontia apenninica compressa*, *Pararotalia tuberculifera*, *Pseudorotalia schaubi*, *Sulcoperculina aff. cubensis*, *Rotalia reicheli*, *Pseudovalvulineria aff. costata*, *Pseudovalvulineria clementiana*, *Tritaxia aff. tricarinata* y *Cibicides aff. excavata*.

La edad de esta unidad cartográfica incluye desde los niveles terminales del Santoniense al Campaniense, y el ambiente sedimentario que les corresponde es el de una plataforma interna, somera, con un aporte terrígeno muy importante.

El término general pasa lateralmente y, sobre todo, a techo a una formación de arenas, areniscas y limos azoicos (344). Este término arenoso presenta una amplia extensión lateral, encontrándose, en los cuadrantes orientales, a techo de los términos descritos hasta ahora. Sin embargo, al oeste del diapiro de Peñacerrada (cuadrantes de Labastida, Treviño y Miranda de Ebro) las facies arenosas se depositan directamente sobre las calcarenitas con *Lacazina*, representando en estos casos la totalidad del Campaniense y parte del Maastrichtiense. Únicamente en esta zona, a techo del término (344), que está constituido aquí por arenas blancas, de grano fino a medio y areniscas con pasadas de limos amarillentos, aflora un nivel de arcillas muy plásticas, de tonos verdosos y rosados (346), que intercalan esporádicamente niveles decimétricos de calizas blancas. Ambos

términos (344 y 346) pueden observarse en la pista que discurre por la vaguada que hay al norte del monte Echera.

En la vertiente norte de peña Agua (sur del cuadrante de Treviño, 138-III) se puede reconocer una serie de unos 200 metros de espesor en la que es posible establecer cierta evolución para el término (344) que desde la base, formada fundamentalmente por areniscas calcáreas rojizas y calizas muy arenosas con abundante fauna de lamelibranquios, equinodermos, miliólidos y briozoos, va pasando hacia techo a una alternancia constituida por areniscas calcáreas y limolitas; más a techo va perdiendo el contenido arenoso y calcáreo, convirtiéndose en una término formado por limolitas y argilitas rojas y blancas (346), probablemente de facies continental, con frecuentes intercalaciones de areniscas calcáreas rojas.

En el cuadrante de Bernedo (171-I) se han realizado estudios petrográficos que definen estos materiales como arenas y areniscas gruesas a microconglomerados, con cuarzo (45%), feldespato potásico muy alterado (5%) y cuarcitas metamórficas de diversos tamaños de grano (10%), cementados por dolomía cristalina idiomorfa, con gruesos cristales romboédricos. Pueden contener alguna lamina de moscovita, glauconita y abundantes óxidos de hierro. Se han reconocido al norte de Urturi (Bernedo).

En el sector oriental este término ocupa una importante extensión localizada entre los cuadrantes de Montes de Izkiz y Maeztu (138-IV y 139-III, respectivamente). La litología dominante está constituida por arenas y areniscas calcáreas descalcificadas, en ocasiones microconglomeráticas, de tonalidades amarillentas y rojizas. Apenas existen afloramientos, encontrándose los materiales recubiertos por un depósito arenoso de 0,5 a 1 metro de potencia y por una capa de alteración de areniscas descalcificadas de varios metros de espesor, por lo que es muy difícil observar estructuras. En los lugares donde es posible la observación (norte de Atauri, antigua corta de Asfaltos de Maestu, S. A., sur de Apellániz, etc.) se han puesto de manifiesto canalizaciones de amplitud decamétrica, rellenas por varios metros de microconglomerado basal y arenisca silícea, bien clasificada y redondeada. Se han reconocido también estratificaciones cruzadas, planares y de surco, así como depósitos residuales y microcanales conglomeráticos. Según SUBIJANA (1986), la organización parece ser la siguiente: en la base de la sucesión aparecen barras arenosas y microconglomeráticas; en el resto, niveles alternantes de areniscas microconglomeráticas en bancos métricos y areniscas finas en bancos decimétricos. Se observan intercalaciones de calizas arenosas (334) recristalizadas y alteradas, y esporádicos niveles dolomíticos. También se intercalan bancos limolíticos grises, verdosos o rojizos (especialmente representados a techo del Campaniense) que, cuando alcanzan entidad cartográfica (2 a 5 metros) y es deducible su geometría, han sido representados como término 346; estos cuerpos muestran, en el cuadrante de Maeztu, extensiones laterales de hasta 4 kilómetros.

En el borde sur del diapiro de Maeztu aparecen barras de calcarenitas bioclásticas estratificadas o masivas, con niveles brechoides, margosos y arenosos (347). Las calcarenitas están compuestas por fragmentos de macroforaminíferos, ostreidos, corales planares, etc., éstos últimos formando localmente pequeños parches. Son muy frecuentes las oquedades (hasta centimétricas) rellenas de asfalto (explotado por "Asfaltos de Maestu, S.A."), y los clastos de origen triásico, como cuarzo rojo, carniolas yesíferas, areniscas verdes, ofitas, etc.

En ocasiones, estos clastos triásicos se concentran en niveles netos de potencia centimétrica a decimétrica, a veces cíclicamente alternantes con estratos calcareníticos o arenosos. En cartografía se han distinguido estos materiales como brechas polimícticas intra y extraformacionales (348). Los clastos son redondeados, de tamaño desde milimétrico hasta de 8-10 centímetros, y están mezclados con materiales intraformacionales, generalmente de origen bioclástico. Otros niveles brechoides de este tipo se intercalan en la serie a diversas alturas entre el Campaniense y Thanetiense inferior, diferenciándose en cartografía en todos los puntos donde se han reconocido.

La potencia máxima de todo el conjunto arenoso oscila entre 250 y 300 metros en el sector occidental. Las intercalaciones de calcarenitas y calizas oscilan, entre los 20 a 50 metros en el cuadrante de Lagrán (170-II), y 1 a 6 metros en el de Bernedo (171-I). Cuando el término 344 aparece sólo a techo de la serie margoso - arenosa, éste muestra potencias cercanas a los 100 metros, aumentando progresivamente su potencia hacia el este hasta alcanzar aproximadamente 400 metros en el área de Bujanda (Maeztu, 139-III).

2.10.3.3.7. Maastrichtiense (353, 354, 357, 358, 359, 360)

A techo del conjunto areniscoso del Campaniense superior se dispone un conjunto heterogéneo que incluye los últimos aportes terrígenos precedentes al Paleoceno. Dentro de este tramo se han diferenciado los siguientes términos.

El término principal, que marca el inicio de la sedimentación maastrichtiense en el flanco sur del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, se ha definido como areniscas calcáreas, limolitas y calizas arenosas (353). Está constituido por una alternancia irregular de areniscas calcáreas, calizas arenosas, calcarenitas y margas, por lo general mal afloradas, que establecen un tránsito aparentemente gradual (el contacto prácticamente no aflora) entre las arenas y areniscas campanienses y las calizas, más o menos arenosas, maastrichtienses, descritas como (354) y (357). En algunos puntos el término engloba niveles de conglomerados y areniscas silíceas, que se describirán a continuación como término (360).

Los tramos calizos suelen ser ricos en orbitoídidos, entre los que destacan *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides* y *Lithothamnium sp.*, junto a algunos briozoos, gasterópodos,...

El término definido como calizas arenosas y calcarenitas con microforaminíferos (354) corresponde en algunos puntos del flanco sur, a la base del Maastrichtiense y presenta una potencia estimada en torno a los 25-30 metros. Forman un resalte kilométrico en las estribaciones de la sierra de Belabia (Montes de Izkiz, 138-IV), lugar donde se encuentran los mejores afloramientos. Son calizas de tipo "floatstone" (biomicrita) a "grainstone", con escasa contaminación terrígena y presencia de gasterópodos y restos de otros moluscos, orbitoídidos, briozoos, corales, equinodermos, etc. Son frecuentes los intraclastos de aspecto calcarenítico. Se han observado delgados niveles intercalados, centi-decimétricos, de ortobrecha calcárea con cantos angulosos de 1 a 10 centímetros aproximadamente. Localmente se observan procesos incipientes de dolomitización en las facies más porosas. En la base, habitualmente cubierta, se han observado calizas arenosas rojizas y niveles limolíticos. El término aflora al oeste de Apellániz, en barras discontinuas en Atauri y al noroeste y sureste de Corres (cuadrante de Maeztu, 139-III).

El término (357), definido como calizas arenosas y areniscas calcáreas con restos de fauna, constituye un término de tránsito gradual de las calizas (354) hacia términos terrígenos situados a muro o techo de las barras calcáreas. La base es algo oquerosa, como ocurre en las areniscas infrayacentes (353), mientras que el techo es más masivo, con las primeras manifestaciones faunísticas de moluscos y equinodermos. La potencia máxima es equivalente a la de las calizas, es decir, unos 25-30 metros.

Localmente, dentro de las calizas (354) se desarrollan zonas de dolomitización secundaria y posterior descalcificación, quedando de manifiesto los moldes fósiles, en una roca recristalizada y oquerosa de color pardo rojizo (358). En el área de Belabia (cuadrante de Montes de Izkiz, 138-IV) la dolomitización, de carácter selectivo, se detecta a techo de las calizas maastrichtienses, y origina una alternancia a escala decimétrica de dolomías y calizas dolomíticas, haciéndose localmente más calcáreas a techo. Es de destacar la abundante fauna de gasterópodos y bivalvos cuyos moldes, disueltos tras la dolomitización, se han convertido en huecos que proporcionan una elevada porosidad. La potencia máxima del área dolomitizada puede cifrarse localmente en unos 6 metros. En los afloramientos del área de Astea, se aprecia con cierta claridad el proceso de dolomitización.

El conjunto de términos descrito hasta ahora para el Maastrichtiense aflora en la crestería y vertiente sur de la sierra de Belabia, así como en los caminos y barrancos que, desde Markiniz, parten hacia el noreste (Montes de Izkiz, 138-IV).

En Larrauriena, sobre el término dolomítico (358) aparecen unas margas rojizas, grises y verdes (359). Constituyen un delgado nivel, de unos 2 metros de potencia, que se encuentra generalmente alterado y cubierto, sin otra característica litológica particular. Este término puede pasar desapercibido debido a su escaso espesor, si bien es posible que falte en determinadas verticales de la zona sureste. Tan solo afloran en la zona citada.

Coronando la serie maastrichtiense, y en contacto con la base del Paleoceno, se sitúa un nivel de areniscas calcáreas conglomeráticas, descalcificadas, y arenas (360). Se trata de una serie de bancos decimétricos a métricos de areniscas, más o menos microconglomeráticas, con estratificación paralela o cruzada, y abundantes cantos blandos de

limolitas o areniscas finas preexistentes. En el tránsito al término superior aparecen, en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV), intercalaciones poco potentes (decimétricas) de calizas oquerosas con abundantes restos de fauna. Por lo general, y a causa de la descalcificación, el material que con más frecuencia se observa en el campo es una arena silícea suelta, bien seleccionada, con una apreciable fracción micro-conglomerática y con cantos aislados de conglomerado de hasta 5 centímetros. Entre la arena suelta aparecen esporádicamente bloques compactos de arenisca, lo que indica que bajo una capa de alteración, no muy espesa, se encuentra la roca inalterada. La potencia del término es difícil de establecer, variando según los cuadrantes entre 20 y 40 metros, y alcanzando un máximo de 140 metros al este de Peñalascinco (Maeztu, 139-III). Los mejores afloramientos se sitúan en los barrancos de Sasualde y La Tejera, al sur y este de Markiniz (cuadrante de Montes de Izkiz), o en Sabando, San Román de Campezo y al oeste de Apellániz (cuadrante de Maeztu).

La facies conglomerática (360) parece llegar a alcanzar edades paleocenas, en el extremo sur del cuadrante de Maeztu (zona del Pico Muela), siendo quizá equivalente lateral parcial de las calizas y dolomías danienses.

La potencia total de la serie maastrichtiense oscila, en el cuadrante de Maeztu, entre unas pocas decenas de metros y 180 metros (cortes de El Haya y Peñalascinco, respectivamente).

2.11. TERCIARIO

2.11.1. Terciario de la unidad de San Sebastián

Los materiales terciarios de la unidad de San Sebastián corresponden a un rango de edad que, incluyendo los tramos finales del Cretácico (Maastrichtiense superior), abarcan el Paleoceno y el Eoceno inferior.

El Paleoceno está representado por la denominada "formación calcárea del Danés", que alberga varias litologías muy típicas a escala regional ("capas rojas"), y que representa una extensa plataforma caliza, eminentemente pelágica, interrumpida y erosionada localmente (cuadrante de Zarautz, 64-I) por cañones submarinos que se rellenan durante el Thanetiense. El Eoceno inferior (Ypresiense) está representado por una sedimentación muy homogénea de tipo "flysch".

Estos materiales se encuentran ampliamente representados a lo largo de la cadena costera guipuzcoana, representada en los cuadrantes de Zumaia (63-II), Zarautz (64-I), Donostia - San Sebastián (64-II), Jaizkibel (40-IV) e Irún (41-III).

2.11.1.1. Tránsito Cretácico - Terciario. Maastrichtiense superior - Daniense

Se incluye en este apartado un conjunto variado de litofacies, con edades comprendidas entre el Maastrichtiense superior y el Thanetiense.

Hacia techo del "flysch" detrítico-calcáreo del Cretácico superior, se rompe la monotonía que caracteriza a este potente tramo, encontrándose intercalaciones cada vez más frecuentes de margas, margocalizas y calizas margosas de color gris oscuro, que en ocasiones (cuadrante de Zarautz, 64-I) intercalan también brechas calcáreas (367).

La potencia máxima del conjunto Maastrichtiense más Danés se ha estimado en unos 250 metros.

2.11.1.1.1. Alternancia de margocalizas y margas grises (365). Margocalizas grises estratificadas (366). Margocalizas y brechas calcáreas (367). "Flysch" de transición.

Estos materiales afloran en una estrecha banda que abarca desde Punta Aitzgorri (cuadrante de Zumaia, 63-II) hasta el ángulo noroeste del cuadrante de Irún-Ventas (65-I y III), con una interrupción en la zona central del cuadrante de Zarautz, donde desaparecen por barrido erosivo bajo las brechas calcáreas del Thanetiense (374).

El término principal (365) consiste en una alternancia de margas y margocalizas en bancos centi-decimétricos, de color gris claro en superficie y gris oscuro en corte fresco, muy similares litológicamente a las facies del "flysch" calcáreo (246), que muestran una potencia total de 200 metros. En la base intercala escasos niveles areniscosos, que desaparecen de forma paulatina hacia el techo.

En el cuadrante de Zarautz (64-I) se ha descrito, dentro de este grupo, un tramo de margocalizas y calizas margosas grises estratificadas (366) que en ocasiones intercalan, sobre todo a muro, brechas calcáreas (367).

Los afloramientos no son de buena calidad, no obstante se pueden observar en la subida de Zarautz al barrio de Urdaneta.

2.11.1.1.2. Alternancia de margas rojas y margocalizas grises (368). Margas rojas masivas, pasadas de margocalizas rojas (369). Calizas micríticas y margocalizas rojas (370). Alternancia de margocalizas grises y rojas (371). "Capas rojas del Danés".

Por encima del término anterior se deposita la denominada "formación calcárea del Danés" en la que se han diferenciado varios términos. El primero de ellos está constituido por margas, generalmente masivas, con fractura concoide y que presentan tonalidades rojo vino o rosa salmón (369); también suelen presentar intercalaciones de margocalizas de tonos rojizos. En ocasiones (cuadrante de San Sebastián y los contiguos hacia el este), estas margas alternan con bancos decimétricos de margocalizas grises, produciendo un bandeado rosa y blanco muy característico. Estos tramos se han diferenciado con el término (368).

A techo y, hacia el oeste, en paso lateral con el término (369) se suele encontrar un nivel poco potente (80 metros como máximo) de calizas micríticas y margocalizas rojizas, bien estratificadas en bancos poco potentes (370) que, en el cuadrante de San Sebastián (64-II) y hacia el este, comienzan a intercalar margocalizas grises, pasando lateralmente en esta dirección al término definido como alternancia de margocalizas grises y rojas (371).

Los términos calizos se clasifican como biomicritas y biomicritas arcillosas, con una proporción muy variable de carbonato cálcico.

Presentan una microfauna abundante, entre la que se ha clasificado: *Globorotalia pseudobulloides*, *Globorotalia compressa*, *Globorotalia angulata abundocamerata*, *Globigerina triloculinoides*, *Ammodiscus incertus*, *Martinotiella paleocenica*, *Planularia toddae* y *Arenobulimina sp.* Las especies clasificadas tienen una distribución estratigráfica de Montiense inferior, zona P2 de BLOW, 1962.

Estos materiales presentan siempre abundante fauna, que data el Daniense y abarca la cronozona de *Planorotalites pusilla* (PUJALTE *et al.*, 1988, 1989).

Los mejores puntos de observación para este conjunto se localizan en el cuadrante de San Sebastián, y son: la punta Miramar, junto al túnel, en el límite entre las playas de La Concha y Ondarreta; la entrada a la autopista desde Pasaia y la carretera que sube desde esta localidad al barrio de Alza; la carretera de Rentería a Pasai Donibane y la zona industrial de Lezo; y, por último, la salida a Intxaurrondo desde la autopista.

2.11.1.2. Paleoceno superior. Thanetiense (372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379)

El término inferior constituye, en general, un tramo blando que únicamente aflora en el extremo occidental del cuadrante de San Sebastián (64-II) y en el extremo oriental del cuadrante de Zarautz (64-I). Está constituido por un conjunto de lutitas y calizas arenosas (272), que va desapareciendo lateralmente hacia el este y oeste del límite entre los cuadrantes.

Por encima, aparece un delgado nivel de calizas micríticas y margocalizas (373) de tonos grises y rojizos, bien estratificadas, que en el cuadrante de Zarautz dan paso a una serie de litologías coetáneas, como son:

- Brechas calcáreas y calizas micríticas rojas (374). La litología dominante está constituida por conglomerados y brechas (orto y para) polimícticas. Aunque los cantos dominantes, bien redondeados, corresponden a calizas micríticas grises paleocenas, también se suelen encontrar, cantos del basamento paleozoico, calizas del Jurásico y del Urgoniano (con fragmentos de corales, briozoos, etc), calizas del "flysch" del Cretácico superior, cantos de ofitas,... Los cantos tienen un tamaño medio de unos 5 centímetros. La matriz está compuesta generalmente por una microbrecha de los mismos componentes citados anteriormente. De forma minoritaria se encuentran también depósitos "eslumpizados", olistolitos, etc.

- Calcarenitas y calizas bioclásticas (375). Aparecen como tránsito lateral del término anterior y se trata de turbiditas calcáreas estratificadas en capas centimétricas a decimétricas.

Estas litologías ocupan la sección (más o menos transversal) de una morfología canaliforme muy laxa que aparece al sur de Orio (cuadrante de Zarautz); de manera que en el sector central (zona más deprimida) aparecen brechas, conglomerados, "slumps",... En los bordes de este "surco", intercalado entre las barras de calcarenitas y calizas bioclásticas (375), y también a techo de éstas, aparece un término de litología similar al 369 (descrito anteriormente), y que se define como margas rojizas y grises, con pasadas de margocalizas rojas (376).

Este conjunto de materiales tiene una edad Thanetiense, abarcando desde la cronozona de *Planorotalites pusilla* hasta la cronozona de *Planorotalites velascoensis* (PUJALTE *et al.,* 1988). La base de las brechas es erosiva, pudiendo "excavar" las capas rojas del Daniense, e incluso llegar hasta el Campaniense (parte central de la hoja de Zarautz).

Los mejores puntos de observación de la facies de brechas son: la carretera del alto de Orio y Aya (en los taludes de la carretera y en pequeñas canteras a unos 700 metros del cruce); en las trincheras del ferrocarril y en la regata de Altxerri; en el kilómetro 35 de la vía del FFCC, y en la cantera de Chana (kilómetro 11,300 de la CN-634).

La potencia máxima observada de todo el conjunto oscila entre 100 y 170 metros.

Por encima del conjunto anterior, concretamente de los términos 374 y 375, aflora un potente y continuo paquete areniscoso que produce un primer resalte, muy visible en el terreno, y que en adelante será denominado "Lóbulo de Sarikola" (LS). Dentro de este paquete se han diferenciado dos términos en función del tamaño de grano. El inferior (377) está constituido por areniscas silíceas de grano medio, estratificadas en bancos potentes. El término superior está constituido por la misma litología cuarzoarenítica (80% de cuarzo), pero con mayor tamaño de grano, que va desde microconglomerado a conglomerado (378).

Este resalte, que discurre paralelo a la autopista Bilbao-Behobia (por el sur de ésta), se puede observar en numerosos puntos: en el monte Mendibeltz, al suroeste de Orio; en el kilómetro 28,750 de la autopista; y en numerosos caminos que parten hacia el norte desde la CN-634 (camino de las casas de Chana, del barrio Sarikola, pista de Aguinaga a Mendizorrotz, etc.).

El límite inferior de este paquete (de espesor máximo próximo a los 150 metros) es una superficie de paraconformidad y su edad se sitúa en el tránsito de las cronozonas *Morozovella velascoensis* y *Morozovella subbotinae* (PUJALTE *et al.*, 1988).

En el extremo occidental del cuadrante de Zarautz (64-I) y continuándose en el cuadrante de Zumaia (63-II), hasta la playa de San Telmo, donde está muy bien representado, aflora un tramo que probablemente sea equivalente en edad de los materiales descritos en la zona de Orio (cuadrante de Zarautz). Este término consiste en una alternancia de calizas micríticas de tonos gris claro, margas y margocalizas grises (379). A lo largo de la serie se intercalan algunos lechos turbidíticos, delgados, y con carácter marcadamente distal. Los niveles carbonatados suelen presentar laminaciones paralelas y, esporádicamente, deformaciones de carga. La potencia de este término es de 150 metros.

2.11.1.3. Paleoceno superior - Eoceno inferior (380, 381)

El Eoceno inferior comienza con un tramo "blando" y continuo que se puede seguir desde la playa de Zarautz hasta la playa de Hondarribia.

A techo del Lóbulo de Sarikola aparece (sólo en el sector central del cuadrante de Zarautz) un tramo de margas grises, masivas o estratificadas en bancos potentes, que intercalan bancos de margocalizas grises (380). Estas se pueden observar en la pista que se toma en el kilómetro 11,300 de la CN-634 y que sube a la ermita de San Martín.

Sobre ellas se sitúa un segundo término, muy bien representado en una banda continua, que aflora a lo largo de los cuadrantes de Zarautz (64-I), San Sebastián (64-II), Jaizkibel (40-IV) e Irún (41-III). Este conjunto recibe el nombre de "tramo hemipelagítico" en algunos cuadrantes. Se trata de un tramo dominantemente margoso (381), que intercala niveles de margocalizas y, en menor grado, calizas arenosas (menos del 15%). En corte fresco presentan un color gris verdoso, aunque generalmente se encuentran descalcificadas. Existen buenos puntos de observación junto a la playa de Hondarribia.

2.11.1.4. Eoceno inferior (Ypresiense). Flysch terciario (382, 383, 384, 385)

A techo del tramo hemipelagítico afloran los materiales del "flysch" terciario. Los términos que se describen a continuación integran los resaltes y montes de la cadena costera guipuzcoana (Mendizorrotz, Kukuarri, Igueldo, Urgull, Ulia, Jaizkibel, etc.).

Por encima del tramo margoso anterior, y únicamente en el sector de Pasaia (cuadrante de San Sebastián) se ha diferenciado un nivel que se acuña muy rápidamente, constituido por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, grises en corte fresco (382), solapadas por un nivel areniscoso (383) que se acuña igualmente.

A techo de estos niveles se presenta la potente sucesión terrígena (formación Jaizkibel), que forma los relieves de la cadena costera; se trata de una alternancia de areniscas y lutitas en diferente proporción en la que se han diferenciado los siguientes términos:

El primero está constituido por areniscas silíceas estratificadas en bancos potentes (383). Este término da lugar a los relieves y resaltes topográficos que conforman una morfología típica de "chevron". Estas areniscas se agrupan en paquetes estrato y grano crecientes (el techo suele ser de arena gruesa o microconglomerado). Son, por lo general, areniscas silíceas (75-95% de cuarzo), con un color de alteración típico (amarillo), y con cemento calcáreo. Los granos de cuarzo, bien redondeados, forman un entramado denso, en el que entran en escasa proporción, feldespato, fragmentos de rocas y algunos opacos (<2%). En los bancos más potentes se pueden observar algunas amalgamaciones, fenómenos de erosión y relleno, numerosas estructuras debidas a escapes de agua, cantos blandos, etc.

Las zonas relativamente deprimidas, situadas entre los paquetes correspondientes al término anterior, están constituidos por una alternancia de calizas arenosas, areniscas y lutitas (385). Aunque la proporción de lutitas nunca llega al 20% en los cuadrantes más orientales, en los cuadrantes de Zarautz y Zumaia esta proporción puede alcanzar el 40%. En estas zonas, el término incluye también numerosos paquetes areniscosos delgados, no cartografiables, cuya potencia oscila entre 20 y 40 centímetros. Las areniscas junto con los paquetes de caliza arenosa suponen más del 50% del conjunto.

En el cuadrante de Zumaia (63-II) la serie comienza con una franja de 300 metros de potencia, que se extiende desde la punta Mariantón, en Zumaia, hasta cruzar la autopista Bilbao - Behobia en el borde este de la hoja. En esta franja la litología consiste en una alternancia de areniscas y lutitas (385) que intercala tres potentes niveles de areniscas de grano grueso y microconglomerados (384) con bastante continuidad lateral. Este término va perdiendo potencia y tamaño de grano de sureste a noroeste, lo que está totalmente de acuerdo con el sentido dominante de las paleocorrientes medidas (ONO). Cada uno de estos niveles diferenciados como (384) constituye el techo de una secuencia negativa.

Las estructuras sedimentarias que se han observado más frecuentemente son las debidas a escapes de agua ("convolute", "dish", diques clásticos, etc.), además de laminaciones paralelas, "ripples" en el techo de los estratos y calcos de estructuras ("flutes", "grooves", etc.). La representación de las paleocorrientes medidas da un sentido dominante de éstas hacia el ONO.

Las areniscas muestran una gran variedad petrográfica. Se han clasificado como subarcosas, calizas arenosas, biopelesparitas limoso - arenosas, litarenitas feldespáticas y ortocuarcitas. Es bastante frecuente la presencia de glauconita. La representación de los distintos componentes en un diagrama, permite observar cómo el cemento de las areniscas es una característica que diferencia el muro y el techo de la serie. El muro presenta generalmente un cemento de dolomita ferrosa, mientras que el cemento más abundante en la parte alta de la serie es de micrita - esparita. Esto, unido al hecho de que los intraclastos calizos son claramente mayoritarios en la parte alta de la serie, conduce a una división en dos

tramos con aportes litológicos diferentes procedentes de un mismo área-fuente, o bien a invocar a diferentes áreas-fuente.

La potencia mínima del Flysch terciario se estima en 1.300 metros. El techo no llega a aflorar.

Los materiales terciarios de la cadena costera han sido objeto de numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y de microfauna, por lo que existen numerosos datos al respecto. Algunos de estos son: POSTUMA, 1971; KAPELLOS, 1974; KRUIT *et al.* 1985; VAN VLIET, 1982; MATHEY, 1983; etc.). A partir de los estudios sobre nannoplancton, VAN VLIET (1982) sitúa el tránsito Paleoceno-Eoceno en el tramo hemipelagítico (381) y atribuye una edad Eoceno inferior (Ypresiense) para el flysch terciario.

Desde el punto de vista sedimentológico, estos materiales son depósitos turbidíticos en los que se encuentra una gran variedad de subambientes. Los resaltes areniscosos que se observan en el terreno son secciones, más o menos transversales, de abanicos submarinos profundos y muestran características de abanico medio - abanico externo. El resto de las litologías representan subambientes más distales, de orla de lóbulo a llanura submarina. La distribución, morfología y tamaño de estos abanicos se discutirá en el apartado de Sedimentología.

Generalmente estos materiales están bien expuestos, y no existe problema alguno para localizar buenos cortes y afloramientos. No obstante, se deben citar, en el cuadrante de San Sebastián (64-II), los de la playa de Gros; el corte de Pasaia; la carretera de Pasaia a Hondarribia; Punta de la Atalaya y Punta Arando, a ambos márgenes de la ría, en el cuadrante de Jaizkibel (40-IV); la carretera Zarautz-Getaria; la ría de Orio; subida desde Orio a Talaigaña y las numerosas pistas que permiten el acceso a los acantilados costeros (playa de Aguiti, Aitznal-txiki, etc.), en el cuadrante de Zarautz (64-I). También se puede observar una buena panorámica de estos materiales desde la subida a Mendibeltz.

2.11.2. Terciario de la unidad de Oiz

Al igual que en la unidad de San Sebastián, se han incluido dentro de esta serie los tramos finales del Cretácico superior (Maastrichtiense) por mostrar éstos, cierta afinidad sedimentaria con los materiales que se depositan durante el Daniense. De hecho, en algunos cuadrantes, el tránsito Maastrichtiense - Daniense está representado por un solo término. En consecuencia, el terciario que aflora en la unidad de Oiz aglutina un conjunto variado de litofacies cuyas edades están comprendidas entre el Maastrichtiense superior y el Eoceno inferior. Estos materiales se localizan en el núcleo del Sinclinorio de Bizkaia, desde Punta Galea hasta las proximidades de Eibar.

En la cartografía se han diferenciado dos tipos generales de facies para el Paleoceno; uno calizo-margoso (capas rojas), ampliamente representado, y otro tipo de facies que se ha denominado brechoide. El primer conjunto corresponde a los materiales depositados en la parte distal de una plataforma carbonatada y/o un ambiente pelágico, libre de influencia detrítica. El segundo conjunto parece haberse depositado en zonas de surcos, excavados en el fondo marino, por donde se canalizaban abundantes flujos de derrubios (ver figura 3.74, del capítulo de Sedimentología).

2.11.2.1. Formación calcárea del Maastrichtiense - Daniense (386 a 390)

El "flysch" detrítico-calcáreo del Cretácico superior pasa gradualmente hacia techo a una formación calcárea, constituida por margas, margocalizas y calizas, que localmente presentan tinciones rojas. La importancia de esta formación es grande, ya que posibilita la separación entre el "flysch" del Cretácico superior y el "flysch" terciario, y sirve como nivel guía.

La formación calcárea del Maastrichtiense - Daniense constituye una estrecha franja que bordea, con algunas discontinuidades, la estructura del Sinclinorio vizcaíno. Localmente se presenta en forma de escamas "pellizcadas" por la falla de Durango, en estos casos los materiales se encuentran intensamente tectonizados. En el suroeste del cuadrante de Eibar, estos materiales forman pequeños repliegues, dibujando el cierre periclinal del Sinclinorio.

Los estudios micropaleontológicos realizados sobre muestras de esta formación, en el cuadrante de Eibar (63-III), dan como resultado: *Globotruncana contusa*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana arca*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Racemigunbelina fructicosa*,

Bolivinoides draco draco, *Bolivina incrassata gigantea*, *Gyroidinoides nitida*, *Globorotalia cf. trinidadensis*, *Globorotalia cf. compressa*, *Globorotalia aff. pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides* y *Stomiosphaera minutissima*. Esta asociación de microfacies data el Maastrichtiense superior - Daniense - Montiense.

Los mejores cortes de esta formación se encuentran en los acantilados de Sopela - Barrika (cuadrante de Getxo, 37-IV), de excepcional calidad, con una potencia de más de 2.000 metros.

2.11.2.1.1. Margas y margocalizas grises (386)

Este término se muestra como una serie alternante de margas y margocalizas, finamente estratificadas en bancos centi-decimétricos, aunque en algunas ocasiones puede aparecer simplemente como margas masivas. Se caracterizan por tonalidades grises o azuladas, y ocasionalmente intercalan niveles de calizas micríticas. Por lo general el contacto de muro es gradual, apareciendo localmente, intercalados en la base, algunos niveles de areniscas calcáreas y calcarenitas, propios del tramo anterior.

Al suroeste del cuadrante de Eibar, este conjunto de margas y margocalizas, con una potencia generalmente inferior a los 250 metros, presenta tonalidades rojo salmón a gris verdoso, además de aparecer masivas o mal estratificadas en bancos potentes. En esta zona, el termino intercala niveles brechoides de pequeña potencia (2 a 3 metros) en los que se han observado cantos angulosos de calizas micríticas, lutitas, areniscas moscovíticas, rocas microgranudas (doleritas), etc; hacia techo, pasan gradualmente al termino de calizas (388) con las mismas coloraciones. El contacto con los materiales de techo es, en esta zona, una paraconformidad.

En los cuadrantes de Getxo (37-IV) y Bilbao (61-II) son frecuentes los restos de *Inoceramus sp.* y equinodermos. Además, se atribuye a este tramo, de unos 100 metros de potencia, una edad Maastrichtiense inferior - medio.

En el corte del pantano de Anxiola (cuadrante de Bergara, 88-I), este tramo presenta una potencia aproximada de 25 metros.

2.11.2.1.2. Margas y margocalizas rojas, o rojas y grises (387)

Sobre el paquete descrito anteriormente, o bien como una característica que se distribuye irregularmente dentro de él, aparece un nuevo tramo constituido esencialmente por margas de tonos rojizos (rojo vino) que alternan con niveles de margocalizas, localmente intercalan también niveles calizos de poca potencia.

Se estima para este término una potencia que cercana a los 50 metros. En los cuadrantes más occidentales (Getxo, 37-IV, Bilbao, 61-II, Lezama, 62-I, y Gernika-Lumo, 62-II) se le atribuye una edad Maastrichtiense superior, aunque no se descarta que esté representada parte del Danés.

2.11.2.1.3. Calizas micríticas y margocalizas rojas y grises (388)

Estos materiales constituyen el término basal de la sedimentación terciaria (Paleoceno). Se presentan como una alternancia de calizas y margocalizas, en bancos decimétricos bien estratificados. El espesor de los bancos calizos está comprendido entre 10 y 50 centímetros, aunque algunos pueden alcanzar los 60 centímetros. Tanto las calizas como las margocalizas varían su coloración entre los tonos gris, beige y rosa, según los casos. Los niveles calcareníticos son los peor representados; muestran color gris claro a crema y se encuentran estratificados en bancos de 15 a 50 centímetros. En los cuadrantes de Elorrio (87-II), Bergara (88-I) y Eibar (63-III), estos materiales suelen intercalar nivelillos de brechas poligénicas, que hacia el este (en el cuadrante de Eibar) ya son cartografiables.

En el cuadrante de Bergara (88-I) se han realizado diversos estudios petrográficos de estos materiales. Los niveles calcareníticos se pueden clasificar como bio(intra)micritas, con un 5% de cuarzo, 5% de fragmentos de roca, 40% de bioclastos y 50% de micrita. Por su parte, las calizas son biomicritas con un 5% de cuarzo, 20% de bioclastos y 75% de micrita.

Los estudios micropaleontológicos realizados en la columna del pantano de Anxiola (cuadrante de Bergara, 88-I) revelan, para la parte inferior, el siguiente contenido faunístico: *Globorotalia compressa*, *Globorotalia uncinata*, *Globorotalia quadrata*, *Globorotalia pseudobulloides*, *Globigerina*

triloculinoides y *Tritaxia cf. bermudezi*, que indican una edad Paleoceno medio (Montiense). La parte superior, estudiada en lámina delgada, muestra *Globorotalia cf. angulata* y *Chilogumbellina*, que indican una edad Paleoceno medio (Thanetiense) correspondiente a la cronozona de *Globorotalia pusilla pusilla*.

La potencia de este tramo varía, según los cuadrantes, entre unos 25 y 40 metros.

2.11.2.1.4. Brechas poligénicas (389)

Intercalados en la base de las margas, se han cartografiado unos niveles brechoides con cantos centimétricos (no superan los 5 centímetros) de calizas arenosas y lutitas. Estos se pueden observar a unos 500 metros al sur de la autopista, en las cercanías de Eibar (63-III).

También en las proximidades del puerto de Areitio (cuadrante de Durango, 62-IV), se ha cartografiado un afloramiento de brechas poligénicas; se trata de margas brechoides con cantos de calizas, margas, calizas arenosas, areniscas y pizarras.

2.11.2.1.5. Margas y margocalizas grises (390)

En los cuadrantes de Getxo (37-IV) y Bilbao (61-II), a techo del término calizo (388) aparece nuevamente una alternancia de margas y margocalizas grises. Se puede observar claramente cómo la riqueza en carbonato decrece hacia la parte alta de la serie.

La potencia máxima de este término es de 80 metros.

2.11.2.2. Facies brechoide (391 a 394). Thanetiense.

A techo de los términos anteriores, y en parte como paso lateral, se diferencian unos materiales de naturaleza terrígeno-carbonatada, brechoides, que aparecen rellenando surcos. Estos materiales se encuentran representados en el alto de Gonzugarai (cuadrante de Durango, 62-IV), en Eibar (63-III) y en otros sectores de la cuenca (como el surco de Orio en el cuadrante de Zarautz).

2.11.2.2.1. Areniscas de grano grueso, areniscas calcáreas y margocalizas (391)

Este término litológico se sitúa, en contacto discordante erosivo, sobre los materiales del "flysch" detrítico calcáreo del Cretácico superior. Se trata del término basal de la serie brechoide de Gonzugarai, situada al norte de los caseríos Astario, Muniusguren y Cortaguren, en el cuadrante de Durango (62-IV).

En el corte situado al sur del caserío Astario, constituye un paquete de unos 25 metros de potencia, que de muro a techo está formado por los siguientes niveles:

3 metros de areniscas de grano medio a grueso,
3 metros de calizas arenosas,
3 metros de margocalizas,
2 metros de areniscas calcáreas, y
13 metros de areniscas de grano grueso con niveles de areniscas calcáreas.

2.11.2.2.2. Brechas y megabrechas calcáreas (392)

Este conjunto calcáreo compuesto por brechas, megabrechas calcáreas y conglomerados, con niveles intercalados de calizas micríticas, se conoce localmente como calizas y calizas brechoides de Muniusguren y, al igual que el término anterior, se apoya sobre el "flysch" del Cretácico superior en contacto discordante erosivo.

En la zona de Gonzugarai constituye un afloramiento discontinuo con una potencia máxima de 125 metros, donde alternan paquetes irregulares de brechas calcáreas, calizas recristalizadas y calizas arenosas, con contactos difusos y a veces irregulares. La característica común de este heterogéneo conjunto es la presencia generalizada de abundantes calizas detríticas, en general calcirruditas de tamaño de grano variable. La matriz consiste en una microbrecha de los mismos componentes de la trama.

En los cuadrantes más occidentales donde aflora, este término presenta una potencia máxima de 100 metros. Los cantos de las megabrechas pertenecen al Paleoceno más bajo (tramos anteriormente descritos) y al Cretácico superior, y su tamaño varía desde centimétricos a métricos (hasta

10 metros). Las intercalaciones pelágicas de margas y calizas micríticas localizadas a diferentes alturas en la serie estratigráfica indican siempre una edad Paleoceno medio.

En el cuadrante de Durango (62-IV), el contenido micropaleontológico de esta facies está integrado por: ***Globorotalia ehrenbergi, Globigerina cf. triloculinoides, Lithothamnium sp.,*** solenoporáceas, dasycladáceas, corales, ostrácodos, miliólidos, rotálidos, ***Smoutina sp., Arenobulimina sp., Eggerellina sp., Anomalina sp., Ammobaculites sp.*** Esta asociación data el Montiense superior.

En la trinchera de la autopista, a la altura de la salida de Eibar, se han cartografiado unas brechas heterométricas y poligénicas, que pasan lateralmente a las calizas rojas y grises del Danés. Los cantos, de tamaño variable, superan en ocasiones los veinte centímetros y son de naturaleza variada, observándose cantos de calizas micríticas, calizas arenosas, areniscas, fragmentos volcánicos y lutitas.

2.11.2.2.3. Conglomerados y areniscas (393)

El presente término está integrado por microconglomerados, conglomerados y areniscas silíceas con finas intercalaciones limolíticas, que presentan características turbidíticas. Estos materiales originan fuertes resaltes en la topografía, como son: Urduliz, Unbe, Lauros; Urkulumendi y Arburu en el cuadrante de Lezama (62-I), o Gonzugarai en Durango (62-IV).

Se trata de areniscas de grano grueso y conglomerados de cantos de cuarzo, bien redondeados, ordenados en paquetes métricos de morfología lenticular. Existe una relación directa entre la potencia de los paquetes y el tamaño de grano, de tal forma que cuanto mayor es la primera, mayor es la fracción conglomerática. Algunos niveles están "eslumpizados", llegando en su evolución a convertirse en "debris flow". En las areniscas se observan cantos blandos de material lutítico, de tamaño centimétrico.

Petrográficamente son ortocuarcitas, con un 90% de granos de cuarzo (frecuentemente policristalino) y un 10% de matriz arcillosa teñida por óxidos de hierro. También pueden verse algunos feldespatos alterados.

Estos materiales, en el cuadrante de Durango, se apoyan en contacto discordante, tanto sobre las brechas calcáreas (392), como sobre las margocalizas del Maastrichtiense - Daniense (386), o sobre el "flysch" del Cretácico superior (274). Presenta potencias máximas en torno a los 100 y 150 metros.

2.11.2.2.4. Areniscas, lutitas y margas (394)

Es una sucesión detrítica que se sitúa a la misma altura estratigráfica y/o en paso lateral con el tramo anteriormente descrito. Está formada en su mayoría por lutitas negras que intercalan niveles de areniscas, en ocasiones bastante potentes.

2.11.2.3. Flysch terciario. Eoceno

El "flysch" terciario de la unidad de Oiz aflora en el núcleo del Sinclinorio de Bizkaia. A diferencia de los materiales que afloran en la cadena costera guipuzcoana, fundamentalmente siliciclásticos, los del Sinclinorio muestran un carácter mixto (detrítico - carbonatado).

El aspecto más destacable del flysch terciario, en el sector oriental de la zona de afloramiento, es que el contacto de muro con la formación calcárea del Maastrichtiense- Daniense es paraconforme, faltando en esta zona la parte superior del Paleoceno. Solamente en la zona del alto de Arcastey, en el extremo sureste de la hoja de Durango (62-IV), el contacto entre estas formaciones se ha representado como normal, puesto que en esta zona el paso de unos materiales a otros es continuo, y el contenido micropaleontológico de las muestras estudiadas corrobora esta apreciación, indicando un intervalo de edad que cubre desde el final del Cretácico superior hasta el Thanetiense.

La potencia total que presenta esta formación es difícil de determinar, ya que los materiales se encuentran, por lo general, muy replegados. En la vertiente sur del alto de Autzagane (cuadrante de Galdakao, 62-III) se ha reconocido un tramo basal replegado, mientras que los 2/3 superiores de la serie forman un monoclinal cuya potencia puede alcanzar los 1.500 metros.

Se han diferenciado los siguientes términos:

2.11.2.3.1. Lutitas, escasas pasadas areniscosas (395). Calizas, margocalizas y margas (396). Calizas arenosas, calizas micríticas y margas (397)

En los cuadrantes orientales de la zona de afloramiento (Durango, 62-IV; Eibar, 63-III; Bergara, 88-I) la base del "flysch" está, en ocasiones, constituida por un paquete de pequeña potencia (entre 4 y 15 metros) de lutitas rojas y negras, con algunas pasadas areniscosas que, en los cuadrantes de Eibar y Bergara, pasa lateralmente a materiales flyschoides (396). Este paquete se puede observar en el corte de la autopista, a la altura de la salida de Eibar, y en el monte Urko (cuadrante de Eibar).

Dentro del cuadrante de Durango (62-IV), estos materiales afloran al sur del Balcón de Bizkaia y al norte de Guerena. Consisten en niveles lutíticos, poco o nada carbonatados, que originan depresiones topográficas dentro de las litologías circundantes.

A techo del término anterior (395), o en contacto paraconforme sobre los materiales de la formación calcárea del Maastrichtiense-Daniense, se presenta un término constituido por una alternancia de calizas, margocalizas y margas (396) de color gris claro, tableadas en bancos de 5 a 20 centímetros de potencia, lo que les confiere un aspecto flyschoide. Estos materiales pasan lateralmente y a techo, al flysch (detrítico - carbonatado) terciario propiamente dicho. En los cuadrantes de Bilbao (61-II) y Getxo (37-IV), sin embargo, este término se ha localizado a diferentes alturas de la serie general "flysch"(término 398).

Los estudios petrográficos realizados en las margas y margocalizas de este término (396) indican que se trata de biomicritas, con un porcentaje de bioclastos en torno al 15%, principalmente globigerínidos, espículas y algún bioclasto silíceo; 80% de matriz micrítica algo arcillosa, y menos del 5% de cuarzo.

Dentro de estos materiales, en el cuadrante de Durango (62-IV) se ha detectado la siguiente asociación: *Globorotalia aequa*, *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia aff. wilcoxensis*, *Globorotalia marginodentata*, *Globorotalia gr. formosa*, *Globigerina primitiva*, *Globigerina linaperta*, y escasos bentónicos: *Ammodiscus sp., Bathysiphon sp. Pterigocythereis sp., Cytherella sp.* En conjunto, esta asociación indica una edad Ypresiense inferior (Ilerdiense superior?).

En Zugaztieta (sureste del cuadrante de Lezama, 62-I), las calizas y margocalizas se sitúan sobre los conglomerados paleocenos con una potencia cercana a los 100-125 metros. Al norte de Zamudio (en la misma hoja y este de la de Bilbao) aflora más ampliamente mostrando una potencia similar.

La serie anteriormente descrita adquiere hacia techo un carácter más detrítico, englobando, en este sentido, abundantes niveles de arenisca calcárea interestratificada. Por lo tanto se define un nuevo término, en cambio lateral de facies con el flysch terciario, aunque con un carácter más calcáreo que éste, compuesto por una alternancia de calizas arenosas, calizas micríticas y margas (397).

Se ha asignado este término a un retazo, o intercalación, de potencia decamétrica que aparece en el contacto entre los términos 398 y 402, en el cuadrante de Galdakao (62-III), con escasa extensión lateral y localmente "eslumpizada". Está formada por estratos decimétricos de caliza micrítica, alternando con margas y calizas arenosas que mantienen el carácter turbidítico de la serie.

2.11.2.3.2. Alternancia flyschoide de calizas arenosas y margas (398)

El término principal del "flysch" terciario lo constituye una alternancia rítmica de calizas arenosas o limolíticas y lutitas calcáreas o margas, estratificadas en bancos centimétricos, que presentan intercalaciones de calizas micríticas de escasa potencia (5 a 7 centímetros). Estos materiales muestran un carácter muy variable, tanto vertical como lateralmente, incorporando en ocasiones numerosas intercalaciones de areniscas calcáreas y calcarenitas. Igualmente, algunos tramos incluyen también, numerosos "slumps" y niveles brechoides.

Son series turbidíticas que comienzan por un banco de calizas arenosas de granulometría fina, generalmente con estructuras tales como: laminación paralela, laminación cruzada unipolar, laminación "convolute", estructuras "dish", "ripples", gradación, etc., que pasan gradualmente a limolitas y argilitas calcáreas. Se trata por tanto, de secuencias de tipo T_b, T_c y T_e, donde a veces aparecen los intervalos T_d y T_h de la secuencia de Bouma.

Petrográficamente, las litologías varían dependiendo del tramo en que se tome la muestra, encontrándose desde calizas arenosas, biomicritas arenosas (litarenitas), biomicritas con menos del 10% de cuarzo, a lutitas calcáreas.

Con objeto de describir las principales características de estos materiales, se ha tomado como referencia la columna tipo levantada en la ladera norte del monte Oiz (pendiente abajo de la ermita de San Cristóbal), donde se han diferenciado, de muro a techo, los siguientes tramos:

El primer tramo consiste en 400 metros de estratos, de entre 0,5 y 5 centímetros, de facies D_1, D_2 y raramente D_3, con gran abundancia de hemipelagita. En la parte alta se intercalan dos lóbulos o franja de lóbulo. Aparte de estos lóbulos que se organizan en sendos ciclos negativos, la serie es acíclica. En conjunto estos materiales se interpretan como depositados en un medio de llanura abisal.

El segundo tramo abarca 200 metros de estratos de entre 5 y 30 centímetros, en facies D1, D2 y con menos frecuencia D3. Se organizan en ciclos negativos de escala decimétrica y métrica. El conjunto se ha interpretado como una sucesión de franjas de lóbulo.

El último de los tramos comprende 100 metros de estratos, de entre 3 y 4 centímetros (de forma esporádica pueden alcanzar los 80 centímetros), entre los que abunda la hemipelagita, que puede suponer el 30% del total. Se ha interpretado como sedimentos de llanura submarina.

Otro corte, en el que se observan muy bien las características de la serie, se puede realizar a lo largo de toda la playa de Barinatxe (cuadrante de Getxo, 37-IV), entre la punta Solondotas, donde estos materiales contactan tectónicamente con los materiales del Cretácico terminal, y la punta de Azkorri. Las litologías de este tramo son, de acuerdo con los esquemas de WALKER y MUTTI (1973), las propias de un "flysch" de llanura submarina. En este corte, los primeros 190 metros, en los que la proporción de rocas carbonatadas es mucho mayor que en el resto ("flysch margo-calizo paleoceno" de RAT, 1959), corresponden a los tramos descritos como término 396.

Las areniscas presentan frecuentes estructuras, tanto en el muro (marcas de corriente, de carga, etc.) como en el interior, pudiéndose observar en ellas los intervalos de la secuencia de Bouma. Generalmente, los niveles comienzan con el intervalo "b", de laminación paralela, y algunas con el "c", de laminación cruzada de "ripples". No obstante, en los niveles más potentes de areniscas es posible observar la secuencia de Bouma al completo, con fenómenos de estratificación gradada ("a"), siendo muchas de ellas microconglomeráticas en la base, con restos de fauna de plataforma como: nummulítidos, orbitolínidos, fragmentos de equínidos y de lamelibranquios,...(ORUE-ETXEBARRIA, 1983), y limolíticas en el techo.

En toda la serie las areniscas alternan con niveles de margas, en mayor o menor proporción. De esta forma, algunos de los tramos con mayor proporción de niveles areniscosos han sido diferenciados como término 402. Al igual que los niveles de rocas carbonatadas (calizas micríticas y margas) que aparecen interestratificados en la serie a diversas alturas, y que se han cartografiado con el término 396.

Es necesario resaltar la aparición de ocasionales niveles conglomeráticos que, por su estructuración interna y sus contactos netos, tanto en el techo como en el muro de la capa, recuerdan a los formados por "debris flow" (MIDDLETON, 1976).

Por asociación con las macrosecuencias definidas por PUJALTE, *et al.* (1988) se atribuye a estos materiales una edad Ypresiense, aunque no se descarta la existencia de materiales thanetienses en la base del "flysch".

2.11.2.3.3. Calizas micríticas (399). Niveles brechoides intercalados (400). Margocalizas (401)

Localmente intercaladas en el "flysch", pueden encontrarse, niveles poco potentes de calizas micríticas, que originan series continuas de energía decreciente. Cuando estas intercalaciones presentan entidad cartográfica se han diferenciado con el término (399). En el área de Ermua (cuadrante de Eibar, 63-III) se han cartografiado pequeños lentejones de caliza micrítica, con una potencia generalmente inferior a los 20 metros. Petrográficamente, se trata, en la mayoría de los casos, de biomicritas (pelágicas) y calizas arenosas de grano fino a muy fino.

Al sur de la autopista (en el extremo suroeste del cuadrante de Eibar, 63-III) se han observado, igualmente, unos microconglomerados de cantos blandos (400), constituidos por fragmentos de caliza arenosa y lutita.

Se ha diferenciado también en la cartografía una serie de niveles de margocalizas blancas (401). Estos afloramientos se sitúan geográficamente

al norte del caserío Cortaguren (cuadrante de Durango, 62-IV), y presentan potencia y continuidad lateral muy reducida.

2.11.2.3.4. Areniscas y lutitas (402)

A techo y como cambio lateral de facies con el término 398 aparece, principalmente en el flanco suroeste del Sinclinorio, un flysch arenoso constituido por un monótono conjunto definido como alternancia de areniscas y lutitas, organizadas en bancos decimétricos, que en bastantes casos pueden llegar a un metro.

Las areniscas son de grano grueso, localmente microconglomeráticas, en bancos decimétricos - métricos, que aunque muestran aspecto masivo, ocasionalmente se aprecia granoselección, laminación paralela, laminación cruzada y "convolute", y que pasan a bancos limolíticos y argilitas laminadas. Contienen numerosos cantos blandos y muestran estructuras de deformación hidroplástica. Localmente puede existir un predominio neto de los niveles lutíticos, sin que ello suponga una variación importante en el carácter general de la serie.

Los microfósiles encontrados son bentónicos alóctonos resedimentados, de edades tan diferentes como Albiense superior - Cenomaniense y Paleoceno.

Esta sucesión está fuertemente meteorizada presentando un típico color amarillento. Se desconoce la potencia total, ya que hacia el sur se encuentra cortado por la falla de Durango. No obstante, se estima que al menos es de unos 1.500 metros, incluyéndose en esta cifra el espesor de otros materiales que se encuentran intercalados en este término.

2.11.2.3.5. Areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados. Areniscas del Oiz (403). Calizas arenosas de grano medio a grueso (404)

Tanto en el cuadrante de Galdakao (62-III) como en el de Durango (62-IV), los cuerpos microconglomeráticos que localmente se intercalan en el término anterior (402) adquieren entidad cartográfica, por lo que se han diferenciado con el término (403). Estos materiales, que en el cuadrante de Galdakao aparecen al norte de la falla de Durango, y presentan potencias máximas de sólo 20 metros (su potencia ha sido exagerada en la cartografía), aumentan considerablemente su importancia hacia el este, constituyendo, en el cuadrante de Durango, la formación que origina el resalte topográfico del monte Oiz.

Se trata de un conjunto litológico formado por areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados con finas intercalaciones de niveles lutíticos y/o areniscas finas. Ocasionalmente, en los niveles microconglomeráticos se pueden observar cantos de hasta dos centímetros de cuarcitas y areniscas, dentro de la matriz. Son además frecuentes los niveles de granulometría diferente, en bandas de 2 a 4 centímetros, que dan lugar a una laminación paralela. Normalmente se producen cambios laterales de microconglomerados a areniscas. Las areniscas presentan las mismas características descritas para el término (402).

La posición estratigráfica de estas facies es variable. Así por ejemplo, en el flanco sur del sinclinal del Oiz se intercalan dentro del "flysch" arenoso (402), representando sin embargo un cambio lateral del "flysch" detrítico-carbonatado en el flanco norte (398). Hacia techo se uniformizan las facies, pudiendo seguirse de una forma más o menos continua desde el flanco norte hasta el flanco sur.

En el corte de la pista que sube al monte Oiz por la ladera norte, puede observarse cómo, por encima del "flysch" detrítico-calcáreo (398), las areniscas del Oiz son en su mayoría facies turbidíticas de tipo D_2. Además, presentan fenómenos de erosión y relleno, amalgamaciones, abundantes escapes de agua y, localmente, facies tractivas de tipo B_2 (lóbulos proximales).

Todos los estudios micropaleontológicos realizados indican una resedimentación de fósiles del Albiense - Cenomaniense y del Paleoceno.

Las areniscas y microconglomerados del Oiz (403) son mayoritariamente ortocuarcitas, aunque a veces llegan a ser subarcosas. El porcentaje de cuarzo varía entre el 75 y el 95%, siendo la media del 86%. Los feldespatos pueden alcanzar el 10%. La moscovita y, a veces, la biotita están presentes en pequeñas proporciones. La matriz, arcillosa, varía entre el 5 y el 10%. En algunas ocasiones los óxidos de hierro pueden llegar al 10%.

La granulometría más frecuente es de arena de grano medio a grueso, con granos subangulosos y subredondeados. En algunas láminas estudiadas se observan granos de cuarzo milimétricos, muy redondeados, de origen

ígneo-metamórfico (texturas granuladas o en mortero). Este hecho podría indicar que parte de los aportes proceden de un área fuente paleozoica.

La potencia de las areniscas y conglomerados del Oiz es difícil de precisar puesto que no se trata de un nivel tabular y continuo, sino que sufre frecuentes cambios laterales de facies, pasando a otros tipos de litologías, generalmente más lutíticas; no obstante, puede apuntarse que la máxima potencia calculada para estos materiales alcanza los 500 metros.

Frecuentemente, este conjunto de materiales presenta intercalaciones de calizas arenosas de grano medio a grueso (404) a menudo brechoides, con cantos blandos de caliza, cantos de pizarras, cuarcitas, etc. Estos niveles de calizas arenosas contienen proporciones variables de bioclastos, cuarzo, feldespatos e intraclastos, dentro de una matriz micrítico - esparítica.

2.11.2.3.6. Margas y margas con olistolitos calizos (405)

Se trata de una formación constituida por margas, margas con olistolitos, calizas y margas arenosas, que aflora exclusivamente en el flanco sur de la estructura sinclinal del Oiz, a lo largo de una banda de unos tres kilómetros de longitud, al norte del núcleo urbano de Orobio (cuadrante de Durango, 62-IV).

Este conjunto litológico es bastante heterogéneo. Así por ejemplo, hacia el extremo oriental de su afloramiento, en la zona de Artaza-Arialdi, está constituido por margas y margocalizas organizadas en bancos centimétricos, o bien de aspecto masivo, que se disponen verticalmente o con buzamientos elevados hacia el noreste; en Arialdi presentan tonalidades rosáceas. En la carretera de subida al barrio de Artaza, poco después de pasar la ermita de San Marcos, aflora un paquete potente de lutitas calcáreas. En el corte del río Orobio es posible diferenciar que, en los afloramientos situados más al norte, la litología dominante es de margas con olistolitos calizos decimétricos, mientras que en los afloramientos meridionales se distinguen margocalizas tableadas, a veces arenosas, buzando suavemente al sur y afectadas por una esquistosidad subvertical. Hacia el noroeste, en los alrededores de Txantxagorri, afloran margocalizas y brechas margosas que incluyen cantos de calizas y microconglomerados calizos, buzando hacia el norte.

La potencia real de este término no es conocida, puesto que el contacto de techo se encuentra siempre mecanizado; sin embargo, la potencia máxima observada ronda los 350 metros.

Los estudios micropaleontológicos realizados revelan asociaciones faunísticas que abarcan desde el Maastrichtiense hasta el Ypresiense superior, lo cual hace suponer la existencia de importantes procesos de resedimentación.

A la vista de las características descritas, es claro que esta formación alberga materiales resedimentados por procesos de "slump" o similares; lo cual puede justificar, al menos en parte, la aparentemente anómala disposición de buzamientos hacia el sur que presenta esta formación, dentro de una serie mayoritariamente buzante al norte. Por otra parte, es conveniente destacar la intensa fracturación y la presencia de esquistosidad que muestran las margas con olistolitos. Todos estos aspectos pueden estar relacionados con la peculiar posición geológica que ocupa esta formación, situada entre la falla de Durango y la falla de la ermita de San Marcos, la primera de las cuales presenta en esta zona un salto importante.

2.11.2.3.7. Lutitas, areniscas, margas y calizas arenosas flyschoides (406)

Constituye una alternancia flyschoide de lutitas o lutitas calcáreas y areniscas de grano fino, en bancos de entre 5 y 20 centímetros, donde se intercalan frecuentes niveles continuos de areniscas de grano medio a grueso, margas y calizas arenosas (404). Las estructuras más características son las laminaciones paralelas y cruzadas.

Se trata de un conjunto bastante heterogéneo, en el que se agrupan litologías que no pueden ser separadas cartográficamente y que tampoco pueden incluirse en ninguno de los términos cartográficos ya descritos. En este punto, es conveniente reseñar que los materiales de edad terciaria que afloran en la hoja de Durango (62-IV) componen una sucesión de secuencias turbidíticas, con facies y características litológicas diferentes y con frecuentes cambios, tanto laterales como a techo y muro. Por esta razón, los términos cartográficos diferenciados no presentan, en muchos casos, límites claros o excesivamente netos, sino más bien, intentan agrupar de una forma objetiva, los conjuntos que presentan características litológicas y presumiblemente sedimentológicas similares. Esto hace que en algunos casos sea difícil establecer los contactos, sobre todo en unidades con litologías poco características, como ocurre con este término.

Los estudios micropaleontológicos realizados ponen de manifiesto que los microfósiles contenidos son prácticamente en su totalidad resedimentados, pues indican edades Albiense - Cenomaniense y Paleoceno.

La potencia de esta formación es variable, aunque puede estimarse un máximo de 500 metros. Hay que tener en cuenta que, lateralmente, este término pasa a las areniscas y microconglomerados del monte Oiz (403).

2.11.2.3.8. Margas y paraconglomerados en matriz margosa (407). Calizas micríticas (408). Calizas micríticas arenosas, localmente brechoides (409). Calizas arenosas, calizas brechoides con cantos poligénicos y margas (410).

A continuación se describe un conjunto de litologías claramente diferentes entre sí, pero aparentemente relacionadas. Sus afloramientos se sitúan siguiendo una franja de dirección este-oeste, al norte de Garay y al norte de la falla de Durango, en el cuadrante del mismo nombre (62-IV), directamente en contacto con la misma.

El primero de estos términos (407), está formado por margas de aspecto astilloso y paraconglomerados de matriz margosa, con cantos de caliza micrítica desde centimétricos a decimétricos. En algunos afloramientos, situados en las proximidades de Oca, han podido verse algunos cantos decimétricos de calizas urgonianas organógenas que implican, o bien áreas fuente con calizas urgonianas, o bien, áreas fuente con cantos de calizas urgonianas. El origen de estos paraconglomerados no está muy claro, pero podría tratarse de depósitos producidos por fenómenos de "debris-flow".

Es importante señalar, que los paraconglomerados (407) afloran exclusivamente en una estrecha franja que jalona la traza cartográfica de la falla de Durango. Este hecho viene a corroborar la hipótesis según la cual, la falla de Durango pudiera existir como un accidente sinsedimentario durante la deposición de los materiales que actualmente afloran a uno y otro lado de su traza cartográfica. Igualmente esta hipótesis se ve reforzada por la presencia de margas con olistolitos (405), cuyos afloramientos se restringen también a las proximidades de la traza de esta falla.

Las calizas micríticas (408) son de color gris y grano muy fino. Afloran al norte de Garay constituyendo un pequeño promontorio que, aunque las condiciones de afloramiento no lo permiten comprobar, podría tratarse de un gran olistolito.

El término de calizas micríticas arenosas, localmente brechoides (409) constituye un cambio lateral de las facies descritas anteriormente como término (407). Las calizas parecen finamente bandeadas, con bandas que oscilan entre varios milímetros y 1 ó 2 centímetros. Son debidas a aportes arenosos, y a veces presentan brechas calcáreas a pequeña escala, que recuerdan a las calizas arenosas y brechoides con cantos poligénicos (410). Aparecen estratificadas en bancos decimétricos a métricos. El tamaño de los cantos también varía entre centimétricos a decimétricos. Frecuentemente la matriz es algo más margosa que los cantos. Localmente, aparecen como calizas micríticas brechoides, de aspecto jaspeado, debido a la diferencia de coloración entre los cantos y la matriz; ya que, en algunos casos, los cantos son grises y la matriz rosada, y en otros ocurre lo contrario.

La potencia real de esta facies es difícil de estimar, debido a que se encuentran cortadas por la falla de Durango. No obstante, se observa una potencia máxima de unos 300 metros. El contacto de muro es concordante, descansando las margas y paraconglomerados, sobre el término de lutitas, areniscas, margas y calizas arenosas flyschoides (406).

Por último, el término definido como calizas arenosas, calizas brechoides con cantos poligénicos y margas (410) aflora en el núcleo de una estructura sinclinal cuyo cierre periclinal puede seguirse perfectamente en la cartografía (Durango, 62-IV). Estos materiales presentan frecuentes inflexiones, repliegues y pequeñas fallas; observándose también una esquistosidad de plano axial, que es más evidente en los niveles margosos y, cuya orientación característica es N130°E, buzando 85° hacia el noreste.

La serie comienza con calizas arenosas, margocalizas arenosas y margas, todas ellas tableadas, en bancos de 5 a 20 centímetros. Hacia techo van pasando a calizas arenosas de grano más grueso, y en bancos más potentes (0,5 metros aproximadamente). Son frecuentes los paquetes de calizas brechoides con cantos de cuarcita, pizarras negras, margas, cantos blandos de calizas micríticas y nummulites, en una matriz calizo-arenosa grosera. El tamaño de los cantos puede llegar a 3 milímetros para los de cuarcita, y entre 2-3 milímetros para el resto. En algunos afloramientos, concretamente los situados al norte de la ermita de Santa

Catalina, se observa una alternancia de brechas calcáreas y niveles calizos algo arenosos y micríticos.

La mayoría de las muestras estudiadas corresponden a biomicritas arenosas o limolíticas.

La asociación micropaleontológica más destacable está compuesta por: *Globorotalia aff. caucasica*, *Globigerina soldadoensis*, *Globigerina linaperta*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia gr. formosa*, *Clavulinoides aspera*, *Cytherella sp.*, *Astacolus sp.*, *Lenticulina sp.* y *Anomalina sp.*, que permite datar el término como Ypresiense superior.

La potencia del término es de unos 200 metros aproximadamente.

En el cuadrante de Galdakao (62-III), el término más moderno de la serie (410) está constituido por una brecha carbonatada poligénica de potencia decamétrica y extensión lateral limitada, compuesta por paquetes de "flysch" carbonatado y niveles de brechas poligénicas, posiblemente olistostrómicas. En este caso, la presencia de nummulites indica una edad al menos Eoceno medio. Aflora en la subida al alto de Autzagane, entre contactos mecánicos con la serie eocena y las rocas volcánicas cenomanienses.

2.11.2.3.9. Areniscas, microconglomerados y lutitas (411). Margas, micritas, calcarenitas y areniscas calcáreas (412). Calizas micríticas, margas, calcarenitas y areniscas calcáreas con nummulites (413)

Estos materiales afloran, al igual que los anteriormente descritos, en el núcleo del Sinclinorio vizcaíno, a techo del término general del "flysch" terciario (398); sin embargo, sólo se describen en el sector de Punta Galea (cuadrantes de Getxo, 37-IV, y Zierbena, 37-III).

El primero de estos términos (411) consiste en una secuencia compuesta por areniscas amarillas en estratos potentes y delgadas intercalaciones de margas finamente laminadas. En corte fresco el color real de las areniscas es gris, pero, por efecto de la oxidación de los minerales que contienen, muestran en los afloramientos un color amarillo que las hace fácilmente diferenciables. Los estratos presentan contactos netos, erosivos, en el muro y pasan gradualmente, hacia techo, a las margas suprayacentes. Se trata de turbiditas clásicas (BOUMA, 1962) en las que una parte importante de los componentes es de tipo carbonatado. Con frecuencia, en la base de cada capa, dentro del nivel "a" de la secuencia de Bouma, aparece fauna de plataforma, así como marcas de corriente de tipo "flute cast" y "groove cast", y estructuras de carga en el muro. Resulta fácil, además, encontrar ichnofósiles (*Palaeodyction*, *Zoophycus*, *Helminthoida*, etc.) que, con ciertas reservas, se pueden utilizar como índices batimétricos (CRIMES, 1973). También se encuentran estructuras que evidencian la movilidad del sedimento durante la deposición: estructuras "dish" o pilares de arena, así como fenómenos de cementación carbonatada diferencial durante la diagénesis (KNOX, 1976).

Según WALKER y MUTTI (1973), facies de este tipo son propias de depósitos de conos submarinos profundos ("deep-water fan deposits"), más concretamente de la parte media de estos conos.

El siguiente término, descrito como margas, micritas, calcarenitas y areniscas calcáreas (412), está constituido por una serie alternante de margas y areniscas calcáreas con predominio de las litologías de grano más fino. Interestratificados, se observan además algunos niveles más carbonatados.

El último tramo, se ha definido como calizas micríticas, margas, calcarenitas y areniscas calcáreas con nummulites (413), y comprende las rocas que afloran desde la punta de Azkorri hasta la punta de La Galea (cuadrantes de Zierbena, 37-III, y Getxo, 37-IV), a lo largo de las playas de Gorrondatxe, Albiribiltxe, del saneamiento y Paluena. Es precisamente en la punta de La Galea en donde se aprecia la zona axial del Sinclinorio de Bizkaia.

La organización de este término es la de un "flysch" margo-calcáreo, en la que resalta por su singularidad la esporádica aparición de una secuencia compuesta por una capa, en algunos casos de "slumping" y en otros olistostrómica, que pasa gradualmente a una caliza micrítica. La frecuencia de aparición de esta secuencia y su potencia aumentan, salvo excepciones, hacia el eje del Sinclinorio.

En los estratos areniscosos de este término (413) se pueden observar, al igual que en los dos anteriores, una gran cantidad de estructuras sedimentarias, tanto internas como externas. En las areniscas más gruesas y, sobre todo, en aquellas que descansan directamente encima de "slumpings" u olistolitos, es frecuente encontrar la secuencia de

Bouma completa, estando el intervalo "a" (microconglomerático gradado) compuesto fundamentalmente por fauna bentónica de plataforma. Además de estas estructuras internas, se pueden ver también, en algunos casos, marcas de corriente en el muro de los estratos, así como fragmentos carbonosos de plantas.

La edad de los materiales es Eoceno (parte final del Cuisiense y gran parte del Luteciense). La serie suma una potencia de aproximadamente 1.600 metros.

2.11.3. Terciario de la unidad de Gorbea

Dentro de la unidad de Gorbea, los materiales terciarios afloran a lo largo de una estructura conocida con el nombre de sinclinal de Miranda - Treviño - Urbasa. Esta estructura presenta la geometría de una sinforma muy laxa, cuyo eje se sigue desde el sector suroccidental de la Comunidad Autónoma, con una dirección aproximada N110° E, hasta la zona de Urbasa (en el sector suroriental), hacia donde el eje de la estructura va adquiriendo progresivamente una dirección próxima a N70° E.

En esta zona, la serie terciaria se puede dividir en dos tramos:

El primero correspondería a un terciario marino o preorogénico, que abarca el Paleoceno y el Eoceno inferior y medio, constituido por sucesiones, en general poco potentes, de materiales carbonatados y terrígenos. Estos materiales son depositados en una plataforma carbonatada con escaso influjo terrígeno (sucesión calizo-dolomítica) durante el Dano-Montiense, pasando a ser algo margosos hacia el Thanetiense inferior, y aumentando su contenido terrígeno a partir del Paleoceno medio (Thanetiense superior), para retomar una sedimentación calcárea con episodios brechoides, y con cierta contaminación arenosa, hacia la parte final (Eoceno medio).

La serie continental comprende materiales depositados durante los intervalos sin y postorogénico (Oligoceno y Mioceno) del ciclo Alpino. En conjunto, presentan un espesor muy superior al de la serie preorogénica; así, en el flanco sur del sinclinal, alcanza más de 3.400 metros, reduciéndose la potencia en el flanco norte a sólo 1.160 metros. Esta asimetría en los espesores se explica, según RIBA (1976), como el resultado de una tectónica activa, cuya consecuencia es la discordancia progresiva que se ilustra en la figura 3.84 del capítulo de Sedimentología. Litológicamente, la sucesión está constituida por conglomerados calcosilíceos y areniscas calcareníticas gruesas, que pasan lateral y verticalmente a series detríticas finas, limolíticas o margosas, de colores blancos, rojos y verdes.

2.11.3.1. Terciario marino. Paleoceno - Eoceno

El conjunto de términos paleocenos y eocenos abarca aproximadamente un lapso de edad aproximado Daniense - Luteciense.

La serie paleocena marca con un resalte topográfico la periferia del sinclinal, especialmente en el sector este (montes de Izkiz, 138-IV, montes de Iturrieta, 139-I, y altos de Entzia, 139-II), donde la variedad litológica es mayor. Hacia el oeste, en el sector de Valdegovía, el terciario marino únicamente incluye el Paleoceno, que se apoya se forma concordante sobre el Maastrichtiense, en una franja que se extiende desde el noroeste de Tobillas (en el cuadrante de Lerón, 110-II y IV), hasta el convento de Angosto (en el cuadrante de Valdegovía, 111-I y III), donde desaparece erosionado por los materiales continentales del Mioceno.

2.11.3.1.1. Daniense - Montiense

En el tramo Daniense - Montiense, el Paleoceno es mayoritariamente calizo - dolomítico, presentando hacia techo un aumento en el componente terrígeno. Según SUBIJANA (1986), algunos tramos danienses son oolíticos, bioclásticos (con foraminíferos, placas de equinodermos, moluscos y algas rojas) y ocasionalmente están recristalizados. El paso hacia el Montiense tiene lugar de forma gradual, predominando los niveles dolomicríticos de grano muy fino con presencia de "pellets" y arena fina de cuarzo.

En Ullibarri - Okina, RAMÍREZ DEL POZO (hoja MAGNA 138), determina para los materiales danomontienses los siguientes microfósiles: *Globigerinelloides daubjergensis*, *Globorotalia cf. compresa*, *Rotalia trochidiformis*, *Planorbulina antiqua*, *Discocyclina seunesi*, *Gyroidina cf. girordana*, *Cibicides cf. lobatulus*, *Cibicides cf. ekblomi*, *Neocyprideis cf. murciensis*, *Bairdia sp.*, *Nonion sp.*, *Quinqueloculina sp*, y *Lithothamnium sp.*

La potencia del tramo Dano-Montiense oscila en conjunto entre los 125 y 150 metros, en el flanco norte del sinclinal, con un máximo de 200 metros en Santa Elena y mínimos, como el de Santa Teodosia, de

pocas decenas de metros (ambos en el cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I). Este adelgazamiento es debido a la actuación del sistema de fallas sinsedimentarias de Sabando-Contrasta.

Unos cortes-tipo interesantes de estos materiales pueden realizarse al sur y oeste de Okina, o en la pista de Berrozi a la cima del monte Kapildui (cuadrante del mismo nombre, 138-II).

2.11.3.1.1.1. Calizas, calizas dolomíticas y margas (414)

Sobre los últimos niveles de areniscas calcáreas y limolitas de edad Maastrichtiense (353), y marcando el tránsito Maastrichtiense - Daniense se dispone un paquete definido como calizas, calizas dolomíticas masivas y margas (414). Sus afloramientos originan unos pequeños y característicos escarpes.

En el flanco norte del sinclinal, este conjunto está formado por varios estratos de potencia decimétrica a métrica de calizas blancas que intercalan niveles más o menos potentes de margas. Estas calizas, muy blancas, se caracterizan por presentar una recristalización muy generalizada. En algunos casos pueden estar dolomitizadas. El conjunto presenta una gran variabilidad en cuanto a la ordenación de los estratos. Mientras que, en algunos puntos, el término está formado fundamentalmente por margas con unos pocos niveles centimétricos a decimétricos de caliza intercalados; en otras zonas, está constituido por numerosos estratos decimétricos a métricos de caliza con finas intercalaciones margosas.

La potencia es variable, la máxima se estima cercana a los 40 metros, al norte de Berrozi (cuadrante de monte Kapildui, 138-II), mientras que hacia el este la potencia varía entre los 10 y 20 metros.

En el flanco sur, este término aflora en una banda de unos 10 a 15 metros de potencia, al norte y sur de Atauri (cuadrante de Maeztu, 139-III). En el extremo norte de la banda meridional (labores en "Asfaltos de Maeztu") existen pequeños afloramientos que muestran una litología de calizas granudas recristalizadas.

2.11.3.1.1.2. Dolomías, doloarenitas y calizas algales, masivas (415)

Aflora en ambos flancos del sinclinal de Miranda-Treviño, adoptando principalmente la forma de un fuerte escarpe ("calizas y dolomías de Markiniz") en el que la litología mayoritaria (o exclusiva) son las dolomías.

Constituyen un nivel-guía resaltante, de 20-30 metros de potencia, compuesto por calizas y dolomías, de colores rosados o cremas, masivas o con mega estratificación cruzada, compactas, recristalizadas y oquerosas. Litológicamente son micritas o calcarenitas oolíticas en diversos estadios de sustitución dolomítica. La estructura observada es la de un complejo arrecifal donde son frecuentes los montículos coralgales, con sus facies de flanco monticular (con mega-estratificación cruzada en "sets" métricos) y áreas de "shoal" calcarenítico de alta energía (Arluzea, Montes de Izkiz, 138-IV). La alteración puede llegar a ser tan intensa que haga desaparecer por completo el resalte, como ocurre en Sabando, al sur del cuadrante de montes de Iturrieta (139-I).

En ocasiones las dolomías recristalizadas presentan una estratificación paralela poco neta en bancos decimétricos a métricos. Afloramientos de este tipo pueden encontrarse localmente sobre la ermita de San Víctor (cuadrante de montes de Iturrieta, 139-I), representando quizás pequeños cuerpos arrecifales. La potencia en este punto es difícil de calcular, oscilando entre unos 30 y 45 metros.

En el sector central de la estructura sinclinal, al sur del límite entre la Comunidad Autónoma y el Condado de Treviño, este término se apoya mediante un contacto paraconforme sobre materiales referibles al Maastrichtiense y, en ocasiones, al Campaniense arenoso. Sin embargo, en el borde noroeste del diapiro de Peñacerrada (cuadrante de Labastida, 170-I y III) se apoya sobre términos más antiguos (hasta de edad Coniaciense) mediante una discordancia angular claramente visible en la cartografía. La litología más característica, en el sector central, consiste en dolomías, doloarenitas blancas y calizas dolomíticas de grano fino (calizas micríticas y dolomicritas), que eventualmente intercalan niveles de calizas algales (estromatolitos). El episodio de doloarenitas basal es muy característico en el sector de Faido (Montes de Izkiz, 138-IV). Consta de un potente banco de dolomías (doloesparitas) blanquecinas de aspecto granuloso y estructura ruiniforme por la erosión; en el que se excavaron multitud de cuevas-vivienda en tiempos medievales. Hacia techo la serie se hace más arenosa, dominando las litologías de dolomías y calizas arenosas, niveles de calcarenitas e incluso algunos niveles de margas y areniscas, que no

han podido ser diferenciados en cartografía. El conjunto presenta unas coloraciones blanquecinas, beiges y rosadas, y una estratificación plano-paralela muy regular, en bancos que por lo general no exceden de un metro. La potencia es muy variable, situándose un máximo de unos 130 metros en el cuadrante de Treviño (138-III), que se reducen hacia el este (hasta los 20-30 metros) y hacia el oeste (70 metros). Estos materiales abarcan, en este sector, todo el intervalo Daniense - Montiense.

En el extremo occidental del sinclinal (cuadrantes de Valdegovía, 111-I y III, y Lerón, 110-II y IV), este término está constituido por un nivel, cuyo espesor oscila entre 20 y 32 metros de potencia máxima, de dolomías y doloarenitas blancas, sacaroideas, que intercalan bancos decimétricos de calizas dolomíticas y dolomías laminadas (estromatolitos, laminaciones algales...). En superficie presentan generalmente un aspecto margoso alterado y erosión "ruiniforme" típica de las dolomías. Los mejores puntos de observación se encuentran: en la localidad de Tobillas (la ermita está construida sobre este paquete), entre Corro y Pinedo, y en la Peña de la Horca, al norte de Valdegovía.

En el cuadrante de Espejo (137-I y III), constituye el primer crestón observable a la entrada del desfiladero de Sobrón, presentando además una buena continuidad lateral. Está constituido por dolomías y calizas dolomíticas blanquecinas, bien estratificadas. En ocasiones puede aparecer en la base una brecha con cantos de calizas blancas y cemento dolomítico,. En la pista de Bachicabo, el nivel intercala margas dolomíticas y dolomías arenosas. La potencia de este término oscila entre 60 metros (desfiladero de Sobrón) y 45 metros (pista de Bachicabo), abarcando un amplio rango de edad, ya que comprende la parte alta del Maastrichtiense y todo el Paleoceno.

2.11.3.1.1.3. Dolomías calcáreas y margodolomías. Niveles de caliza (416). Dolomías margosas y margas dolomíticas (417). Calizas bioclásticas (418)

Sobre el término anterior (415), y completando el resto del lapso Dano-Montiense, suele situarse en la periferia del sinclinal un nivel blando, erosionable, de carácter calizo o dolomítico, pero con apreciable componente arcilloso fino. Se trata de dolomías calcáreas o calizas dolomíticas grises a blancas, micríticas o calcareníticas (a veces oolíticas), margosas, generalmente recristalizadas y alteradas (a veces sacaroideas en superficie), estratificadas en bancos decimétricos a métricos (40-150 centímetros) muy poco definidos. Estos bancos se encuentran separados por niveles métricos de margodolomías y margocalizas muy alteradas, que sólo afloran en lechos de arroyos o en pendientes muy pronunciadas, donde la capa de suelo ha sido arrastrada o se ha deslizado. Hacia techo, en ocasiones, se hace evidente la presencia de una banda caliza estratificada pre-Thanetiense.

Los afloramientos-tipo se sitúan en el puerto de Gereñu, entre Alegría-Dulantzi y las instalaciones de Echasa (Laminoria), en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I); al norte de Markiniz (camino a la ermita de Beolarra), y al noreste y este de Arluzea, éste último con evidente carácter margoso (Peña Roja - San Justi), en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV).

El término (416) puede alcanzar los 200 metros de potencia máxima en el cuadrante de Monte Kapildui (138-II), mientras que hacia el este se reduce hasta desaparecer en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I). En el flanco sur del sinclinal oscila entre 45-65 metros (Montes de Izkiz, 138-IV).

El alto grado de alteración que presenta este término dificulta la distinción, dentro del mismo, de tramos margosos y calizo - dolomíticos. No obstante, en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV) se ha observado cómo el tránsito vertical entre el término dolomítico inferior (415) y el tramo calizo-dolomítico con componente margoso (416) está representado por unas dolomías margosas y margas dolomíticas (417), de 3 a 4 metros de potencia, presentes tan sólo en el área de Markiniz. Las características de la roca hacen que se encuentre muy recubierta. Este término margoso también aparece intercalado en la serie dolomítica dano-montiense.

También al sur de Markiniz, dentro del paquete dolocalcáreo (416), se localiza un afloramiento irregular de calizas bioclásticas (418), de color gris o blanco, a veces calcareníticas y con fauna diversa. La potencia es difícil de determinar, aunque no parece exceder de unos pocos metros.

2.11.3.1.1.4. Dolomías y calizas estratificadas (419)

En el extremo oriental del sinclinal, la serie paleocena comienza con un término indiferenciado constituido por calizas micríticas en bancos

decimétricos a métricos, a veces recristalizadas, con intercalaciones esporádicas de dolomías calcáreas de textura porosa y sacaroide, que presentan oquedades milimétricas irregulares rellenas de calcita. La textura es de "wackestone - packstone" o "bindstone" algal, compacta, densa y uniforme. Localmente se encuentran recristalizadas a esparita de grano milimétrico.

Estos materiales se sitúan en dos bandas calcáreas, la primera, de 15-20 metros, a muro, y la segunda, de unos 40-50 metros de potencia, a techo de la barra dolomítica descrita anteriormente (415).

Los contactos entre este término y la barra dolomítica (415) son generalmente indefinidos debido a la horizontalidad de la serie y a lo irregular del proceso de dolomitización. En exposiciones excepcionales (pico San Román, cuadrante de Asparrena, 113-IV) pueden trazarse contactos estratigráficos normales entre ambas litologías. No obstante, es posible que exista una ligera discordancia (quizá erosiva) entre Maastrichtiense y Daniense, como apunta la presencia de brechas calcáreas y niveles con aspecto canaliforme, en áreas cercanas (corte de Opakua, en el cuadrante de Sierra de Entzia, 139-II).

Hacia el oeste, la banda calcárea inferior desaparece; sin embargo, el tramo superior se continúa en los cuadrantes contiguos (Montes de Iturrieta, 139-I, Monte Kapildui, 138-II), donde aparece como un tramo duro, en paso lateral y a techo del término (416) de carácter margoso. En este sector, las dolomías y calizas estratificadas se muestran muy alteradas, pudiendo describirse, en esta zona, como dolomías descalcificadas o calizas micríticas, generalmente azoicas y de colores muy claros. Localmente constituyen una falsa alternancia de bancos centi-decimétricos.

En el cuadrante de Maeztu afloran sólo localmente en la vertiente sur del alto de San Cristóbal.

2.11.3.1.1.5. Esparitas arenosas rojizas (420)

En el extremo sur de los afloramientos paleocenos del cuadrante de Maeztu (139-III), en el pico Muela, la serie muestra un carácter diferente. por lo que se ha diferenciado un término de esparitas arenosas, equivalente lateral del término (416), totalmente recristalizadas y sin características destacables, que presenta unos 20 metros de potencia.

2.11.3.1.1.6. Conglomerados silíceos, areniscas conglomeráticas y calcarenitas (421)

En la sierra de Portilla, al sur del cuadrante de Treviño (138-III), se reconoce un conjunto muy heterogéneo y de una gran variabilidad lateral, intercalado en el término dolomítico (415). Este término, en la zona oeste, se reconoce como un nivel de potencia métrica (3 a 4 metros), constituido por paraconglomerados de cantos silíceos centimétricos, que se dispone, con contactos netos, a techo de los primeros niveles calizos del tramo Daniense. Por encima de estos conglomerados se sitúa una barra decimétrica de calcarenitas con contaminación de cantos silíceos.

El tamaño de grano de los conglomerados decrece lateralmente hacia el este. De esta forma, en la parte central de la sierra de Portilla llega a reconocerse como su equivalente un paquete de potencia métrica (3-4 metros)constituido por areniscas y areniscas conglomeráticas. Igualmente, a techo se disponen barras calcareníticas de potencia decimétrica con contaminación de cantos silíceos.

Finalmente, ya en los afloramientos situados más al este, se pierden los contactos que definen el término a techo y muro, quedando los numerosos y discontinuos niveles centimétricos de microconglomerados silíceos intercalados en los tramos de calizas y dolomías (415).

2.11.3.1.1.7. Margas grises (422). Niveles de dolomías blancas (423)

En el sector de Valdegovía, el Daniense está constituido por un tramo "blando" de margas grises y beiges (422), con intercalaciones, generalmente inferiores a 2 metros de potencia de dolomías blancas (423). Los mejores puntos de observación se encuentran entre las localidades de Corro y Pinedo (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III).

A techo de estos materiales aflora un tramo dolomítico (415) de edad Montiense.

2.11.3.1.1.8. Alternancia de margas arenosas y calizas dolomíticas blancas (424). Niveles métricos de dolomías y calizas algales (425)

Entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada (cuadrante de Labastida, 170-I y III), la serie aumenta considerablemente de potencia (surco inter-

intumescencias); en esta situación aflora un término constituido por una alternancia de margas arenosas de tonos claros, limos beiges y calizas dolomíticas blancas (424) que se sitúa a techo del tramo dolomítico (descrito anteriormente como término 415). Este tramo incluye regularmente niveles de dolomías y calizas blancas, con laminaciones algales (425), de potencia inferior a 10 metros. En esta zona la serie danomontiense (415+424+425) muestra potencias entre 250 y 300 metros.

Hacia el este, en la sierra de Portilla (cuadrante de Treviño, 138-III), este término va disminuyendo de potencia (que se estima cercana a los 100 metros), además de hacerse más frecuentes los niveles de calizas dolomíticas, sobre todo en los tramos basales donde el término está formado por calizas y calizas dolomíticas en bancos de potencia métrica. Hacia techo el conjunto va ganando en contenido terrígeno hasta culminar en ocasiones con margas y areniscas.

Al oeste del diapiro de Ocio, este término aparece interestratificado con el término principal (415).

2.11.3.1.2. Thanetiense inferior - medio

La serie correspondiente al Thanetiense inferior y medio, en el sector oriental, está compuesta por un conjunto calcáreo que origina un resalte o "cejo". Este paquete se estructura, como consecuencia de su origen arrecifal (monticular) y paraarrecifal, en diversas lito y biofacies que se interdigitan, a veces con geometrías complejas y sucesiones variables según las zonas.

La potencia total del Thanetiense calcáreo es, aproximadamente, de unos 170-250 metros en el flanco norte (reduciéndose hacia el este) y de 80-130 metros en el flanco sur. En algunas áreas, como Bitigarra, noreste de Erroeta y Peñalascinco (Maeztu, 139-III), la geometría de los contactos observados sugiere relaciones discordantes por "onlap" hacia el noreste entre Thanetiense y Danomontiense.

En la hoja MAGNA de Lapuebla de Arganzón se citan, para la zona de Arluzea (cuadrante de Montes de Izkiz, 138-IV), secciones de *Fallotella alavensis*, *Glomalveolina primaeva*, *Cuvillierina eocenica*, *Asterodiscus taramellii*, *Discocyclina seunesi*, *Planorbulina antiqua*, *Anomalina cf. grosserugosa*, *Lithothamnium sp.* y *Quinqueloculina sp.*

Los cortes más representativos son los de Leorza, noreste de Atauri y barranco de Corres, en el cuadrante de Maeztu (139-III); y vertiente sureste del puerto de Azazeta, norte de Sabando y alrededores de Laminoria, en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I).

Para este intervalo de edad se han diferenciado las siguientes litologías:

2.11.3.1.2.1. Calcarenitas bioclásticas algales, localmente laminadas o pseudobrechoides (427)

Se trata de una facies general que localmente puede constituir la totalidad de la serie Thanetiense inferior-medio, aunque también actúa como facies de tránsito entre las dolomías o calizas grises estratificadas danomontienses (416 y 419), y las calizas masivas o estratificadas del Thanetiense medio (428).

Son calcarenitas bioclásticas de color crema claro o marrón, y tamaño de grano más bien grueso, compuestas por fragmentos de rodolitos o concreciones algales. Presentan fenómenos de "diagénesis diferencial" que origina falsas alternancias y laminaciones paralelas discontinuas, cuando en realidad no hay intercalaciones margosas. Sólo en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II) se describen esporádicas intercalaciones centimétricas de margas, en la vertiente norte del alto del Mojón, o lumaquelas de lamelibranquios. En algunos niveles la laminación ondulada les confiere un aspecto noduloso e incluso pseudobrechoide. Las microfacies muestran rasgos de "bindstone" algal.

Localmente, sur de Urarte (cuadrante de Montes de Izkiz, 138-IV), las calcarenitas aparecen en bancos métricos masivos con aspecto dolomítico y muy fracturadas. En otros casos (norte de Arluzea, en el cuadrante citado) originan un farallón rocoso totalmente masivo, que constituye un afloramiento excepcional, de potencia decamétrica (20 a 40 metros); o bien se muestran como calcarenitas de grano variable, arenosas, mal afloradas, pseudonodulosas y pseudobrechoides por diagénesis o tectonización diferencial (ángulo noroeste del cuadrante de Maeztu, 139-III).

En las calcarenitas se distinguen numerosas algas rodofíceas (entre las que destacan *Lithothamnium sp.* y *Archaeolithothamnium sp.*), *Planorbulina*

antiqua, Operculina pseudoheberti, Discocyclina seunesi, así como algunos valvulínidos de gran tamaño y *Rotalia cf. trochidiformis*.

2.11.3.1.2.2. Calizas coralgales y calcarenitas de rodolitos (428)

Este término es más masivo que el anterior y de colores más claros. Está formado por calizas (micritas o esparitas) blancas, estratificadas en bancos métricos o masivas, representantes de los biohermos algales masivos; y por calcarenitas de rodolitos, de color crema claro, que incluyen pequeños niveles lito y bioclásticos de tamaño rudita. Esta distribución corresponde a "bindstones" coralgales (facies nuclear de montículos de bajo perfil) y a biostromos de calcarenitas de flanco proximal, a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo, como se aprecia en Peñalascinco y barranco de Corres (en el cuadrante de Maeztu, 139-III), y al este de Arluzea (Montes de Izkiz, 138-IV).

Las calizas están organizadas en bancos métricos a decamétricos con estratificación paralela o en secuencias negativas de carbonato creciente, más resaltantes hacia techo (pico Muela, en el cuadrante de Maeztu). Las facies coralinas se concentran en los alrededores del diapiro de Maeztu (Birgara-Vírgala, Elortza, Peñalascinco, El Hayedo) o bien en los umbrales asociados a fallas sinsedimentarias (Santa Teodosia, norte y este de Erroeta, en el cuadrante de Montes de Iturrieta). La máxima concentración de edificios coralgales se alcanza al sur de la peña del Silo (sureste de Okina, en el cuadrante de Monte Kapildui, 138-II), o en Birgara-Vírgala (cuadrante de Maeztu) donde se observan alineaciones de montículos coralinos. Estos materiales incorporan mayor contenido arenoso hacia el suroeste.

Localmente, en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV), las calizas presentan aspecto pseudobrechoide y contactos de presión-disolución entre cantos centimétricos (confluencia de los arroyos La Lucía y Escarrerana con el río del Molino); estas brechas calcáreas no cartografiables se interpretan como "rudstones" de flanco monticular.

En el extremo oriental el término presenta una potencia estimada de unos 50 metros, ya que estos materiales son progresivamente laminados en discordancia angular por los conglomerados eocenos.

El contenido fósil es muy variado: corales, rodolitos e incluso estromatolitos algales, foraminíferos, fragmentos de braquiópodos, lamelibranquios, equínidos, etc.

2.11.3.1.2.3. Alternancia en bancos decimétricos - métricos de calizas algales y calcarenitas (429)

Esta alternancia representa un término comprensivo de los dos anteriores (427 y 428). Esta diferenciación genera niveles de extensión lateral variable y potencias también variables, entre los 10 y los 40-50 metros, con una potencia máxima cercana a los 100 metros en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV).

Esta litología se encuentra ampliamente representada en las pequeñas mesetas de San Justi (Montes de Izkiz, 138-IV), y en el área del alto Palogan, al oeste de Okina (Monte Kapildui, 138-II).

2.11.3.1.2.4. Alternancia de calcarenitas algales y margas arenosas (430)

Se trata de un conjunto de litología similar al término (427) pero con un notable componente margoso, tanto dentro de los estratos calcareníticos, como entre ellos, formando juntas centimétricas y niveles decimétricos e incluso métricos con carácter margocalizo (Erroitegi). El término incluye nódulos biohermales en el corte de la carretera Azazeta-Birgara (Montes de Iturrieta, 139-I). En el cuadrante de Monte Kapildui (138-II) intercalan lumaquelas de macroforaminíferos bentónicos (¿Orbitoides?) y pasadas de microconglomerado silíceo.

Se presenta en forma de intercalaciones discontinuas y diacrónicas, aunque situadas aproximadamente en el mismo nivel estratigráfico y en los alrededores de la cubeta eocena y miocena de Aletxa (Montes de Iturrieta, 139-I).

El orden de potencias es decamétrico (localmente, hasta hectométrico), siendo los cortes más significativos los de Laminoria, Azazeta y alrededores de Erroitegi (cuadrante de Montes de Iturrieta).

2.11.3.1.2.5. Calcarenitas bioclásticas blancas (431)

Se trata de un término que aparece excepcionalmente, con potencias cartografiables, en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I). Son calcarenitas bioclásticas blanquecinas, compactas (La Calzada, noreste de

Azazeta), o bien calcarenitas gruesas pulverulentas, blancas y sacaroideas. El corte tipo se encuentra en la cantera de Echasa, donde la potencia máxima supera los 8 metros. Afloramientos no cartografiables de esta facies se han detectado entre las alternancias de techo en Peñalascinco (cuadrante de Maeztu, 139-III), siempre en niveles discontinuos y con potencias inferiores al metro.

2.11.3.1.2.6. Brechas calcáreas (432)

Intercalados en los términos anteriores (427 y 428), se suelen observar algunos niveles brechoides que sólo han resultado cartografiables en el cuadrante de Sierra de Entzia, al noreste de la granja Iturrieta.

Este término está compuesto por horizontes de potencia decimétrica a métrica, con clastos calizos angulosos de origen intraformacional, en matriz calizo-arenosa. Localmente se observa la caliza agrietada, aún sin compactar, con las grietas ocupadas por pequeños clastos de la propia caliza mezclados con arena y microconglomerado silíceo.

2.11.3.1.3. Thanetiense superior

Sobre el paquete calcáreo del Thanetiense inferior y medio se sitúa una nueva serie, caracterizada por un mayor componente terrígeno, de edad Thanetiense superior (deducida por posición estratigráfica). Este conjunto constituye pues, una serie mixta con dos términos diferenciables, que localmente han sido laminados por la erosión que produce el conglomerado mioceno.

2.11.3.1.3.1. Calcarenitas, areniscas, arenas y margas (433)

Se trata de un término mixto, mal aflorado, en el que se mezclan calcarenitas arenosas rojas con macroforaminíferos, arenas y areniscas calcáreas, margas, calcarenitas compactas en bancos netos de espesor decimétrico, dolomías y niveles esparíticos rojos. Constituye un tramo muy cubierto, que cuando aflora puede hacerlo en cualquiera de las litologías citadas o en varias de ellas: calizas arenosas y arenas en La Calzada; margodolomías en Cicujano; calcarenitas estratificadas principalmente en Musitu; calizas y dolomías estratificadas en bancos métricos resaltantes en la ermita de La Peña (alrededores de Corres), etc.

La potencia oscila alrededor de los 20-30 metros. Algunos cortes interesantes pueden ser los de los alrededores de Cicujano y de Musitu, en el cuadrante de Montes de Iturrieta(139-I) o el citado anteriormente, cerca de Corres, en el cuadrante de Maeztu (139-III).

2.11.3.1.3.2. Areniscas calcáreas microconglomeráticas y arenas (434)

Se trata del término arenoso que se explota en Laminoria. En general las areniscas están muy descalcificadas, alteradas y cubiertas, tanto por arena suelta como por suelo vegetal. En afloramiento son areniscas microconglomeráticas, grises a cremas, masivas, con cemento calcáreo y escasa contaminación limolítica y arcillosa que se presenta como cantos blandos y finos niveles, o bien concentrada en el techo. Son muy frecuentes las estratificaciones planares y de surco, de ángulo variable. La potencia oscila entre 15 y 20 metros, según las transversales. Los afloramientos más interesantes se sitúan en las canteras de Birgara-Vírgala, Laminoria, Lezea, Cicujano y Arenaza, todos dentro del cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I), aunque el término también puede observarse en la pista de Berrozi al monte Kapildui (cuadrante del mismo nombre, 138-II). En la cubeta de Corres (Maeztu) son prácticamente calizas arenosas.

Según la memoria de la hoja MAGNA de Eulate (139), en algunos niveles de calcarenitas se ha clasificado la siguiente microfauna: ***Fallotella alavensis***, ***Glomalveolina laevis***, ***Glomalveolina primaeva*** y ***Asterodiscus taramellii***.

2.11.3.1.4. Thanetiense

En los sectores central y occidental no existe una diferenciación en subpisos para el Thanetiense, ya que este intervalo de tiempo está representado por un solo término general margoso y arcilloso respectivamente, en cada una de las zonas.

2.11.3.1.4.1. Margas dolomíticas blancas (435). Niveles delgados de dolomías blancas (425)

Por encima del paquete de dolomías de edad Montiense (415), en el sector de Valdegovía, aparece un nuevo tramo blando, fácilmente identificable en el terreno al formar unas franjas blancas muy características. Está constituido por margas y margas dolomíticas blancas (435), que intercalan bancos decimétricos de dolomías blancas, de los cuales, sólo los más continuos se han diferenciado en la cartografía como término (425).

Los afloramientos más accesibles de estos materiales se encuentran en la pista de El Somo (al sureste de Corro), y en el corte del cerro Ribota (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III).

Estos son los materiales más altos de la serie en esta zona, antes de la aparición de los conglomerados miocenos.

2.11.3.1.4.2. Arenas, arcillas verdes, margas y limos (436). Niveles de calizas con ostreidos (437). Conglomerados silíceos (438)

Sobre el conjunto calizo - dolomítico danomontiense (415+424) se dispone, entre la zona de Portilla (cuadrante de Treviño, 138-III) y el sector de Loza, en el borde oeste del cuadrante de Lagrán (170-II), un término muy mal aflorado, que supone en estas zonas un "blando" relativo. Este tramo de colores claros, grises y verdosos, desarrolla en el campo suelos arcillosos, así como suaves depresiones, que son aprovechadas como terrenos de cultivo.

La litología dominante consiste en arcillas verdes, muy plásticas, margas arcillosas y limos amarillentos y verdosos. Esporádicamente intercala lechos areniscosos por lo general delgados. Hacia el este y hacia el norte, en el cuadrante de Treviño, este "Thanetiense arcilloso" pasa lateralmente a una facies mucho más arenosa. Se trata de una facies de transición marino-continental, de manera que es posible atribuirle el adjetivo de "facies garumn". En el sector de Loza, esta serie mixta intercala algún nivel de calizas con ostreidos (437) y hacia techo presenta un nivel de conglomerados silíceos versicolores (438), con clastos centimétricos.

Se ha asignado una edad Thanetiense a este tramo por su posición estratigráfica.

La potencia es variable; así entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada (cuadrante de Labastida, 170-I y III) alcanza su máximo, con más de 100 metros; mientras que en el sector de Loza (170-II) y en la zona de La Mina (138-III) la potencia estimada es de 25 metros.

Los mejores puntos de observación situados en el cuadrante de Labastida (170-I y III) se hallan en la pista asfaltada que va de Peñacerrada a Loza, paralela al río Inglares; Otro corte se localiza en la pista que parte hacia el norte desde la central eléctrica de Berganzo y que, a unos 2 kilómetros, gira hacia el sur para acceder a unos terrenos de cultivo. En la zona denominada La Mina (cuadrante de Treviño, 138-III), se reconocen 2 metros de serie formada por areniscas y argilitas rojas y verdes.

2.11.3.1.5. Paleoceno indiferenciado (426)

En el borde oriental del diapiro de Peñacerrada (cuadrante de Labastida, 170-I y III) y hasta las cercanías de Faido (al norte de Loza), la serie danomontiense sufre una importante reducción de potencia. En el extremo noroeste de la hoja de Lagrán (170-II), este término, que incluye todo el Paleoceno, está constituido por una alternancia de calizas lacustres blancas, calcarenitas y margas; mientras que hacia el oeste, dominan los términos calizo dolomíticos de tonos claros. En este sector, al este de Peñacerrada, el techo de la "cresta" danomontiense suele ser un nivel de sílex (silcreta) bastante continuo, de 50 centímetros de potencia.

La microfauna más característica consiste en *Fallotella alavensis* y *Glomalveolina sp.* Entre la macrofauna son frecuentes los niveles de algas, gasterópodos, corales aislados y restos de equinodermos.

El mejor punto de observación es la pista que parte hacia el este, a la entrada de Peñacerrada (cuadrante de Labastida), donde aflora el nivel de sílex.

2.11.3.1.6. Eoceno

La serie eocena se estructura en dos secuencias deposicionales, separadas entre sí por una discordancia erosiva que elimina la parte alta del Eoceno inferior.

La secuencia basal se encuentra en continuidad vertical aparente con los materiales paleocenos. Esta serie presenta caracteres marinos en el este (cubetas de Aletxa y Corres) y lacustres en el oeste (áreas de Peñacerrada).

La segunda secuencia eocena se sitúa en discordancia sobre el Paleoceno, y consta a su vez de dos subsecuencias aparentemente discordantes entre sí. Aflora en las estribaciones septentrionales de la Sierra de Urbasa, en el sector suroriental de la Comunidad Autónoma.

2.11.3.1.6.1. Secuencia basal eocena de carácter marino (439 a 446)

La secuencia basal eocena se muestra en continuidad estratigráfica con el Thanetiense. Está formada por series algo complejas (alternantes a grandes rasgos, entre terrígenos y carbonatos) que afloran en varias cubetas independientes; como la de Aletxa, en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I) y la de Corres, en el de Maeztu (139-III); además de en la cima y vertiente sur del monte Kapildui (138-II). Estas series son laminadas hacia el este por el conglomerado mioceno.

En la cima y vertiente sur del monte Kapildui, el Eoceno inferior está representado por calizas de edad supuestamente Ilerdiense. Se trata de las típicas calcarenitas blancas y rojizas con nummulites (439), que se encuentran parcialmente cubiertas por el conglomerado oligo-mioceno. Son "grainstones" de tamaño de grano variable, organizados en bancos decimétricos separados por superficies más o menos netas. La recristalización alcanza distintos grados según las zonas. El contenido arenoso aumenta sensiblemente hacia el norte. En áreas próximas se han observado niveles con gran riqueza en nummulites y otros macroforaminíferos bentónicos, a veces en matriz rojiza. En los tramos más altos aflorantes aparecen calizas oncolíticas y/o rodolíticas con concreciones algales de tamaño centimétrico. La potencia máxima puede alcanzar unos 30-40 metros.

En la cubeta de Aletxa, cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I), la serie comienza también por el término definido como calcarenitas de foraminíferos (439), que es la facies típica de las calizas eocenas de todo el entorno. Son principalmente "grainstones" bioclásticos de tamaño de grano y componente arenoso variable, estratificados en bancos decimétricos y separados por superficies más o menos netas. Otras facies representativas son las biomicritas algales ("bindstones y floatstones") que forman, por ejemplo, el arrecife del nivel más alto en Birgara-Vírgala. Esta facies pasa lateralmente hacia el este, a la altura de Cicujano, a un término constituido por calizas, areniscas y limolitas con signos de inestabilidad (440). Se trata de calcarenitas de nummulites en vías de brechificación, atravesadas por incipientes diques neptúnicos arenosos y limolíticos, con multitud de rellenos internos y estructuras fluidales plásticas de todo tipo (son especialmente llamativos en la cantera de Lezea).

A techo del término 439 aparece una intercalación calizo-terrígena, mal aflorada, que consiste en areniscas, calizas arenosas y limolitas (441), con cierto componente microconglomerático. Este término aflora escasamente en una pista al norte de Birgara-Vírgala.

Por último, coronando esta serie, y como paso lateral hacia el noreste y suroeste del pequeño banco arrecifal (439) citado en Birgara-Vírgala, aflora una alternancia irregular de margocalizas, calizas brechoides y margas (442).

La potencia máxima que alcanzan estos materiales no supera los 50 metros, faltando parte probablemente, por erosión combinada oligo-miocena y actual.

La serie de la cubeta de Corres, cuadrante de Maeztu (139-III), comienza con un tramo de areniscas calcáreas y calcarenitas (443). Se trata de una facies mixta de tránsito entre las areniscas infrayacentes (areniscas de Laminoria) y las series superiores, más carbonatadas. Consiste en una alternancia decimétrica a métrica, más patente en algunos casos (carretera al norte de Corres), más difusa y peor aflorada en otros (al ENE de la misma localidad), de calcarenitas de nummulites y/u otros foraminíferos, y areniscas calcáreas o calizas arenosas. A veces se observan procesos locales de dolomitización.

A continuación, se ha cartografiado una intercalación terrígena de potencia métrica y extensión lateral limitada, constituida por margas, arenas, calcarenitas y arcillas (444). Tan solo está presente en el corte de Corres.

El término principal de esta serie lo constituye una alternancia métrica regular de calcarenitas bioclásticas y areniscas calcáreas (445). Este término presenta una potencia mínima cercana a los 40 metros, aunque

es difícil de calcular al no existir la referencia del techo. Un corte tipo puede situarse en la carretera al norte de Corres, o al norte de la ermita de La Peña. Presentan la siguiente microfauna: ***Alveolina ilerdensis***, ***Alveolina leupoldi***, ***Alveolina cf. rotundata***, ***Glomalveolina lepidula***, ***Alveolina decipiens***, ***Alveolina aragonensis***, ***Alveolina corbarica***, ***Orbitoides ibericus*** y ***Quinqueloculina sp.***

En el centro de la cubeta, sobre las alternancias, y quizás en paso lateral parcial al techo de las mismas, se localizan unos exiguos afloramientos de calcarenitas arenosas y microconglomeráticas (446).

La serie eocena es aparentemente diferente al sur del barranco de Corres. En esta área, donde también faltan las areniscas thanetienses de Laminoria, aparece sólo un término basal de alternancias (445), y unos niveles de calcarenitas de foraminíferos (439), que presentan aquí las mismas características descritas para la cubeta de Aletxa.

La serie eocena de la cubeta de Corres se apoya en "onlap" hacia el norte sobre el sustrato paleoceno; a consecuencia de esto, las potencias son considerablemente mayores en el sur de la cubeta.

2.11.3.1.6.2. Secuencia basal eocena de carácter lacustre (447 a 453)

La serie lacustre eocena está presente en las áreas de Sobrón (cuadrante de Espejo, 137-I y III) y Peñacerrada (cuadrantes de Labastida y Lagrán).

En la primera de estas zonas el Eoceno está representado por un tramo de difícil observación, ya que en el corte de Bachicabo ha desaparecido, erosionado por los conglomerados miocenos, y en el corte de Sobrón aparece muy cubierto por el coluvial que genera el crestón dolomítico danomontiense (415). En los escasos afloramientos observables, aparecen margas blanquecinas e intercalaciones calizas de tonos también blanquecinos (447). En ocasiones aparecen margas arenosas. La potencia deducida para este tramo es de unos 100-150 metros como máximo.

No obstante, esta secuencia eocena aflora especialmente al norte y noreste de Peñacerrada, en los flancos del sinclinal y anticlinal de Loza, y en el cerro Moraza, al noroeste de Payueta (cuadrantes de Labastida, 170-I y III, y Lagrán, 170-II). El contacto con el Thanetiense arcilloso es paraconforme al este del diapiro de Peñacerrada, mientras que en la zona noroeste del diapiro (cerro de Moraza) la serie eocena se dispone mediante una discordancia angular muy clara. En el campo se distinguen los materiales con facilidad al constituir resaltes calizos de tonos claros, con algún episodio margoso intermedio. Las capas tienen una potencia que oscila entre 20 y 80 centímetros, y presentan muy buena continuidad lateral.

La serie suele comenzar con una alternancia de calizas lacustres blancas, muy porosas (cretas), calcarenitas, margas y arcillas versicolores, y areniscas calcáreas amarillentas (448). Las calizas tienen carácter calcarenítico, observándose localmente fauna de lamelibranquios, gasterópodos y fragmentos algales. El espesor de esta unidad es de unos 70 metros.

Hacia techo la serie se hace más carbonatada (449), encontrándose calizas y calizas dolomíticas marrones y beiges en corte fresco, típicamente blancas en superficie y calizas micríticas grises, estratificadas en bancos decimétricos a métricos, con una notable disminución de intercalaciones margosas (niveles centi-decimétricos). Estos niveles calizos presentan, localmente hacia techo (alrededores de Portilla), niveles centimétricos de brechas calcáreas intraformacionales; también se reconocen algunos niveles brechoides decimétricos en la base de este tramo, al suroeste de Tobera (cuadrante 138-III; Treviño). Esporádicamente se localizan niveles de sílex paralelos a la estratificación (450).

La parte alta del tramo está constituida por una alternancia de limos amarillentos, arenas y arcillas (451), que afloran únicamente en el núcleo del sinclinal de Loza, al quedar erosionados en el sector de Faido bajo la discordancia oligocena. El techo está constituido por calizas, dolomías y margas blanquecinas (452).

Entre la fauna son frecuentes los gasterópodos lacustres y los oogonios y restos de caráceas. Se asigna a este conjunto la edad Eoceno inferior por su posición estratigráfica.

En el sinclinal de Loza, donde se localiza la serie más completa, este tramo superior (451+452) puede alcanzar un espesor de unos 100 metros.

Los mejores cortes se encuentran en la pista que une Loza con Baroja; en la pista que va de Peñacerrada a Loza (500 metros al este de Peñacerrada), y en la pista que se toma 700 metros al norte de Peñacerrada, y que parte hacia el noreste.

En la zona de Portilla exclusivamente (cuadrante de Treviño, 138-III), a techo de la serie se reconoce un conjunto, con potencias entre 5 y

10 metros, constituido por parabrechas (453), de cantos angulosos y centimétricos de calizas eocenas, inmersas en una matriz de margas, blanquecinas en los primeros metros y que se van enrojeciendo hacia techo, llegando a convertirse en margas y argilitas rojas. El tamaño de grano es decreciente. Algunos autores (IGME, 1978) incluyen estos niveles ya dentro de la serie oligocena, considerando que el contacto con las calizas eocenas es mecánico y se debe a un cabalgamiento de estas últimas sobre la serie argilítica oligocena. Sin embargo, en función de los datos de campo obtenidos, se puede afirmar que estos niveles de parabrechas están perfectamente en serie con las calizas eocenas, sin que exista entre ellos ninguna ruptura tectónica ni sedimentaria.

A techo del conjunto descrito se disponen unos pocos metros de margas y argilitas rojas, similares a las que componen la matriz de las parabrechas infrayacentes. Incluidos en estos materiales rojos, se reconocen también niveles centimétricos discontinuos de parabrechas. A primera vista las parabrechas pueden parecer iguales a las anteriores; sin embargo, mientras en las primeras la naturaleza de los cantos hacía presumir que se trataba de brechas monomícticas y angulosas, muy proximales, originadas a partir de las calizas eocenas infrayacentes, las más modernas presentan cantos de orígenes más variados (calcáreos y silíceos) y redondeados, presumiblemente distales. En este punto por tanto, y aunque no se observa, es donde debe situarse la discordancia basal de la serie oligocena.

2.11.3.1.6.3. Segunda secuencia eocena. Subsecuencia Luteciense (454 a 457)

La subsecuencia Luteciense aflora exclusivamente en la zona del Alto de Ataun (cuadrante de Asparrena, 113-IV), y se apoya sobre el sustrato originando superficies de exposición y/o erosión, con pátinas rojizas arcillosas o ferruginosas y niveles brechoides.

Litológicamente la subsecuencia Luteciense está compuesta por cuatro términos que se describen por orden de aparición en la columna:

Brecha calcárea en matriz margocaliza arenosa (454). Aparece localmente en la base de la secuencia, con una potencia aproximada de 20 metros, y consta de cantos calcáreos mili a decimétricos en matriz margo-calcárea. Los niveles inferiores tienen aspecto de ortobrecha intraformacional, mientras que los superiores tienden a ser parabrechas calcáreas de cantos más redondeados y homométricos, de menor tamaño y continuidad relativa.

Hacia techo de la serie, el término se transforma en una margocaliza arenosa verde o blanca y conglomerado calcáreo (455), con esporádicos niveles (hasta de 60 centímetros) de conglomerado bien cementado. La potencia oscila alrededor de los 70 metros. La margocaliza se encuentra fuertemente tectonizada y localmente alterada a arcillas rojas, que dan al paraje el nombre de Lurgorri ("tierras rojas"). Un segundo nivel de esta litología se sitúa a techo de esta misma subsecuencia, pasando gradualmente a una litología de calizas blancas, cortadas por la base de la segunda subsecuencia.

En los términos basales predominan los conglomerados calcáreos (456) homogéneos. Éstos son principalmente ortoconglomeráticos y están compuestos por cantos hasta métricos, con una grado de redondez y esfericidad variable, aunque con un aspecto general extraformacional. Este término presenta una potencia máxima aproximada de 40 metros. Entre los niveles conglomeráticos se intercalan calcarenitas que, cuando resultan cartografiables (aproximadamente 1,5 metros de potencia), constituyen el término calizas (457).

2.11.3.1.6.4. Segunda secuencia eocena. Subsecuencia Luteciense-Biarritziense (458 a 467)

Este segundo grupo de términos comienza con unas brechas calcáreas (458) de aspecto intraformacional, con cantos angulosos de caliza, en principio contemporánea con la brechificación. Los afloramientos de este término se encuentran dispersos y son de pequeña extensión. Al sureste de Azkueta (Sierra de Entzia, 139-II) se aprecia matriz margocalcárea entre los grandes lito y bioclastos que constituyen la trama. Asimismo pueden observarse estructuras circulares de aspecto biogénico, que podrían corresponder a construcciones algales o espongiformes.

En los afloramientos situados al noreste del cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), la base de la segunda subsecuencia está representada por un conglomerado calcodolomítico (459), con unos 20 metros de potencia, que es similar al conglomerado descrito en la primera subsecuencia, si bien

incorpora de forma mayoritaria cantos decimétricos de dolomías blancas danienses.

Sobre este conglomerado basal, y como paso lateral parcial del mismo, se sitúan las calizas de nummulites y rodolitos (460). Es el término más extendido de la subsecuencia y se sitúa tanto en la base como a techo de la misma, siendo los niveles intermedios equivalentes laterales de los conglomerados superiores. Se trata de calcarenitas bioclásticas, cuyos principales componentes son rodolitos algales y nummulites, en el oeste de la zona de afloramiento, mientras que éstos últimos son mayoritarios en el este. Las calizas son blancas o de color crema más o menos oscuro. Afloran con aspecto masivo, sin estratificación claramente visible. La potencia del tramo de muro se estima cercana a los 10 metros, mientras que en la zona de máximo desarrollo vertical (cuadrante de Asparrena, 113-IV) puede alcanzar los 60-70 metros.

A veces, como ocurre en el borde oeste de los afloramientos, las calizas presentan laminaciones onduladas lo que les proporciona un aspecto pseudonoduloso, con nummulites en los nódulos (más carbonatados), producidos por la erosión diferencial. En este caso se han denominado calizas nodulosas (461). La potencia estimada es generalmente inferior a 10 metros.

Discordante sobre el sustrato paleoceno o incluso eoceno, se sitúa un microconglomerado calcosilíceo (462), compuesto por clastos calizos centimétricos de granulometría decreciente hacia techo, a la vez que el componente silíceo aumenta paulatinamente su porcentaje. La matriz consiste en "packstone - grainstone" algo cementada y muy arenosa.

En la zona norte de los afloramientos, en el cuadrante de Asparrena (113-IV), la serie comienza con el término definido como conglomerado calcosilíceo con calcarenitas arenosas (463). Este término, cuando se sitúa en la base de la sucesión (con unos 20 metros de potencia) es similar al conglomerado descrito en la primera subsecuencia (456), mostrando incluso caracteres de brecha intraformacional. Por el contrario, cuando está situado a techo incorpora un fuerte componente silíceo, con clastos redondeados desde milimétricos hasta de 15 a 20 centímetros de diámetro. La matriz es de tipo margo-calcáreo, más o menos arenosa, y el cemento es calcáreo. La potencia del nivel detrítico superior es difícil de establecer, aunque se puede situar en torno a los 40 metros.

Sobre el conglomerado basal (463) y a muro del tramo más alto (460), y quizá como paso lateral parcial de ambos, afloran unas barras de calcarenitas bioclásticas (464) con abundantes pectínidos y otros lamelibranquios, también aparecen bioclastos de rodolitos algales. La potencia aproximada es de 2 a 3 metros, inferior en todo caso a los 5 metros.

En aparente paso lateral con el microconglomerado calcosilíceo (462), y/o incluido dentro del nivel superior de conglomerado calcosilíceo (463), afloran pequeñas bandas de espesor métrico de dolomías (465) y calizas (466). Estas litologías tiene una facies prácticamente idéntica a las dolomías y calizas danienses; por ello, puede existir la duda sobre si subsisten afloramientos de sustrato paleoceno puestos de relieve por la acción de fallas que levanten determinados bloques. Sin embargo, en el sector occidental del cuadrante de Sierra de Entzia (139-II) aparecen nuevamente dolomías sacaroideas y calizas grises o rosas, al parecer integradas en los conglomerados miocenos.

Hacia la parte superior de la serie eocena aparece un término detrítico definido como calcarenitas arenosas (467) en bancos decimétricos mal desarrollados. En la zona este de los afloramientos, este término aparece en dos bandas con potencias en torno a los 10 metros. Estos materiales son equivalentes laterales de las calizas bioclásticas (460) y de los niveles conglomeráticos superiores (463).

2.11.3.2. Terciario continental. Oligoceno - Mioceno

A partir del Oligoceno, como consecuencia de los fuertes movimientos de la fase Pirenaica de la Orogenia Alpina, las aguas del mar comienzan a retirarse. Se produce un confinamiento del área, iniciándose una sedimentación continental que evoluciona en el tiempo de aluvial - fluvial a lacustre.

El terciario continental del área de estudio forma parte de la Cuenca Miranda - Treviño, que constituye una cubeta sinclinal de orientación media E-O y de aproximadamente 60 kilómetros de largo por 20 de ancho. Entre los estudios dedicados a estos materiales destacan los de RIBA (1954, 1956, 1961, 1964 y 1976), la mayoría de ellos inéditos, realizados para CIEPSA con motivo de la investigación petrolífera realizada en esta zona.

La potencia total de los sedimentos continentales (depositados en condiciones subaéreas o de aguas estancadas) muestra una fuerte asimetría; con valores de 3500 metros, en el flanco suroeste y 1100 en el flanco norte. Esta fuerte asimetría se debe al desplazamiento sinsedimentario del eje de la cubeta hacia el norte, lo que generó además una discordancia progresiva espectacular en el flanco sur y otras discordancias menores.

La atribución cronológica exacta de los materiales continentales de esta cuenca, es un problema clásico debido a la escasez de fauna que permita una datación precisa. Debido a ello, se propone una diferenciación en tres conjuntos que presentan afinidad sedimentaria: Oligoceno - Mioceno inferior, Mioceno inferior-medio y Mioceno superior.

2.11.3.2.1. Oligoceno - Mioceno inferior (468 a 479)

Estos materiales se apoyan en clara discordancia sobre términos anteriores, con edades de oscilan desde el Eoceno hasta el Coniaciense (Calizas de Subijana), este último caso corresponde al punto de discordancia máxima que se localiza al norte de Barrio, en el cuadrante de Espejo (137-I y III). En este mismo cuadrante, en el sector de Bachicabo, y hacia el sur, las capas dibujan una geometría de solapamiento expansivo ("onlap").

En definitiva, se han diferenciado dos tramos relacionados vertical y lateralmente: el tramo basal es dominantemente conglomerático (468), y el superior dominantemente lutítico (469, 470, 471, 472 y 473). La secuencia conglomerática basal se atribuye a facies de núcleo y orla proximal de abanicos aluviales, mientras que la unidad superior se correspondería con facies de orla distal o muy distal.

En el cierre periclinal oriental, los depósitos oligo-miocenos rellenan cubetas estructurales situadas al pie de relieves que actuaron como áreas-fuente de clastos (Aletxa y Erroitegi, en el cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I). Este cuadro tectosedimentario origina para estos casos una distribución compleja y poco clara de los distintos términos.

Otro caso de minicuenca sedimentaria lo constituye el diapiro de Murgia, en los cuadrantes de Orduña (111-I y II) y Zuya (112-I), una vez emplazado, donde se depositan materiales groseros muy proximales, procedentes del desmantelamiento parcial de los bordes de la minicuenca, que intercalan a distintas alturas algunos niveles de arcillas rojas y rocas carbonatadas.

El conjunto está muy bien expuesto, por lo que existen numerosos cortes y puntos de observación, como son:

- la carretera del embalse de Sobrón, el comienzo de la pista forestal de Nograro, las inmediaciones de la localidad de Bellojín, y la pista forestal de Bachicabo (en el cuadrante de Espejo, 137-I y III);
- la carretera entre Valdegovía y Bóveda, la pista que parte de Valdegovía hacia el norte por el arroyo de San Martín (cuadrante de Valdegovía, 111-I y III);
- la carretera de Peñacerrada a Vitoria y sobre todo las pistas que, desde Baroja, parten hacia el sur (Labastida, 170-IyIII).

La potencia residual de este conjunto (el techo siempre aparece erosionado) es de unos 250 metros (350 en Valdegovía) en el flanco norte y unos 450 metros (casi el doble) en el flanco sur.

2.11.3.2.1.1. Conglomerados calcáreos; intercalaciones de areniscas, calcarenitas y lutitas rojas (468)

El tramo basal aflora, fundamentalmente, a lo largo del flanco norte, en el cierre periclinal oriental y en distintos puntos del flanco sur del sinclinal de Miranda-Treviño. La litología dominante está constituida por conglomerados, en general ortoconglomerados, de cantos calizos de diversa procedencia, dispuestos en bancos potentes (5 a 20 metros), que intercalan numerosos niveles de lutitas (limos y arcillas) rojizas, así como niveles de areniscas calcáreas, también de tonalidades rojizas. En el cuadrante de Valdegovía (111-I y III), los niveles más continuos y potentes de conglomerados forman resaltes que se han diferenciado con el número 470.

Los conglomerados están constituidos por cantos heterométricos de calizas, bien redondeados, con tamaños que oscilan entre los 5 y los 50 centímetros de diámetro (localmente hasta de 1 metro), que ocasionalmente muestran contactos suturados por presión. La matriz es escasa, limoso-arenosa y/o calcarenítica, con tonos rojizos, y el cemento carbonatado. Generalmente, están muy cementados, y ocupan morfologías canaliformes (rellenos de surcos y/o de canales en sentido estricto). Los rellenos canaliformes están frecuentemente amalgamados, separados unos de otros

por areniscas, lutitas o conglomerados en bancos centi-decimétricos. Hacia el este, estos conglomerados incluyen, cada vez con más frecuencia, clastos silíceos centimétricos, los más finos están presentes sobre todo en la matriz del conglomerado o en las barras calcareníticas intercaladas, que son de la misma composición mineralógica y textural que la matriz. Cuando estas barras calcareníticas son cartografiables se diferencian con el número (477).

El contacto de muro es discordante, en ocasiones fuertemente erosivo, apoyándose sobre términos cada vez más antiguos de este a oeste. El contacto de techo es gradual, disminuyendo progresivamente la potencia y continuidad lateral de los niveles conglomeráticos, en favor de las facies más finas (areniscas y limolitas). La potencia media del conjunto conglomerático, en el flanco norte, alcanza los 200-250 metros.

En el cierre periclinal oriental, el término conglomerático (468) constituye también la base de la serie miocena, apoyándose en "onlap" hacia el noreste sobre sustrato paleoceno y eoceno. No obstante, en las pequeñas cuencas terciarias de Aletxa y Erroitegi (Montes de Iturrieta, 139-I), el conjunto mioceno presenta barras conglomeráticas de espesor creciente hacia el noreste, en una masa limolítico-arenosa donde se observan esporádicamente pequeñas cubetas lacustres carbonatadas.

En la zona de Murgia, el tramo basal conglomerático está compuesto por cantos subredondeados de tamaño centimétrico (incluso decimétrico) de naturaleza variada. Los más frecuentes son los cantos carbonatados (calizas y margas) procedentes del Cretácico superior; también son frecuentes algunos cantos de areniscas procedentes de la formación Valmaseda, e incluso de ofitas y arcillas triásicas o calizas oquerosas jurásicas. La abundancia relativa de estos cantos está en función de la naturaleza litológica de las áreas-fuente cercanas. Generalmente, son ortoconglomerados con poca matriz, formada ésta por arcillas rojas características. En otros casos, la ausencia de cantos da paso a niveles de potencia variable de arcillas rojas y/o grises, con numerosos y finos horizontes calizos discontinuos. Son menos frecuentes los niveles finos y discontinuos de areniscas y limolitas. La potencia de estos materiales puede alcanzar los 200 metros en el depocentro de la cubeta.

Los únicos restos fósiles encontrados consisten en fragmentos óseos de pequeñas dimensiones.

El término conglomerático (468) está excepcionalmente bien aflorado en el corte de Opakua (cuadrante 139-II, Sierra de Entzia); en la ladera sur del monte Tuyo (borde occidental del cuadrante 138-I, Nanclares), desde la localidad de Tuyo y en dirección norte arranca una pista que se interna en la sierra y ofrece una buena exposición de afloramientos; en los taludes de la autopista Vasco-Aragonesa (A-7) a su paso por Pobes (cuadrante de Ribera Alta, 137-II). Representan facies proximales de abanicos aluviales.

2.11.3.2.1.2. Lutitas rojas con niveles de conglomerados y areniscas (469). Niveles de conglomerados calcáreos (470). Niveles de areniscas de grano fino (471). Areniscas de grano grueso y microconglomerados (472). Calizas y calizas margosas (473)

Por encima de los niveles conglomeráticos "basales" aparece una serie eminentemente lutítica, constituida por lutitas rojas (arcillas arenoso-limosas y limos), que intercala niveles métricos de conglomerados calcáreos (470), areniscas calcáreas rojizas (471 y 472) y, localmente, calizas y calizas margosas (473). Se trata de litologías fácilmente reconocibles por su característica coloración rojiza; localmente intercalan niveles blanquecinos o verdosos de margas o limolitas.

Los conglomerados (470) son litológicamente similares a los descritos en el apartado anterior (2.11.3.2.1.1.). Presentan morfología lenticular, con bruscos acuñamientos.

Ocasionalmente, se puede observar cómo algunos niveles de conglomerados pasan lateralmente a términos más finos, como areniscas de grano grueso a muy grueso (472) o bien de grano fino (471). Las areniscas de grano grueso (hasta microconglomeráticas) están mal gradadas y presentan morfología canaliforme. En el fondo de los canales es frecuente observar niveles de conglomerados de poca potencia (10 a 30 centímetros) que se acuñan con rapidez. En el sector de Baroja - Faido (al suroeste del cuadrante de Montes de Izkiz, 138-IV, y sureste del cuadrante de Treviño, 138-III), existen niveles cartografiables de esta litología, formando parte de la macrosecuencia positiva oligo-miocena, situándose sobre términos conglomeráticos y dando paso a facies más finas (limolitas y arcillas de contenido arenoso decreciente).

En el cuadrante de Miranda de Ebro (137-IV y 169-II) también se han diferenciado, como líneas de capa, algunas barras métricas de calizas y calizas margosas (473) estratificadas en bancos centi-decimétricos. Las calizas son de color gris a blanco y presentan un marcado carácter noduloso.

Este tramo constituye la facies mayoritaria en el flanco sur, donde la mayor distalidad de las facies oligo-miocenas es evidente, y se interpreta como un tránsito lateral y vertical (hacia techo) de las facies detríticas más groseras (468).

En la hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón se ha reconocido *Sphaerochara minutissima* y *Cyrogona medicaginula*.

La potencia de este término es difícil de precisar debido al fuerte recubrimiento que presentan, aunque se estima de rango hectométrico. Al norte de Tobera (cuadrante de Treviño, 138-III) se reconocen 1000 metros de potencia de serie, formada mayoritariamente por este término general (469).

Se interpretan como facies de ambientes fluviales y lacustres, correspondiendo a abanicos aluviales las facies más groseras.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al sur de Santa Cruz del Fierro (cuadrante de Miranda de Ebro, 137-IV y 169-II).

2.11.3.2.1.3. Areniscas calcáreas (474)

En el cuadrante de Montes de Izkiz (entre Urarte y Markiniz) aparecen, en la base de la primera barra conglomerática (468), dos afloramientos aislados de areniscas calcáreas, tectonizadas, descalcificadas y, más o menos, sueltas. Están atravesadas por una red ortogonal de filoncillos calcáreos subverticales que podrían representar diques neptúnicos a tenor de la microfacies calizo arenosa que presentan. La potencia de estas arenas en ambos afloramientos es inferior a la decena de metros.

2.11.3.2.1.4. Conglomerados calcáreos (475)

En la zona de Entzia (cuadrante 139-II), los antiguos bordes de las cubetas están dibujados por un conglomerado calcáreo define afloramientos lineales. Esta facies se caracteriza por la ausencia de componente silíceo en trama y matriz, por una mayor angulosidad de los cantos, y por su carácter monomíctico (provenientes en principio de calizas grises eocenas y paleocenas). Los afloramientos meridionales son predominantemente microconglomeráticos.

2.11.3.2.1.5. Areniscas de grano fino, limolitas, arcillas, calcarenitas y paraconglomerados calcáreos (476). Calcarenitas arenosas (477)

Esta facies mixta, representada sobre todo en el cierre periclinal oriental y en las cubetas situadas más al este, equivale a gran parte del tramo conglomerático (468).

La composición de esta facies varía de unas zonas a otras. Así, por ejemplo, en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV), el término consiste en una serie de: calcarenitas arenosas estratificadas, a veces con cementación diferencial que les confiere un aspecto de falsas alternancias; niveles de orto-microconglomerado silíceo estratificado, a veces con aspecto canaliforme; intercalaciones de margas calcáreas grises con pasadas microconglomeráticas, y arcillas grises o rojizas con alguna pasada más calcárea.

En el extremo oriental el contenido conglomerático se acentúa. En Sierra de Entzia (139-II) este término mixto agrupa: conglomerados calcáreos basales, con cantos centi-decimétricos redondeados y matriz calcarenítico arenosa; microconglomerados calcosilíceos y microbrechas de clastos esparíticos redondeados y homométricos (en el borde noreste del afloramiento); y calizas y dolomías en bancos decimétricos, con el mismo aspecto que las danienses que, en principio, parecen hallarse en continuidad con la serie miocena.

Sin embargo, hacia el oeste, el término vuelve a adoptar un carácter medio-distal, destacándose un aumento en la proporción de limolitas y arcillas, que llegan a ser dominantes en el cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I). Estos detríticos finos son de color amarillo o rojo, localmente ricos en arena, carbonato microcristalino pulverulento y concreciones calichiformes. Intercalan pequeños niveles areniscosos, calcareníticos y conglomeráticos, o cantos sueltos de caliza de pocos centímetros de diámetro.

En el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV) se ha llegado a diferenciar, dentro de este término, varios niveles de calcarenitas arenosas (477)

estratificadas o nodulosas, que representan facies más distales. En el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II) estos materiales se encuentran intercalados dentro del término principal (468) conglomerático.

2.11.3.2.1.6. Margas y arcillas (478). Margas y calizas (479)

En las mini-cuencas terciarias se conservan esporádicamente pequeñas cubetas lacustres carbonatadas. En el área de Erroeta (Montes de Iturrieta, 139-I), se observan los restos de una pequeña cubeta lacustre en la que se diferencian los dos términos carbonatados.

La colmatación de las cubetas origina el depósito de margas verdes (cuadrante 139-II, Sierra de Entzia) que forman afloramientos aislados, o bien, arcillas carbonatadas (478) blanquecinas y amarillentas (área de Erroeta) con algunas intercalaciones margocalcáreas que van aumentando en número y espesor hacia techo, hasta constituir un término de margocalizas y margas (479).

En la zona de Murgia, dentro del conjunto conglomerático (468), se intercalan ocasionalmente algunos estratos de rocas carbonatadas, tales como margas, calizas y brechas calcáreas, que se han diferenciado en cartografía con el término de margas y calizas (479). Se pueden apreciar posibles concreciones calcáreas en las margas, debidas quizá a la incipiente formación de paleosuelos (SCHOLLE *et al.*, 1983).

En el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), en una pequeña depresión cortada por la carretera de Opakua, se pueden observar diversas facies, tales como calizas dolomíticas y dolomías, limolitas calcáreas, margas y concreciones calcáreas.

2.11.3.2.2. Mioceno inferior - medio (480 a 485)

El tramo Mioceno inferior-medio está ampliamente representado en el núcleo del sinclinal de Miranda - Treviño, desde los afloramientos de Bachicabo (cuadrante de Espejo, 137-I y III) por el oeste, hasta el sector suroeste del cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV) por el este.

Ya durante el Mioceno la colmatación de la cuenca prosigue, en macrosecuencia positiva, con el depósito de una compleja sucesión, a causa de la amplia gama de litologías presentes. Estos materiales, en el flanco sur, reposan discordantemente (se observa un dispositivo de "onlap" en el sector occidental) sobre el tramo anteriormente descrito, a causa de la tectónica activa. En el flanco norte, mucho menos activo, este contacto aparenta ser normal, e incluso transicional en algunos puntos, con el techo de la serie conglomerática.

Con objeto de abordar su estudio se ha estimado conveniente utilizar una metodología cartográfica un tanto singular. En lugar de separar cartográficamente tramos de la serie, con muro y techo definidos, se ha establecido un término general, que intenta caracterizar todo el conjunto, y unas intercalaciones de niveles más potentes, o mejor aflorados, que se separan por litologías y se cartografían como líneas de capa dentro del término general.

2.11.3.2.2.1. Margas y limolitas amarillentas (480)

La litología principal consiste en una alternancia de margas y limolitas de color crema, que intercalan lechos centimétricos de areniscas calcáreas de grano fino y calizas arenosas o arcillosas (480), de escasa continuidad lateral.

Dentro de este término "blando" se han señalado en la cartografía las intercalaciones de los niveles "duros" más importantes, de espesor métrico (1 a 8 metros de potencia), visibles tanto en la foto aérea como en el campo. Se trata de conglomerados calcáreos (481), areniscas calcáreas de grano grueso y microconglomerados (482), areniscas calcáreas de grano fino (483), así como niveles de calizas, calizas margosas y calizas arenosas (484). Estos niveles siempre constituyen resaltes, más o menos importantes, en el terreno, lo que les convierte en excelentes niveles guía.

La macrofauna observada es escasa, tan solo pequeños restos de vertebrados en los niveles conglomeráticos.

La potencia máxima de estos materiales es de 850 metros en Ribera Alta, 137-II, mientras que en el cuadrante de Treviño (138-III) se estima cercana a los 2000 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la carretera que va de Pobes a Villaluenga (Ribera Alta, 137-II) y en las

numerosas pistas agrícolas que existen en los alrededores de Mijancas (Treviño, 138-III).

Estos materiales representan ambientes fluviales y lacustres.

En el diapiro de Murgia, a techo de los materiales descritos (o incluso directamente encima de materiales triásicos y cretácicos) se dispone este término cuya litología dominante son limolitas grises y areniscas de grano muy fino, bien estratificadas en estratos centi-decimétricos, con laminación paralela o cruzada de "ripples". Son algo calcáreas, con abundante materia orgánica dispersa o formando pequeñas acumulaciones en lechos. En algunas zonas, como en Vitoriano (Zuya, 112-I), se dan acumulaciones de lignito en lechos potentes que fueron objeto de explotación.

Interestratificados con estos materiales se observan muchos niveles discontinuos, de potencia centimétrica, de calizas arenosas finamente laminadas. Con menos frecuencia aparecen intercalaciones decimétricas aisladas de calizas arenosas, conglomerados calcáreos, así como, de areniscas, sobre todo en los tramos más altos observados. La potencia podría ser cercana a los 80 metros, en las zonas de máximo acúmulo. Esta serie está bien representada en el tramo comprendido entre el peaje de Altube y el barrio de Amezaga (cuadrante de Zuya).

2.11.3.2.2.2. Niveles de conglomerados calcáreos (481)

Por lo que se refiere a los niveles conglomeráticos, son similares al término infrayacente (468), y se observa con claridad, como estas barras son más abundantes en el tramo de muro del flanco norte, disminuyendo paulatinamente su frecuencia a medida que se avanza en la serie.

Se trata de pequeñas barras de morfología lenticular y potencias comprendidas entre 0,5 y 2 metros. Los cantos son de naturaleza caliza, heterométricos (entre 2 y 10 centímetros), bien redondeados y se encuentran inmersos en una matriz limolítico-arenosa de tonalidad rojiza.

2.11.3.2.2.3. Areniscas calcáreas de grano grueso y microconglomerados (482)

Los niveles de areniscas de grano grueso y microconglomerados están constituidos por un conjunto de areniscas mal gradadas de morfología canaliforme. En el fondo de algunos canales es frecuente observar niveles conglomeráticos de poca potencia (10 a 30 centímetros) que se acuñan con rapidez. Se observan estructuras tales como estratificaciones y laminaciones cruzadas, escapes de agua y bruscos acuñamientos de las capas. En estos tramos, la litología dominante en el término (480) que las engloba consiste en limolitas y argilitas con un claro predominio sobre las margas.

El principal punto de observación lo constituye la pista que parte de Comunión hacia el sur (Miranda de Ebro, 137-IV).

2.11.3.2.2.4. Areniscas calcáreas de grano fino (483)

En el flanco sur, son especialmente frecuentes las intercalaciones de areniscas calcáreas de grano fino (483), cuyas líneas de capa se han representado en la cartografía. Se trata de barras de potencia variable (1 a 7 metros) de color crema en superficie alterada y gris claro en corte fresco, estratificadas en bancos de potencia centi-decimétrica. Es frecuente observar, intercalados a techo y muro de las barras, niveles centimétricos de yeso.

Las estructuras más importantes observadas son: gradaciones positivas, laminaciones paralelas y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Petrográficamente, se las puede clasificar como areniscas de grano fino a limolitas calcáreas. Los detríticos están formados por cuarzo (35%), fragmentos de rocas calcáreas (35%) y micas (5%). La matriz es calcárea y ocupa el 25% de la roca.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en las carreteras de acceso a las localidades de Salcedo, Leciñana y Caicedo de Yuso (cuadrante 137-IV, Miranda de Ebro).

2.11.3.2.2.5. Calizas, calizas margosas y calizas arenosas (484)

Los niveles calizos afloran principalmente al este de Ribaguda (cuadrante de Miranda de Ebro, 137-IV), haciéndose más frecuentes dentro del cuadrante de Treviño (138-III). Están compuestas por una alternancia centimétrica (5 a 20 centímetros) de calizas, calizas margosas y calizas arenosas o arcillosas de color gris que van adquiriendo tonalidades blanquecinas hacia techo. Los niveles inferiores presentan nodulosidad, y en general muestran una porosidad interna elevada, por disolución

(diagenética). Ocasionalmente se observa una laminación fina, paralela o cruzada, de bajo ángulo. Estos bancos se ordenan a su vez en grupos de tres o cuatro. En estos tramos la litología dominante del término general (480) que las engloba es margosa.

Petrográficamente se pueden clasificar como biomicritas con una proporción de entre 5 y 35% de bioclastos, que puede aumentar hacia techo, donde algunos niveles constituyen auténticas lumaquelas de moluscos y ostrácodos. Además de los citados, se han observado Charophytas (oogonios) y gasterópodos, todos de difícil clasificación.

Estos niveles se pueden observar en las pistas que parten de Berantevilla hacia el sur del cuadrante de Miranda de Ebro (137-IV) y en la que une esta población con Estavillo. Otro punto interesante de observación se encuentra en los alrededores de Portilla (Treviño, 138-III) donde se observa el contacto de muro entre este tramo y la serie oligo-miocena.

2.11.3.2.2.6. Calizas blancas masivas y oquerosas (485)

Cuando el contenido en carbonato aumenta, hasta llegar a alcanzar las calizas potencias métricas, se han diferenciado un nuevo término (485) constituido por niveles de calizas blancas, masivas y oquerosas, de facies uniforme, localmente disueltas en forma de pseudobrechas diagenéticas. En ocasiones se aprecia un fuerte componente bioclástico.

La potencia oscila entre aproximadamente 4 metros en el sector este del cuadrante de Treviño (138-III) y unos 7-8 metros más hacia el este, en el cuadrante de Montes de Izkiz (138-IV).

Los mejores afloramientos de esta litología calcárea se sitúan en el alto Zabala y cerro Motxo, en las pistas que se dirigen hacia San Martín de Galvarín, etc.

2.11.3.2.3. Mioceno superior (486 a 491)

Aflora en el sector suroccidental de la Comunidad Autónoma, ocupando el núcleo del Sinclinal de Miranda-Treviño. Está representado por dos series de distinta naturaleza, la primera de origen fluvial, está constituida por litologías ligeramente más groseras que la descrita en el apartado anterior; y la segunda, con un carácter claramente lacustre, consiste en una alternancia de margas y limos amarillentos, y calizas lacustres blancas.

Se incluye también en este apartado un término (491), aflorante en el extremo oriental del sinclinal, al que se atribuye una edad Mioceno o incluso Mioceno-Plioceno.

2.11.3.2.3.1. Limolitas y areniscas de grano fino (486)

En el núcleo del Sinclinal de Miranda-Treviño, por encima del tramo margoso y limolítico (480), y coincidiendo con la aparición progresiva de intercalaciones de areniscas de grano grueso (487) cada vez más numerosas, se define un nuevo término de naturaleza ligeramente más grosera. Este nuevo término se ha definido como limolitas y areniscas de grano fino (486) de colores cremas en superficie alterada y gris claro en superficie fresca, que intercalan barras métricas (de 2 a 8 metros) de areniscas de grano muy grueso (487) y conglomerados calcáreos (488).

La potencia mínima (no se observa el techo) de estos materiales es de, al menos, 800 metros en el cuadrante de Salinas de Añana (137-II).

La macrofauna observada se reduce a escasos fragmentos óseos de vertebrados, localizados en los niveles conglomeráticos.

Este tramo origina escarpes en la vertiente sur del monte San Formerio y Peña Palacios, y puede reconocerse parcialmente, por una carretera asfaltada al este de Estavillo, en el cuadrante de Treviño (138-III), así como en la autopista Vasco-Aragonesa (A-7) y en otros numerosos puntos del cuadrante de Ribera Alta (137-II), como son las inmediaciones de San Miguel, Turiso, Caicedo de Yuso y Villambrosa.

En el cuadrante de Labastida (170-I y III) se localiza un único afloramiento en el punto kilométrico 34 de la carretera que va de Ocio a Santa Cruz del Fierro (al oeste de Ocio), y que se atribuye al Mioceno por su facies, constituida por limos amarillentos y areniscas de grano fino, bien estratificadas, y con cemento calcáreo.

Sedimentológicamente son facies de ambientes fluviales, correspondiendo a abanicos aluviales las facies más gruesas.

En cartografía se han representado las líneas de capa correspondientes a las intercalaciones, cuyas características litoestratigráficas se describen a continuación.

2.11.3.2.3.2. Areniscas de grano grueso a muy grueso, en ocasiones microconglomeráticas (487)

Consisten en areniscas mal gradadas, con morfología canaliforme, en las que es frecuente observar, en el fondo de los canales, niveles de conglomerados de poca potencia (10 a 30 centímetros) que se acuñan con rapidez. Las estructuras internas observadas son las típicas de estas facies (estratificaciones y laminaciones cruzadas, escapes de agua y bruscos acuñamientos de las capas).

Petrográficamente se pueden clasificar como areniscas de grano muy grueso a microconglomerados calcáreos. Los detríticos están constituidos, principalmente, por fragmentos de rocas calcáreas, cuarzo, bioclastos resedimentados y feldespatos alterados en proporciones variables. El cemento calcáreo ocupa aproximadamente el 20% de la roca.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al norte de Estavillo, en el cuadrante de Miranda de Ebro (137-IV).

2.11.3.2.3.3. Niveles de conglomerados calcáreos (488)

Los niveles de conglomerados calcáreos presentan su mayor desarrollo en el flanco norte del sinclinal, entre el sector de Castillo Sopeña (en el cuadrante de Salinas de Añana, 137-II), y el ángulo noreste del cuadrante de Miranda de Ebro (sector Igay-Estavillo). Constituyen barras de potencia comprendida entre los 2 y 8 metros, formadas por cantos calizos, bien redondeados y heterométricos (de entre 5 y 50 centímetros de diámetro). La matriz es limolítico-arenosa y/o carbonatada, de tonos generalmente rojizos. Estas barras presentan morfología lenticular, con bruscos acuñamientos de las capas.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al este de Villabezana, en las proximidades del río Bayas (Miranda de Ebro, 137-IV). Estos materiales corresponden a abanicos aluviales.

2.11.3.2.3.4. Margas grises claro y blancas (489). Calizas lacustres (490)

Estos términos se encuentran representados junto al borde sur del cuadrante de Valdegovía (111-I y III) y en la zona norte del cuadrante de Espejo (137-I y III), ocupando el núcleo del sinclinal, y constituyendo el relleno más moderno de la cubeta terciaria en este sector.

El conjunto de estos materiales reposa de forma discordante tanto sobre el Mioceno inferior como sobre el Mioceno medio, y están constituidos por una alternancia de margas de color gris claro y blanco (489), generalmente laminadas, y con pasadas de limos verdosos de aspecto "variolado". Estas margas intercalan numerosos niveles de calizas micríticas blancas o beiges (fétidas), con algunos gasterópodos lacustres (490), que por lo general no superan los dos metros de potencia.

En estas calizas y margas se reconocen (IGME, 1979): *Rhabdochara sp., Tectochara cf. meriani* y *Cypria cf. curvata*.

La potencia parcial de estos materiales es del orden de 200 metros en el flanco norte y cerca del doble en el sur.

2.11.3.2.3.5. Conglomerado silíceo, areniscas calcáreas y silíceas, margas rojas (491)

En el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II) se describe una secuencia que debe corresponder plenamente a una edad Mioceno, o incluso Mioceno-Plioceno, situándose en discordancia erosiva sobre el sustrato de edad Oligoceno - Mioceno inferior. El único elemento que la constituye es un término mixto compuesto por una secuencia positiva: conglomerado silíceo, areniscas calcáreas y silíceas, margas rojas (491). En el corte de Opakua aflora la secuencia completa, aunque seguramente poco desarrollada.

A veces se observa con toda nitidez el relleno, por parte de calcarenitas arenosas canalizadas, de huecos paleokársticos formados en el conglomerado de la primera secuencia (468). En los afloramientos más septentrionales predominan las exposiciones de margas y arcillas rojas y verdes alteradas que, en ocasiones, forman un fino recubrimiento (no cartografiable) sobre sustrato incluso paleoceno, como se observa al este de la colina de Azkueta, con concreciones calcáreas esferoidales de tipo protocaliche.

2.11.3.3. Mioceno y Plioceno de la cuenca de Pipaón-Bernedo-Campezo (492 a 494)

La cuenca terciaria de Pipaón-Bernedo-Campezo está representada por una banda de afloramientos que corre paralela a la falda norte de los

relieves de la Sierra de Cantabria. Se trata de un valle que en la zona de Bernedo presenta una dirección N80° E y 1,5 kilómetros de ancho; mientras que, hacia el este, en la zona de Campezo el valle adquiere una dirección N60° E y su anchura aumenta hasta alcanzar los 3,5 kilómetros.

En esta cuenca los materiales del Mioceno se sitúan mediante discordancia angular sobre materiales del Cretácico superior (Cenomaniense, Coniaciense, Santoniense y Campaniense), plegados y fallados, estando el mismo conglomerado miceno basculado por la acción de movimientos neógenos y/o cuaternarios.

La disposición de estos materiales, en el valle de Campezo, dibuja un "onlap" hacia el suroeste, como se aprecia en la cartografía, justo al sur de Bujanda (cuadrante de Maeztu, 139-III). En este sentido se asciende en la serie, al tiempo que aumenta la granulometría y potencia de las facies más gruesas.

2.11.3.3.1. Limolitas, areniscas, arcillas y niveles conglomeráticos (492)

Aunque generalmente se presenta recubierto por sedimentos cuaternarios, en algunos cortes se puede reconocer este término, de carácter medio-distal, constituido por una serie de limolitas, arcillas y areniscas (492), de coloraciones amarillo pálido o rojo en Santa Cruz de Campezo (cuadrante de Maeztu, 139-III), hasta rojo intenso en Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II), y estratificados en bancos métricos. Esporádicamente intercalan episodios de conglomerados calcáreos poligénicos, heterométricos, de cantos bien redondeados, con matriz limolítico-arenosa y cemento calcáreo.

Este término se sitúa en el centro de la cubeta. En el área de Santa Cruz de Campezo, las limolitas pueden localmente mostrarse ricas en carbonato microcristalino pulverulento y en concreciones de caliche. Igualmente, pueden contener pequeños niveles areniscosos, calcareníticos y conglomeráticos, o cantos sueltos de caliza de hasta 30 centímetros, si bien la media es de 2 a 3 centímetros, así como horizontes de calizas margosas blanquecinas de origen lacustre.

En IGME (1979) se asigna a estos materiales una edad Mioceno medio-superior (Burdigaliense - Vindoboniense inferior).

El espesor de este conjunto es difícil de calcular y probablemente varía considerablemente de unos puntos a otros; no obstante se podría aventurar una potencia de unos 300 metros en el centro de la depresión de Bernedo.

Se trata de un término difícilmente observable, ya que ocupa las zonas más llanas de la depresión. Los mejores puntos de observación se sitúan en Pipaón (sur del cerro Semendia) y en la carretera que une Lagrán con Bernedo.

2.11.3.3.2. Ortoconglomerados calcáreos, areniscas, limolitas y arcillas (493)

Estas facies se encuentran orlando las zonas de mayor contraste de relieve, tanto en la zona de Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II), como en la zona de Santa Cruz de Campezo (cuadrantes de Maeztu, 139-III, y Campezo, 139-IV), apoyándose directamente sobre los materiales fuente de los que proceden.

Se trata de ortoconglomerados calcáreos, depositados por sistemas de abanicos deltaicos. Los cantos que los constituyen son heterométricos (de 5 a 30 centímetros de diámetro), bien redondeados y muy compactos. La matriz es de color rojizo, limolítico-arenosa o calcarenítica, y el cemento calcáreo. Se organizan en barras métricas, en general poco netas, entre las que se intercalan niveles de granulometría más fina (areniscas, limolitas y arcillas) con algún nivel de cantos. También se aprecian finas pasadas de calcarenita que se acuñan lateralmente.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al sur de Bujanda (cuadrante de Maeztu) y al norte de Urbisu (cuadrante de Campezo) donde existen afloramientos continuos y en forma de cuña, interdigitándose con sedimentos más finos. Al sur de Santa Cruz de Campezo, por el contrario, la cuña conglomerática está parcialmente desmantelada debido al descenso del nivel de base erosivo. Este proceso culmina con la redeposición de los materiales en nuevos abanicos aluviales al pie del escarpe.

2.11.3.3.3. Areniscas calcáreas y limolitas (494)

Estos materiales forman barras de espesor métrico, que constituyen "colas" o terminaciones laterales de los niveles conglomeráticos.

2.11.3.4. Plioceno (495 a 499)

Estos materiales afloran en ambos márgenes de la cuenca de Santa Cruz de Campezo (principalmente en los cuadrantes de Maeztu, 139-III, y Campezo, 139-IV), así como en el núcleo del anticlinal de Ocio (cuadrante de Labastida, 170-I y III).

Se han diferenciado los siguientes términos:

2.11.3.4.1. Conglomerado calcosilíceo resedimentado y pie de monte cementado (495)

A tenor de la cartografía y de las facies observadas, parece evidente que la actuación de fallas sinsedimentarias (cuyas brechas "polimícticas" son observables en el cruce entre la carretera Santa Cruz Oteo y la desviación a Urbín, en el cuadrante de Maeztu), durante el Neógeno e incluso el Pleistoceno, rejuveneció el relieve de la Sierra de Hornillos. Así se fueron creando nuevas generaciones de abanicos aluviales en los que se depositaban conglomerados, recubiertos cíclicamente por sucesivos sistemas. De esta forma se piensa que se originó el conglomerado calcosilíceo y el pie de monte cementado (495), dentro del mismo sistema pero con áreas-fuente diferentes; conglomerado neógeno previo en el primer caso y calcarenita cretácica en el segundo.

La cuña de materiales originada se apoya directamente sobre el frente de la Sierra de Hornillos (afloramiento excepcional en el cruce entre la carretera Santa Cruz - Oteo y la desviación a Urbín), en facies de orto y paraconglomerados reciclados, en los que se advierten clastos decimétricos de conglomerados preexistentes, y que pasan hacia el sur a materiales más finos. También son visibles coluviales muy cementados, en matriz rojiza, que forman cuñas *in situ*, o bien bloques sueltos en trance de ser reciclados (sureste del convento abandonado de Piérola). No se puede descartar que estos depósitos pertenezcan a una generación intermedia, ligeramente posterior a los conglomerados (495) ya citados, si bien por su facies son anteriores a los pies de montes cementados cuaternarios, de aspecto inequívocamente más reciente.

2.11.3.4.2. Conglomerado calcáreo en matriz arenosa (496)

Como se ha mencionado anteriormente para el sector norte de la depresión de Campezo, la actuación de fallas sinsedimentarias rejuveneció el relieve de la sierra de Codes, al sur de Santa Cruz de Campezo. Como consecuencia, los conglomerados miocenos fueron erosionados y transportados en un nuevo ciclo, hasta acumularse en nuevos abanicos aluviales de posible edad Plioceno o Plio-cuaternario.

Este proceso da como resultado una generación de conglomerados calcáreos en matriz arenosa, con arenas, arcillas y costras de exudación (496).

El estudio de microfacies revela un cemento carbonatado que parece provenir de una matriz inicial. Ello sugiere la existencia de posibles episodios lacustres de escasa entidad relacionados con el depósito aluvial conglomerático.

2.11.3.4.3. Conglomerados poligénicos y brechas (497). Arcillas rojas (498). Niveles potentes de conglomerados rojizos (499).

En el núcleo del anticlinal de Ocio y en el paraje conocido como "La Plana", al noreste de Salinillas de Buradón (cuadrante de Labastida), aflora una serie pliocena, en discordancia sobre cualquier término del Mesozoico, que presenta generalmente buzamientos suaves (aunque hay excepciones). Esta serie conglomerática se origina como una acumulación de derrubios generada por los últimos movimientos de elevación de la sierra, probablemente durante el Plioceno.

Dentro de la serie se han diferenciado tres términos litológicos:

La litología dominante consiste en conglomerados poligénicos y brechas (497), muy heterométricos, con cantos y bloques de calizas (dominantes) y areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa, de tonos típicamente rojizos, y el cemento es calcáreo.

Las arcillas rojas (498) constituyen un nivel muy característico y visible en el terreno. Sus tonos rojo-teja son muy intensos.

Se han diferenciado dentro del término principal (497) algunos niveles potentes de conglomerados rojizos (499), en función de su mayor grado

de cementación que los hace resaltar en el terreno. Estos conglomerados constituyen niveles de referencia.

La potencia máxima medida es del orden de 120 metros.

Los mejores cortes y puntos de observación se encuentran en la carretera que va de Salinillas de Buradón a Ocio, en las pistas que van de Salinillas de Buradón a los viveros y al repetidor, y en el corte del arroyo de Valagonda.

2.11.4. Terciario de la Cuenca del Ebro

Los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro o Ebro-Rioja, constituyen el relleno de una gran fosa que durante el Oligoceno y el Mioceno alcanzó una fuerte subsidencia, quedando rellena por más de 4.000 metros de sedimentos continentales sinorogénicos.

Esta depresión constituye el antepaís de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Limita al norte con el cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria, vergente al sur, y que corresponde al frente de un gran manto que superpone los materiales mesozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre los terciarios de la Cuenca del Ebro. El cabalgamiento de las sierras de La Demanda y Cameros, vergente al norte, constituye el límite sur de esta depresión.

2.11.4.1. Oligoceno. (500 a 503)

Aflora únicamente en la vertiente sur de la Sierra de Cantabria, en una serie de afloramientos discontinuos que jalonan el frente cabalgante de la sierra.

2.11.4.1.1. Brechas y megabrechas de conglomerados (500)

Este término litológico es muy característico. Sus afloramientos se disponen siempre "jalonando" el frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria en el cuadrante de Labastida (170-I y III), discordantes sobre diferentes términos del Mesozoico, e implicados en la estructura cabalgante del frente de la sierra. Estos materiales se muestran afectados por el cabalgamiento de forma muy desigual. En ocasiones formando pliegues vergentes muy apretados y, en otros casos, con un menor grado de plegamiento, tendiendo incluso a "solapar" el frente. Estas características (posición y grado de implicación), así como la espectacular disminución del tamaño de los cantos a medida que se distancian del frente de cabalgamiento, hacen pensar en un origen sintectónico para las brechas que componen este término.

Litológicamente se trata de brechas heterométricas y poligénicas. Soportados por la matriz, los cantos corresponden sobre todo a las calizas de las series mesozoicas, con tamaños que oscilan entre 5 metros (grandes bloques) en las proximidades del frente, y 5-10 centímetros en las zonas alejadas. La matriz, que en muchas ocasiones es una microbrecha, es arenosa y limolítica, de tonos rojo-teja, y con cemento calcáreo.

Este término se ha atribuido al Oligoceno por posición estratigráfica, y su potencia puede ser superior a los 200 metros.

Su posición geométrica y aspecto de campo se pueden observar (panorámica) desde el kilómetro 42 de la carretera nacional 232, junto a las Conchas de Haro, y desde la ermita de San Felices. Los cortes más accesibles se encuentran al este del repetidor de Salinillas de Buradón, en la pista que se toma desde la carretera Peñacerrada - Ribas de Tereso, y que discurre al norte de Peña Colorada.

2.11.4.1.2. Conglomerados calcáreos rojizos (501). Areniscas groseras, microconglomerados y lechos conglomeráticos (502). Niveles de conglomerados (503)

En el extremo oriental de la sierra de Cantabria (cuadrantes de Lagrán, 170-II, y Bernedo, 171-I) y discordantemente sobre materiales campanienses, aflora una serie de conglomerados calcáreos, con cantos redondeados, heterométricos, y matriz de arena gruesa o muy gruesa (501) de color rojizo. Tanto a techo como lateralmente se sitúa una serie mixta distal (502) de areniscas muy groseras a microconglomeráticas, niveles limosos, e intercalaciones de barras conglomeráticas menores (503). Todo este conjunto cabalga sobre el mioceno, cuyos materiales siempre aparecen menos deformados que los oligocenos.

Los conglomerados oligocenos forman cuerpos canaliformes potentes pero de extensión lateral limitada (hectométrica a kilométrica), como demuestra el hecho de que ya al sureste de Recilla sean las facies mixtas (502 y 503) las que descansan discordantemente sobre el Campaniense.

Hacia el oeste todas estas facies quedan involucradas por el cabalgamiento principal de la sierra de Cantabria. El resultado es, una brechificación de estos materiales (500), que se presentan con un aspecto caótico, muy fracturado, y en algunos casos replegados (sur de Cervera).

La potencia del tramo es difícil de estimar dado que, por su emplazamiento, nunca se observa la serie completa. Asumiendo que todos los conglomerados de la serie al sur de San Tirso (cuadrante de Lagrán, 170-II) y Puerto Nuevo (en Bernedo, 171-I) sean oligocenos, la serie expuesta, restituido el plegamiento, podría rondar los 200 metros de espesor.

Sedimentológicamente, los conglomerados se interpretan como facies proximales de abanicos aluviales, que lateralmente, y a veces de forma espectacular, como al sur de Puerto Nuevo (2 kilómetros al norte de Cripán), se acuñan o desmembran pasando a facies de orla distal, con algunas facies canalizadas de conglomerados de escaso desarrollo (términos 502 y 503).

Con todo esto resulta, en principio, que la serie oligocena es muy similar a la descrita para la cuenca de Miranda-Treviño, con un episodio conglomerático basal que evoluciona hacia techo a facies más distales. En el caso de la cuenca del Ebro las facies alcanzan mejor desarrollo y potencias más importantes.

En IGME (1979) se atribuye a esta unidad una edad Sannoisiense-Stampiense.

2.11.4.2. Mioceno

Los materiales miocenos afloran ampliamente al sur del frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria, ocupando la depresión terciaria del Ebro-Rioja, y constituyendo el asiento de los cultivos de la Rioja Alavesa. Excepto en puntos muy concretos, el relieve es poco acusado. Estos materiales forman parte, en su totalidad, de la denominada "facies de Haro" (RIBA, 1954, 1956, 1957).

En IGME (1979) estas facies se asocian a facies distales de un gran abanico aluvial, sugiriendo direcciones de aporte hacia el norte y noroeste. Este dato, en principio llamativo por la proximidad de la sierra de Cantabria (que en teoría suministraría materiales hacia el sur), no lo es tanto si se piensa que las facies más proximales de la sierra de Cantabria se situarían actualmente a unos 12 kilómetros al norte, salto horizontal que se calcula para el frente cabalgante y que ha sido comprobado por sondeos. En este sector, pues, originalmente alejado de la fuente de aporte situada al norte, podrían predominar direcciones de aporte procedentes del sur (sierra de la Demanda).

La potencia en conjunto de la facies de Haro es superior a los 900 metros en el cuadrante de Labastida (potencia parcial).

2.11.4.2.1. Mioceno inferior (504 a 508)

La litología dominante de este tramo está constituida por una alternancia de areniscas calcáreas de grano fino a muy fino y limolitas (504), de color crema (en ocasiones rojizas), estratificadas en bancos centi-decimétricos. Hacia el oeste se aprecia una ligera disminución en el tamaño de grano del término general, que llega a describirse en el extremo occidental de la zona de afloramiento (cuadrante de Labastida, 170-I y III) como una alternancia de margas y limolitas, que intercala lechos centimétricos de areniscas calcáreas y calizas margosas.

Las areniscas dominan en general sobre el resto de las litologías, pueden reconocerse en bancos aislados o bien ordenados en paquetes de varios metros de potencia, con contactos erosivos entre sí. En fractura fresca presentan tonalidades grises, que se tornan ocres con la alteración. La potencia de los estratos es generalmente decimétrica, aunque es frecuente observar bancos de varios metros de espesor (que por lo general presentan un mayor tamaño de grano). La continuidad lateral es variable, pudiendo encontrarse tanto estratos regulares y continuos, como estratos canaliformes y lenticulares de escasa continuidad lateral.

Las estructuras más frecuentes que se han reconocido son, laminación paralela y "ripples", así como granoselección, muros erosivos y laminaciones cruzadas en los paleocanales. Otros rasgos característicos son la presencia de cantos blandos, bioturbación y una intensa karstificación superficial, observable en los niveles de mayor contenido calcáreo.

Las argilitas y limolitas alternan con los estratos de arenisca en niveles de potencia desde decimétrica hasta un máximo de 4 metros. Frecuentemente constituyen el techo de secuencias positivas. Presentan tonalidades variables, entre grises y rojizas.

Ocasionalmente, junto con las areniscas, argilitas y limolitas, se reconocen además niveles de margas grises, que presentan abundantes

microfósiles resedimentados del Cretácico superior. En los niveles más margosos pueden reconocerse finos horizontes de nódulos calcáreos de tipo caliche.

De forma esporádica, en las cercanías de Oyón (cuadrante del mismo nombre, 171-III y 204-I), se localizan niveles interestratificados milimétricos de yeso. En ocasiones el yeso se encuentra removilizado, rellenando diaclasas o los huecos dejados por la bioturbación.

Un rasgo característico de esta serie es la presencia de fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria (cicatrices de "slump", estratos deslizados y niveles resedimentados). Al noreste del cuadrante de Oyón, llegan a constituir auténticas parabrechas de cantos angulosos de arenisca (algunos de tamaño decimétrico) en una matriz limoso-arcillosa. La mayoría de estas debritas están relacionadas con un sistema de fallas sinsedimentarias N20°-60°E, que origina un complejo de pequeñas fosas en donde estos depósitos se canalizan o acumulan.

Otra característica, es la frecuente aparición de fenómenos de deformación hidroplástica, que provocan inyecciones de material argilítico en diaclasas y alteran la estructura interna de las areniscas. Estos fenómenos deben producirse en una etapa bien temprana, puesto que condicionan la sedimentación y geometría de los niveles suprayacentes.

El término general (504) intercala abundantes niveles métricos de areniscas calcáreas de grano medio a grueso (505), en ocasiones microconglomeráticas, que se han representado en la cartografía como líneas de capa. Estos niveles presentan morfologías canaliformes, con una potencia que por lo general oscila entre 1 y 7 metros, y escasa continuidad lateral. Hacia la base pueden presentar depósitos groseros de "channel lag", y hacia techo evolucionan a areniscas groseras con estratificación cruzada a media escala, laminaciones de "ripples" y escapes de agua, así como bruscos acuñamientos laterales de las capas. Este tipo de intercalaciones van desapareciendo, en el cuadrante de Oyón (171-III y 204-I), hacia el sureste, sentido en el que se detecta una disminución en el tamaño de grano de los niveles.

Petrográficamente, los niveles de areniscas, correspondientes a relleno de paleocanales, son sublitarenitas, generalmente calcáreas, constituidas por granos de cuarzo subredondeado a subanguloso (35-45%); feldespatos muy alterados, normalmente potásicos y, excepcionalmente, plagioclasas (5-10%); cuarcitas metamórficas de diversos tamaños de grano (5%) ; fragmentos de rocas calizas (20-35%) y bioclastos resedimentados del Cretácico superior (5-10%), todo ello en una matriz micrítica muy poco clara, que puede confundirse con los fragmentos de calizas (0-20%), y cementadas por esparita (5-15%).

En los alrededores de Labastida (170-I y III), así como en el sector suroeste del cuadrante de Laguardia (170-IV y 203-II), inmediaciones de Baños de Ebro, se han diferenciado niveles de areniscas calcáreas de grano fino a medio (506). Estas areniscas son de color crema y se encuentran estratificadas en bancos que oscilan entre 20 y 70 centímetros. La potencia de estas barras no suele sobrepasar los 7 metros, y se caracterizan por presentar base plana. Las estructuras más importantes observadas son: gradaciones positivas, laminaciones paralelas y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Petrográficamente, presentan características similares a las descritas anteriormente para el término (505), diferenciándose únicamente por presentar un tamaño de grano netamente inferior.

Hacia el norte y hacia techo en la serie aumenta el tamaño de grano, pudiendo diferenciarse en la zona de Labastida (170-I y III) algunos niveles poco potentes de conglomerados de cantos calcáreos y, en menor medida areniscosos, con tonos ocres y amarillentos (507).

Los estudios micropaleontológicos realizados en los materiales más finos (504), correspondientes a los depósitos de llanura de inundación, cuando no son limolíticos, detectan ostrácodos de agua dulce o salobre (*Limnocythere cf. pterigoventrata*, *Darwinula aff. stevensoni* y *Candona sp.*), así como muy raros fragmentos de gasterópodos. Aunque algunas especies sólo han podido determinarse en nomenclatura abierta, la asociación encontrada puede atribuirse al Mioceno inferior (Aquitaniense-Ageniense).

En IGME (1979), la parte intermedia de la facies de Haro ha proporcionado: *Chara notata*, *Chara cylindrica*, *Sphaerochara minutissima*, *Sphaerochara hirmeri var. longiuscula*, *Candona praecox*, *Cypridopsis kinkeleni* y *Elkocythereis aff. bramletti*, que datan esta serie como Mioceno inferior.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al norte de Labraza (cuadrante 171-III y 204-I, Oyón), en la carretera nacional 232, entre Briñas y Labastida (cuadrante del mismo nombre, 170-I y III), en las

inmediaciones de Elciego y en los escarpes del río Ebro (Laguardia, 170-IV y 204-I).

La potencia de este conjunto es difícil de estimar, debido al bajo buzamiento que presenta la serie (5 a 15° al sur). No obstante se calcula una potencia aflorante variable entre 400 y 700 metros.

A pesar de la monotonía de la serie, al sureste de Moreda de Alava (cuadrante 171-III y 204-I, Oyón) puede individualizarse cartográficamente, un tramo de más de 10 metros de espesor de argilitas rojas y margas (508). La situación de este término en el límite de la zona cartografiada no permite conocer con exactitud las relaciones espacio-temporales, pues aunque aparentemente se sitúa a muro del término anterior, podría considerarse también como en tránsito lateral.

Las argilitas y margas de este término presentan características similares a las descritas para el término (504). En el tramo de margas se han clasificado: ***Rantzieniella nitida, Stephanochara cf. ungeri, Stephanochara sp., Chara notata***, gasterópodos lacustres (***Planorbis***), que indican una edad Mioceno inferior (Aquitaniense a Burdigaliense inferior).

2.11.4.2.2. Mioceno medio (509 a 511)

Los términos correspondientes al Mioceno medio afloran inmediatamente al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, en una banda de anchura variable, paralela a este accidente.

Esta serie muestra, hacia el norte y hacia techo, un aumento del tamaño de grano, así en zonas como el cerro de San Cristóbal (cuadrante de Labastida, 170-I y III), las areniscas de grano grueso y microconglomerados constituyen niveles de mayor potencia, que alternan con otros menores de limos (509).

En la hoja de Lagrán (170-II), se reconoce igualmente un tramo caracterizado por un aumento general en la granulometría de sus materiales, con respecto al tramo anterior (504). Este tramo está constituido por areniscas groseras, microconglomerados y limos arenosos (509), donde se intercalan algunos lechos conglomeráticos normalmente decimétricos. Los bancos areniscosos (510) están bien desarrollados, presentando frecuentes lechos conglomeráticos en la base. En algunos casos, se han llegado a diferenciar cartográficamente niveles de conglomerados de cantos calcáreos (511) y, en menor medida areniscosos, con tonos ocres y amarillentos que pueden agruparse, como en el cerro de San Cristóbal (cuadrante 170-I y III, Labastida), en paquetes con potencias superiores a 10 metros.

Al norte de Cripán (cuadrante 171-I, Bernedo) la serie se encuentra muy recubierta, si bien, se adivina una ruptura de relieve generada por el contacto, sobre materiales del Mioceno inferior, de un tramo compuesto por materiales más competentes. En este corte apenas ha podido ser diferenciado algún nivel de areniscas de grano grueso (510), dentro de una serie general recubierta.

Se asigna a este tramo superior una edad Mioceno medio.

El espesor de este conjunto no es calculable dado que su parte superior queda cepillada por el cabalgamiento de sierra de Cantabria. Incluso resulta comprometido calcular la potencia parcial aflorante, ya que suele encontrarse plegado por efecto del empuje de la franja cabalgante. No obstante, se estima una potencia de afloramiento cercana a los 200 metros.

En el cuadrante de Lagrán (170-II), las mejores exposiciones se sitúan en las pistas que, desde Elvillar y Laguardia, llevan hacia el norte; y, en el cuadrante de Labastida (170-I y III) el corte de la pista que va desde Salinillas de Buradón a Labastida, por la casa de Tabuérniga, este corte se encuentra a 2 kilómetros al este-sureste de Salinillas de Buradón.

2.12. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios se dividen en dos conjuntos principales: el de carácter más antiguo, quizá en parte pleistoceno, comprende piedemontes cementados, terrazas fluviales, etc., que pertenecen a un sistema aluvio-fluvial en vías de desmantelamiento, y los netamente recientes, como coluviales, aluviales, antropogénicos, etc.

En la cartografía geológica del País Vasco se han reconocido y cartografiado los siguientes tipos de formaciones superficiales.

2.12.1. Depósitos glaciales y periglaciales (512)

Los depósitos glaciales reconocidos en la vertiente meridional del pico Colometa (cuadrante 86-IV, Amurrio), en el sector occidental del macizo del Gorbea, presentan una morfología claramente glaciar de morrenas laterales, centrales, terminales y de fondo, con espesores de alrededor de una decena de metros. Estos depósitos están constituidos por materiales muy heterogéneos donde abundan las fracciones más finas.

En el margen derecho del arroyo Arritzaga, cerca del paraje de Buruntzusin (cuadrante 89-III, Ordizia) se ha cartografiado un deposito residual de origen glaciar, formado por parabrechas polimícticas y heterométricas (hasta tamaño bloque), que no presentan estructuras internas. Están constituidas por cantos calizos y areniscosos principalmente, con matriz de limos y arcillas, en parte arenosa, que muestran textura "mud-supported". Se les atribuye una edad Pleistoceno (glaciación Würmiense).

Los depósitos periglaciales constituyen un conjunto formado por materiales muy heterogéneos, abundando las fracciones más gruesas y más finas. Son similares a los depósitos glaciales, si bien no están ligados a formas reconocibles de origen glaciar. El espesor de estos materiales es normalmente reducido, alcanzando en algunos casos los 4-5 metros. Su presencia se restringe a las estribaciones septentrionales y nororientales del macizo de Itxina, en los alrededores de Urigoiti, Aldamín y Arimegorta (cuadrantes 87-I y 87-III).

2.12.2. Depósitos fluvioglaciales (513)

Los depósitos fluvioglaciales provienen de la acción del agua de arroyada sobre depósitos de origen glaciar, perdiendo éstos parte de las fracciones finas y desmoronando las formas y estructuras originales. Los materiales presentan un cierto grado de rugosidad superficial y un espesor que puede llegar en algunos casos a la decena de metros.

Son frecuentes, en la vertiente sur del pico Colometa (cuadrante de Amurrio, 86-IV).

2.12.3. Terrazas fluviales indiferenciadas (514)

Las terrazas son depósitos de materiales fluviales situados por encima del nivel de inundación actual. Las principales causas de formación de terrazas son las variaciones del nivel de base (nivel del punto de desembocadura) y a cambios climáticos, cuyo efecto originaría una incisión del río en su antigua llanura de inundación, la cual quedaría de esta forma abandonada por encima del nivel actual del río. Se trata, por tanto, de antiguos depósitos aluviales, actualmente en fase de desmantelamiento. En general, están constituidos por acumulaciones de materiales de diferente granulometría, con alta variabilidad espacial, tanto en la vertical como lateralmente. Normalmente se trata de gravas muy redondeadas, englobadas en una matriz arenosa y/o limosa. El espesor de estos depósitos es variable, alcanzando en algunos puntos más de 3 metros, aunque generalmente no sobrepasan el metro.

Las terrazas más extensas e importantes se han cartografiado en el territorio histórico de Álava. Se encuentran localizadas en los márgenes del arroyo de Lanciego, en el valle del río Ega (entre Santa Cruz de Campezo y Urbisu), y sobre todo en los márgenes del río Ebro, donde se reconocen hasta tres niveles distintos, localizados a diferentes cotas.

Una extensión importante de depósitos aluvio-coluviales antiguos se sitúa al sur de la sierra de Urkilla, compuestos por cantos de arenisca de la formación Valmaseda (arrastrados entre 2 y 4 kilómetros de distancia); en las vertientes norte de la sierra de Urbasa, y su continuación en los montes de Vitoria, los cantos proceden de materiales del Cretácico superior y Terciario. Se trata mayoritariamente de gravas heterométricas

que intercalan niveles de arenas y limos, y forman parte de un sistema de abanicos aluviales, hoy en vías de desmantelamiento por el sistema aluvio-coluvial actual, cuyas facies más distales enlazan con las terrazas del río Zadorra y sus afluentes.

En la zona norte las terrazas aparecen de forma más esporádica. Adquieren cierta extensión superficial en el aluvial del río Arratia, a su paso por Arantzazu y Artea (cuadrante 87-I, Igorre); en las cercanías de Orozko sobre el río Altube (86-II); en el aluvial del río Nervión, a su paso por Amurrio (cuadrante del mismo nombre, 86-IV), y en el casco urbano de Bilbao (61-II); la del río Calera, en el casco urbano de Lanestosa (cuadrante de Carranza, 60-I y III), etc.

Localmente, en el territorio histórico de Álava, estos depósitos son explotados como áridos naturales.

2.12.4. Terraza baja y media (515)

Se considera terraza baja-media a toda aquella que, encontrándose situada por encima del "fondo de los valles", se encuentra en contacto (en alguno de sus puntos) con la actual cuenca fluvial.

Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferentes granulometrías, con una variabilidad, lateral y vertical, importante. Normalmente están constituidas por gravas redondeadas englobadas en una matriz arenosa y limosa en proporción variable. Presentan su máximo desarrollo en las confluencias de los ríos Bayas y Zadorra con el Ebro, donde en función de su posición respecto al fondo se han diferenciado terrazas bajas y terrazas medias (sólo en el valle del río Bayas). En esta zona están constituidos principalmente por bolos de cuarzo y cuarcitas subredondeados, englobados en una matriz arenosa y limolítica de tonalidades pardo-rojizas. Las terrazas bajas del río Ebro suelen presentar escarpes internos provocados por los sucesivos encajamientos de la red fluvial.

En el extremo noroeste del cuadrante de Gernika-Lumo (62-II) se describe una terraza formada por materiales arenosos amarillentos, muy sueltos, con algunos nivelillos centi-decimétricos de cantos subredondeados de areniscas.

La potencia de estos depósitos es variable, siendo frecuentes las ocasiones en las que no llega al metro. En el extremo sureste del cuadrante de Laguardia (170-IV y 203-II) se observa una potencia máxima que alcanza la decena de metros.

2.12.5. Terrazas altas (516)

Se considera terraza alta a toda aquella que, encontrándose situada por encima del "fondo de los valles", no se encuentra en contacto con la actual cuenca fluvial. Son fácilmente diferenciables en cartografía por originar rasas muy visibles en fotografía aérea. Están localizadas en cotas de antigua acción fluvial y presentan características similares a las descritas para las terrazas medias-bajas, aunque la proporción de finos que presentan suele ser menor, llegando los cantos a apoyarse unos sobre otros. La potencia oscila entre 1 y 6 metros.

Al sureste de Otxandio (87-IV) aparece una terraza "colgada". Está constituida por fragmentos redondeados (cantos y bloques), hasta de tamaño decimétrico, dentro de una matriz arenoso-lutítica.

Las más importantes, en cuanto a su extensión, son las terrazas asociadas al cauce del río Ebro, que se encuentran a unos 60 metros sobre la cota actual del río. Están constituidas por bolos de calizas y areniscas minoritarias. La matriz es arenosa y microconglomerática.

2.12.6. Coluviales antiguos (517)

Apoyado sobre los taludes septentrionales de la sierra de Urbasa (cuadrantes de Sierra de Entzia, 139-II, y Asparrena, 113-IV), se desarrolló en el cuaternario un amplio sistema de abanicos compuestos por derrubios heterolíticos y heterométricos, muy pobremente clasificados (tamaño arcilla hasta bloques métricos). Estos depósitos, todavía cementados en sus partes más proximales, están siendo desmantelados en la actualidad por caídas a favor de netas cicatrices de deslizamiento. Estos procesos dan lugar a coladas de derrubios recientes (520) cuya morfología se superpone a las formas previas de los abanicos. La removilización de los depósitos en un nuevo ciclo origina el avance de estrechas lenguas frontales hacia las zonas llanas del valle, donde es posible que se conserven residuos de las primitivas áreas lacustres distales, enmascaradas hoy por las labores agrícolas.

Aislados actualmente en las depresiones kársticas de Urbia (cuadrante 113-II, Zegama), aparecen coluviales de bloques areniscosos, mezclados con materiales propios de este medio.

En el cuadrante de Treviño (138-III), se han clasificado como coluviales antiguos, unos depósitos situados principalmente en toda la zona de afloramiento de la serie de edad Oligoceno - Mioceno inferior. Se trata de coluviales de calizas y calizas muy silicificadas que, procedentes de las sierras situadas a norte y sur, se depositaron sobre suaves pendientes ocupando (presumiblemente) amplias zonas. Posteriormente los procesos erosivos denudaron parcialmente estas formaciones, quedando preservadas en una pequeña parte.

En el cuadrante 139-III (Maeztu), en el área del antiguo convento de Piérola, se encuentran unos pequeños retazos de antiguos coluviales casi totalmente desmantelados. Están formados por cantos centimétricos angulosos de calcarenitas senonienses, habiendo sido cementados tras un escaso transporte por la pendiente de la sierra. Es destacable el contacto mecánico por falla normal, perfectamente visible, entre estos depósitos y las facies finas del conglomerado terminal neógeno (495), que atestigua movimientos neotectónicos. Por otro lado, estas manifestaciones neotectónicas vienen apoyadas por la presencia de relictos de meandros colgados (al sur de Antoñana), con depósitos atípicos, quizá de terrazas, retocados por procesos de ladera. Por esta razón se han cartografiado como coluviales recientes.

Por último, y restringidos al diapiro de Murgia, aparecen unos depósitos formados por cantos subredondeados y bloques de areniscas y conglomerados en matriz arenosa, probablemente procedentes de la serie supraurgoniana situada al norte. Son materiales de escasa cohesión, por lo que han sido en parte desmantelados, provocando nuevos depósitos coluviales de escasa potencia y gran extensión lateral. Estos afloramientos pueden observarse con dificultad desde los altos de San Fausto (cuadrante 112-I, Zuya) y Bakubitxi (cuadrante 111-I y II, Orduña).

2.12.7. Glacis (518)

Estos depósitos se encuentran escasamente representados en la cartografía. Se trata de superficies planas o ligeramente cóncavas, muy poco inclinadas (su pendiente puede llegar a los 5-10°, si bien normalmente es de 1-2°), generadas por los procesos de arroyada, que modelan la parte baja de los relieves, donde deposita los materiales transportados.

Se han cartografiado en el sector norte del cuadrante de Laguardia (170-IV y 203-II) y al sur del cerro de San Cristóbal (cuadrante de Labastida, 170-I y III), donde aparecen como depósitos de poca potencia (de 2 a 5 metros) constituidos por bolos y cantos, heterométricos y subredondeados, de calizas con matriz limolítica y arenosa, estando en ocasiones cementados por costras calcáreas. El grado de redondez de los bolos aumenta con la distancia a los relieves (áreas fuente).

2.12.8. Depósitos aluviales y aluvio-coluviales (519)

Este término agrupa los depósitos aluviales que conforman las llanuras de inundación de los principales cursos fluviales, así como otros que se han generado a consecuencia de una dinámica mixta fluvial y de laderas, generalmente bordeando a los depósitos aluviales, pero sin límite preciso con los anteriores.

Estos depósitos, que constituyen el relleno de los fondos de valle, se caracterizan por presentar gravas redondeadas de naturaleza variada (dependiendo del área fuente) en proporciones y organizaciones diversas. Esporádicamente aparecen pequeñas acumulaciones de arcillas con un alto grado de pureza (episodios de desbordamiento). En las zonas de desembocadura se puede apreciar una mayor abundancia de los tamaños finos en la parte superior del depósito. Los espesores son muy variables y difíciles de estimar debido a la falta de secciones verticales de los materiales acumulados.

De entre los ríos de la vertiente cantábrica, destacan los depósitos aluviales asociados a los ríos: Ibaizabal, Nervión, Butrón, Arratia, Altube, Oka, Agauntza, Zaldibia, Oria, Urumea y Bidasoa.

Los depósitos aluviales correspondientes a los ríos de la vertiente mediterránea presentan mayor extensión superficial. Destacan los ríos: Omecillo, Bayas, Zadorra, Ega y Ebro.

Este tipo de acúmulos puede llegar a quedar, en algunos casos, aislado en depresiones kársticas (Degurixa, en el cuadrante de Santuario de

Arantzazu, 113-I), a punto de romper su conexión con el área fuente terrígena y mezclándose a lo largo del tiempo con los depósitos arcillosos residuales propios del "karst".

También se desarrollan pequeños depósitos aluviales aislados, en los llanos de la zona central alavesa, quizá restos de una red fluvial más extendida, o bien correspondientes a depósitos de pequeñas charcas que rellenasen depresiones erosivas.

Los depósitos correspondientes al río Ebro están constituidos por conglomerados y arenas; en cambio los correspondientes a la red de arroyos afluentes son casi exclusivamente de limos y arenas, estando los conglomerados restringidos a esporádicos y discontinuos niveles centimétricos.

2.12.9. Coluviales (520)

Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por la acción de la gravedad. Principalmente son derrubios de ladera, originados por el desmantelamiento de los relieves circundantes. Están constituidos generalmente por cantos angulosos, heterométricos y poligénicos. La potencia es variable, pudiendo alcanzar en ocasiones varias decenas de metros.

Estas acumulaciones incluyen varios tipos diferentes: desde coladas de barro (en áreas predominantemente lutíticas o margosas), hasta acumulaciones de bloques calizos angulosos, de carácter heterométrico, con apenas matriz arcillosa (textura "clast-supported"), como los depósitos de la falda este del monte Arangio (Otxandio, 87-IV) con bloques calizos de hasta 2 metros de tamaño máximo, prácticamente sin retrabajar. También se han cartografiaado depósitos de bloques silíceos (algo redondeados y con abundante fracción arcillosa), o mixtos, calcáreo-silíceos con matriz arenoso-arcillosa, como los del norte de la Punta del Castillo (37-II) o los desarrollados en las faldas del pico Ortumondo (62-III).

En la zona norte son especialmente importantes los localizados en áreas de acantilados costeros, que pueden llegar a tener un desarrollo espectacular, como ocurre en la zona del cabo Matxitxako (cuadrante 38-I, Bermeo), y en la vertiente norte del monte Otoio (cuadrante 38-IV, Elantxobe) con presencia de bloques calizos métricos y posiblemente decamétricos.

En ocasiones, como ocurre al oeste de Payueta (Labastida, 170-I y III), anticlinal de Sobrón (Espejo, 137-I y III), y al norte de la falla inversa de Aralar (Ordizia, 89-III), los depósitos coluviales incluyen grandes bloques deslizados (casi un kilómetro de dimensión máxima al norte de Aralar), que permiten su diferenciación cartográfica, por lo que se les ha asignado el número del término litológico al que pertenecen.

En el área nororiental de la sierra de Aralar, los depósitos coluviales pueden alcanzar hasta 25 metros de espesor. Un buen punto de observación se localiza en los alrededores de la localidad de Bedaio (cuadrante 89-III, Ordizia), donde se encuentran asociados a bloques deslizados.

En los casos en que la potencia de los depósitos coluviales es tan escasa, que permite la observación de las litologías infrayacentes; o bien, en aquellos sectores en los que, a pesar de dificultar notablemente la observación, interesa destacar la geología que encubren, se ha optado por señalar a éstos con una trama sobre la interpretación cartográfica.

2.12.10. Coluvial de bloques calizos (521)

En algunos cuadrantes han sido diferenciados aparte aquellos depósitos que estaban constituidos casi exclusivamente por cantos calizos.

Corresponderían a estos depósitos: los coluviales que se sitúan principalmente al pie de los escarpes calizos de Umandia, Eguino, etc. (cuadrante de Asparrena, 113-IV), constituidos por pequeños cantos calizos, normalmente cementados, y con matriz arcillosa; los que aparecen en el ámbito de la sierra de Hornillos y al norte de San Román de Campezo, compuestos por calizas senonienses y thanetienses (cuadrante 139-III, Maeztu); y los que ocupan la ladera noroeste del monte Kurutzeberri, en el cuadrante de Mondragón (88-III), con grandes bloques calizos (hasta 2 y 3 metros) acompañados por masas calizas deslizadas.

En la vertiente nororiental de la alineación Aratz, Aitzgorri y Katabera, se han diferenciado unos depósitos calcosilíceos, en laderas mixtas por las que se deslizan bloques calizos hasta hectométricos, algunos de los cuales se encuentran actualmente en proceso de desprendimiento (Malbaundi

- Iruetxeas). Localmente, pueden encontrarse muy cementados e incluso crear notables resaltes topográficos.

Por otra parte, en los cuadrantes de Carranza (60-I y III) y Otxandio (87-IV), se han cartografiado algunos canchales calizos de bloques sueltos. Representan sencillamente depósitos de piedemonte actuales, con bloques angulosos de tamaño variable (algunos de grandes dimensiones). En el primero de los casos citados, estos depósitos se apoyan sobre los grandes relieves de la "barrera de Ramales", encontrándose en ocasiones fuertemente cementados y recubiertos por coluviales calcosilíceos (520) más recientes.

2.12.11. Depósitos coluviales cementados (522)

Otro término, diferenciado sólo en algunos cuadrantes, lo constituyen los depósitos coluviales cementados o bloques encostrados. Presentan características similares a los anteriores, con la salvedad de que sus cantos se encuentran frecuentemente unidos entre sí por un cemento calcáreo que les confiere cierta cohesión intergranular o que rellena totalmente los huecos.

Por su morfología, algunos de ellos parecen ser los restos de un sistema coluvial más antiguo, casi totalmente desmantelado que se apoyaba sobre los grandes resaltes calcáreos, en Aramotz, Urrekoaitz o Indusi (cuadrante de Igorre, 87-I).

En el desfiladero de Atxarte (cuadrante 87-II, Elorrio) se han cartografiado canchales de rocas calizas que, debido a la cementación subactual sufrida, se han convertido en un cuerpo rocoso de cierta entidad. Están integrados por fragmentos irregulares de calizas relativamente seleccionados por la pendiente y cementados por calcita arcillosa. La potencia de este canchal alcanza en algunos puntos 4 ó 5 metros.

Otros depósitos de este tipo son los observados en la ladera sur del monte Udala, junto al barrio del mismo nombre. En este caso los fragmentos calizos cementados muestran un tamaño medio de entre 5 y 25 centímetros. El espesor máximo observado es de unos 5 ó 6 metros, aunque presumiblemente sea mayor. Es interesante resaltar que a pesar de su aspecto de canchal calizo cementado, parece guardar cierta relación con procesos kársticos.

Al sur del anticlinal de Sobrón (cuadrante 137-I y III), junto a la carretera, se ha diferenciado un potente coluvión cementado que produce un fuerte resalte. Está formado por bloques cenomanienses y coniacienses. El cemento es siempre de calcita, que tapiza las paredes de los clastos y rellena los huecos.

Por último, en el borde sur de la sierra de Cantabria y apoyándose discordantemente sobre los depósitos neógenos de la cuenca del Ebro, aparece una unidad constituida por cantos de dimensiones variables, desde bloques de gran tamaño (decenas de metros cúbicos) hasta de escasos centímetros, procedentes de la destrucción de los escarpes verticalizados de la serie mesozoica, desarrollados sobre todo en zonas de máximo avance del frente de cabalgamiento. El hecho de que todos estos depósitos se sitúen a una altura muy similar (próximos a la cota de 900 metros) puede sugerir que se trate de un único evento, quizás relacionado con alguna pulsación tectónica cuaternaria.

2.12.12. Conos de deyección (523)

Se ha cartografiado como tal el depósito, en forma de abanico, que existe al sur de Berganzo (cuadrante 170-I y III, Labastida), en la "salida" de un arroyo muy pendiente y encajado.

Igualmente, en el cuadrante de Lagrán (170-II), ha sido cartografiada una serie de conos de deyección en las vertientes norte y sur de la peña de San Tirso.

2.12.13. Tobas y travertinos (524)

Los travertinos son calizas de estructura finamente estratificada, concrecional, que presenta niveles porosos. Están formados por la precipitación de carbonato cálcico a partir de aguas superficiales o subterráneas (su depósito está condicionado por la presencia de fuentes o manantiales). Se denomina tobas calcáreas a las variedades más porosas, formadas por la precipitación de carbonato cálcico sobre vegetales, y que suelen presentar abundantes impresiones de restos de los mismos. La causa de este proceso se encuentra en la excavación intensa de los valles, lo que provoca el descenso del nivel de base y el "vaciado" de los acuíferos por surgencias situadas a cotas diferentes.

En el cuadrante de Labastida (170-I y III), existen dos niveles de travertinos asociados al río Inglares: a cota 740 (al oeste de Payueta), y a cota 510 (al oeste de Ocio). Estos materiales engloban numerosos restos vegetales, recubiertos de carbonato.

En el aluvial del río Ega, entre Atauri y Antoñana (cuadrante 139-III, Maeztu), se producen acumulaciones travertínicas y de tobas calcáreas karstificadas (con estalactitas) de más de 4-5 metros de espesor, sobre un sustrato poco permeable. Su extensión superficial se cifra en torno a los 4 km^2. Igualmente, en el ángulo sureste del cuadrante, así como en los cuadrantes adyacentes por el sur (Bernedo, 171-I) y el este (Campezo, 139-IV y 171-II), aparecen tobas calcáreas sobre sustrato de conglomerado neógeno.

Extensión más limitada tienen los depósitos travertínicos del río Ayuda, en el cuadrante 138-IV (Montes de Izkiz) y los que aparecen en el área de Orúe (cuadrante 87-I, Igorre); estos últimos con una configuración neta de toba calcárea y afectados por un grado de alteración importante, por lo que se descomponen en fragmentos irregulares de tamaño decimétrico a tamaño arena gruesa.

2.12.14. Depósitos de playa (525)

Consisten en depósitos arenosos (arenas amarillentas) bastante bien clasificados, de origen diverso y con gran cantidad de restos de conchas que pueden dar proporciones de carbonato de más del 50%. Localmente también se han clasificado como depósitos de playa, las acumulaciones de grandes cantos silíceos (decimétricos), formadas a expensas de los acantilados que tienen detrás (playas de Elantxobe, Natxitua, Ea, Ogella).

2.12.15. Dunas (526)

Son depósitos arenosos (formados habitualmente a sotavento de las playas) que en ocasiones alcanzan superficies de afloramiento de cierta entidad (Górliz, Las Arenas-Areeta), aunque por lo general se trata de pequeños acúmulos situados todos ellos en las proximidades de la línea de costa actual. Se componen de arenas, a veces cementadas, con tamaño de grano más fino que el de las playas, y con mayor concentración de granos redondeados, debido a la acción eólica.

Aunque en el presente mapa geológico estos depósitos se representan como un único término, CEARRETA *et al.* (1990) basándose en sus características litológicas y en su edad, los separa en dos grupos. Por una parte agrupa los depósitos de Barrika, Meñakoz-Errekalde y Sopela-Arrietara (todos en el cuadrante de 37-IV, Getxo), caracterizados por presentar composiciones cuarcíticas, no estar cementados y ser azoicos; asignándoles una edad Pleistoceno superior, en base a una datación que MUÑOZ *et al.* (1990) realizan en el depósito de Sopela-Arrietara. Para las depósitos de Barrika, CEARRETA *et al.* (1990) establecen que se trata de niveles eólicos depositados en condiciones de clima seco y frío, entre los que se intercalan acumulaciones de ladera y niveles edáficos originados en condiciones más húmedas.

Por otra parte, incluye las acumulaciones dunares de Górliz (cuadrante 37-II, Arminza), Zarautz (no diferenciada en el presente mapa), Laga (cuadrante 38-IV, Elantxobe), Areeta, ..., en otro grupo. Estas son de edad Holoceno, presentan bioclastos carbonatados coexistiendo con los granos de cuarzo y están unidos por cemento carbonatado. CEARRETA y PASCUAL (1990) describen el complejo dunar de Górliz y, mediante dataciones de C14 realizadas en el segundo nivel del complejo, establecen un rango de edad de 6.020-5.710 años BP para dicho nivel.

2.12.16. Depósitos estuarinos

Se han cartografiado sedimentos de esta naturaleza en las desembocaduras de las principales rías de la Comunidad Autónoma (Bilbao, Gernika, Barbadún, Plentzia, etc.). Son materiales de edad Holocena sedimentados en los estuarios que se formaron como consecuencia del avance transgresivo holoceno. En algunos casos (Bilbao, Gernika, Bidasoa) los estuarios están bien desarrollados, y se ha propiciado la sedimentación y preservación de importantes volúmenes de sedimentos, si bien su cartografía y estudio se ven dificultados por las propias condiciones de afloramiento, puesto que muchos de ellos están aún debajo del mar.

2.12.16.1. Fangos estuarinos (527)

Son depósitos de tamaño limo o arcilla, normalmente de aporte fluvial, que se disponen horizontalmente intercalados con los depósitos arenosos. Localmente, en la ría de Gernika, presentan estratificación cruzada a gran escala de bajo ángulo.

Estas formaciones presentan gran desarrollo en las desembocaduras de las rías del Barbadún, de Bilbao y Plentzia, siendo en la ría de Gernika donde ofrecen mayor desarrollo.

CEARRETA (1998) estudia mediante testigos de sondeos los sedimentos cuaternarios de la ría de Bilbao, que alcanzan en uno de ellos 23,6 metros de potencia. En estos materiales reconoce la siguiente asociación básica de foraminíferos bentónicos: ***A. beccarrii/ H. germanica***, que en ocasiones aparece también con ***E. oceanensis***, ***E. williamsoni***, ***B. britannica/ B. pseudoplicata,/ J. macrescens/ T. inflata / A. mexicana***. Y deduce dos episodios transgresivos, cada uno de los cuales va seguido por una secuencia de somerización. Estos pulsos transgresivos coinciden con los estadios Atlántico (8000 años BP) y Subatlántico (3000 años BP).

2.12.16.2. Depósitos arenosos estuarinos (528)

Estos depósitos, de origen marino, son más frecuentes en la zona cercana a la desembocadura de las rías. Se trata de acumulaciones de características muy similares a las de las playas, aunque estas últimas tienen mayor contenido en carbonatos por aportes internos de restos de conchas y un mayor porcentaje de granos mates debido a una mayor intensidad de la acción eólica.

Se intercalan con los fangos estuarinos, sobre todo en la zona central de la ría de Gernika y en la desembocadura del río Bidasoa, donde han sido cartografiados en un único término junto con los depósitos de playa.

Los depósitos estuarinos del río Bidasoa han sido descritos por CEARRETA (1994) basándose en el estudio de dos sondeos, en uno de los cuales la potencia de los sedimentos cuaternarios alcanza los 26 metros. Mediante el análisis micropaleontológico de los foraminíferos bentónicos define diferentes submedios deposicionales e identifica dos eventos transgresivos que correlaciona con los que también reconoce en el estuario de la ría de Bilbao.

2.12.17. Turberas (529)

El único depósito se ha cartografiado en el área de Saldropo (cuadrante 87-III, Gorbea), se trata de una turbera ligada seguramente a los depósitos glaciares. Esta turbera se ha originado sobre un depósito arcilloso de unos dos metros de espesor, alcanzando ella misma un espesor similar o algo superior. La extensión del depósito ha quedado reducida a una cuarta parte de su extensión original debido a la explotación sufrida.

2.12.18. Depósitos residuales (530)

Son depósitos, producto de una meteorización *in situ* de los materiales, que se acumulan en pequeñas depresiones, sin sufrir apenas transporte.

Los depósitos residuales más frecuentes se localizan en los grandes macizos calcáreos. Provienen de la acumulación, en depresiones kársticas (dolinas), de los productos del proceso de descalcificación, por disolución de las litologías calizas. Las arcillas de descalcificación, también llamadas "terra rossa", tienen un alto contenido en óxidos de hierro y un espesor muy variable que puede alcanzar la decena de metros. Algunos ejemplos se localizan en Apraiz (cuadrante 38-III, Mungia), Itxaspe (cuadrante 38-IV, Elantxobe), Albiztur (cuadrante 89-I, Tolosa), etc...

También corresponden a este tipo de depósitos las acumulaciones de arcillas que se producen por la alteración de las ofitas. Éstas son observables a lo largo de la carretera de Forua-Altamira (cuadrante 38-III, Mungia), así como en Murueta (cuadrante 38-IV, Elantxobe).

Otros depósitos de este tipo, menos frecuentes, están localizados en la sierra de Urbasa, se trata de gravas redondeadas y arenas procedentes de la meteorización de conglomerados calcosilíceos terciarios (cuadrantes 113-IV, Asparrena), que se acumulan en pequeñas depresiones, alcanzando espesores máximos de 1,5 a 2 metros.

2.12.19. Depósitos lagunares (531)

Se han cartografiado en las inmediaciones de Laguardia (en el cuadrante170-IV y 203-II, del mismo nombre). Corresponden al relleno limolítico y arcilloso de pequeñas lagunas de carácter estacional.

La potencia de estos sedimentos es pequeña, no superando por lo general el metro.

2.12.20. Depósitos antropogénicos (532)

Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaño de grano.

De todos ellos se han cartografiado únicamente los más representativos, habiéndose diferenciado varios tipos:

- En las zonas rurales, una gran mayoría de estos depósitos corresponde a escombreras originadas por la limpieza y acondicionamiento de las tierras de cultivo.
- El siguiente grupo lo constituyen las escombreras y balsas de canteras y de explotaciones mineras hoy abandonadas, como las de Matienzo, en el cuadrante de Carranza (60-I y III) o las de las zonas de Gallarta, Ortuella y La Arboleda, en el cuadrante de Santurtzi (61-I); y activas, como ECHASA en Laminoria (cuadrante de Montes de Iturrieta (139-I).
- Otro tipo frecuente corresponde a vertederos, controlados e incontrolados, de residuos sólidos que se localizan en general en las proximidades de núcleos urbanos.
- En la ría de Gernika se han cartografiado varios depósitos, localizados todos ellos sobre las marismas de Busturia (cuadrantes de Mungia y Elantxobe, 38-III y 38-IV, respectivamente), que corresponden generalmente a rellenos para desecar las mismas.
- Finalmente, y sobre todo en las proximidades a los núcleos de población, se han cartografiado depósitos antropogénicos correspondientes a rellenos destinados a la construcción de obras civiles (carreteras, vías férreas, explanadas para la construcción de zonas industriales, etc.).

Los depósitos antropogénicos son especialmente abundantes en la zona del Gran Bilbao, como consecuencia de la intensa y prolongada actividad industrial y minera (escombreras y balsas), y no menos importante es la extensión que ocupan los rellenos para obras civiles, como es el caso de los muelles del puerto y superpuerto.Pagina siguiente

3. SEDIMENTOLOGIA

El propósito de este capítulo consiste en reconstruir y exponer, en la medida de lo posible, la historia y evolución sedimentaria de los materiales representados en la cartografía.

Los materiales que afloran en la Comunidad Autónoma conforman un registro sedimentario prácticamente continuo desde el Paleozoico hasta el Mioceno, lo que permitirá hacer un bosquejo del aspecto que ofrecía la Cuenca Vasco-Cantábrica para este lapso de tiempo, teniendo en cuenta los diversos factores estructurales y sedimentológicos acaecidos.

3.1. PALEOZOICO

Los materiales sedimentarios más antiguos representados pertenecen al Paleozoico superior (Devónico - Carbonífero), correspondientes a la denominada "sucesión esquistosa de Cinco Villas" (CAMPOS, 1979).

El hecho de que estas series aparezcan fuertemente tectonizadas, hace prácticamente inútil cualquier intento de reconstrucción de sus características sedimentarias. No obstante, en algunos niveles de grauvacas se pueden observar secuencias características de materiales turbidíticos; por lo cual, se las correlaciona en el ámbito regional con las series flyschoides representativas de la facies "Culm" del Paleozoico superior.

La existencia de brechas intraformacionales en la carretera del Castillo del Inglés (en el cuadrante 65-I y III, Irún-Ventas) apoya esta idea de una cuenca "turbidítica" durante el Paleozoico.

En los últimos estadios del Paleozoico (durante el Pérmico) se produce una emersión de estos materiales, con la creación de fuertes relieves, que posteriormente son erosionados y suavizados durante el Pérmico y el Trías inferior. Como consecuencia de esta erosión se genera, en áreas marginales de los antiguos macizos, las series detríticas del Buntsandstein.

3.2. TRIASICO

3.2.1. Facies Buntsandstein

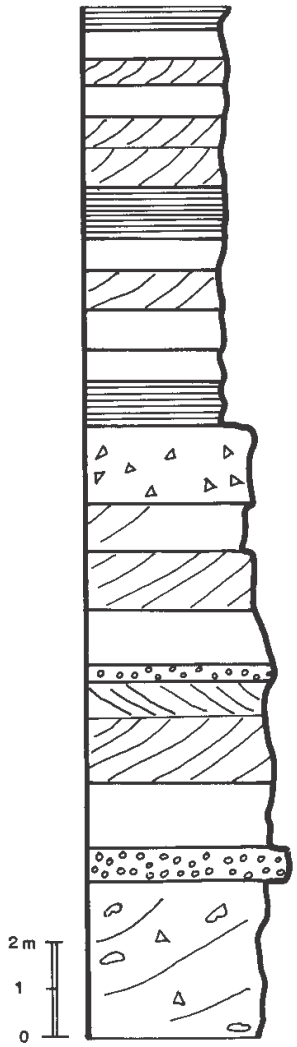


Figura 3.1.- Log esquemático de las facies más representativas del Buntsandstein

Sobre los materiales paleozoicos reposan, en clara discordancia, las series detríticas del Buntsandstein que suelen comenzar con un conglomerado basal (probablemente el Pérmico no está representado). De las observaciones realizadas, se deduce para estos materiales un medio sedimentario de transición, marino-continental, con desarrollo de abanicos aluviales costeros, "fan-deltas" y sistemas fluviales, como queda patente en las inmediaciones de Berastegi (cuadrante 89-II y IV, del mismo nombre) donde aparecen depósitos ligados a roturas de diques fluviales y desbordamiento posterior, desarrollándose zonas lutíticas finamente laminadas adyacentes a las facies fluviales típicas, constituidas por depósitos de "lag" basal, "point bar", acreciones laterales de canales, etc., con características de energía mucho más alta (figura 3.1). Estudios sedimentológicos de detalle, en materiales similares a estos, se pueden encontrar en ROBLES *et al.* (1987) y LUCAS (1987) entre otros.

EVE Ente Vasco de la Energía

3.2.2 Facies Muschelkalk

Sobre los materiales del Bunt, más distales cuanto más a techo, se deposita un episodio carbonatado de edad Muschelkalk (sólo identificado en el cuadrante de Irún-Ventas, y como enclaves en el diapiro de Maeztu), originado en un medio marino somero de aguas agitadas y alto nivel de energía.

3.2.3. Facies Keuper

La facies que más frecuentemente aparece a techo del Bunt corresponde a las arcillas del Keuper, a las que tradicionalmente se les atribuye un medio sedimentario típico de mares epicontinentales, muy someros, formados en una etapa de distensión generalizada ("rifting"), con abundantes "sebkhas" litorales y un clima global bastante árido, que permitió la formación de evaporitas (yesos y anhidrita).

Hacia el final de este episodio debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto debe citarse, tanto las ofitas como las rocas volcanoclásticas (término 38 de la cartografía), descritas por primera vez en el cuadrante de Villabona (64-III), que hacen pensar que parte del material ígneo, ligado también a importantes fracturas, alcanzó el fondo marino, redepositándose posteriormente. Por su posición estratigráfica, se ha supuesto para este episodio una edad Infra-Rethiense (aunque con reservas). Por otra parte, MARTINEZ TORRES (1989) cita episodios de "volcanitas jurásicas" a techo de las carniolas (¿Rethiense?); de manera que el tránsito Triásico - Jurásico se configura como un episodio distensivo en el que importantes fracturas del zócalo alcanzaron el fondo marino.

3.3. JURASICO

A techo de este episodio epicontinental somero, una transgresión generalizada trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina, que se describe a continuación bajo la denominación de Jurásico marino. A grandes rasgos el Jurásico se organiza en dos ciclos; el inferior, claramente transgresivo (hasta el Dogger), y el superior de tendencia regresiva, que culmina con la serie jurásica terminal de ambientes de transición. El tránsito Jurásico - Cretácico, de tendencia regresiva y evolución algo más compleja, se tratará en el siguiente apartado.

De acuerdo con las ideas de SOLER y JOSE (1972), los materiales del Jurásico marino se han dividido en cinco episodios, con significado litológico y sedimentológico propio. Estos términos se describen a continuación de muro a techo:

1. Infralías - Lías calizo-dolomítico. Durante el Triásico superior - Lías inferior el medio de depósito corresponde a zonas inter a supramareales o plataformas muy someras, representados por carniolas (generadas por disolución de evaporitas), y dolomías con frecuentes laminaciones algales. Son abundantes los lechos de tormenta, y brechas de cantos planos, que evidencian el medio sedimentario antes reseñado. También son frecuentes los ciclos de somerización, aunque de modo global ofrece una secuencia de profundización relativa, sucediéndose depósitos de llanura mareal (figura 3.2) de energía creciente (calizas y dolomías estromatolíticas y oosparitas dolomitizadas).
2. Lías margoso. El Lías medio - superior es claramente transgresivo con respecto al anterior. Ha sido depositado en condiciones de plataforma marina abierta (ammonites, belemnites y escasa fauna bentónica).

Si se exceptúan las variaciones de potencia, se podría decir que estos dos episodios mantienen unas características muy homogéneas a escala regional, presentándose como episodios expansivos y generalizados.

3. El **Dogger** supone un episodio de somerización muy claro. En la base se mantienen casi totalmente las condiciones de plataforma marina abierta, depositándose progresivamente carbonatos en los que, sobre todo a techo del término, son especialmente frecuentes las barras bioclásticas y oolíticas, con estratificación cruzada, y los niveles con fauna arrecifal (corales, esponjas, etc.), que indican una pérdida batimétrica considerable respecto a los materiales infrayacentes.

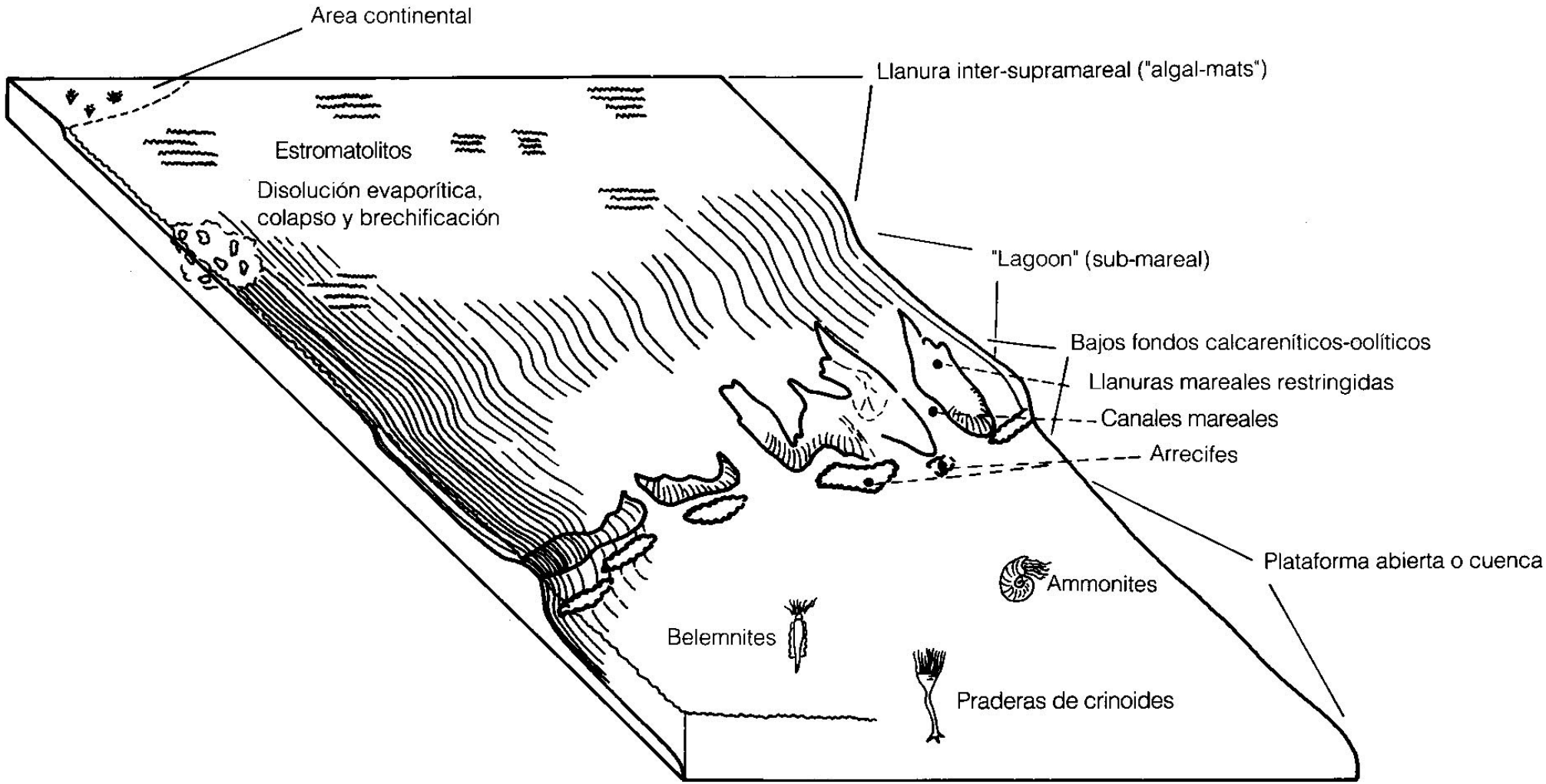


Figura 3.2.- Distribución paleogeográfica de ambientes marinos someros en el Lías inferior (escala vertical exagerada)

Es en este momento (durante el Dogger) cuando se rompe la monotonía y aparecen las primeras variaciones laterales importantes, de forma que en la orla del paleomacizo de Cinco Villas (paleoalto estructural), los niveles generalmente calizos someros del Dogger dan paso a una serie detrítica, con areniscas silíceas e, incluso, conglomerados silíceos. Estos materiales, descritos por primera vez en el cuadrante de Andoain (64-IV), han sido denominados "Jurásico de orla del macizo". Forman una secuencia estrato y grano decreciente (figura 3.3) de base muy irregular, que constituye un cuerpo canaliforme de varios centenares de metros de anchura. Aunque

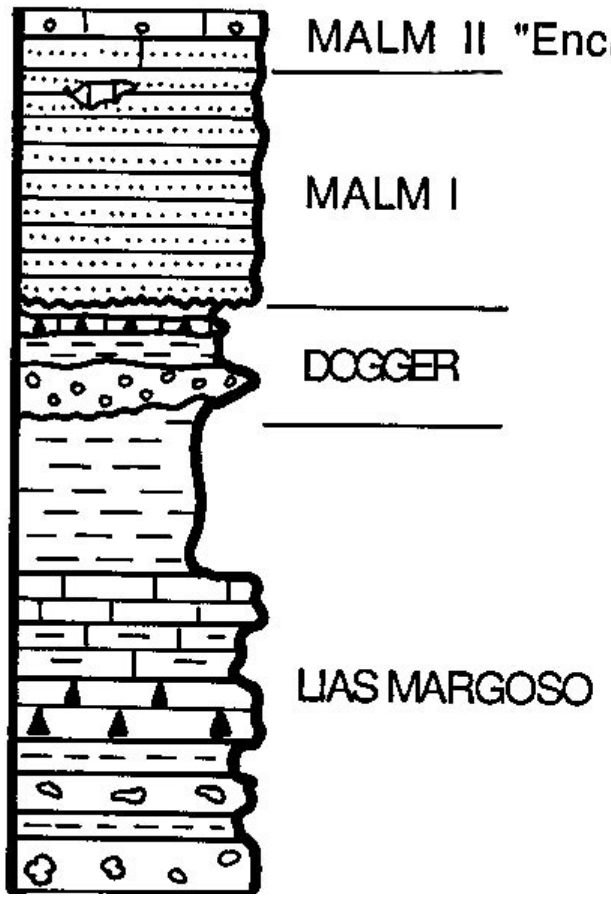


Figura 3.3.- Columna esquemática del Jurásico en el área de Andoain

con muchas reservas, ya que no se han realizado estudios exhaustivos, se supone que puede tratarse de depósitos proximales (facies canalizada) de abanicos submarinos, cuya profundidad se desconoce.

En la sierra de Aralar, la somerización también es patente, hacia techo se empiezan a generar depósitos siliciclásticos, dolomitizaciones estratoligadas y facies carbonatadas bioclásticas con frecuentes estratificaciones cruzadas planares de media escala, que corresponden a progradaciones de barras y "shoals". Todo ello es indicativo de una somerización relativa y de una incipiente influencia continental.

4. Malm I. El Malm es claramente regresivo con respecto al anterior. Algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre los dos términos. La sedimentación corresponde a ambientes someros, euxínicos, con importante influencia detrítica.

Efectivamente, esta ruptura sedimentaria que pasa desapercibida en las zonas de surcos o cubetas (como es el área oeste de Aralar), se manifiesta en la zona de orla del macizo mediante la brusca entrada de terrígenos y la presencia de olistones de calizas del Dogger, que evidencian la caída a la cuenca de fragmentos de la plataforma. En las zonas de umbral relativo, como la zona este de Aralar o el flanco norte del sinclinal del Hernio (Tolosa, 89-I), este término se acuña hasta llegar a desaparecer. Es por tanto un episodio definido en una paleogeografía de surcos y altos relativos, aunque dentro de un contexto de plataforma somera con influencias continentales.

5. Malm II. Corresponde al techo del ciclo Jurásico marino. En él se depositan facies bioclásticas y oolíticas correspondientes a medios de plataforma de alta energía, encontrándose facies arrecifales y pararrecifales, en las que se pierde progresivamente la influencia siliciclástica. Este episodio corresponde al depósito de las "encrinitas".

En el cuadrante de Tolosa (89-I), el Malm II refleja algunos cambios de potencia, observándose un gran desarrollo en la zona del alto de Larre y escaso al otro lado del río Oria, en el flanco sur del Hernio. Hacia el techo de la serie, las facies de plataforma se vuelven cada vez más pobres en oxígeno, encontrándose calizas negras, azoicas, en el alto de Larre-Loatzo.

En resumen, el Jurásico inferior (Lías inferior a superior) se caracteriza por una escasa o nula actividad orogénica y débil subsidencia, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas. A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culminará al final del

Jurásico con la emersión de algunos sectores durante el Kimmeridgiense; a su vez se desarrolló un sistema de plataforma marina con altos y surcos relativos. Los últimos términos marinos considerados son los del Malm II.

Estos cinco episodios descritos han sido diferenciados, dentro de lo posible, en cartografía, con objeto de poder ver de manera clara su evolución lateral. Esto, junto con la correlación de las series levantadas (figura 3.4), ha sido el instrumento utilizado para la interpretación de la cuenca sedimentaria durante el Jurásico.

Del esquema de correlación anterior se deduce que la serie del alto de Larre-Loatzo, la más completa, corresponde a una zona de máximo surco. Las otras dos corresponden a "umbrales" relativos. Pero esta configuración paleogeográfica resulta difícil de comprender si no se integra en un esquema más amplio; por este motivo se ha seleccionado un esquema de SOLER y JOSE (1972) en el que se indica la situación de los perfiles levantados (figura 3.5).

En el sector oeste de Aralar (figura 3.6) se localizan importantes espesores de series terrígenas (zonas de cubetas o surcos), cuya área fuente pudo situarse hacia partes más occidentales, pues hacia el este no aparecen las facies más groseras. Así mismo, es en el área occidental de la sierra de Aralar donde se encuentran los máximos espesores, corroborando la existencia de un surco relativo subsidente.

Como ya se ha indicado, es a partir del Dogger cuando se configura un dispositivo paleogeográfico, estructurado en altos fondos y cubetas, controlado por accidentes de zócalo (ONO-ESE) y, probablemente diapirismo (sierra de Aralar). Las cubetas, más o menos interconectadas, contienen las series más completas y no presentan, aparentemente, interrupciones en la sedimentación. En los altos fondos o umbrales aparecen series más reducidas con superficies de condensación o ausencia de ciertos términos (acentuaciones de la morfología y posible emersión, ver figura 3.6). Cerca de los paleoaltos más importantes (Cinco Villas) aparecen, además, series "anómalas" con una fuerte influencia terrígena, que evidencian la existencia de un umbral.

De este dispositivo merece la pena destacar la coincidencia de la posición del alto fondo de Alzo-Leiza con el actual trazado de la falla de Leiza (coincidencia ya citada por ZUAZO, 1986) de manera que este accidente condicionó ya la sedimentación a partir del Jurásico medio - superior, control tectónico que será una constante en el resto de las series, incluido el Cretácico superior.

En la franja Mundaka-Gernika, el denominado Lías margoso, junto con el Dogger y, localmente, parte del Malm (Oxfordiense), están representados por un tramo uniforme, margoso y calizo, de potencia condensada, con frecuentes superficies ferruginizadas ("hard-grounds") y abundante fauna de ammonites (que datan del Toarciense al Bathoniense), belemnites y crinoides, cuya distribución relativa varía en el tiempo y en el espacio. La base de este término parece ser localmente erosiva sobre el sustrato estromatolítico (por ejemplo, en Kanala), con brechas calcáreas aparentemente canalizadas.

La transgresión marina, plasmada en la evolución de los medios sedimentarios durante Lías y Dogger (figura 3.7), se detiene bruscamente entre el Calloviense y el Oxfordiense, iniciándose una etapa de rápida regresión, a veces marcada por discordancias erosivas (discordancia kimmérica). Es frecuente que sobre materiales de medios marinos abiertos se depositen facies oolíticas (someras de alta energía) así como las primeras manifestaciones terrígenas gruesas (areniscas) del ciclo jurásico en esta zona. Este tipo de facies oolíticas está bien representado en el área de Altamira (cuadrante de Mungia, 38-III).

Al sur de Alava, en el sector de Montoria (cuadrante de Labastida, 170-I y III), la serie jurásica también parece ajustarse al esquema de SOLER y JOSE (1972), aunque faltan los materiales del Malm por probable barrido erosivo. Por otro lado, en las restantes estructuras diapíricas del territorio histórico de Alava, el Jurásico aflora en forma de retazos, constituidos generalmente por facies de plataforma cuyas litologías principales son carniolas, dolomías y calizas de edad Lías inferior.

Entre la bibliografía existente al respecto cabe citar a: SOLER y JOSE (1971 a, b) y (1972); RAMIREZ DEL POZO (1971); VILLALOBOS y RAMIREZ DEL POZO (1971); DUVERNOIS, FLOQUET y HUMBEL (1972); FLOQUET y RAT (1975); y ZUAZO (1986).

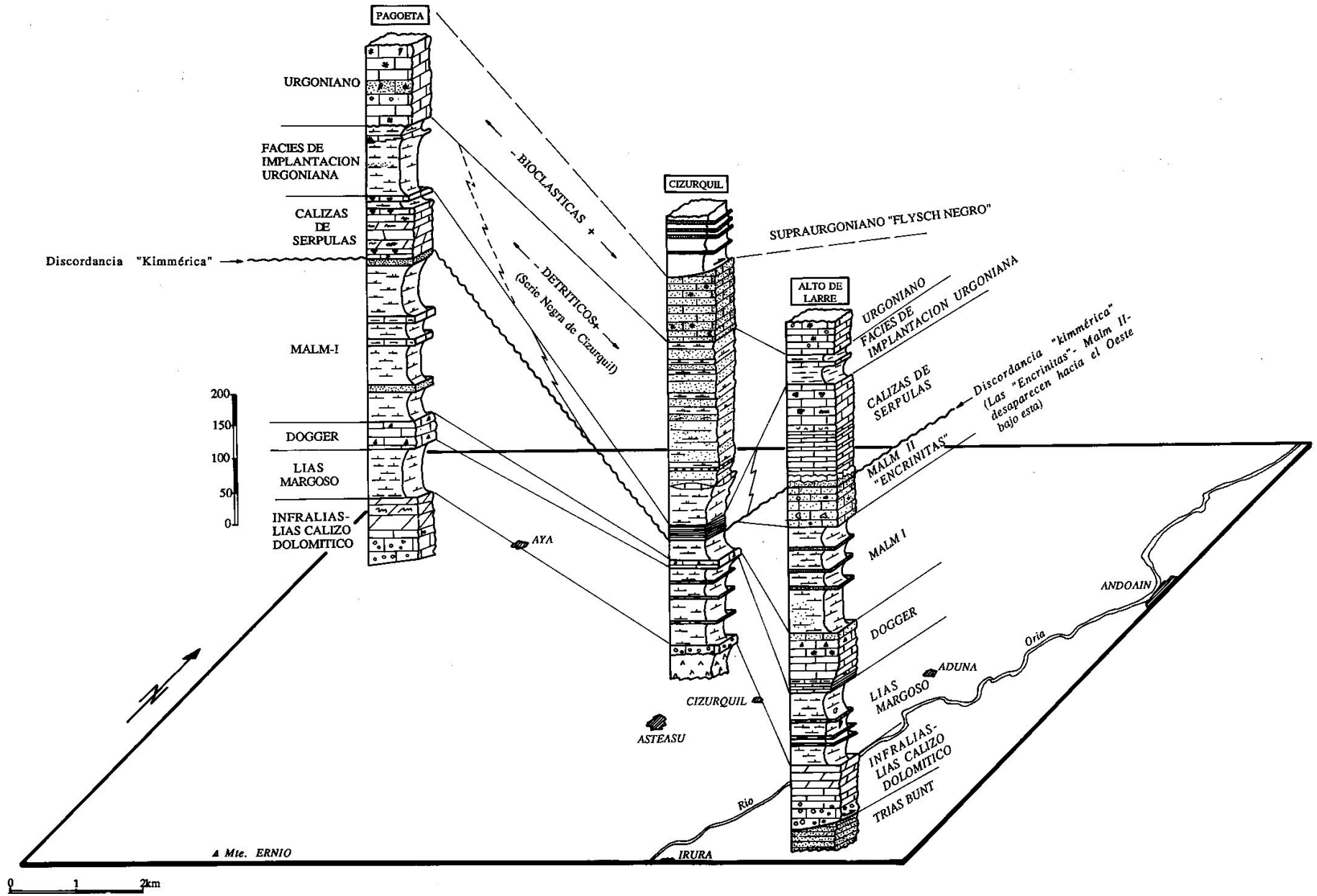
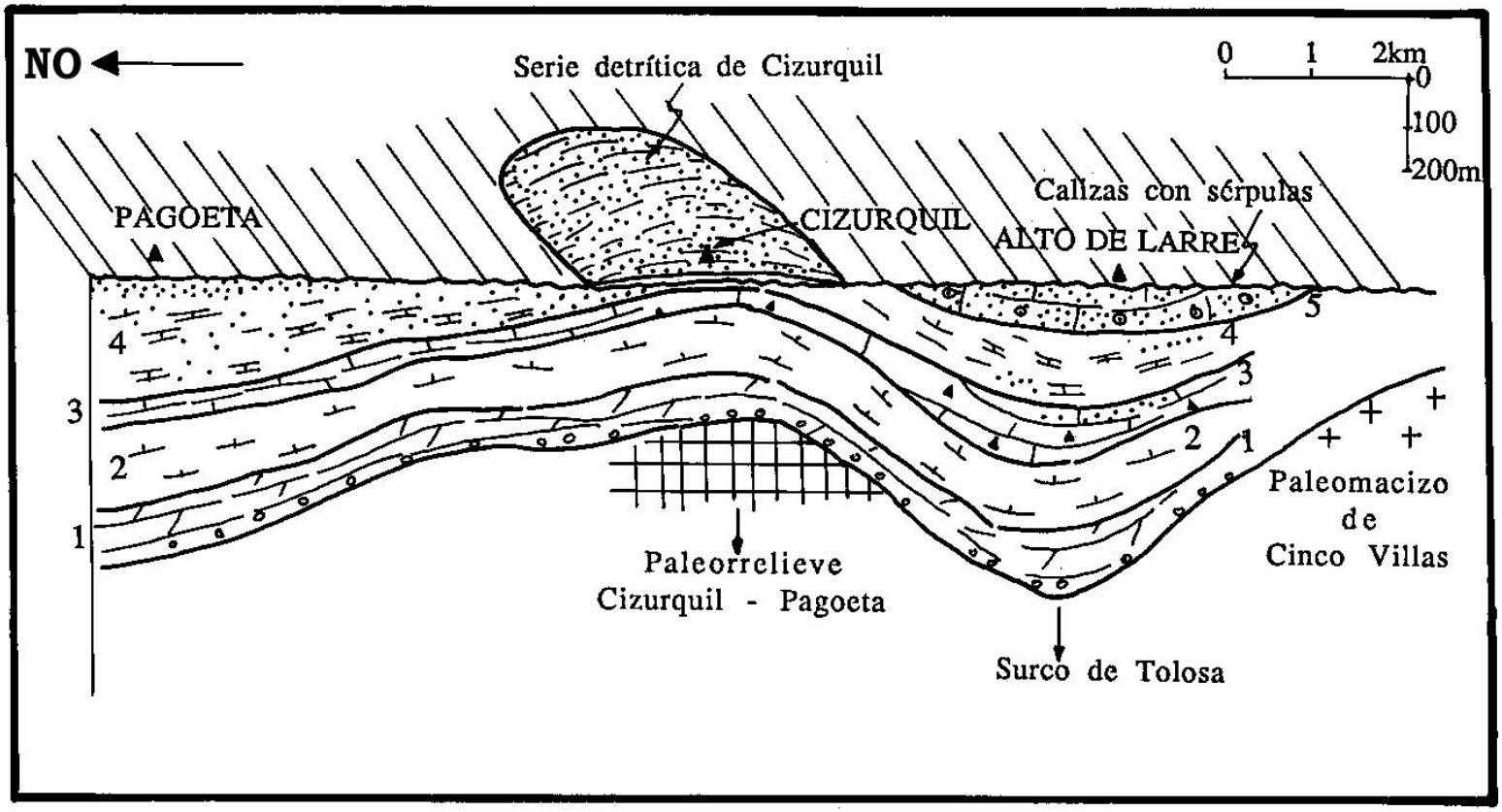


Figura 3.4.- Esquema de correlación de las series del cuadrante de Villabona (64-III)

EVE Ente Vasco de la Energía



1- Infralías - Lías calizo dolomítico
2- Lías margoso
3- Dogger
4- Malm I
5- Malm II "Encrinitas"

Figura 3.5.- Esquema tectosedimentario del momento de depósito de las calizas con sérpulas postkimméricas (Adapt. SOLER y JOSE, 1972)

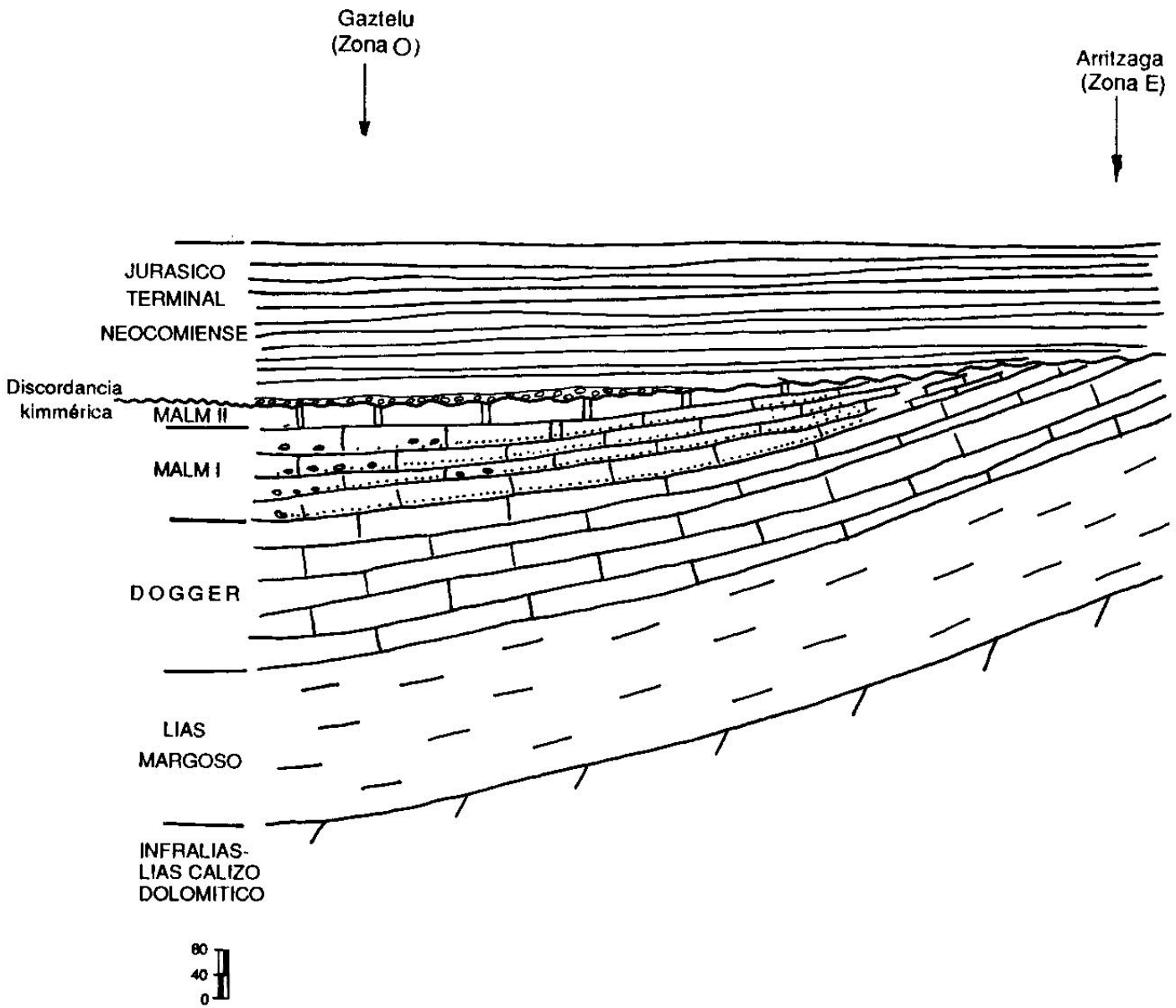


Figura 3.6.- Panel de distribución de facies para el Jurásico marino - Neocomiense del sur de Aralar. Obsérvese la variación lateral de potencia (creación de la cubeta subsidente en el Dogger y la zona oriental del paleoalto) y la falta de ciertos tramos por erosión kimmérica. Sin escala horizontal.

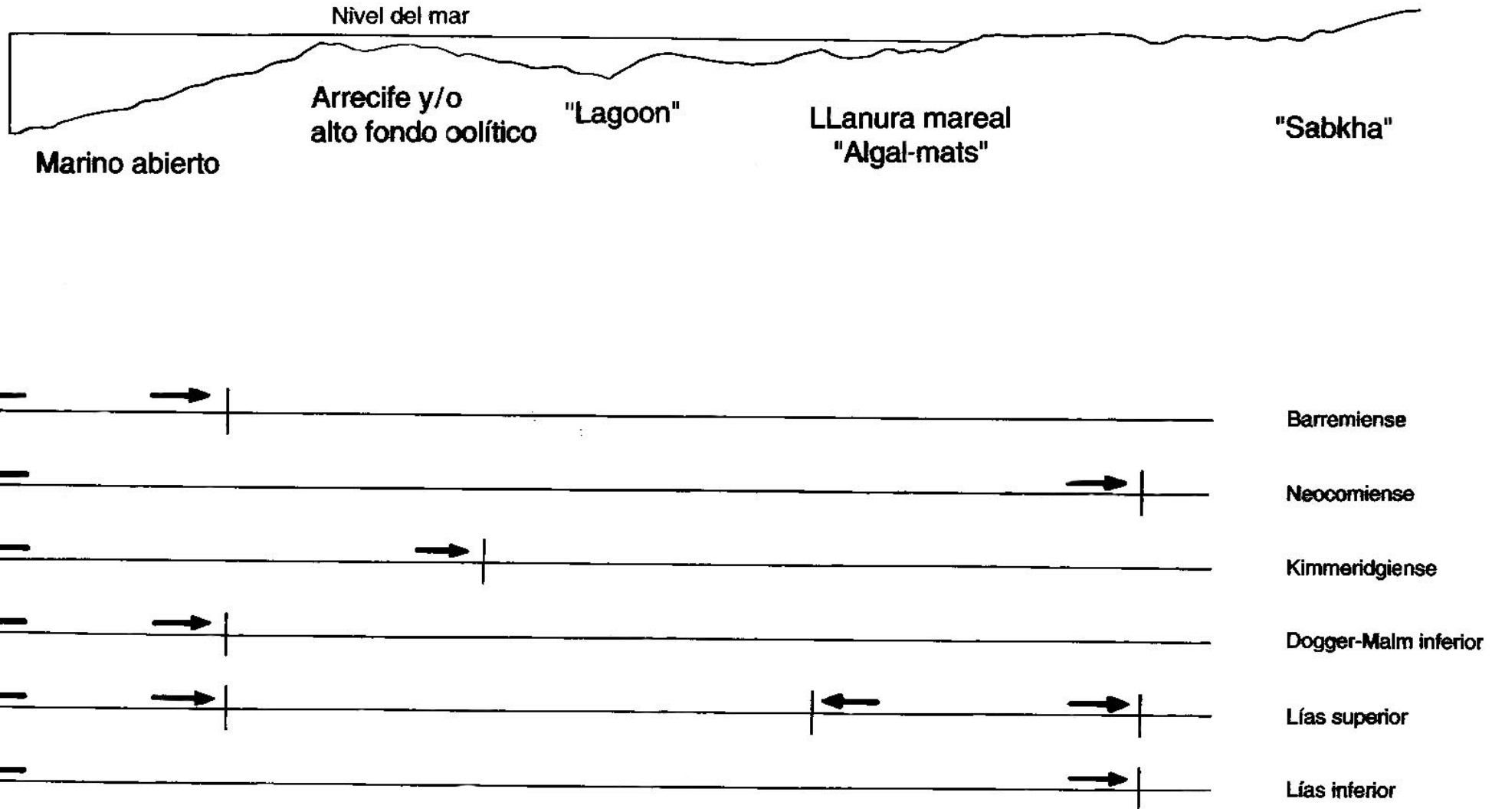


Figura 3.7.- Medios sedimentarios identificados en el área de Mundaka - Gernika entre el Jurásico y Neocomiense-Barremiense. La variedad ambiental del Lías inferior va disminuyendo al perder segmentos intermedios entre marino y mareal durante el Lías superior. Esto se debe a la transgresión que llegaría a su máximo desarrollo durante el Dogger. La regresión durante el Kimmeridgiense y Neocomiense origina nuevamente la creación de medios sedimentarios de variedad creciente. La transgresión Barremiense anula a su vez dicha variedad hasta la llegada de los medios arrecifales del Aptiense inferior.

EVE Ente Vasco de la Energía

3.4. TRANSITO JURASICO - CRETACICO

Como ya se ha citado anteriormente, durante el Jurásico se pueden diferenciar dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo (hasta el Dogger) y otro superior de tendencia básicamente regresiva. Este megarritmo culmina con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense, coincidiendo con los primeros movimientos de la Orogenia Alpina (movimientos de gran radio neokimméricos). A partir de este momento se sucede un grupo de facies mixto, marino - costero, con frecuentes indentaciones. Las antiguas morfologías (cubetas y altos fondos) se acentúan durante este período, llegando a producirse emersiones en los umbrales más acentuados (figura 3.5).

La sedimentación de este periodo de tiempo es variada. Mientras que en la zona norte de la Cuenca Vasco-Cantábrica este tramo presenta, claramente, características marinas y de transición, continental - marina, en el núcleo del Anticlinorio de Bilbao la sedimentación es fundamentalmente detrítica.

3.4.1. Facies marinas

En la zona norte de la Cuenca, los movimientos kimméricos posibilitan la erosión de parte del Jurásico marino y la creación de una discordancia de escala regional, la cual en detalle llega a ser una paraconformidad. Así, posteriormente a ella, en algunas áreas se generan facies resedimentadas de carácter mixto detrítico-carbonatado, interpretadas como superficies de erosión. En Aralar estas facies llegan a acuñarse en sentido este, delatando el mantenimiento residual de la cubeta occidental.

El depósito de la denominada facies de calizas de sérpulas "fosiliza" las morfologías previas del fondo, pudiéndose vislumbrar posibles zonas de surco y alto relativo. Esta facies reposa, dependiendo de los cortes, sobre el Malm II (Alto de Larre, Belaunza), o sobre el Malm I, faltando las "encrinitas" del Malm II por barrido erosivo (Pagoeta, Urrestilla), lo que evidencia zonas de alto relativo. En el sector del monte Pagoeta, el contacto con el Malm I es muy neto, y bien marcado por un horizonte detrítico, por lo que se interpreta como un contacto erosivo. En las inmediaciones de Berastegi, como puso de manifiesto ZUAZO (1986), las calizas de sérpulas solapan al Malm II mediante un contacto angular neto (5°). También presentan variaciones laterales de espesor de cierta importancia (250 metros al oeste de Aralar y 200 metros al este), que indican la actuación de la subsidencia comenzada en episodios anteriores (cubeta de Aralar, área occidental).

Donde han podido observarse, las calizas de sérpulas muestran asociaciones de facies inter a submareales (laminaciones algales / estromatolitos, lumaquelas de lamelibranquios, superficies de condensación - rubefacción, etc.). También son frecuentes las secuencias de somerización de escala decimétrica.

La distribución superficial de las calizas de sérpulas viene condicionada también por la morfología previa de surcos y umbrales, de manera que, en algunos puntos no llegan a depositarse, como ocurre en el flanco norte del sinclinal del Hernio o en el sector de Zizurkil (cuadrante de Villabona, 64-III). En estos puntos, en su lugar, se encuentra una delgada serie detrítica versicolor con cierta afinidad continental ("wealdense") o simplemente aparece un hiato sedimentario.

Esta serie detrítica versicolor, que se puede observar también por encima de las calizas de sérpulas en numerosos puntos del sector occidental del cuadrante de Villabona (64-III), marca el final del ciclo regresivo, iniciándose de nuevo un cambio de tendencia evolutiva.

En el sector de Gernika y áreas adyacentes, este ciclo está representado por calizas tableadas con estromatolitos y gasterópodos de aguas salobres (afloramiento-tipo en Kanala), calizas oolíticas muy bien desarrolladas (Narea), a veces con aportes terrígenos (arenosos, e incluso microconglomeráticos, en Malax) y margas arenosas (Barremiense?), las cuales darán paso a las primeras praderas de orbitolínidos del Aptiense inferior, típicas del mar urgoniano. La paleogeografía del área es de escaso relieve, lo que origina una pobre diferenciación de medios sedimentarios (ver figura 3.7).

3.4.2. Facies Purbeck-Weald

En el núcleo del Anticlinorio de Bilbao, este ciclo constituye un episodio no marino, de ambientes deltaicos o transicionales a marinos, que se describen en la literatura como facies Purbeck (de edad Neocomiense), cuya

base no aflora en el área, y facies Weald (Barremiense). El tramo inferior se compone de niveles lutíticos, calcáreos y dolomíticos, correspondientes a depósitos de lagos salobres costeros. Los tramos superiores, por su parte, corresponden a fangos negros estuarinos con abundante materia orgánica, depositados en un medio reductor, en los cuales se excavan sucesivos episodios de canales rellenos de areniscas silíceas bien seleccionadas (medio deltaico o de transición a marino). En momentos de quietud en el medio y/o de aumento de la invasión marina, pueden originarse algunos niveles lumaquélicos. En los episodios finales tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1982). En el momento del tránsito se desarrollan en toda la zona pequeñas construcciones biohermales de ostreidos o rudistas, en ciclos muy característicos.

En el corte tipo de Artea-Bikotzgane (cuadrante de Igorre, 87-I), la serie puede subdividirse en tres tramos (figura 3.8): el primero de ellos (tramo inferior), correspondiente posiblemente al techo de la facies Purbeck, se compone de lutitas con intercalaciones calizas y dolomíticas con pseudomorfos de evaporitas, y está escasamente representado al suroeste de Artea; el tramo intermedio está constituido por una alternancia a gran escala de niveles lutíticos y areniscosos. Estos últimos corresponden generalmente a rellenos de canal, mientras que en los primeros se dan intercalaciones carbonatadas con fauna salobre, en ocasiones incluyendo restos de peces, así como esporádicos niveles calizos o dolomíticos. El tramo superior es similar nuevamente al inferior, aunque con una mayor influencia marina, como se verá más adelante.

A tenor de las facies reconocidas, en el sector centro-occidental del Anticlinorio de Bilbao, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para el Purbeck de Portugal. Así, el tramo inferior (y, en parte, también el superior) de la figura 3.8, sería comparable a la "unidad 8" de WRIGHT (figura 3.9, afloramiento tipo en Otzerin-Zeanuri), representando depósitos de lagos dulces a salinos, perennes y someros, en una situación costera marginal, con desarrollo de tapices algales o "algal-mats" en los que se asientan comunidades biológicas bentónicas. Estos episodios suelen cerrarse con épocas de clima árido, en las que se depositan yesos y sales, y que pudieron llegar a la desecación total de algunas cuencas. El tramo

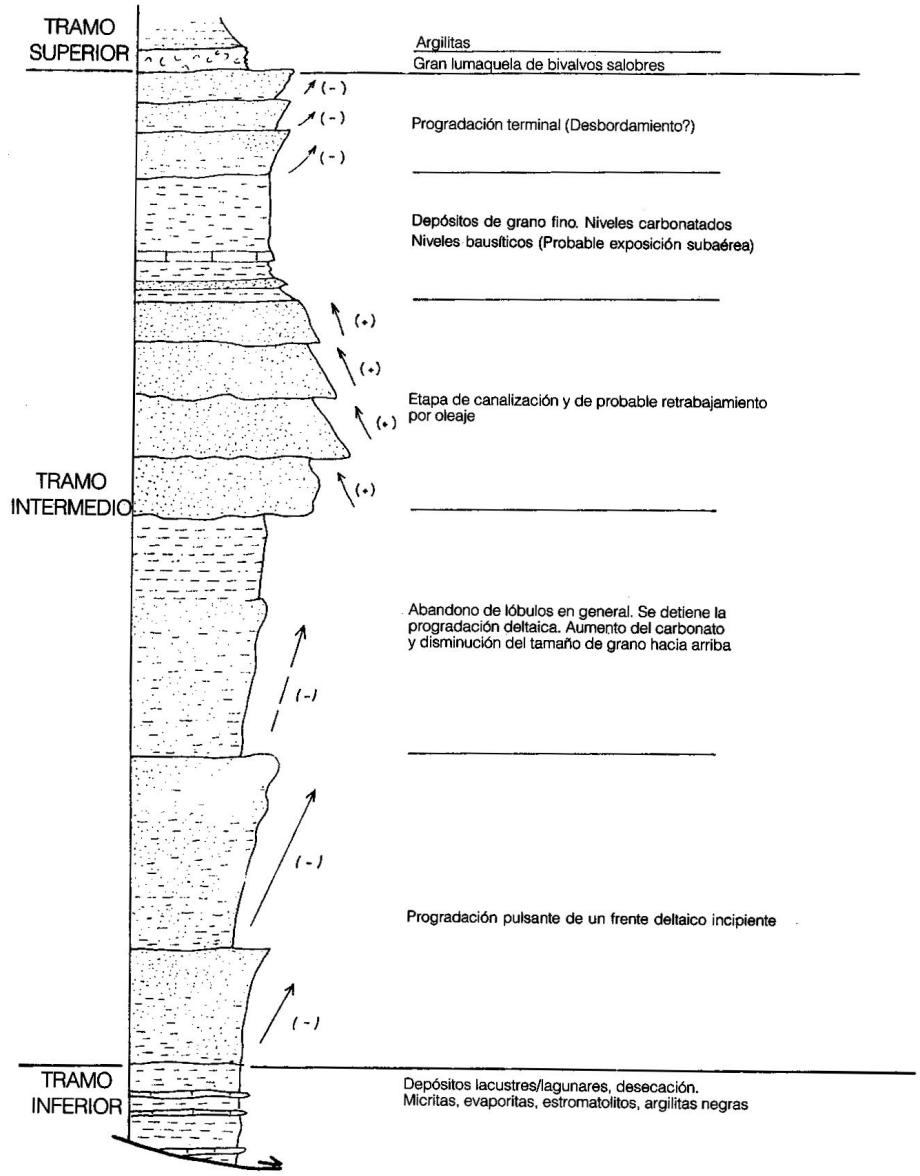


Figura 3.8.- Secuencia esquemática simplificada (sin escala) de los tramos inferior e intermedio de la sucesión del Complejo Purbeck-Weald en el área de Bikotzgane

EVE Ente Vasco de la Energía

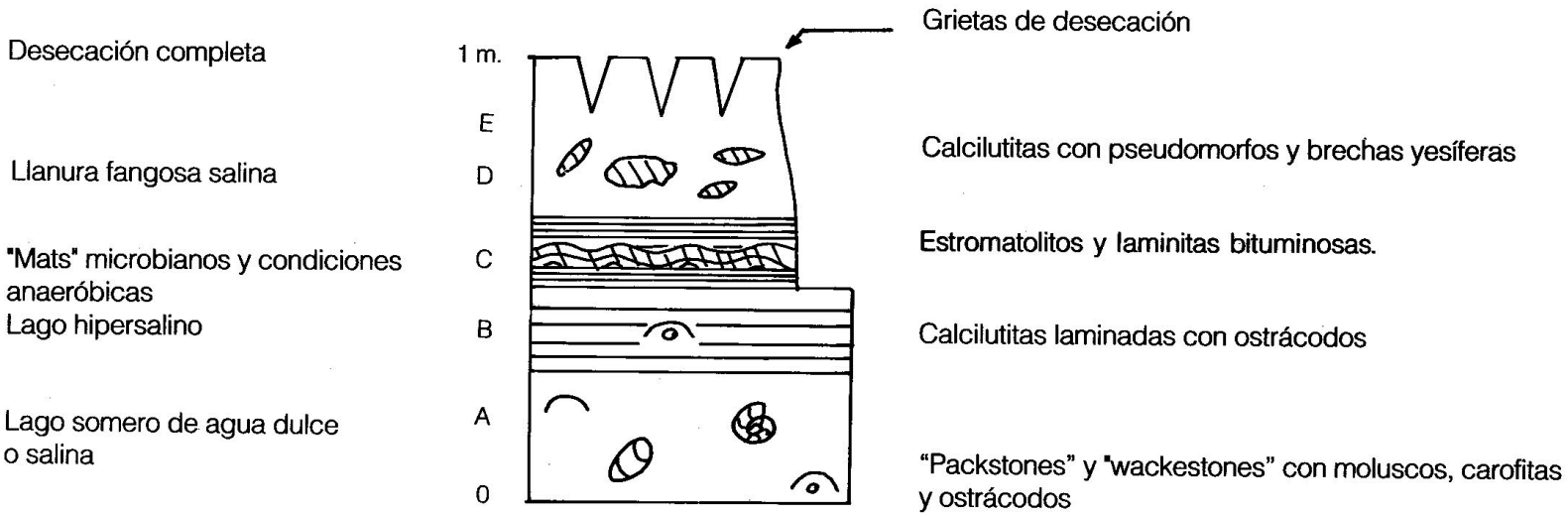


Figura 3.9.- Unidad 8 de WRIGHT

intermedio, que corresponde con la "unidad 4" de WRIGHT (figura 3.10), representa unos depósitos de "lagoon" salobre en situación fronto-deltaica. En la sucesión se intercalan regularmente horizontes carbonatados que señalan recurrencias del tramo inferior, así como abundantes niveles areniscosos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien, secuencias de relleno de "bahías" entre canales distributarios.

La evolución paleogeográfica que se visualiza en la serie compuesta de la figura 3.8, es la siguiente: Sobre un sustrato lagunar costero marginal (anticlinal del río Zeberio), con episodios evaporíticos localizados en el entorno cercano, tiene lugar la progradación o avance pulsante de lóbulos deltaicos. A principios quizá del Barremiense sobreviene la decadencia y abandono de esta actividad, convirtiéndose la zona en una llanura fangosa, probablemente estuarina. Inmediatamente, un nuevo aporte arenoso propicia la instauración de la zona canalizada principal, con estructuras de relleno de canales y de rotura de bordes de canal ("crevasse-splays"). A un nuevo episodio de llanura lutítica ("lagoon"), le sucede una progradación terminal con secuencias palustres (lignito) y gran acumulación de fauna salobre a techo. El tramo superior (vertiente norte del monte Untzeta, cuadrante de Llodio, 86-II), por su parte, presenta nuevamente características similares al inferior, aunque con una notable ausencia de intercalaciones calcáreas, posiblemente reflejo de una influencia marina más neta. Este tramo constituye el tránsito a la serie mareal suprayacente, que así completa el esquema transgresivo dibujado por la primera invasión marina del Cretácico. Esta transgresión culminará en el Aptiense y Albiense con el desarrollo de los arrecifes urgonianos.

En el área de Zollo (cuadrante de Basauri) se aprecian unas características claramente diferentes de la serie deltaico - lagunar; desaparición, prácticamente total, de las intercalaciones carbonatadas y disminución drástica de lumaquelas de moluscos; aumento del componente arenoso en todo tipo de materiales, y de la potencia en los niveles

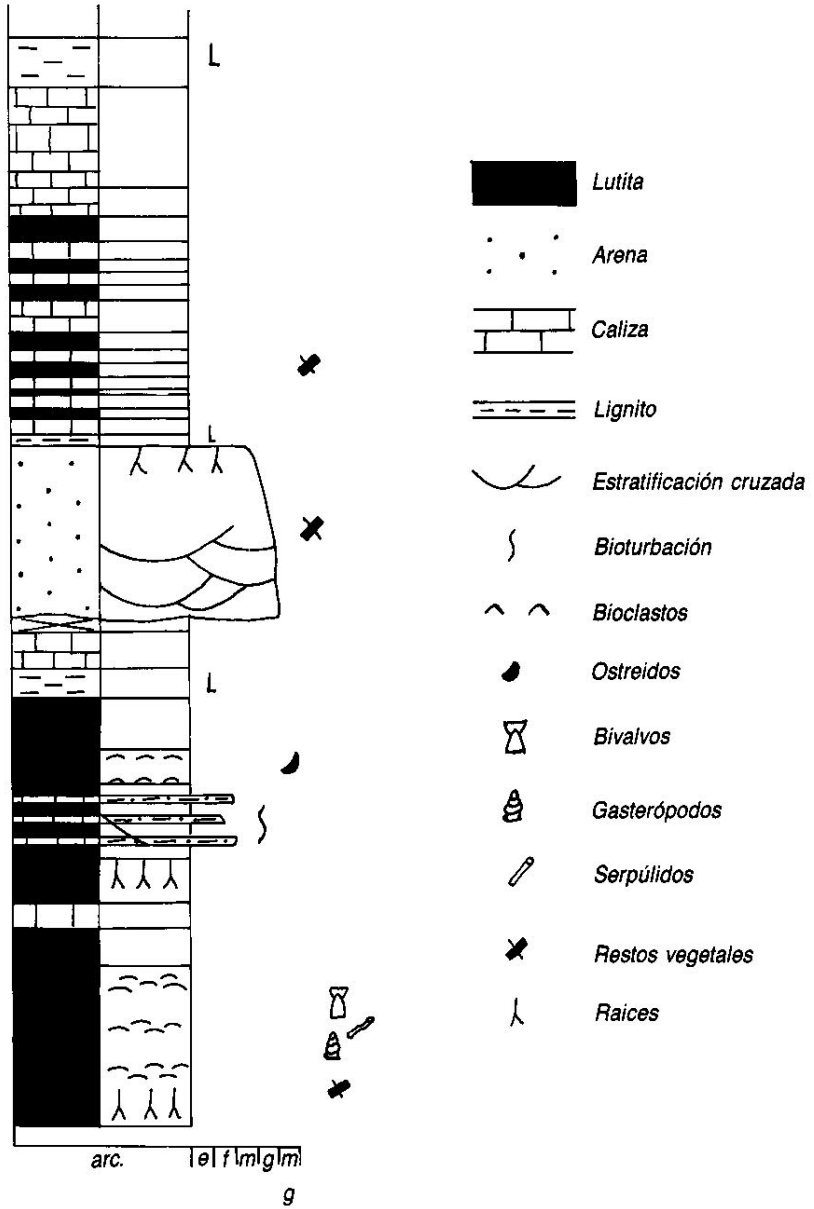


Figura 3.10.- Diagrama esquemático de la "Unidad 4" de la sucesión de "Vale Verde" según WRIGHT (1985)

areniscosos; aparecen con profusión estructuras "flaser", "lenser" y laminaciones onduladas, más propias de medios mareales de energía moderada; y se hacen menos patentes las macrosecuencias progradantes o retrogradantes que se observan en Areatza - Villaro. Se estaba produciendo por tanto, un cambio progresivo de las condiciones sedimentarias hacia el noroeste, con una mayor energía del medio, mayor influencia de las condiciones mareales, y práctica desaparición de los intervalos carbonatados de agua dulce o salobre. También comienzan a apreciarse ciertas subsidencias diferenciales de escasa entidad.

En la zona de Santa Lucía se evidencia un claro diacronismo de muro en la formación Ereza, cuya base sube en el tiempo hacia el noroeste y es equivalente lateral de buena parte de los términos superiores de la serie wealdense. Así comienza a manifestarse el empuje de la intumescencia de "Ugao-Miravalles", de origen diapírico, definida por GARCIA PASCUAL (1981) y GARCIA MONDEJAR Y GARCIA PASCUAL (1982).

3.4.3. Materiales "wealdenses" de Aramayona

El caso del Weald de Aramayona (cuadrantes de Aramaio y Mondragón) es algo diferente; aunque se habla de "facies wealdenses", no se trata en realidad de facies continentales, ni siquiera se tiene la certeza de que hayan sido depositados en un medio de agua dulce, sino que las evidencias apuntan a un medio marino restringido (aguas marinas, aunque quizás con salinidad por debajo de lo normal). Esta serie "wealdense" presenta unas características que se enumeran a continuación:

1. La litología dominante consiste en lutitas negras, finamente laminadas ("laminitas"), en las que la pirita es muy abundante. Se trata de facies claramente depositadas en un ambiente reductor. Es más que probable que originalmente fuesen pizarras bituminosas, aunque los hidrocarburos que pudieran contener se han perdido debido al alto grado de diagénesis que presentan. En la superficie de alguna de estas laminitas es frecuente la presencia de restos vegetales, carbonizados en un grado muy avanzado (antracitas, IGME, 1984).

2. Las escasas intercalaciones areniscosas presentan características de niveles de tormenta (base neta y plana, con laminaciones cruzadas internas y morfología de dunas conservadas a techo).

3. La serie intercala frecuentes niveles de caliza, cuyas características se enumeran a continuación:
   - Carácter fétido
   - Laminaciones algales espectaculares y frecuentes (a veces estromatolitos LLH)
   - Brechas de cantos planos, producidas por una desecación acentuada de las láminas algales, seguida de una removilización del fondo
   - Estructuras diagenéticas supramareales, con mezcla freática de aguas dulces y salobres; concretamente estructuras poligonales o de enrejados ("chicken-wire"), y
   - Abundante presencia, a escala microscópica, de anhidrita, visible en las láminas delgadas.

4. Según el sondeo Aramayona-1 son frecuentes las intercalaciones de yeso y anhidrita.

5. Fauna característica de glauconia y ostrácodos de ambientes salobres.

6. Según datos del sondeo Aramayona-1, a muro de la serie aparecen niveles de calizas oolíticas no aflorantes (¿encrinitas del Malm II?).

Teniendo en cuenta estos datos, puede decirse que estos materiales se depositaron en un golfo marino con aguas someras y restringidas ("lagoonales") en las que se depositarían las "facies negras". Hacia tierra estaría en conexión con una serie de llanuras litorales adyacentes, con lo que las aguas serían una mezcla de dulces y salobres. En la parte superior de la zona intermareal de éstas se desarrollan mallas de algas, representadas por niveles calizos. Las brechas de cantos planos, las intercalaciones de anhidritas y las estructuras "chicken-wire", corresponden a zonas en las que son frecuentes los períodos de emersión ("sebkhas" supramareales). Dada la escasa lámina de agua, cualquier fluctuación provoca la migración de estos subambientes, por lo que aparecen numerosas recurrencias de éstos en la serie. Según este esquema (figura 3.11) la zona de Aramayona se encontraría en el límite sur del dominio "marino" para esta edad. Hacia el suroeste dominarán las facies continentales (facies Weald), mientras que, en el noreste, los términos son más claramente marinos.

La influencia marina, más o menos acentuada, penetraría cíclicamente cada vez con más frecuencia e intensidad en el dominio continental. La migración generalizada de estos ambientes hacia "tierra" trae como consecuencia la evolución vertical observada en la columna del sondeo de Aramayona y en alguna serie parcial del sector.

3.4.4. Sierra de Cantabria

Hacia el Jurásico terminal, en la zona de sierra de Cantabria, se generan las primeras acumulaciones diapíricas, delimitando surcos y umbrales (movimientos neo-kimméricos). Este primer levantamiento halocinético, acentuado por los movimientos kimméricos, provocará el arrasamiento parcial o total de las series jurásicas pre-neocomienses en gran parte de la zona, como puede observarse en la columna del sondeo Laño-2, con el Weald depositado sobre el Keuper (figura 3.12).

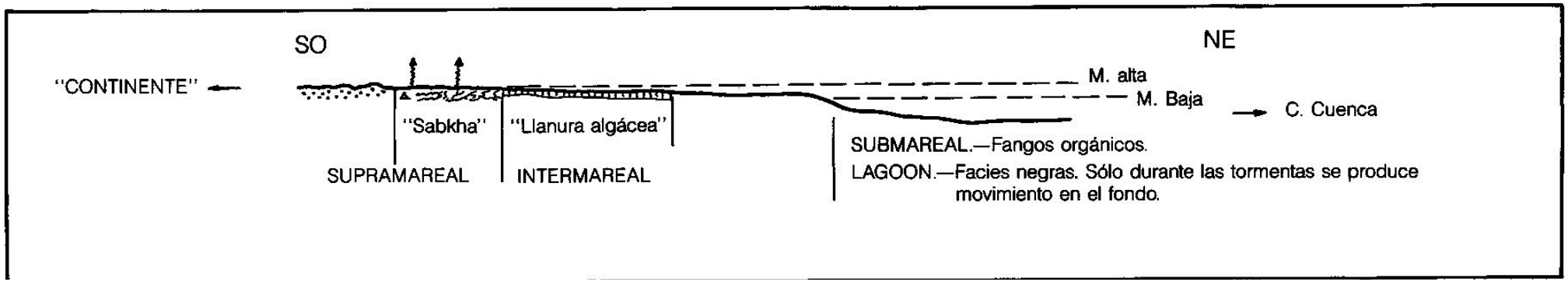


Figura 3.11.- Medio de depósito deducido para el wealdense en el sector de Aramayona y Aretxabaleta.

EVE Ente Vasco de la Energía

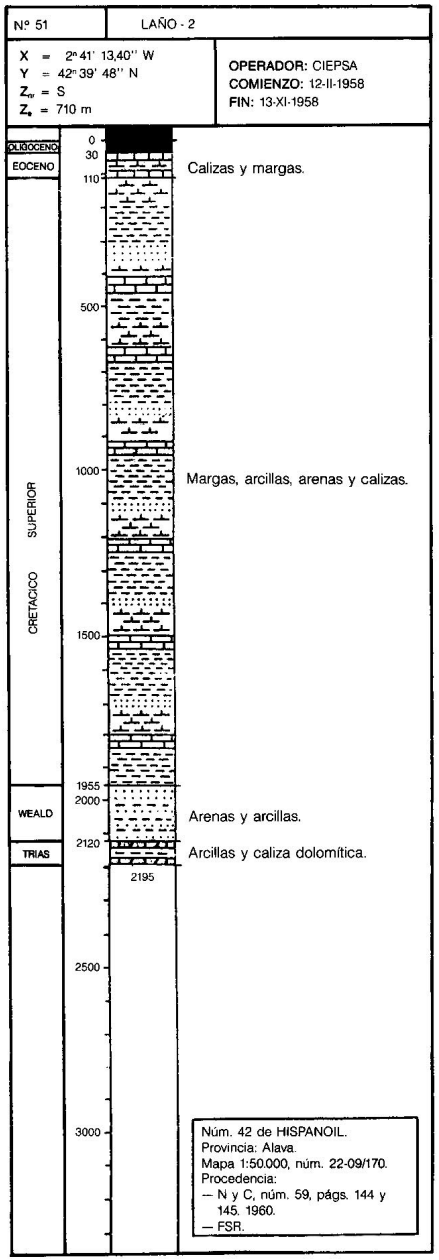


Figura 3.12.- Columna del sondeo Laño-2 (Labastida)

En la zona de Montoria, la serie jurásica se ha preservado en parte al constituir un surco relativo. La serie situada a techo de estos materiales (Neocomiense) muestra una tendencia básicamente regresiva, pudiendo incluir episodios básicamente continentales (Purbeck-Weald).

Analizado en su conjunto, el Complejo Purbeck-Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy localmente marino franco. En el Anticlinorio de Bilbao y en las zonas de Aramaio y anticlinal de Aitzgorri, aparecen sucesiones potentes (2.000 metros en el corte de Areatza-Villaro), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por sedimentos terrígenos de grano fino. En Gernika y en Gipuzkoa, las sucesiones son considerablemente menos potentes (máximos de 100 a 250 metros), y de carácter más calcáreo. En Bizkaia las influencias marinas procedentes del norte son mucho más ostensibles que en Cantabria (PUJALTE, 1981), por lo que cabe suponer que existían conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas. En la sierra de Cantabria (límite sur de Alava), el Complejo Purbeck-Weald (definido por PUJALTE, 1977), está representado por conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas abigarradas.

Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial y de un basculamiento de los bloques del sustrato, responsables de la influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena, o bien un enclave situado en una zona distal, más alejada del área-fuente principal de terrígenos. La alineación de umbrales se encontraba alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense (figuras 3.13 y 3.14).

Este esquema sedimentario, con subsidencia diferencial originada por los movimientos de bloques (ya mencionados) es atribuible a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el Golfo de Bizkaia. La margen continental ibérica está cruzada por importantes líneas de falla tardihercínicas que, sometidas a distensión, se reactivaron, dando como resultado una serie de bloques elevados y cuencas; en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores de sedimentos.

La tendencia regresiva se rompe hacia el final del Neocomiense, dando comienzo un ciclo generalizado transgresivo, muy importante, que va a cambiar por completo el "panorama sedimentario" de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y que va a culminar con el desarrollo amplio y casi generalizado de plataformas carbonatadas durante del Aptiense superior.

No obstante, conviene recordar este esquema sedimentario de altos y surcos, porque va a condicionar la historia y medio sedimentario de los materiales suprayacentes, especial-mente de los urgonianos.

EVE Ente Vasco de la Energía

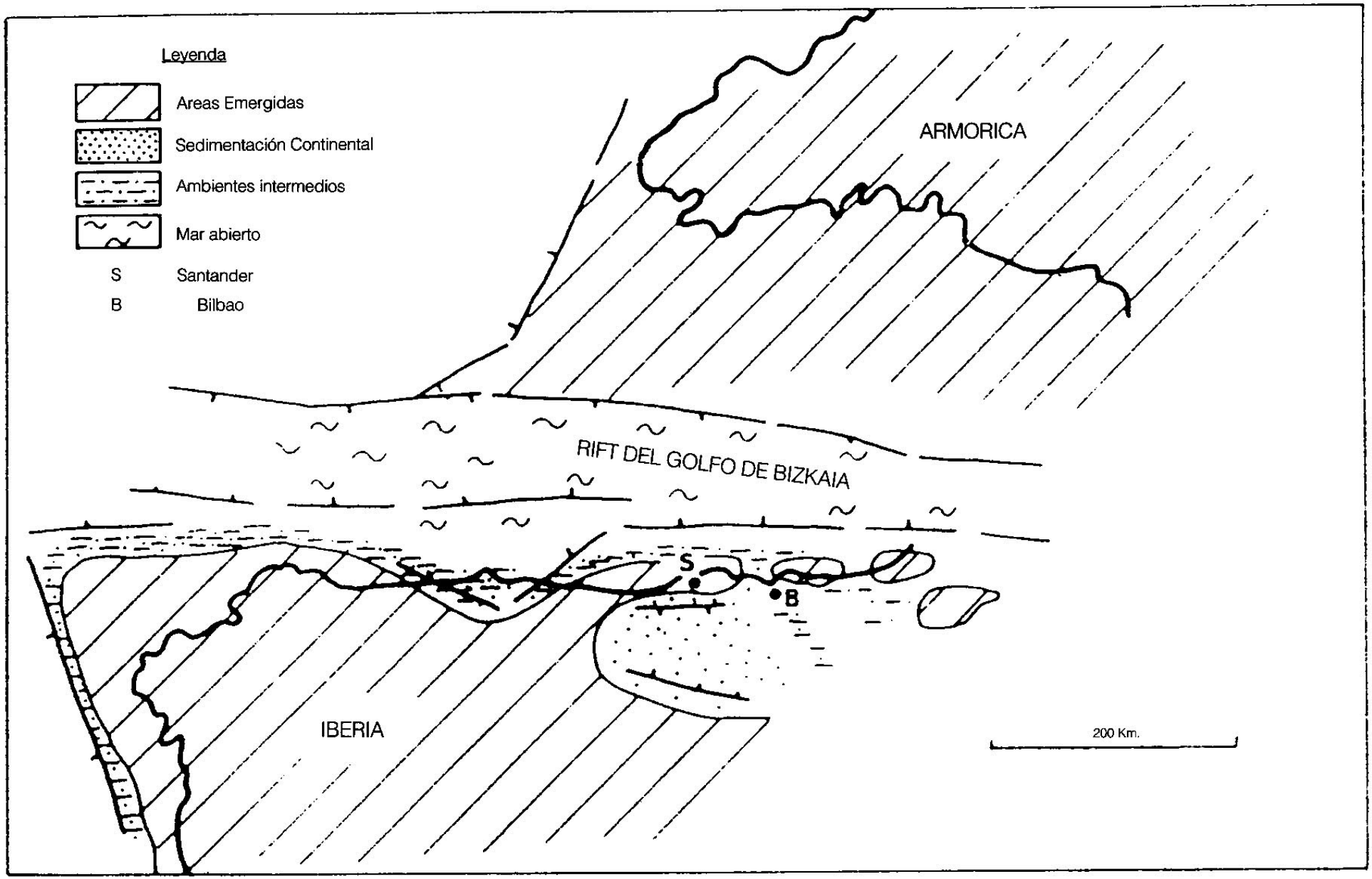
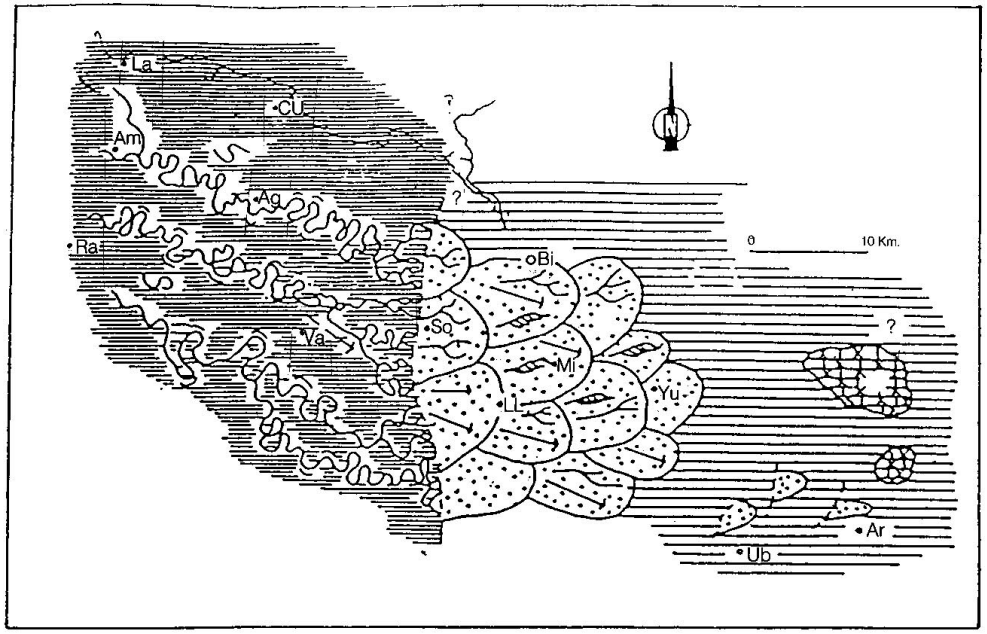


Figura 3.13.- Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck-Weald en la Cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.

EVE Ente Vasco de la Energía



Continental fluvial (ríos meandriformes)

Continental fluvial (llanura de inundación)

Continental lacustre (depósitos arcillosos)

Continental lacustre (calizas con láminac. de algas)

Continental lacustre (areniscas deltaicas)

Paleocorrientes medidas

La: Laredo; Am: Ampuero; Ra: Ramales; CU: Castro Urdiales; Ag: Agüera; Va: Valmaseda; So: Sodupe; Bi: Bilbao; LL: Llodio; Mi: Miravalles; Yu: Yurre; Ub: Ubidea; Ar: Aramayona

Figura 3.14.- Esquema paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y oeste de Bizkaia en el Barremiense superior. García Garmilla, 1987

EVE Ente Vasco de la Energía

3.5. COMPLEJO URGONIANO

En lo referente al Complejo Urgoniano (RAT, 1959), se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada, abarcando un intervalo temporal máximo Aptiense-Albiense medio aproximadamente.

Los edificios arrecifales son en general formaciones calcáreas de aguas someras, mas o menos continuas, o aisladas entre sí, y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1979).

El desarrollo de calizas dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica seguiría el siguiente patrón. En los episodios finales purbeck - wealdenses tiene lugar una transgresión que introduce en el sector occidental del Anticlinorio de Bilbao un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA MONDEJAR, 1982) que abre el ciclo Urgoniano (facies de implantación urgoniana o secuencia S1) de edad Aptiense inferior, y en el que a escala regional existe un desarrollo incipiente de calizas (instauración de los edificios en Aramotz, Jorrios, Gernika, Aitzgorri). Son equivalentes a las formaciones Ernaga (del mismo autor) y Tellamendi en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao.

Durante el Aptiense medio superior, el desarrollo de las calizas va a ser claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor (segunda secuencia urgoniana). Pero su evolución verdaderamente espectacular tuvo lugar entre el Aptiense terminal y el Albiense superior (3ª secuencia), con el desarrollo de grandes litosomos en Aramotz - Amboto (cuadrantes de Galdakao e Igorre), Itxina (complejo de Gorbea), Gernika, Jorrios - Karrantza, etc.

En los litosomos calizos de Zaraia y Aitzgorri, en el este de la Cuenca, por el contrario, las calizas parecen tener un crecimiento arrecifal continuo durante el Aptiense y Albiense inferior.

En el lapso Aptiense superior basal - Albiense medio, las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad totalmente continua. En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de plataforma-cuenca de WILSON (1975), con las matizaciones de su gran espesor frente a su relativamente pequeña extensión superficial.

La integración de estos datos con otros de carácter regional lleva a concluir que el urgoniano del área de la Cuenca está constituido por una potente sedimentación de carbonatos y sus equivalentes laterales, interrumpida en el tiempo por una importante ruptura sedimentaria intra-Aptiense. Esta ruptura constituye un valiosísimo elemento de correlación, ya que tiene un carácter generalizado en la cuenca, y divide el episodio arrecifal Urgoniano en dos secuencias deposicionales. El empleo de las rupturas sedimentarias como elementos de correlación ayuda a conocer con detalle la anatomía interna de las diferentes unidades. Esta ruptura presenta diversas morfologías: brusco aporte detrítico en el monte Erlo, discordancia erosiva en Istiña y Deva, superficies ferruginosas en el Duranguesado, karstificación en Itziar, paleosuelos en Aduna, etc.

Actualmente está aceptado de forma generalizada que, lo que en la literatura regional se describe como Complejo Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica, está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales) de mar abierto, compartimentadas por un sistema de fracturas que controlaban la subsidencia diferencial, en una corteza continental en expansión, en el extremo norte de la Placa Ibérica (aunque este último extremo suscita aún controversias, al menos para los sistemas septentrionales). Estas fracturas, que permanecieron activas durante la sedimentación del Complejo Urgoniano, como fallas normales y desgarres "sin-rift" (relacionados con la apertura del Golfo de Bizkaia), se agrupan en dos familias: N120°E y N20°E, con una dilatada actividad a lo largo del tiempo, delimitando altos y surcos. Son ellas las que condicionan la presencia de bancos de carbonatos insulares o de "off-shore" (altos) y la presencia de facies de talud y "cuenca" asociados a los bordes de estas plataformas. Las zonas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

Cada uno de estos "bloques" ha tenido probablemente una historia particular dentro del conjunto, en cuanto a características sedimentológicas y morfológicas se refiere; aunque, claro está, la evolución general de la cuenca ha sido la misma para todos ellos.

Además de la complejidad tectónica, el hecho de encontrarse, para este intervalo de tiempo, sectores con características sedimentarias diferentes, es lo que llevó en la publicación a dividir las unidades (de Oiz y Yurre sobre todo) en sectores.

3.5.1. Unidad de San Sebastián y Sector de Zestoa

La reconstrucción paleogeográfica del extremo oriental de la cuenca resulta interesante cuando se integran datos de cuadrantes situados más al oeste (Zumaia, Azkoitia y Villabona) pertenecientes a la unidad de Oiz, sector de Zestoa; para lo cual hay que hacer constar que la actual interpretación estructural de la zona estima un desplazamiento de unos 8 kilómetros hacia el norte, para los materiales del sector de Zestoa. Una vez reconstruida la posición original de los materiales, se puede resumir lo siguiente (figura 3.15):

1. Como ya se ha dicho, sobre los materiales regresivos neocomienses se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. El mar "urgoniano" va ganando terreno a los macizos emergidos, situados al este y al sureste. En ese momento, el macizo de Cinco Villas se encontraba parcialmente emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos (serie negra de Zizurkil), que disminuían de tamaño progresivamente hacia el oeste. En estas zonas, muy someras, eran frecuentes las charcas costeras y los aportes de restos vegetales, que daban en conjunto algunos niveles carbonosos de escasa importancia. Hacia el oeste, el sector de Zestoa-Aizarna (unos 8 kilómetros al sur de su posición actual) se encontraba probablemente sobre un bloque algo más elevado, constituyendo una plataforma insular alejada de la contaminación terrígena del macizo, lo que permitió el desarrollo precoz de facies carbonatadas. No obstante, cualquier variación del nivel del mar generaba nuevamente charcas costeras con desarrollo esporádico de vegetación en los bordes (un estudio detallado de estas facies se puede encontrar en IGME, 1986).

2. La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa, por supuesto) durante el Aptiense, trae como consecuencia que el mar urgoniano siga ganando terreno a los macizos emergidos, situados al este y sureste, retrasando cada vez más los aportes detríticos procedentes de éstos, y permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma. Las facies de calizas son, por lo tanto, más modernas cuanto más hacia el este y sureste (cercanas a los paleomacizos). Ya sólo quedarán facies carbonosas en una estrecha franja paralela a la costa de los macizos emergidos. Como cabría esperar, las áreas más orientales de esta plataforma carbonatada muestran evidencias de una relativamente alta energía, como sucede con las calizas de la alineación Zarate-Buruntza y las del sector de Hernani y Andoain.

En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense y parte del Albiense, el área es ocupada por amplias y a veces potentes plataformas carbonatadas, que "onlapan" perfectamente las series, generalmente detríticas, infrayacentes. La sucesión que se encuentra en los alrededores de Zizurkil, Aduna, Hernani y al norte de Andoain es la consecuencia de este solapamiento.

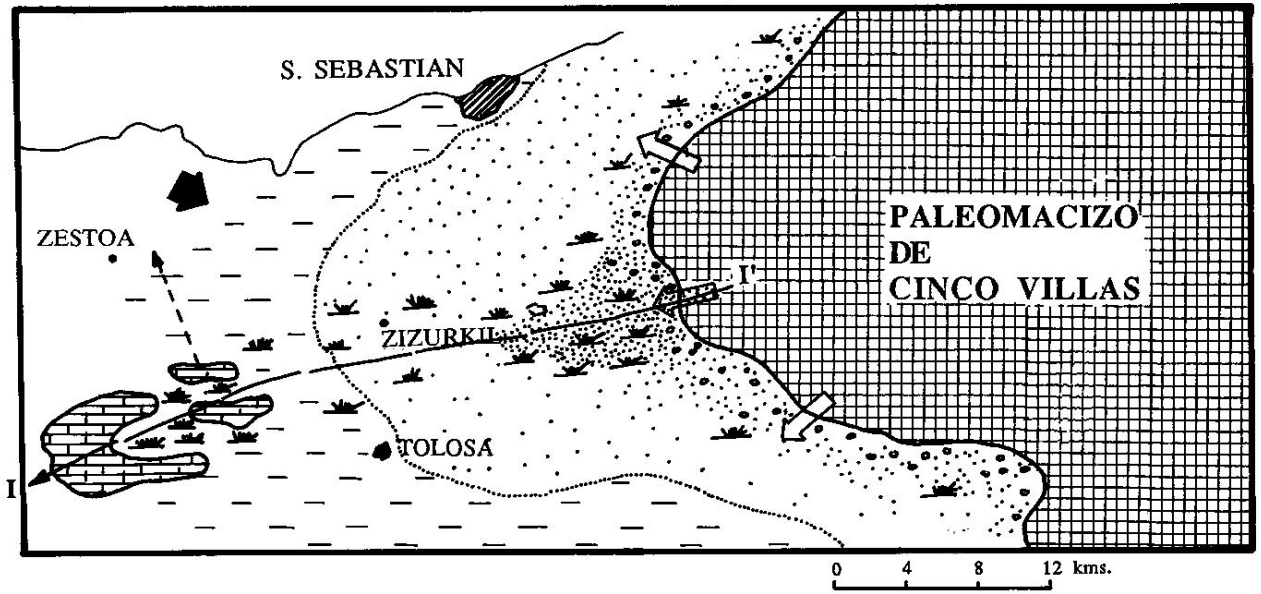
Aunque no existen afloramientos para afirmarlo de manera concluyente, se supone que al este de la falla del Oria-Urumea no existen ya carbonatos urgonianos de edad Aptiense, siendo reemplazados por una serie detrítica de orla del macizo, fuertemente diacrónica y que corresponde a medios más someros.

En otros sectores de la cuenca se ha puesto de manifiesto la existencia de una discordancia intra-Aptiense, consecuencia de una brusca caída del nivel del mar (Aptiense medio- superior), dentro del proceso generalizado de subida relativa de éste. En la unidad de San Sebastián no se ha podido constatar, debido fundamentalmente a la escasa calidad de los afloramientos para esta edad.

3.5.2. Sector del Erlo-Andutz-Arno

Por encima de las facies de implantación urgoniana (parte inferior de las laderas del monte Erlo), que marcaron el comienzo de la transgresión aptiense, la historia sedimentaria sufrida por este sector durante el Urgoniano restante debe, necesariamente, ser dividida en dos etapas, separadas por una ruptura sedimentaria intra-Aptiense.

Durante la formación de la primera barra urgoniana (segunda secuencia deposicional), la configuración general de este sector consistió en un sistema de plataforma relativamente amplio, casi totalmente dominado por una sedimentación de carbonatos con rudistas. A partir de entonces pequeñas oscilaciones del nivel del mar rompen la monotonía del esquema sedimentario depositándose, calizas bioclásticas de plataforma, parches con corales ramosos, brechas y en general facies de alta energía. Esporádicamente, en el macizo del Erlo (cuadrante de Azkoitia, 63-IV), se



Calizas urgonianas/calcarenitas y facies de "alta energía"

Limolitas calcáreas

Serie Negra de Cizurquil. Gauvacas. Con trazo grueso niveles carbonosos.

Facies carbonosas

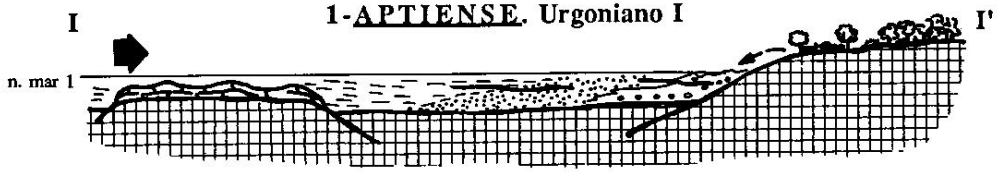
Sentido de la transgresión

Aportes detríticos

Eje deducido de umbral, indicando el sentido de hundimiento del zócalo.

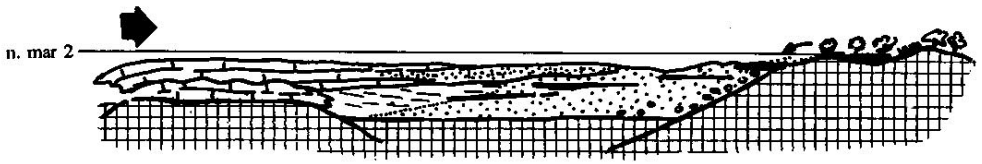
Este sector está actualmente unos 8 km. al norte de su posición original.

CA Posición relativa de los perfiles "Cizurquil" y "Aduna".



1-APTIENSE. Urgoniano I

1- En el área se instala un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. Hacia el Este, el macizo de Cinco Villas se encontraba emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos, que disminuían hacia el Oeste, donde en las zonas más alejadas de la "Contaminación terrígena", aparecieron los primeros "parches" de carbonatos (actual sector de Cestona-Aizarna).



2- ALBIENSE. URGONIANO II

2- La subida paulatina del nivel del mar trae como consecuencia:
* Un desarrollo generalizado de carbonatos de plataforma.
* El solapamiento de las series detríticas infrayacentes.

Figura 3.15.- Esquema paleogeográfico Zizurkil-Cestona

EVE Ente Vasco de la Energía

desarrollaba un tipo particular de fauna endémica, constituida por corales tabulares (microselénidos), que formaban a veces casi la totalidad de la roca. Las barras de tonos rosas que se observan en la parte alta del monte Izarraitz están formadas por estas facies coralígenas.

Hacia el noroeste, y también durante la segunda secuencia deposicional, el monte Andutz (cuadrante de Zumaia, 63-II) constituye un complejo arrecifal de tipo plataforma - talud - cuenca, en el que las facies de plataforma carbonatada progradan sobre "sus" facies de talud y de cuenca. Esta progradación se produce como consecuencia de una bajada relativa del nivel del mar, y/o por un levantamiento relativo de las áreas de plataforma. Este proceso tuvo probablemente un carácter continuo y gradual, ya que no hay evidencias de niveles arrecifales o "terrazas". En cualquier caso, la progradación total del complejo arrecifal resulta bastante importante, y se puede estimar, como mínimo, en unos 1500 metros. No se conoce exactamente el sentido de esta progradación, ya que el macizo del Andutz presenta actualmente una posición anómala, debido al arrastre producido a favor del desgarre de Itxaspe; no obstante, si se restituye el macizo del Andutz a su orientación original, el sentido que se deduce para la progradación es noroeste. Como consecuencia final de este levantamiento se produjo una parcial emersión del sistema.

En este complejo arrecifal se pueden definir una serie de facies deposicionales que de más proximales a más distales son: facies de plataforma - arrecife, facies de talud (talud superior, talud inferior) y facies de cuenca. Las reconstrucciones geométricas realizadas a partir de las diferentes facies indican un buzamiento original de 15° en la parte superior del talud y mayor de 10° en la parte inferior de éste, así como una diferencia batimétrica plataforma-cuenca de unos 250 metros.

En el extremo occidental del sector (macizo del Arno, en el cuadrante de Ondarroa, 63-I), el sistema de plataforma estaba limitado hacia el norte y el oeste por fallas que fueron activas durante la sedimentación. Su limite norte lo constituía una falla sinsedimentaria de orientación NO-SE (N 120° E), cuya traza cartográfica actual se encuentra jalonada por los afloramientos de silicificación situados al sur del núcleo urbano de Mutriku (la roca original de estos afloramientos son brechas de cantos, probablemente calizos en origen, englobados en materiales margosos). El límite occidental de esta plataforma era una falla NNE-SSO (N 20° E) que junto con la de Markina-Berriatua configuraban el surco sedimentario que separaba las dos plataformas.

Hacia la parte alta del Aptiense se produce una interrupción brusca en la sedimentación, que trae como consecuencia una configuración totalmente diferente en las áreas de plataforma (inicio de la tercera secuencia deposicional). En esta nueva configuración paleogeográfica los carbonatos ocupan plataformas mucho más reducidas y discontinuas, en las que dominan facies de alta energía.

En el macizo del Erlo, esta interrupción seguramente estuvo motivada por un hundimiento brusco de la cuenca (o al menos de la parte de la cuenca en la que se encuentra este bloque). La consecuencia inmediata es el cese de la sedimentación carbonatada, cuya reanudación viene marcada por la aparición de montículos arrecifales, que suponen el inicio de una gran secuencia de somerización. La particular evolución de este sector ha permitido que a lo largo de su historia sedimentaria se depositen unos 2.000 metros de calizas.

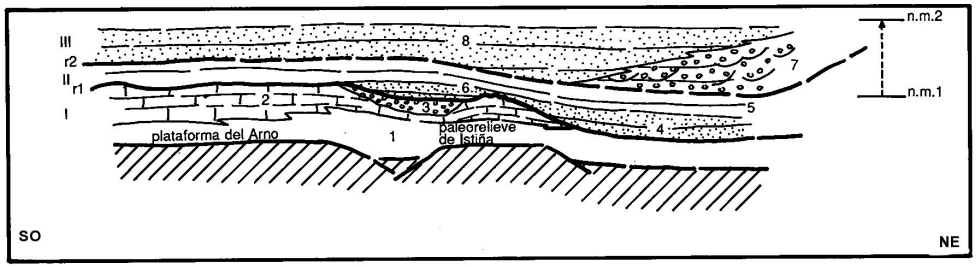
Por el contrario en los macizos de Andutz y Arno esta ruptura fue causada por una emersión, que queda registrada por la karstificación y erosión parcial de la parte alta del sistema, lo que es especialmente espectacular en el paleorrelieve de Istiña (observable desde el viaducto del mismo nombre, en la autopista Bilbao-Behobia). En el cuadrante de Ondarroa, por encima de esta profunda superficie erosiva, se deposita un paquete de areniscas con glauconita (areniscas de Istiña) que la fosilizan; a techo de las areniscas, o sobre la propia superficie de erosión (en el caso del monte Andutz), aparecen de forma paulatina lutitas euxínicas en facies de cuenca, denominadas "margas de Itziar", que solapan en muchas zonas las facies arrecifales.

Asimismo, se identifican escarpes activos provocados por fallas sinsedimentarias de dirección N 20° E, una de ellas (subparalela al trazado del río de Deva), provoca la existencia de una franja con brechas calcáreas, megabrechas y olistolitos (formación Sasiola), representados en cuadrante de Ondarroa (63-I); este conjunto de materiales, que se continúan hacia el sureste en la vecina hoja de Zumaia (63-II), procede del desmantelamiento de los relieves urgonianos circundantes. Estos materiales se organizan en secuencias "turbidíticas" constituidas por los intervalos "a" (brechas calcáreas), "b" (de calcarenitas) y, esporádicamente, "c", caracterizado

por la presencia de "ripples" y laminaciones onduladas. Esta formación, eventualmente engloba bloques decamétricos.

La figura 3.16 muestra las relaciones existentes entre las secuencias deposicionales urgonianas en el sector del monte Arno (cuadrante de Ondarroa, 63-I); ya que aunque estas secuencias se mantienen para toda la cuenca, sus características son diferentes en cada caso:

- En la unidad I de este sector, dominan los carbonatos de plataforma, mientras que en otros, como el Duranguesado aún no han comenzado a depositarse de forma generalizada.
- Para la unidad II ocurre lo contrario, mientras en otros sectores se desarrollan amplias y potentes plataformas, en el monte Arno (al igual que ocurre en el Andutz) únicamente aparecen sus equivalentes "distales" (lutitas euxínicas fundamentalmente).



I - URGONIANO I
1 Facies de implantación urgoniana
2 Carbonatos de plataforma
3 Brechas calcáreas y olistolitos (Fm. Sasiola)
r1 - Ruptura sedimentaria 1. (¿PARTE ALTA DEL APTIENSE?). Generalmente se manifiesta como una paraconformidad. En los paleorelieves (6) es una clara discordancia erosiva. Debió suponer una caida brusca del nivel del mar.

II - URGONIANO II. PARTE ALTA DEL APTIENSE-ALBIENSE SUPERIOR.
En numerosos puntos de la cuenca, sedimentación de carbonatos: en este sector sus equivalentes laterales:
4 Areniscas de Istiña. Fosilizan la sup. erosiva
5 Margas de Iciar
r2 - Ruptura sedimentaria 2. (ALBIENSE SUPERIOR). Reactivación de áreas fuente y masiva llegada de detríticos a la cuenca en forma de abanicos de procedencia Septentrional.

III - SUPRAURGONIANO. FLYSCH NEGRO.
7 Conglomerados de Saturrarán
Sistema deposicional de Saturrarán
8 Equivalentes distales

Figura 3.16.- Unidades tectosedimentarias (sensu GARRIDO, 1982) ó secuencias deposicionales (sensu MITCHUM *et al.*, 1977), para la zona del monte Arno

- La unidad III pertenece al Complejo Supraurgoniano, en concreto al sistema deposicional de procedencia norte (macizo de Bizkaia) denominado Flysch Negro.

3.5.3. Sectores de Ondarroa y Gernika

La primitiva disposición relativa de los sectores Erlo-Andutz-Arno y Ondarroa, parece clara y espacialmente similar a la que ahora ocupan; consistió en dos áreas de plataforma separadas por un surco subsidente de orientación N 20° E (tal como se muestra en el dispositivo de la figura 3.17). Este dispositivo es válido sobre todo para el final del episodio calizo, de modo que para la base del Urgoniano pudo existir sedimentación de carbonatos en zonas más extensas, incluso en el área ocupada por el mencionado surco.

El área que ocupa el sector de Ondarroa comprende los bloques de Lekeitio, Amoroto y Markina. Al igual que en otras zonas, las fallas de zócalo han ejercido un estricto control sobre las facies durante la sedimentación. La existencia de megabrechas de cantos calizos (en Mereludi y en Lekeitio) indica que debieron existir escarpes que produjeron la rotura y caída a la cuenca de grandes trozos de la plataforma carbonatada. Asimismo, conviene señalar que muchas de estas estructuras antiguas (fallas sinsedimentarias, altos, surcos, etc.) han jugado un papel muy importante en la evolución posterior de la zona, condicionando en gran medida la disposición estructural que actualmente se observa.

El bloque de Amoroto presenta en un corte de noreste a suroeste, una polaridad relativa de plataforma interna, plataforma externa, talud y "cuenca", encontrándose las margas de cuenca encima de potentes niveles de megabrechas (megabrechas de Mereludi) y estas encima de calizas de plataforma externa. En el bloque de Markina debió existir un dispositivo similar de suroeste a noreste, quedando delimitado de esta forma un surco sedimentario (surco de Berriatua), a favor de fracturas N110°E, entre los dos bloques mencionados (figura 3.17).

En el bloque de Lekeitio se observa también cierta polaridad de las facies, ya que de noroeste a sureste se encuentran facies de mayor energía (calcarenitas, etc.), talud destructivo (megabrechas) y cuenca.

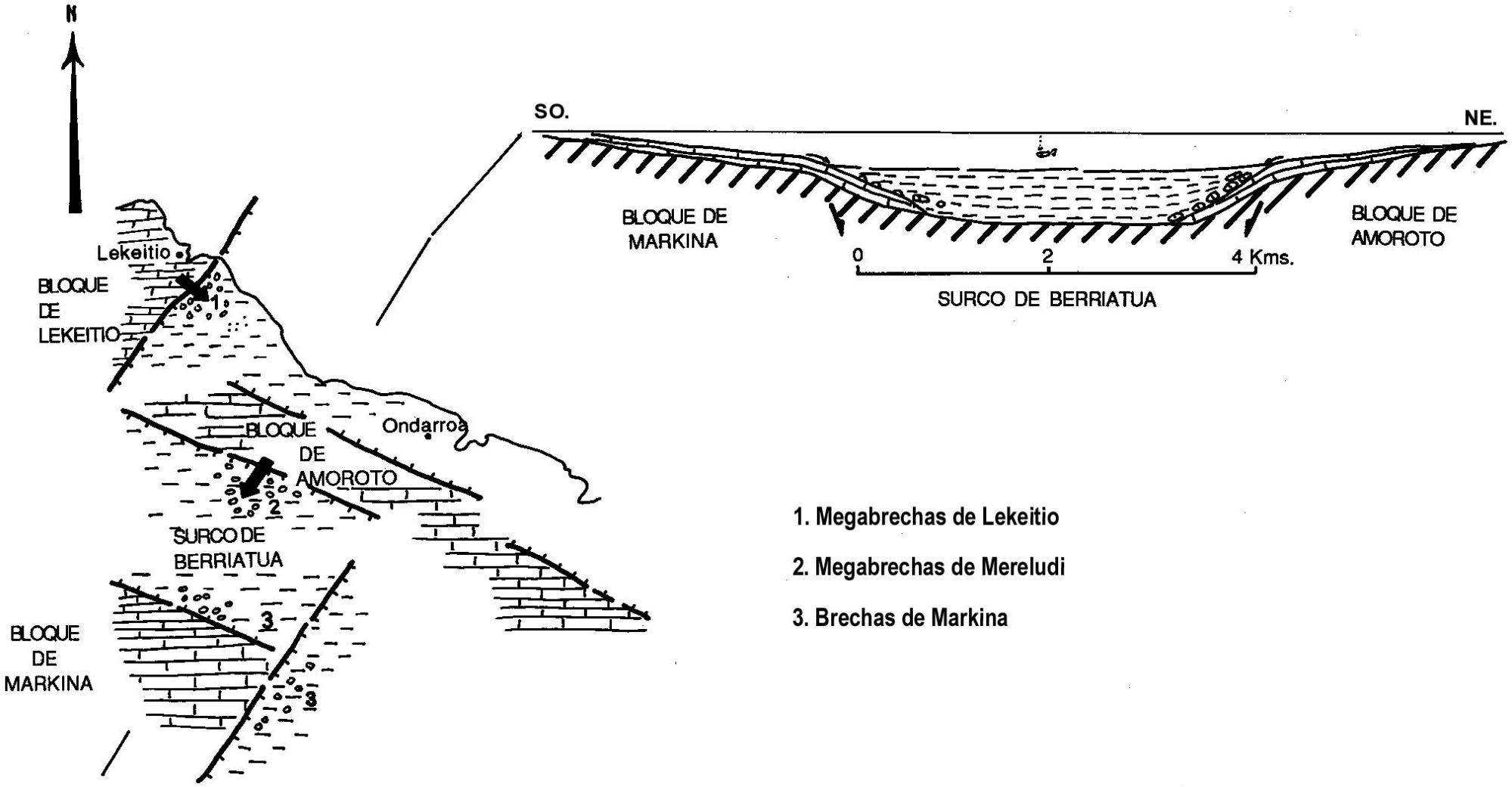


Figura 3.17.- Dispositivo tectosedimentario urgoniano para el sector de Ondarroa

La plataforma carbonatada del sector de Ondarroa debió ser, en detalle, bastante complicada, con la existencia de paleorrelieves, como el bloque de Mereludi, en donde la sedimentación de carbonatos se preservó durante un período de tiempo mayor. Este paleorrelieve quedaba limitado por pequeñas fallas sinsedimentarias, cuyo funcionamiento originó taludes destructivos dando lugar a la formación de brechas calcáreas (como las "megabrechas de Mereludi"). Hacia el este, esta plataforma quedaba limitada por un talud de orientación N20ºE probablemente originado por la actividad de una falla sinsedimentaria, que afecta tanto al bloque de Amoroto como al de Markina. Actualmente, la orientación de este accidente antiguo viene marcada por la falla de Markina - Berriatua, que se considera su reactivación Alpina; su actividad sinsedimentaria durante el ciclo urgoniano queda atestiguada por la presencia de brechas calcáreas en las proximidades de Markina.

Durante el Aptiense inferior (1ª secuencia urgoniana), en los cuadrantes de Gernika y Elantxobe, la sedimentación fue mayoritariamente margosa; la sedimentación carbonatada fosilífera empezó tímidamente, coexistiendo con abundantes aportes siliciclásticos (arenas y arcillas) de ambiente marino somero. En el área de Aulestia con los primeros términos calizos discordantes, comenzó la uniformización del paleorrelieve (parece tratarse de un alto en dirección N25ºE) heredado del Barremiense.

En el lapso Aptiense superior basal - Albiense medio (segunda secuencia urgoniana), las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad tabular totalmente continua, debido a los frecuentes cambios laterales a materiales terrígenos arenosos y margosos que siguieron inundando la plataforma general urgoniana (Laga-Laida, Elantxobe, Ereño-Munjozuri, Ispaster, Gizaburuaga). En el momento de mayor expansión, dentro de un esquema transgresivo, la presión sedimentaria del crecimiento de las plataformas arrecifales llegó a desplazar los aparatos terrígenos, progradantes hasta este momento, hacia sus áreas - fuente. Este episodio principal de edificación de calizas se extendió, en el ámbito de la cuenca, desde el Aptiense superior hasta el Albiense inferior o medio (tercera secuencia deposicional).

En resumen, la secuencia de somerización formada por las secuencias (S2 + S3) se ve interrumpida por esporádicas intercalaciones terrígenas, quizá de origen deltaico o de "fan-delta". De los datos de campo se desprende la existencia de un área fuente terrígena septentrional (hoy sumergida) y, posiblemente, de un alto paleogeográfico en el área Forua-Oxiña (figura 3.18).

En el cuadrante de Mungia (sector del Gernika), esta serie de somerización se ve interrumpida únicamente por una superficie ferruginizada de no - deposición (ROBADOR, 1984). El edificio resultante, situado sobre el paleoalto de Gernika, presenta claros tránsitos hacia el NNO a facies más profundas de talud constructivo (ROBADOR, 1984) y/o destructivo, y hacia SSE a facies terrígenas someras (figura 3.19). En estos medios de tránsito se desarrollan facies oolíticas (ángulo noroeste del cuadrante de Gernika), así como comunidades biológicas progradantes hacia cuenca (Mundaka) y niveles claramente megabrechoides (Punta Margoa).

En áreas como las de Bermeo y Bakio, no existió un desarrollo importante de calizas con rudistas, sino que el equivalente temporal estuvo formado esencialmente por margas, así como por lutitas, areniscas y calizas. Por el contrario, en las áreas de Gernika, las potentes masas calizas llegaron hasta el Albiense medio. Las construcciones masivas fueron especialmente importantes en este episodio, sobre todo en zonas de tránsito a facies margosas donde se puede observar algún montículo arrecifal.

La aparición de sucesiones megabrechoides en Mundaka, Laida-Laga, Bakio, Bermeo y Ea, implica la existencia de un área fuente carbonatada en proceso de desmantelamiento (figura 3.19). Los parámetros sedimentológicos indican, en los tres últimos casos, una procedencia en general septentrional de los aportes, como ya se vislumbraba con respecto a los abanicos terrígenos (¿deltaicos?) presentes en el área de Ogoño (cuadrante de Elantxobe, 38-IV) y a las calizas arrecifales y facies areniscosas (deltaico - mareales) de Gorliz - Armintza. Este hecho implica la existencia de un antiguo continente hercínico septentrional, cuyas costas estaban colonizadas por arrecifes urgonianos (figura 3.20).

En el sector de Gernika, a los controles comunes como la proximidad a vías de llegada de aportes continentales, o la ya citada tectónica sinsedimentaria, estructurada según las directrices N 120° E y N 20° E (que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma), se suma la originada por los movimientos halocinéticos, como en el caso de Gernika. La migración de los materiales triásicos, impulsada por reajustes de los bloques del zócalo, creó intumescencias locales en las áreas de alto (ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982) contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

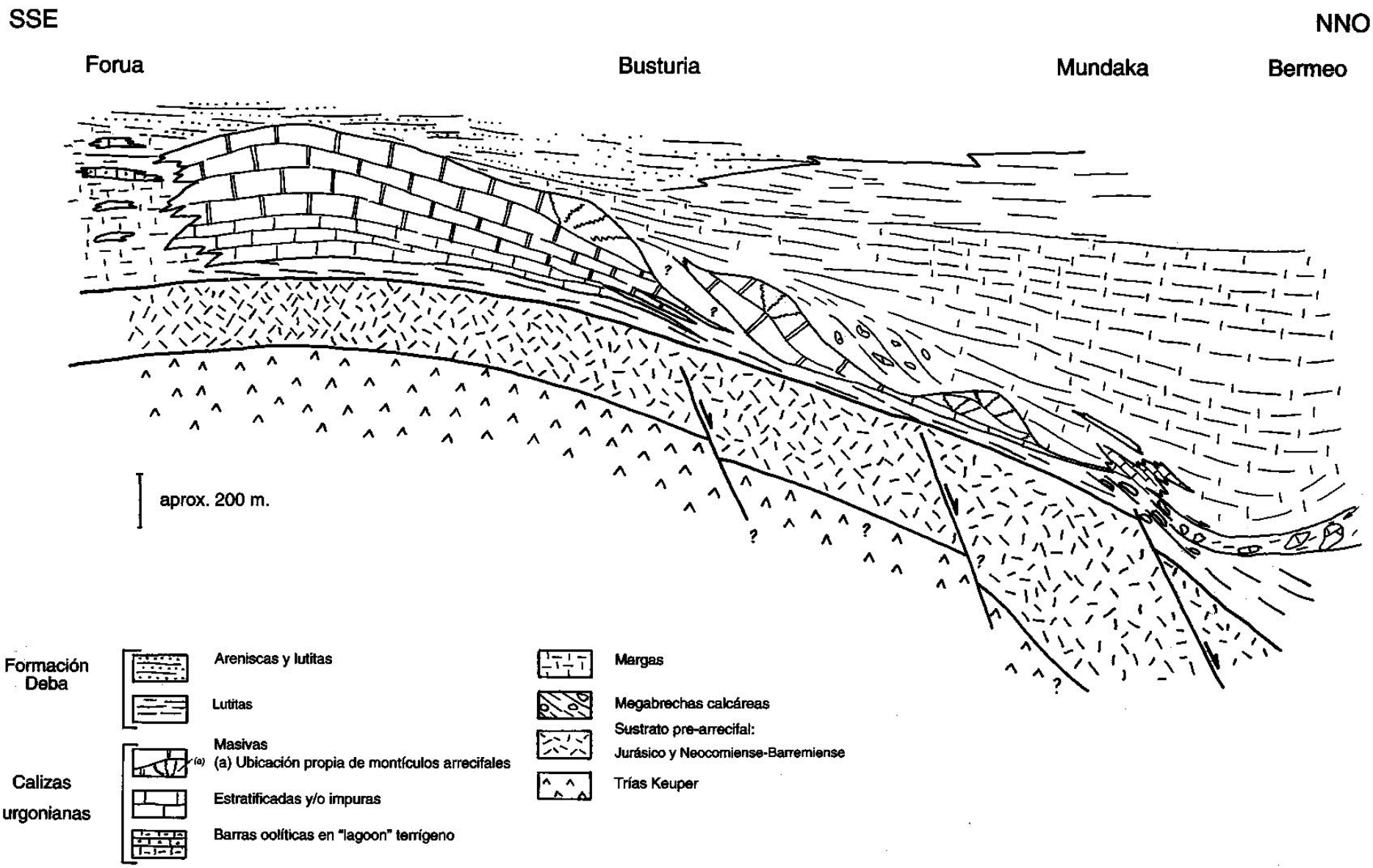


Figura 3.18.- Esquema estratigráfico y paleogeográfico de la banda Forua-Busturia-Bermeo, ilustrando la transición desde un medio de "lagoon" terrígeno con oolitos, hasta una cuenca carbonatada "profunda", con depósitos de megabrechas calcáreas. La escala horizontal no es real. La longitud supera los 10 Km.

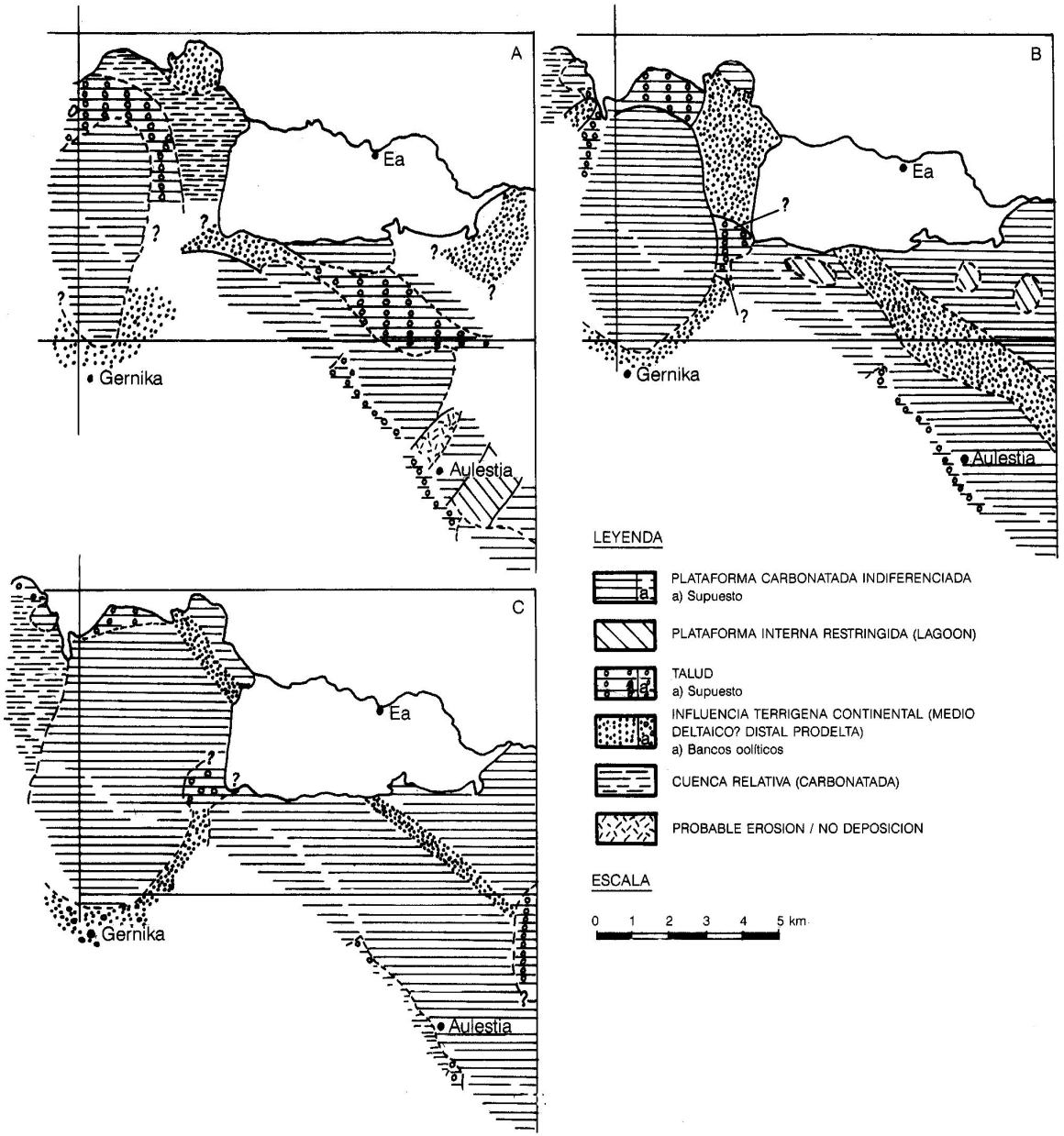


Figura 3.19.- Evolución paleogeográfica de los sistemas arrecifal - pararrecifal y deltaico (supuesto) durante las tres secuencias deposicionales urgonianas.

EVE Ente Vasco de la Energía

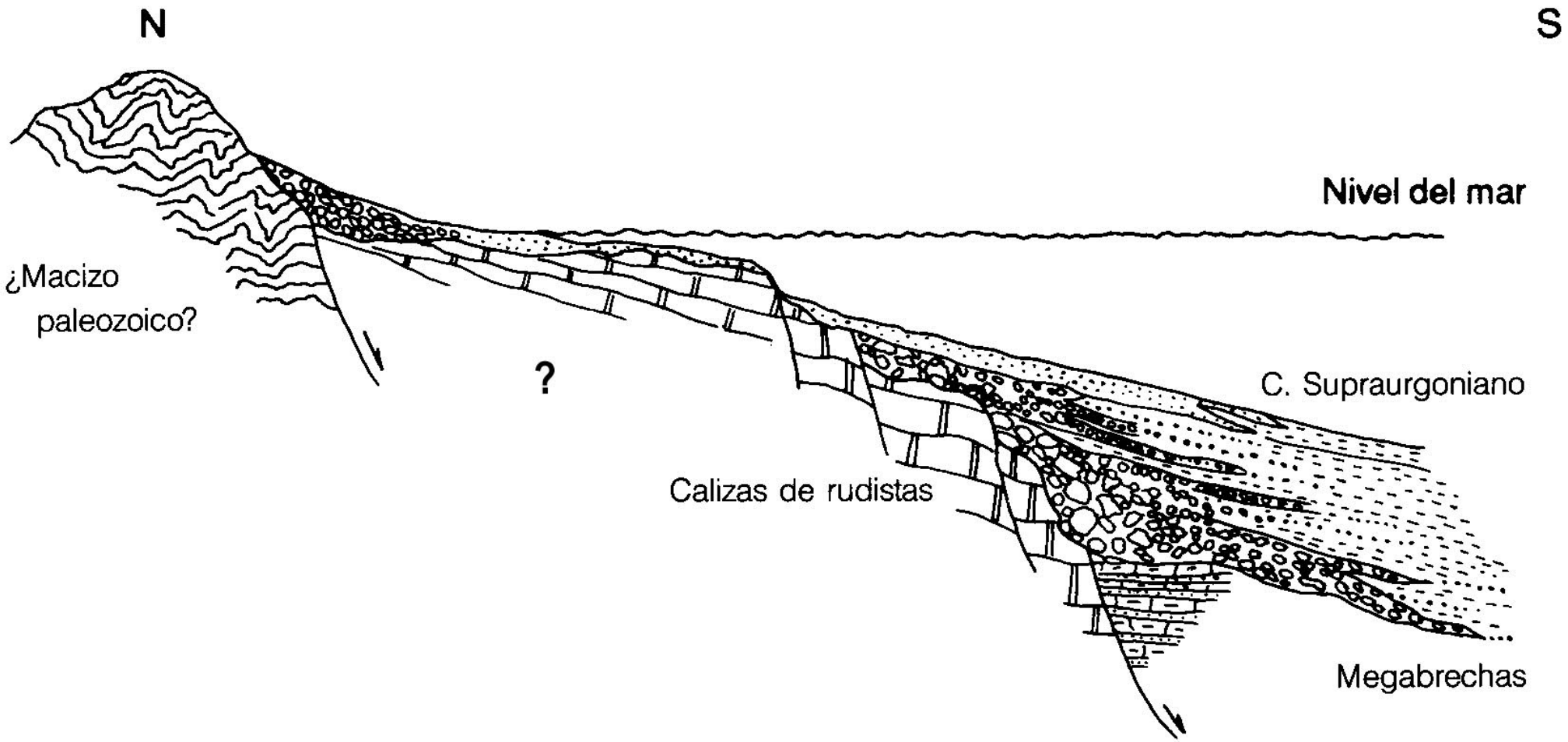


Figura 3.20.- Zona de Bakio. Esquema interpretativo de la disposición de elementos tectosedimentarios en el Albiense - Cenomaniense. Sin escala. Tomado de ROBADOR (1984)

3.5.4. Sector occidental del Anticlinorio de Bilbao

En la zona del Anticlinorio de Bilbao, la evolución paleogeográfica para el Complejo Urgoniano fue la siguiente. En los episodios finales purbeck-wealdenses tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA MONDEJAR, 1982) que abre el ciclo Urgoniano (primera secuencia urgoniana o facies de implantación).

Esta llanura mareal, que se implantó en la mayor parte de la Cuenca Vascocantábrica a partir de la base del Aptiense, se divide en bloques a lo largo de fallas sinsedimentarias, quizá de escaso salto, y direcciones aproximadas N120°E y N30-40°E. Esto dio lugar a importantes diferencias de espesor de terrígenos, y a la formación de incipientes paleoaltos (Alén y Jorrios, en el cuadrante de Trucíos), con facies arenoso-carbonatadas someras, en las que se desarrollan, inicialmente y de forma esporádica, altos fondos calcareníticos. En el noroeste del anticlinorio de Bilbao (cuadrantes de Santurtzi y Güeñes) dicha formación es especialmente arenosa, destacando las barras de areniscas con estratificación cruzada en las zonas de Ereza, Sodupe o Saratxo. Al oeste de La Cuadra (cuadrante de Güeñes, 61-III) parece observarse con claridad en el campo una discordancia interna en la base de la formación Ereza. Mientras tanto, hacia el sureste se daban zonas de predominio mareal con desarrollo esporádico de colonias de ostreidos, orbitolinas, etc. (Untzeta, en el cuadrante de Llodio, 86-II) y un ligero paleoalto en la zona de Gorbea - Ubidea (cuadrante de Gorbea, 87-III), con facies microdeltaicas más someras.

Al mismo tiempo, en el umbral de Moro-Ranero (Carranza, figuras 3.21 y 3.22) tiene lugar la implantación de un edificio arrecifal a partir de una llanura mareal uniforme con pequeños episodios de altos fondos calcareníticos con bancos de orbitolinas y ostreidos. Igualmente, en Indusi-Eskubaratz y Aramotz, ya se habían implantado, en el Aptiense inferior, los cimientos de la barrera arrecifal que se desarrollaría posteriormente.

Coronando las facies de implantación, en secuencia de somerización, se establecen en el Aptiense medio los primeros arrecifes, muy extendidos superficialmente, aunque no con demasiado espesor. Estos corresponderían a la base de la segunda secuencia urgoniana ($S2_1$). A esta secuencia pertenecen las barras calizas de Sopuerta, Galdames y Gallarta (en el cuadrante de Santurtzi, 61-I); las calizas de Alén (cuadrante de Trucíos, 60-II); de San Roque, Zamaia y Santa Lucía (en el cuadrante de Basauri, 61-IV); de Ereza, Gallarraga o Saratxo, en el cuadrante de Güeñes (61-III); calizas de Apario, en el de Galdakao (62-III); barra de Orozko - Areta (cuadrante de Llodio, 86-II); barras de Arralde y Zanburu (cuadrante de Gorbea, 87-III), etc.; que formaron una estructura incipiente de "rampa" carbonatada. Durante esta etapa, la sedimentación arenosa quedará restringida en las zonas más deprimidas (valle de Trucíos, zona oriental del cuadrante de Santurtzi, etc.).

En la figura 3.23, puede apreciarse la progradación a gran escala de los edificios arrecifales de la hoja de Bilbao, donde parece intuirse una pequeña pulsación circular de la intumescencia de Ugao-Miravalles, seguida de otra más elipsoidal, polarizada según la dirección de preformación del anticlinorio de Bilbao. Las facies nucleares presentan rasgos de cementación precoz (¿medios vadosos, deshidratación?), mientras que en los márgenes de los edificios aparecen estructuras canaliformes. Estas se encuentran concentradas y especialmente desarrolladas en el área de Gallarta (cuadrante de Santurtzi, 61-I).

En las terminaciones noroccidentales de los litosomos calcáreos, correspondientes a las áreas de mayor batimetría dentro del arrecife, se observa un predominio neto de corales y otro tipo de fauna, sobre los rudistas. Estos, por el contrario, originan niveles calcáreos masivos en las zonas más someras del arrecife. De esta forma se obtiene una biozonación batimétrica de los litosomos calizos.

En los alrededores del núcleo de la intumescencia (al este de Arrigorriaga, cuadrante de Basauri, 61-IV) aparece, sobre un sustrato de calizas arrecifales, una brecha volcanosedimentaria que se apoya oblicuamente sobre el techo de las mismas. Parece existir cierta relación entre esta intumescencia y el foco volcánico próximo, que sería presumiblemente, el responsable de las coladas masivas de Artea (cuadrante de Igorre, 87-I) y de las rocas volcánicas de La Bocamina (cuadrante de Galdakao, 62-III), así como de las cineritas y tobas intercaladas en el Complejo Purbeck-Weald y en la formación Ereza, en áreas del monte Artanda y Larreta (límite entre los cuadrantes de Basauri y Galdakao). Es muy probable, por otro lado, que las efusiones hidrotermales de Fe y SiO_2, así como de sulfuros, presentes

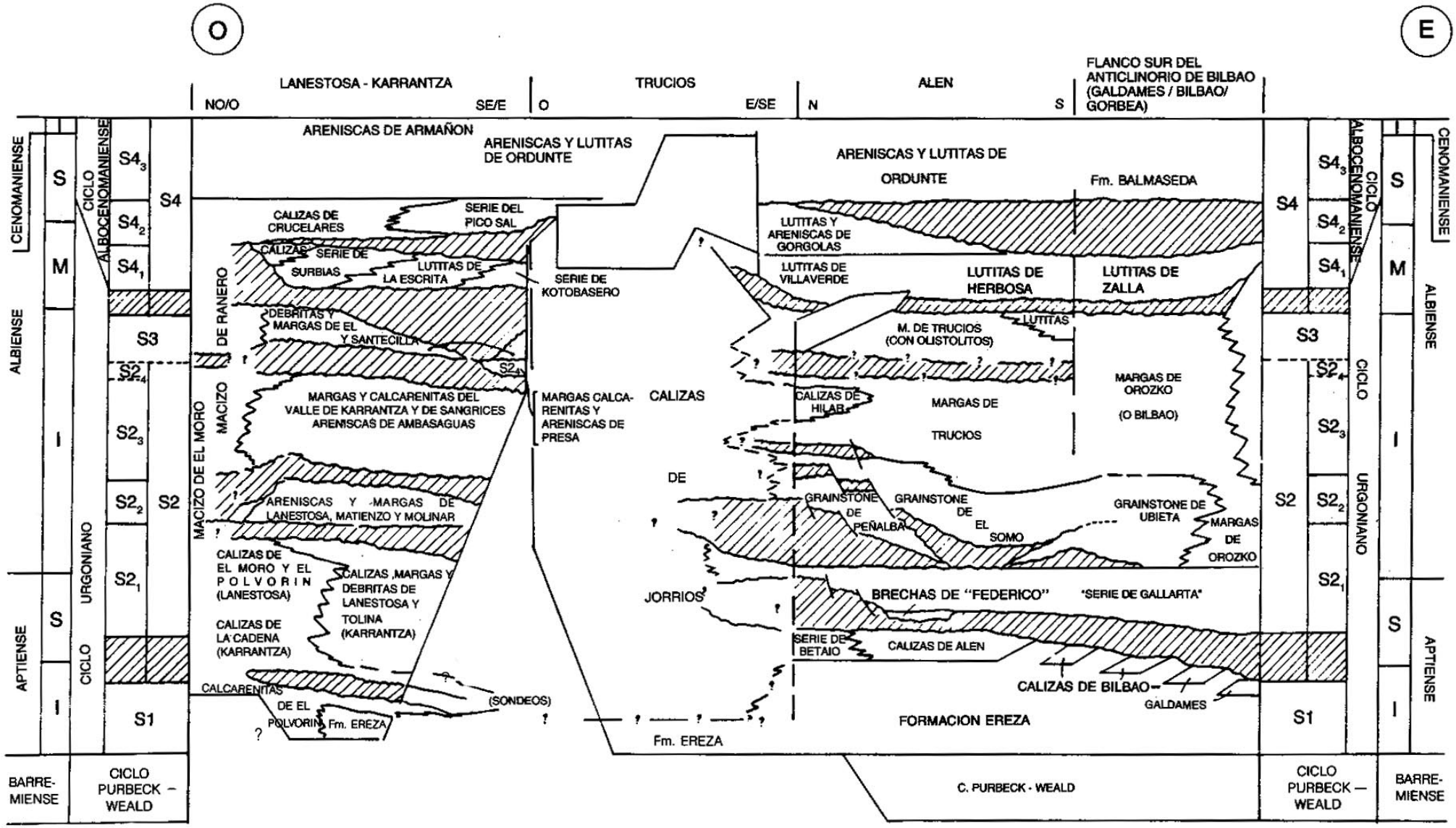


Figura 3.21.- Organización y distribución de ciclos y secuencias en el oeste de Bizkaia con referencia al conjunto del flanco sur del Anticlinorio de Bilbao. Las dimensiones verticales no expresan potencias sino lapsos de tiempo

EVE Ente Vasco de la Energía

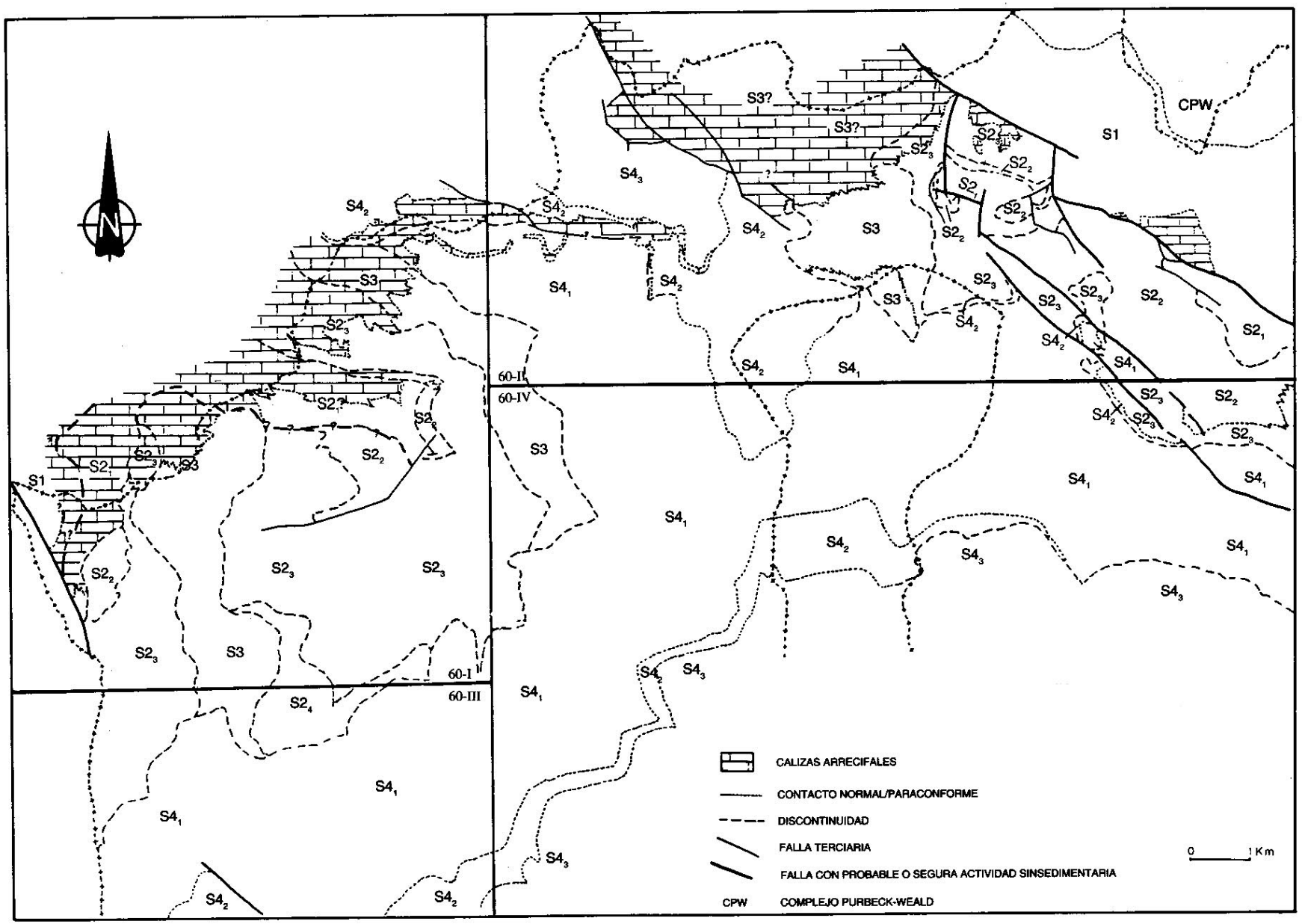


Figura 3.22.- Distribución espacial de las diferentes secuencias y subsecuencias en el oestes de Bizkaia. Ciclo Urgoniano: S1 a S3. Ciclo Supraurgoniano S4

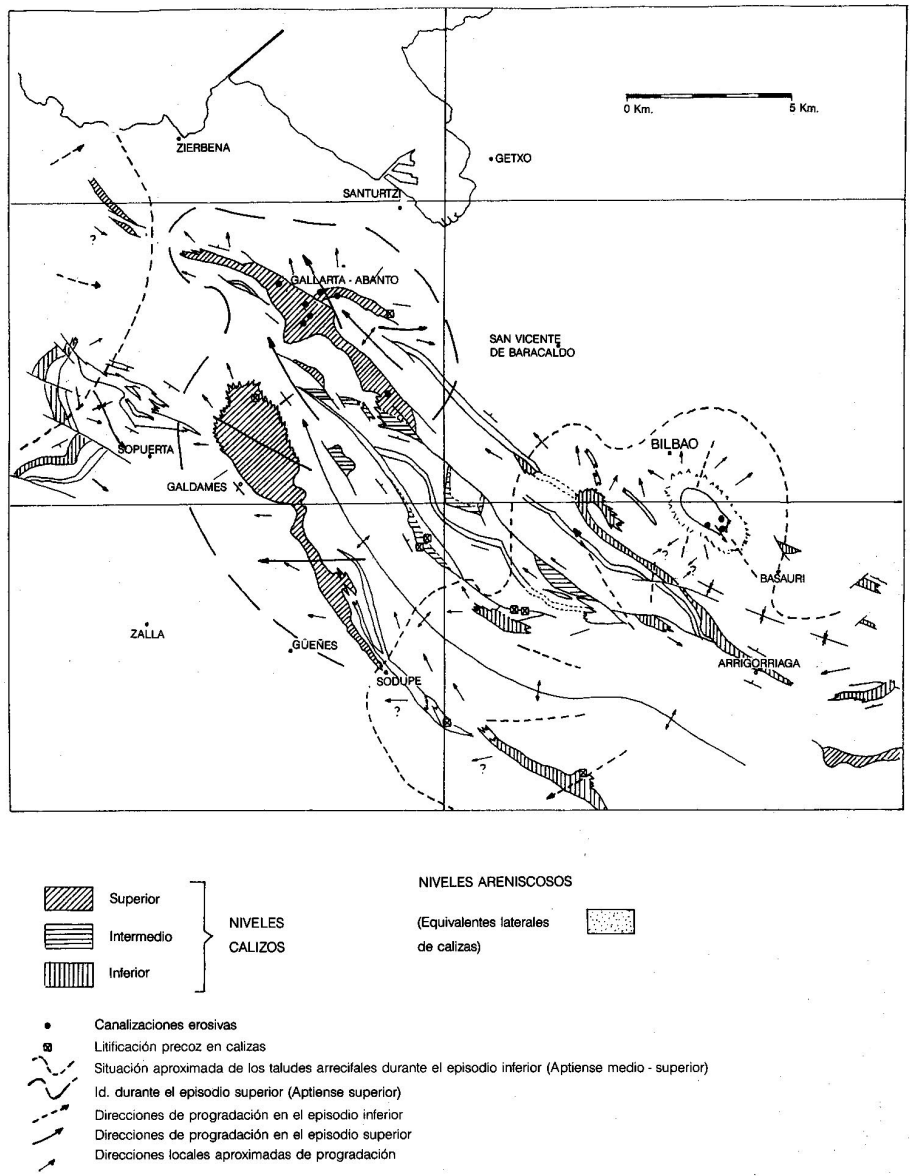


Figura 3.23.- Relaciones estratigráficas, situación de rasgos de interés paleogeográfico y sedimentológico, esquemas de progradación en las calizas de Galdames (Aptiense).

en la zona minera (Gallarta, Galdames, Sopuerta, Bilbao), estén ligadas directa o indirectamente con esta actividad magmática que tuvo lugar en el Cretácico inferior, tanto, en cuanto su génesis propiamente dicha, como en cuanto a las vías de acceso (fallas sinsedimentarias) que utilizaron en su ascensión.

Durante la segunda secuencia se produce una diferenciación neta de ambientes, con mayor o menor contaminación terrígena (parte alta de $S2_1$ a $S2_3$), que coincide con una etapa de movimiento diferencial de los bloques del sustrato, según la citada red de fallas sinsedimentarias que actuaba desde el Aptiense inferior. Esto origina el fraccionamiento del área en bancos arrecifales, taludes y cuencas profundas.

Las incipientes entradas deltaicas que tenían lugar en el Aptiense inferior adquieren mayor entidad durante el tránsito Aptiense - Albiense, como facies de prodelta en paso a cuenca carbonatada, e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria la plataforma arrecifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores. La sucesión correspondiente a este episodio se ha denominado "serie de Gallarta", en el sector noroccidental del anticlinorio, y es equivalente de la "serie de Pagomakurre", propia del área de Gorbea.

Los lóbulos arenosos avanzan desde el sureste (penetrando en el surco de Indusi - Otxandio) y suroeste (surco de Sopuerta-Zierbena); sin embargo, bancos arrecifales como el de Jorrios y Moro-Ranero (al oeste), o la barrera arrecifal Indusi - Eskubaratz - Aramotz (al este) apenas resultan afectados, debido a su situación en una zona de alto paleogeográfico. También sobreviven pequeños reductos de actividad constructora, como Ilunbe, en Dima (cuadrante de Igorre, 87-I) o Arimegorta (en el cuadrante de Gorbea, 87-III), que producen detritos calcareníticos que se acumulan en los alrededores (Pagomakurre), en forma de barras mareales o bajíos someros.

Paralizada temporalmente la invasión deltaica, a partir del núcleo de Arimegorta tiene lugar una nueva expansión lateral y vertical (progradación) de los términos arrecifales hacia el oeste en general, y hacia el sureste, en pugna creciente con facies deltaicas distales en el noreste y más proximales en el sureste, preludio de la formación Valmaseda. También continúa el crecimiento arrecifal en Aramotz, que presenta una progradación general hacia el oeste, y quizá hacia el suroeste, con formación local de montículos

EVE Ente Vasco de la Energía

arrecifales y un sistema de talud carbonatado. Durante esta secuencia, se instala una cuenca carbonatada en el surco (sinforme preformado) de Lemoa - Arraño, donde entre los aportes margosos se localizaban arrecifes, en pequeños umbrales paleogeográficos.

En la zona de Carranza y Trucíos, la aceleración de la subsidencia diferencial originada durante el lapso de depósito de la secuencia S2, concluye con un aumento de las pendientes en los taludes carbonatados. Como consecuencia, aumenta la inestabilidad sinsedimentaria y la potencia de los depósitos de cuenca, de manera que la secuencia (S2 + S3) constituye el principal episodio de relleno de depresiones del Ciclo Urgoniano.

Hacia el este, el relleno del surco de Sopuerta - Zierbena continúa en el Aptiense superior - Albiense inferior con el depósito de margocalizas nodulosas, que se desarrollan preferentemente en su eje (área de Sopuerta, en el cuadrante de Santurtzi, 61-I), y el comienzo de la serie margosa suprayacente, que testimonia un aumento progresivo de la batimetría a partir de este punto (secuencia S3). La transgresión continuará hasta el final del Albiense inferior, momento en el que tiene lugar una brusca retrogradación de los aparatos calcáreos occidentales, iniciándose el depósito extensivo de calcarenitas y margas. Estas, representan el equivalente lateral, facies de talud y cuenca, de los grandes litosomos calizos de Jorrios y Aramotz (en los cuadrantes de Trucíos e Igorre respectivamente; figura 3.24). Constan, por una parte, de las margas de Bilbao, sedimentos finos, euxínicos, de cuenca carbonatada con ocasionales intercalaciones calcareníticas, margocalizas y brechoides; y, por otra, de las calcarenitas de Güeñes y Serantes - Zierbena. El litosomo calcarenítico (figura 3.25) presenta signos de resedimentación en el noroeste, afectando en menor medida a los materiales más sudorientales, y está lateral y verticalmente relacionado con facies flyschoides alternantes, localmente deslizadas, o con calizas y margocalizas de cuenca más o menos profunda. La resedimentación de los niveles calcareníticos debió de incidir especialmente en áreas donde el talud fuese más inclinado. El litosomo parece dibujar, en su área de mayor desarrollo vertical, una secuencia simétrica: progradante en la base (sucesivas secuencias "shoaling-upwards", con algunos episodios de exposición subaérea, o al menos, a las aguas meteóricas, y silicificación) y retrogradante a techo, en combinación con el flysch. De todo ello resulta, por tanto, una secuencia positiva general. El conjunto de calcarenitas y alternancias flyschoides se adapta a la morfología del surco Sopuerta - Zierbena, regularizándola al igual que lo hiciera la serie de Gallarta.

Como se desprende de la figura 3.24, y apoyado por la significativa aparición de facies turbidíticas en el flanco noreste del anticlinorio, y de brechas calcáreas en el límite entre los cuadrantes de Bilbao y Basauri (presumiblemente como equivalentes laterales de los litosomos calcáreos de Lemoa, Aramotz, etc.), se establece un esquema paleogeográfico con aumento general de batimetría hacia el noreste, en donde comienza a instaurarse el surco flysch (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982) al tiempo que se mantiene en los cuadrantes de Zierbena, Santurtzi y Güeñes, un surco subsidiario de dirección aproximada suroeste-noreste o norte-sur.

En el núcleo del sinclinal desgarrado de Arraiz - Arrigorriaga aparece, al este del cuadrante de Basauri (61-IV), una posible intercalación terrígena, que representa facies de talud en sedimentos euxínicos canalizados. No se puede descartar que se trate de la base del tránsito entre las formaciones Valmaseda y Durango, emplazada en discordancia erosiva sobre una S2 anormalmente reducida (aunque, por otra parte, con una potencia quizá similar a la que presenta en el suroeste y, más claramente, en el cuadrante de Güeñes). Estos materiales euxínicos podrían incluso constituir equivalentes temporales mucho más desarrollados (y quizá en facies más proximales) de alguna de las intercalaciones areniscosas presentes en otras zonas dentro de la serie de Gallarta. Por lo tanto, en la zona de Malmasín - Zarátamo, la secuencia S2 podría resultar eventualmente subdividida, mediante la incorporación de esta supuesta intercalación terrígena, en dos subsecuencias menores.

Mientras tanto, en otros sectores de la cuenca, continúa la expansión lateral y vertical (progradación) de los bancos carbonatados, en pugna creciente con las facies deltaicas, preludio de la formación Valmaseda.

La expansión progresa durante todo el Albiense inferior creando fuertes taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomos de Ranero (cuadrante de Carranza, 60-I y III) y Jorrios (cuadrante de Trucíos, 60-II). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por

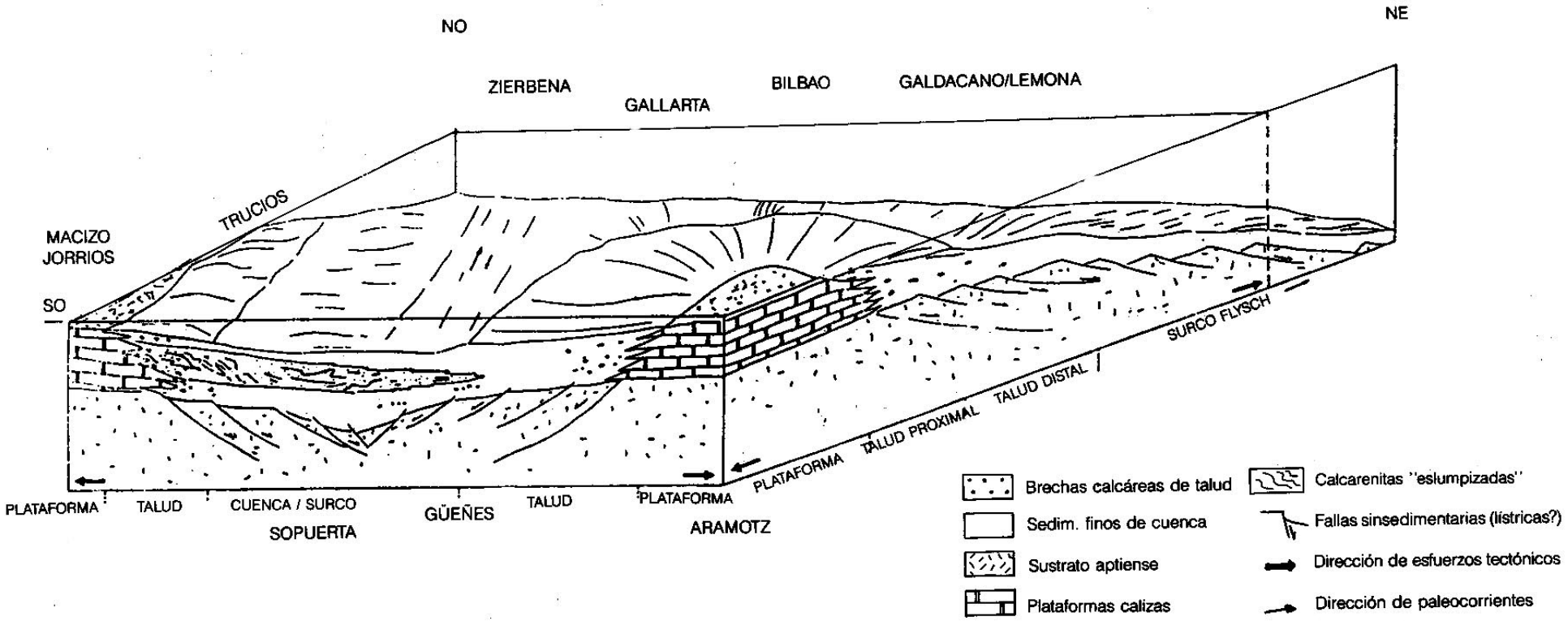
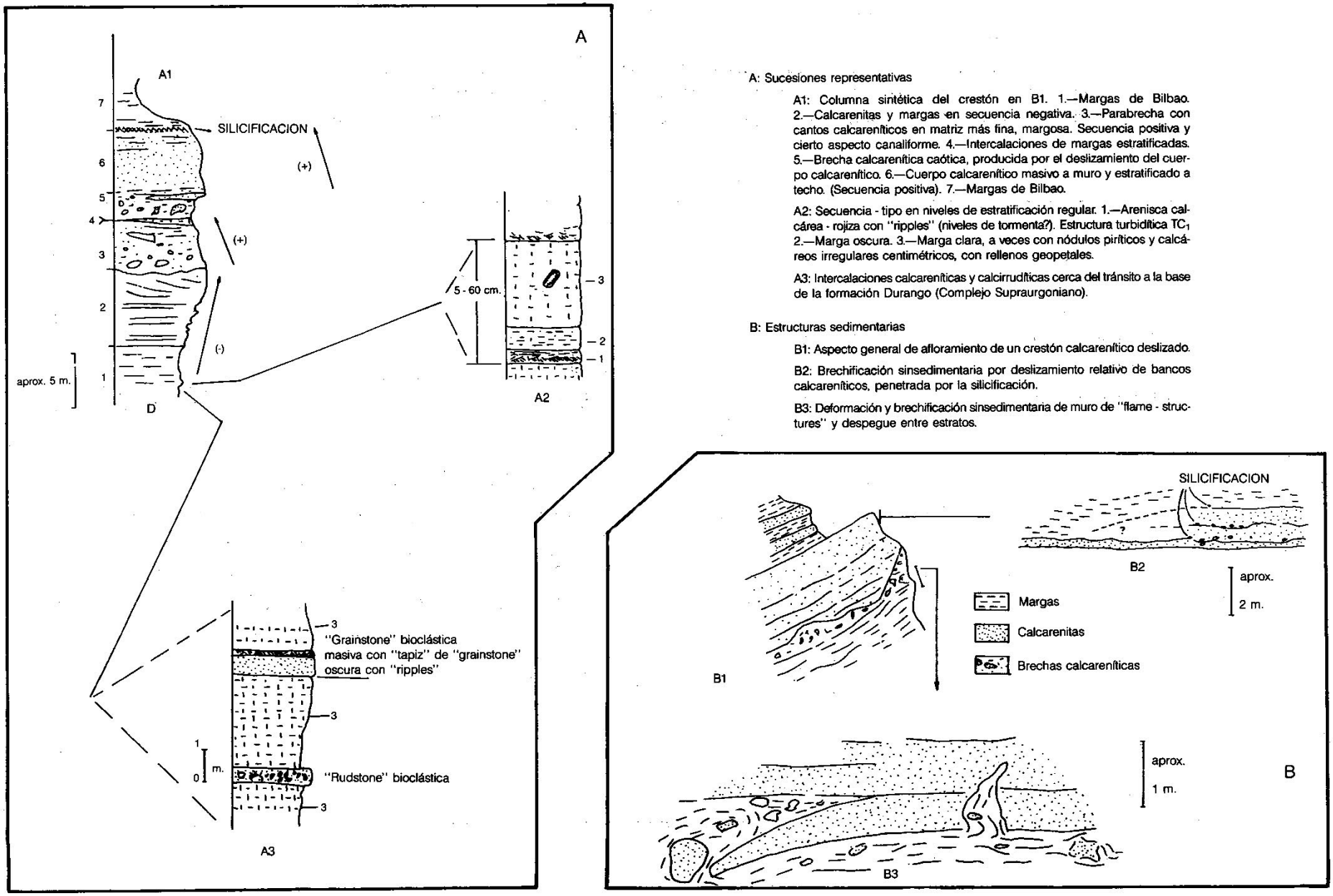


Figura 3.24.- Esquema paleogeográfico de la relación entre sedimentos de plataforma y cuenca carbonatada durante el Albiense inferior. Dicha relación está en función de los movimientos relativos del sustrato aptiense. Obsérvese la existencia de dos surcos subperpendiculares de diferente entidad.



A: Sucesiones representativas

A1: Columna sintética del crestón en B1. 1.—Margas de Bilbao. 2.—Calcarenitas y margas en secuencia negativa. 3.—Parabrecha con cantos calcareníticos en matriz más fina, margosa. Secuencia positiva y cierto aspecto canaliforme. 4.—Intercalaciones de margas estratificadas. 5.—Brecha calcarenítica caótica, producida por el deslizamiento del cuerpo calcarenítico. 6.—Cuerpo calcarenítico masivo a muro y estratificado a techo. (Secuencia positiva). 7.—Margas de Bilbao.

A2: Secuencia - tipo en niveles de estratificación regular. 1.—Arenisca calcárea - rojiza con "ripples" (niveles de tormenta?). Estructura turbidítica TC_1 2.—Marga oscura. 3.—Marga clara, a veces con nódulos piríticos y calcáreos irregulares centimétricos, con rellenos geopetales.

A3: Intercalaciones calcareníticas y calcirrudíticas cerca del tránsito a la base de la formación Durango (Complejo Supraurgoniano).

B: Estructuras sedimentarias

B1: Aspecto general de afloramiento de un crestón calcarenítico deslizado.

B2: Brechificación sinsedimentaria por deslizamiento relativo de bancos calcareníticos, penetrada por la silicificación.

B3: Deformación y brechificación sinsedimentaria de muro de "flame - structures" y despegue entre estratos.

Figura 3.25.- Calcarenitas del Serantes y margas de Bilbao (Albiense inferior)

EVE Ente Vasco de la Energía

pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa en Trucíos y Santecilla (ángulo suroeste del cuadrante de Trucíos). Tecto-estratigráficamente, la secuencia S3 representa un lapso de equilibrio entre progradación y subsidencia, unido a la instauración de taludes destructivos con grandes olistolitos en la depresión de Trucíos.

Al mismo tiempo, desde el talud arrecifal de Aramotz (cuadrantes de Igorre y Galdakao) o su extensión hacia el sur (hasta Itxina y Belatxikieta), se desprendían masas calizas que se deslizaban por pequeños cañones submarinos (surco de Arrugaeta, limitado por la falla del mismo nombre, en el cuadrante de Llodio) hacia el fondo de la cuenca margosa (margas de Orozko). Las margas de Arantzazu serían depósitos equivalentes para el talud noroccidental de Aramotz. La distribución paleogeográfica de los diversos elementos se visualiza en la figura 3.26. Igualmente, en el área de Itxina (cuadrante de Gorbea, 87-III), el talud arrecifal era cada vez más abrupto, y desde él se desprendían grandes masas de calizas, que se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de una cuenca margosa (margas de Orozko).

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia arrecifal (secuencia S4, de la figura 3.21). Durante los últimos estadios de crecimiento de los grandes edificios de Ranero y Jorrios, la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso, incluso con formación de sedimentos internos en huecos de disolución paleokárstica, con silicificación asociada: zona de Crucelares, en el cuadrante de Trucíos (figura, 3.27). Este nuevo basculamiento dio lugar a un importante episodio destructivo; gran cantidad de "debris flow" y olistolitos se intercalan en la lutitas de prodelta de la $S4_1$ en el área de Manzaneda, y en menor medida en Santecilla, marcando los últimos episodios destructivos en esta zona. Simultáneamente, el sistema terrígeno deltaico progradante desde el sur, y en parte desde el norte, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera calcárea. Este sistema, a lo largo de sucesivos episodios, se irá interdigitando y superponiendo, primero a las margas de las depresiones de Trucíos y Carranza y, finalmente, al propio edificio arrecifal, como se observa en áreas como Ranero-Surbias y Crucelares.

Por su parte, en los últimos estadios de crecimiento del gran edificio arrecifal de Aramotz disminuyó la extensión superficial del arrecife, al tiempo que se generaban depósitos de talud destructivo (Leguate y Betzuenburu). Las zonas distales de los "debris-flow" carbonatados comenzaban a interdigitarse con los primeros aportes terrígenos de talud de la formación Durango.

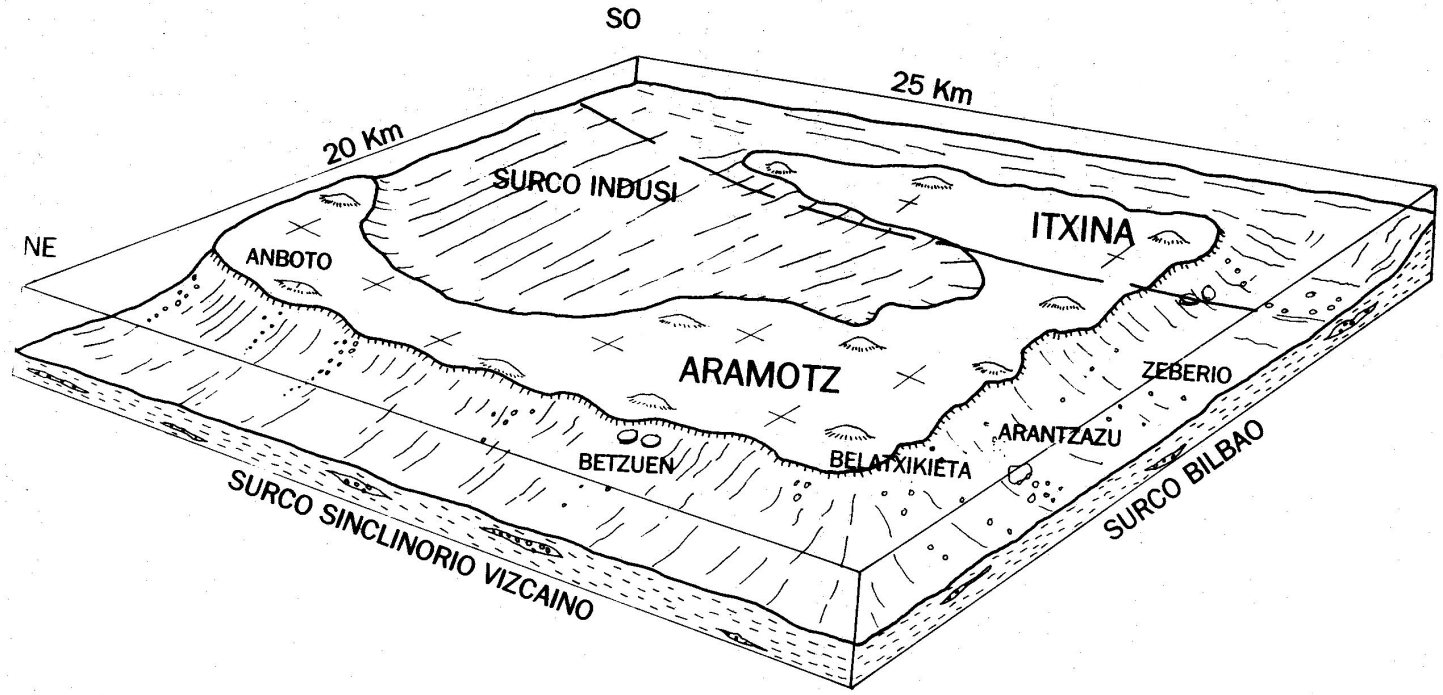


Figura 3.26.- Bloque diagrama del banco off-shore correspondiente al macizo de Gorbea-Duranguesado. FERNANDEZ MENDIOLA (1986)

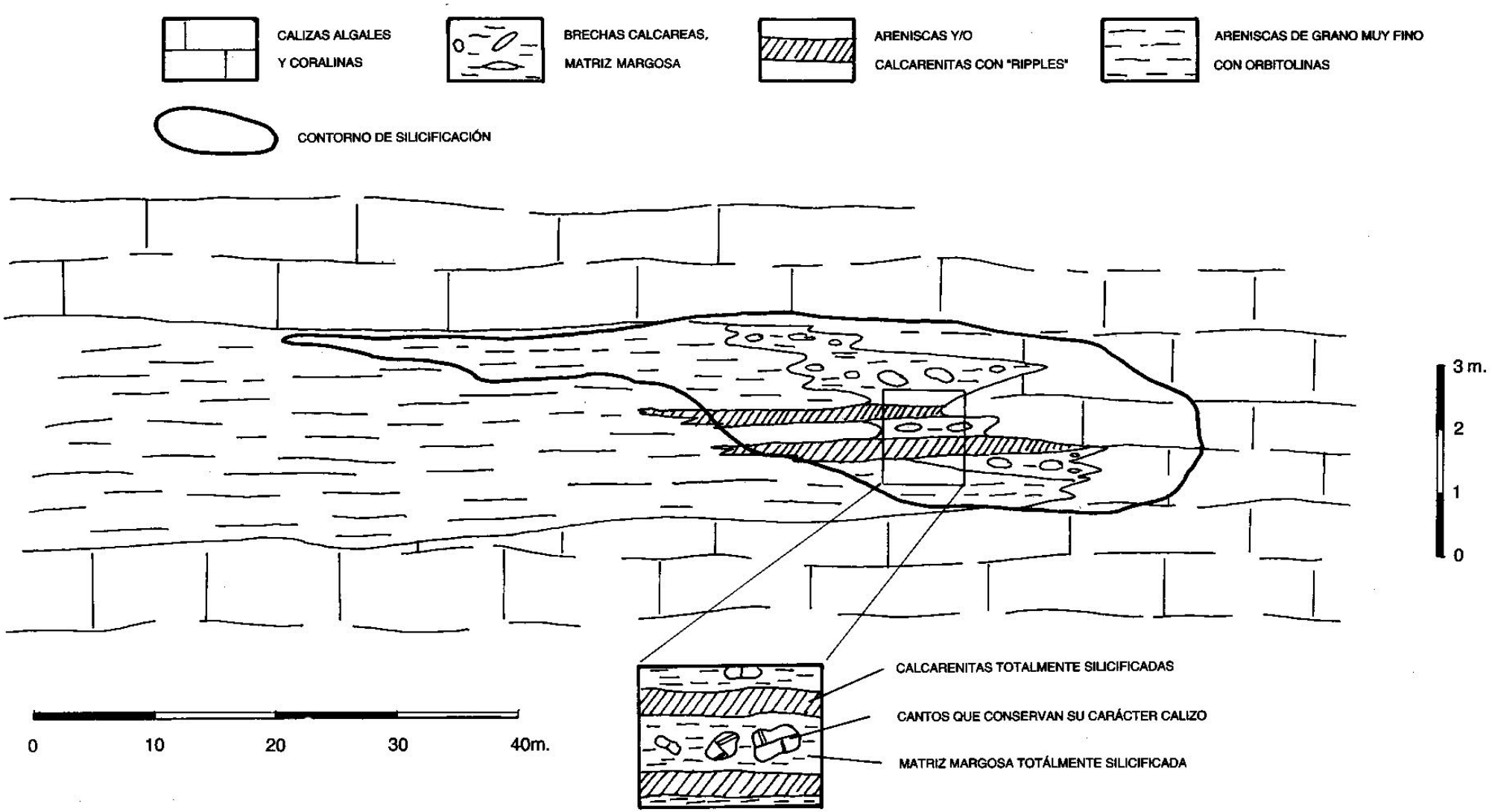


Figura 3.27.- Tránsito lateral de techo de las calizas de Crucelares a terrígenos deltaicos de la formación Valmaseda. La silicificación afecta irregularmente a los diferentes materiales, según la textura y composición mineralógica.

En Itxina, la elevación del fondo marino ocasionó una exposición bastante generalizada del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso (incluso con formación de depósitos alumínicos en intercalaciones arcillosas). Simultáneamente, un sistema terrígeno deltaico, progradante desde el sureste, chocaba contra la barrera calcárea y se indentaba con ella. Finalmente, hacia el Albiense medio - superior, el avance de los terrígenos rodeó la barrera caliza de Gorbea, presumiblemente por el sur (aunque quizá tuviese también una entrada por el norte, paralela al surco de Indusi), y comenzó a invadir las cuencas carbonatadas de Orozko y Arantzazu, sellando definitivamente el sistema sedimentario urgoniano. Las características del sistema terrígeno son deltaicas distales en el sur (formación Valmaseda) y pasan gradualmente hacia el norte a tener rasgos de talud terrígeno ("slumps" en el suroeste de Arantzazu).

3.5.5. Sector oriental del Anticlinorio de Bilbao

La historia de este sector, durante el ciclo urgoniano, puede dividirse en dos etapas: una etapa prearrecifal, caracterizada por el depósito de facies de implantación urgoniana (primera secuencia urgoniana), con algunas intercalaciones carbonatadas en el Aptiense inferior, como ocurre en la base de las calizas de Arangio (cuadrante de Otxandio, 87-IV), en la zona de Gaztelu (cuadrante de Ordizia, 89-III) o las barras basales de San Adrián-Hiruetxeas (cuadrante de Asparrena, 113-IV); y otra etapa arrecifal, en la que predomina netamente la sedimentación carbonatada (equivalente a las secuencias S2 y S3 urgonianas). Los materiales carbonatados depositados en esta etapa arrecifal constituyen actualmente las alineaciones de Mugarra-Amboto y Eskubaratz-Lenganan, en el cuadrante de Elorrio (87-II); los afloramientos del monte Arangio, en Otxandio (87-IV); peña Udala (representada entre los cuadrantes de Elorrio, Bergara, Otxandio y Mondragón), la alineación de calizas del macizo de Aitzgorri (cuadrantes de Mondragón, Santuario de Arantzazu, Zegama y Asparrena) y las calizas de los domos de Ataun y Mutiloa (en los cuadrantes de Ordizia, Ataun y Beasain).

En la primera etapa de sedimentación urgoniana, que se prolonga en algunas zonas hasta el Aptiense medio, sobre los materiales salobres wealdenses se instala un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. El medio deducido para estos materiales (figura 3.28) es el de una amplia zona "deltaica", con mayor influencia fluvial cuanto más al noroeste y con retrabajamiento intenso por parte de las mareas y del oleaje. Estos materiales presentan diferencias en función de su situación. Hacia el noroeste dominan los términos lutíticos, mientras que, al sureste, dominan las areniscas con influencia clara del oleaje y de las mareas (areniscas de Tellamendi). Este pequeño sistema detrítico de Tellamendi, situado probablemente en la desembocadura de un canal distributario ubicado al suroeste, pasa rápidamente hacia el norte y hacia el este a facies más finas (plataforma marina somera abierta, con presencia de fauna nectónica, en la zona de Aralar). En las áreas que permanecen a salvo de la contaminación terrígena, hacia el sureste (Aitzgorri, figura 3.29, y domos de Mutiloa y Ataun), y suroeste (Motxotegi - Santa Engracia), comienzan a desarrollarse de forma esporádica los primeros sistemas arrecifales, con facies carbonatadas someras en las que se desarrollaron inicialmente, y de forma esporádica, colonias de orbitolinas, ostreidos y otros lamelibranquios, los cuales son más importantes hacia techo, definiendo un tránsito relativamente gradual a facies carbonatadas bioconstruidas.

Este tramo terrígeno está representado, en el sector de Aralar, por un doble ciclo, primero regresivo sobre las calizas de sérpulas, y paulatinamente transgresivo, que pudo dar comienzo en el Neocomiense alto - Barremiense inferior, en un área donde se define una zona con gran subsidencia al oeste y un paleoalto relativo al este, manteniéndose, aunque de manera más acusada, el esquema paleogeográfico definido en el Jurásico medio.

Más adelante, hacia el Aptiense medio, comenzó la subsidencia diferencial, haciéndose progresivamente mayor la influencia marina. Esto trae como consecuencia la instalación de lo que es el primer episodio carbonatado generalizado (S2), con el desarrollo de arrecifes de rudistas y corales que formaron estructuras incipientes de rampa carbonatada, localmente con cierta morfología domal. Paralelamente, en las zonas deprimidas, restringidas, se mantuvo el dominio siliciclástico; series terrígenas de Tellamendi, o de Arlabán y Elgeamendi (en el cuadrante de Legutiano, 112-II), parcialmente interpenetradas respectivamente con las calizas de Arangio (cuadrante 87-IV, Otxandio), o las de Zaraia (en el cuadrante del Santuario de Arantzazu, 113-I); y, al sureste de Aitzgorri,

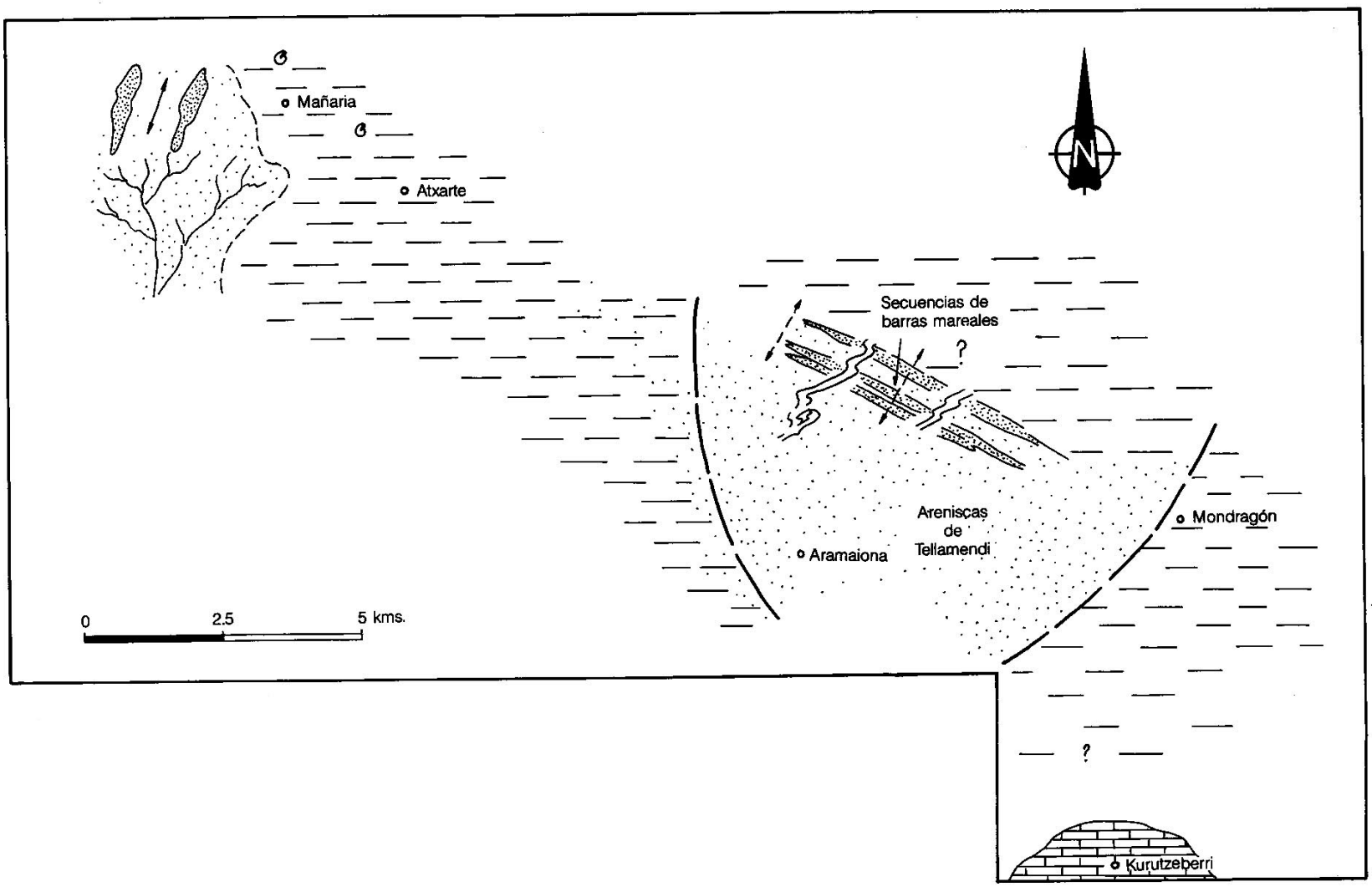


Figura 3.28.- Facies de implantación (S1). Reconstrucción paleogeográfica (muy esquematizada) de la base del urgoniano en facies generalmente detríticas. Aptiense inferior y medio. Hacia el noroeste posible influencia fluvial y de las mareas, y tránsito hacia el norte y este a facies más lutíticas (con características similares a la formación Ereza). Hacia el sureste un dominio "deltaico" con gran influencia del oleaje y de las mareas ("areniscas de Tellamendi"). Estas areniscas disminuyen rápidamente hacia el nordeste. Al este y sureste del dominio areniscoso se encuentran facies lutíticas y, esporádicamente, carbonatos arrecifales.

EVE Ente Vasco de la Energía

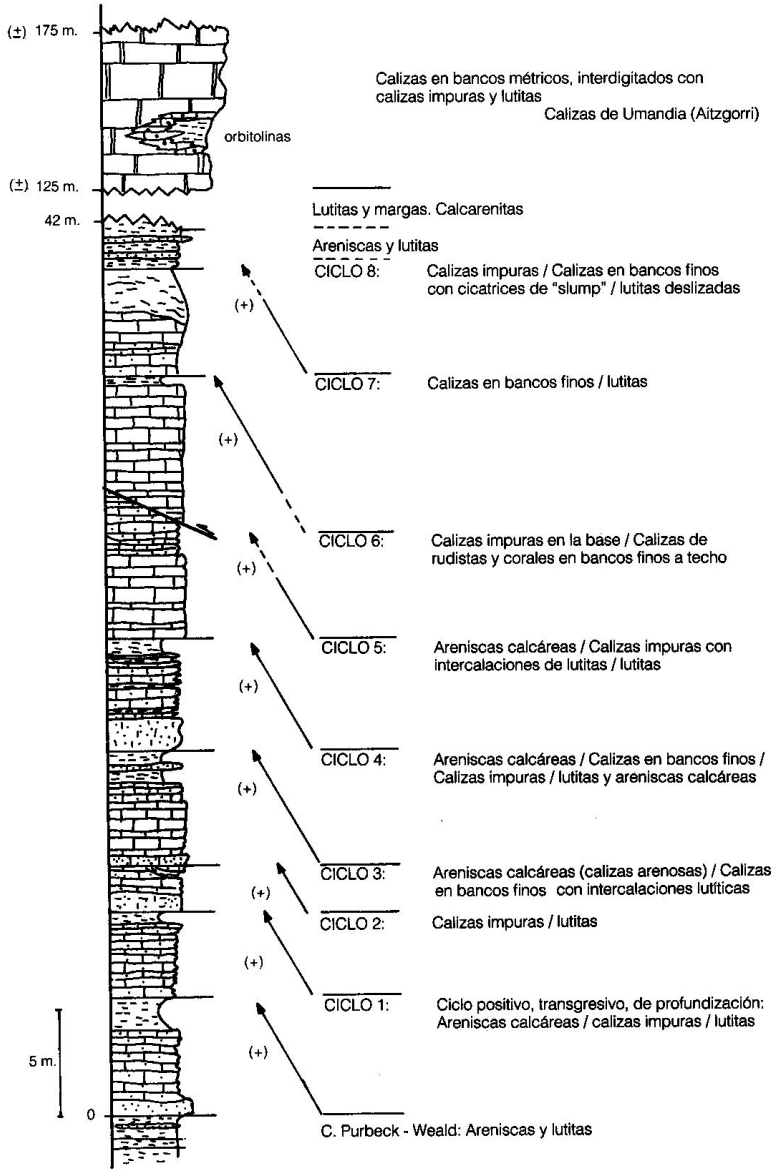


Figura 3.29.- Sucesivos ciclos positivos que conforman la macrosecuencia negativa (secuencia 1del texto) en la base de las calizas de Umandia (Aitzgorri)

áreas de Anarri e Iturrigain (cuadrantes de Zegama y Asparrena, 113-II y 113-IV). Los pasos laterales a facies de cuenca relativa son graduales, no destructivos. Como registro de esta serie se puede mencionar: la barra calcárea situada a muro de las calizas de Eskubaratz (límite entre los cuadrantes de Igorre y Elorrio, 87-I y 87-II, respectivamente), las calizas del domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV) o la primera barra calcárea del domo de Ataun (cuadrantes de Ordizia, 89-III, y Ataun, 114-I).

En la zona limítrofe entre los cuadrantes de Santuario de Arantzazu (113-I) y Legutiano (112-II), durante esta segunda secuencia ($S2_1$, de la figura 3.31), contrastan las alternancias de ambientes con mayor y menor contaminación terrígena (en Zaraia) o margosa (Aitzgorri), con los gruesos depósitos conglomeráticos de Elgeamendi, donde consiguen prosperar algunos parches arrecifales (ver figura 3.30), y con la secuencia de somerización en el sector de Arlabán: llanura deltaico mareal arenosa sobre la que se instaura un sistema de rampa carbonatada con intercalaciones terrígenas. Estos depósitos dan paso a una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato, según la ya mencionada red de fallas sinsedimentarias, que originan el fraccionamiento del gran litosomo de Aitzgorri en bancos arrecifales como el de Zaraia (cuadrante 113-I, Santuario de Arantzazu) o Aitzgorri-Aratz (en el de Zegama, 113-II), y cuencas restringidas intraplataforma, donde se depositaron primero las margas de Urbia ($S2_2$, figura 3.31) y posteriormente sucesivas series de talud destructivo (Arantzazu y Andarto) y las margas de Araotz (S3), mucho más desarrolladas, aflorantes casi exclusivamente en el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I). Ambas series margosas de cuenca están separadas por un episodio generalizado de crecimiento calizo, representado por el litosomo lenticular de Orkatzategi con grandes montículos progradantes, en general, hacia el oeste. Los tránsitos laterales entre estas últimas series son muy bruscos (figura 3.33, A y D), respondiendo al esquema general tectosedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.34.

En el cuadrante de Legutiano (112-II), la granulometría de los terrígenos de Elgeamendi disminuye hacia el norte y noroeste. La asociación de facies, con presencia de barras areniscosas con "ripples", pequeñas dunas, zonas microcanalizadas, etc., apunta a una plataforma siliciclástica mareal muy somera con influencias más continentales (deltaicas) hacia el sur. En las

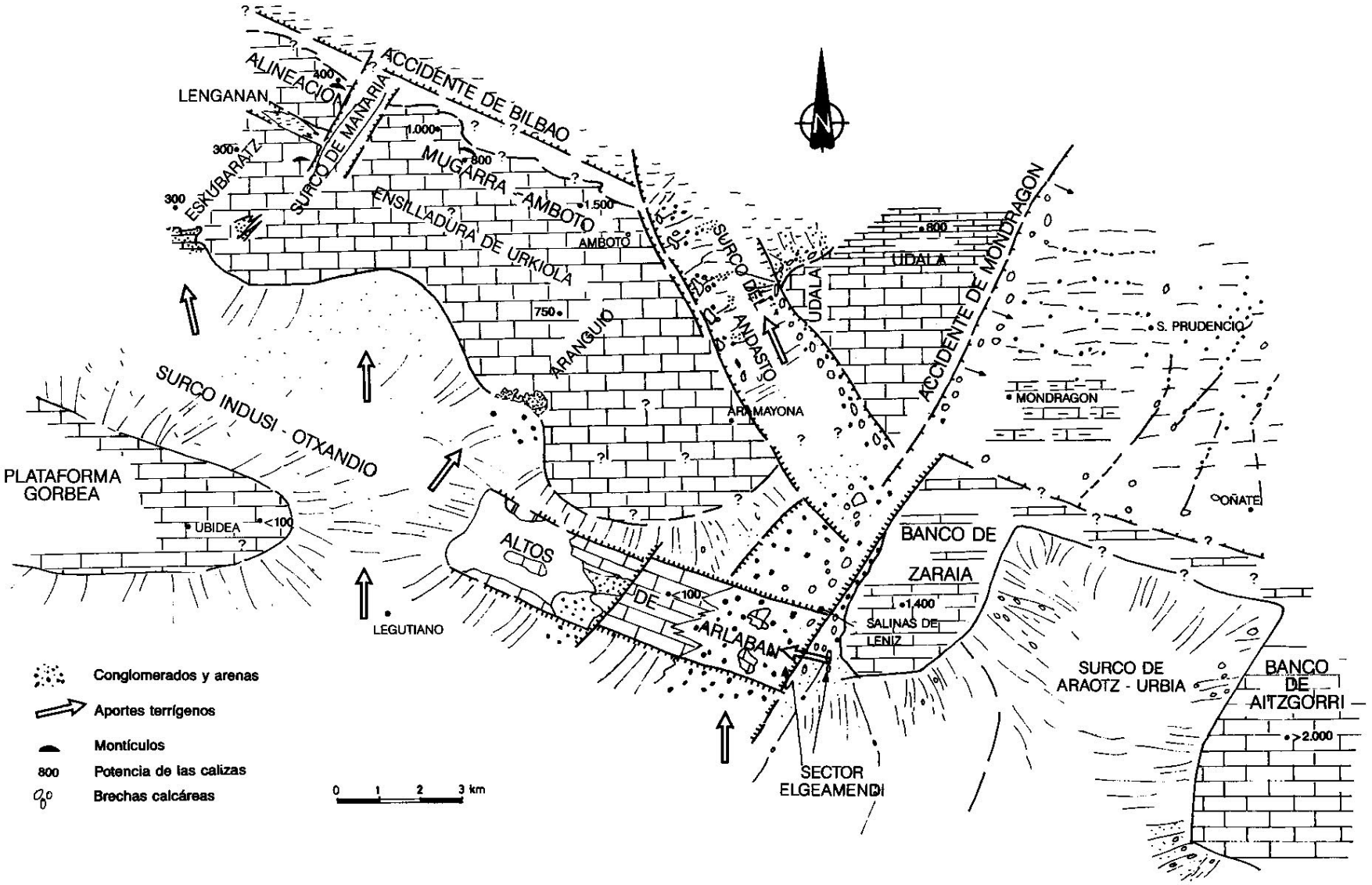


Figura 3.30.- Esquema paleogeográfico de la relación entre paleoaltos y surcos relativos en la articulación de las plataformas calizas del Duranguesado, Gorbea y Zaraia - Aitzgorri.
Durante el episodio urgoniano se sumaron la tectónica de bloques y la actividad halocinética, ambas relacionadas con la reactivación de fallas de zócalo, para condicionar la subsidencia diferencial de los diferentes compartimentos de la cuenca.

EVE Ente Vasco de la Energía

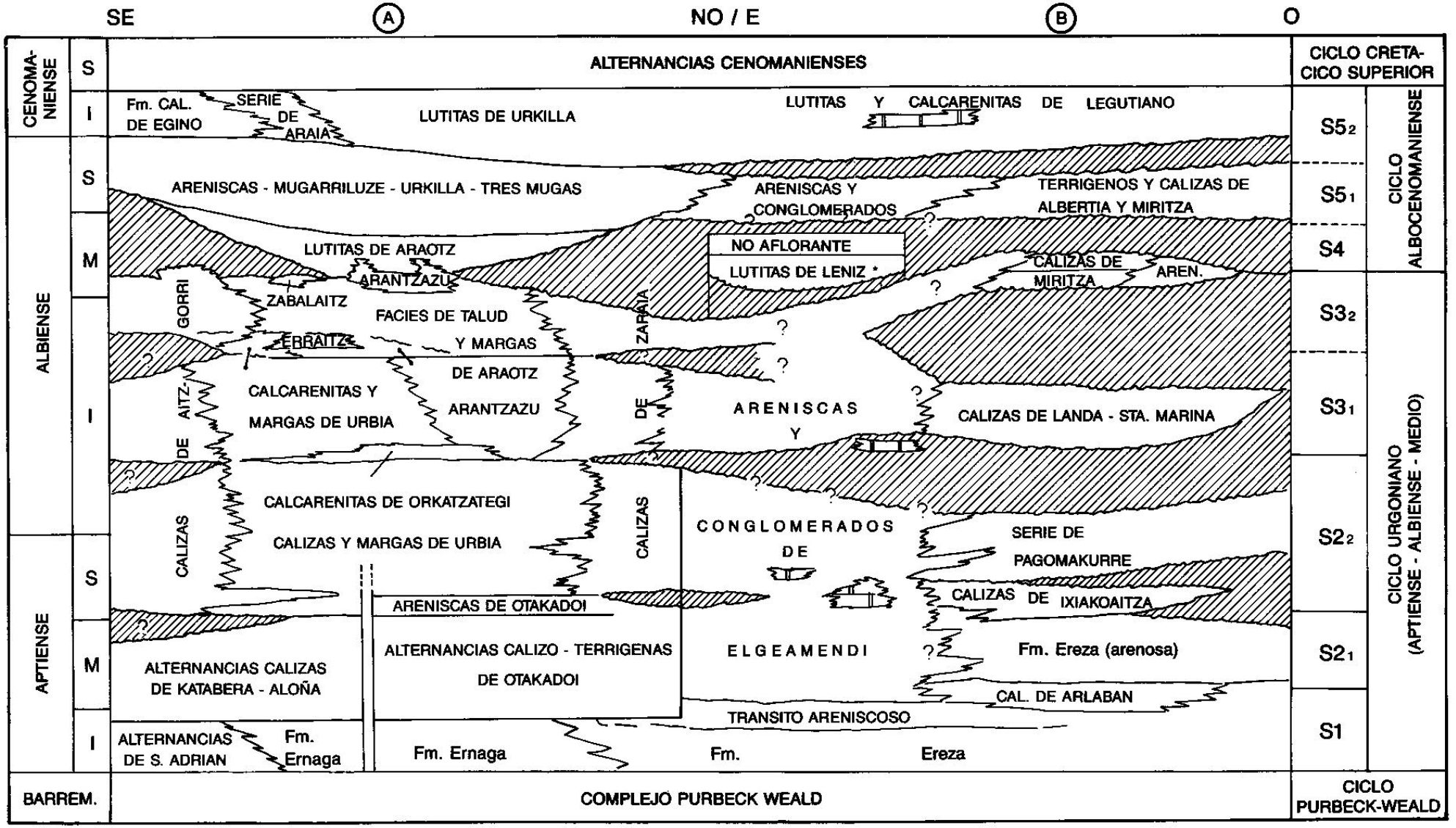


Figura 3.31.- Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior del cuadrante de Legutiano (B) en relación con las principales secuencias establecidas para el sistema Aitzgorri - Zaraia (A), en los cuadrantes de Santuario de Arantzazu, Zegama y Asparrena.
(*) A esta altura cronoestratigráfica se situarían las "lutitas de Léniz", aflorantes en esa localidad y separadas tectónicamente de los materiales representados en el esquema.

EVE Ente Vasco de la Energía

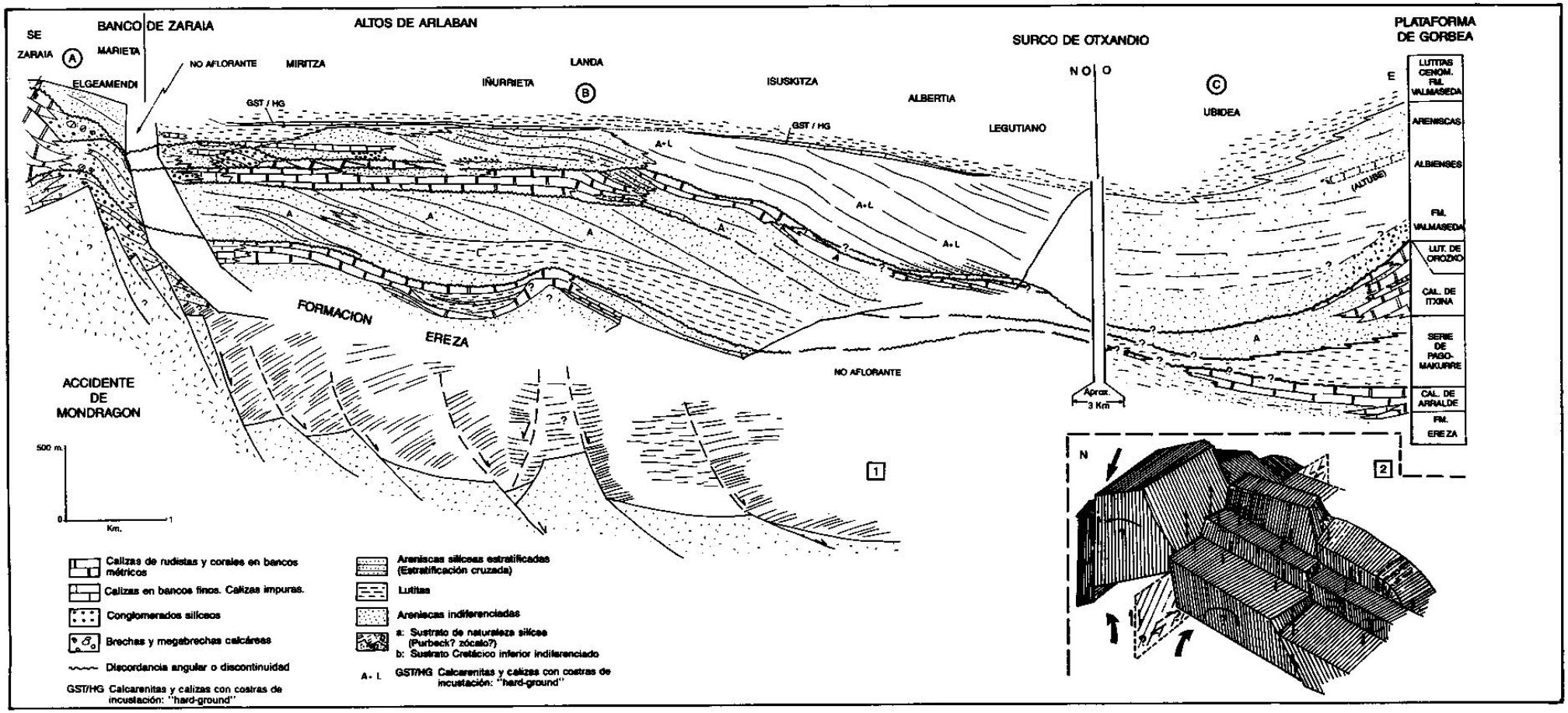


Figura 3.32.- (1) Panel de relaciones estratigráficas del Cretácico inferior en el entorno del cuadrante. Correlaciones deducidas entre las diversas facies de los altos de Arlabán (figura 3.30) (B), el banco de Zaraia + sector de Elgeamendi (A) y la plataforma de Gorbea (C).
(2) Relación tridimensional aproximada entre los bloques de sustrato implicados
+ La relación entre los sectores (B) y (C) es interpretativa
+ La estructura estratigráfica del sector (A) y su relación con (B) es hipotética
+ Se desconoce la potencia y naturaleza de los sedimentos entre la formación Ereza y el sustrato tipo "a".

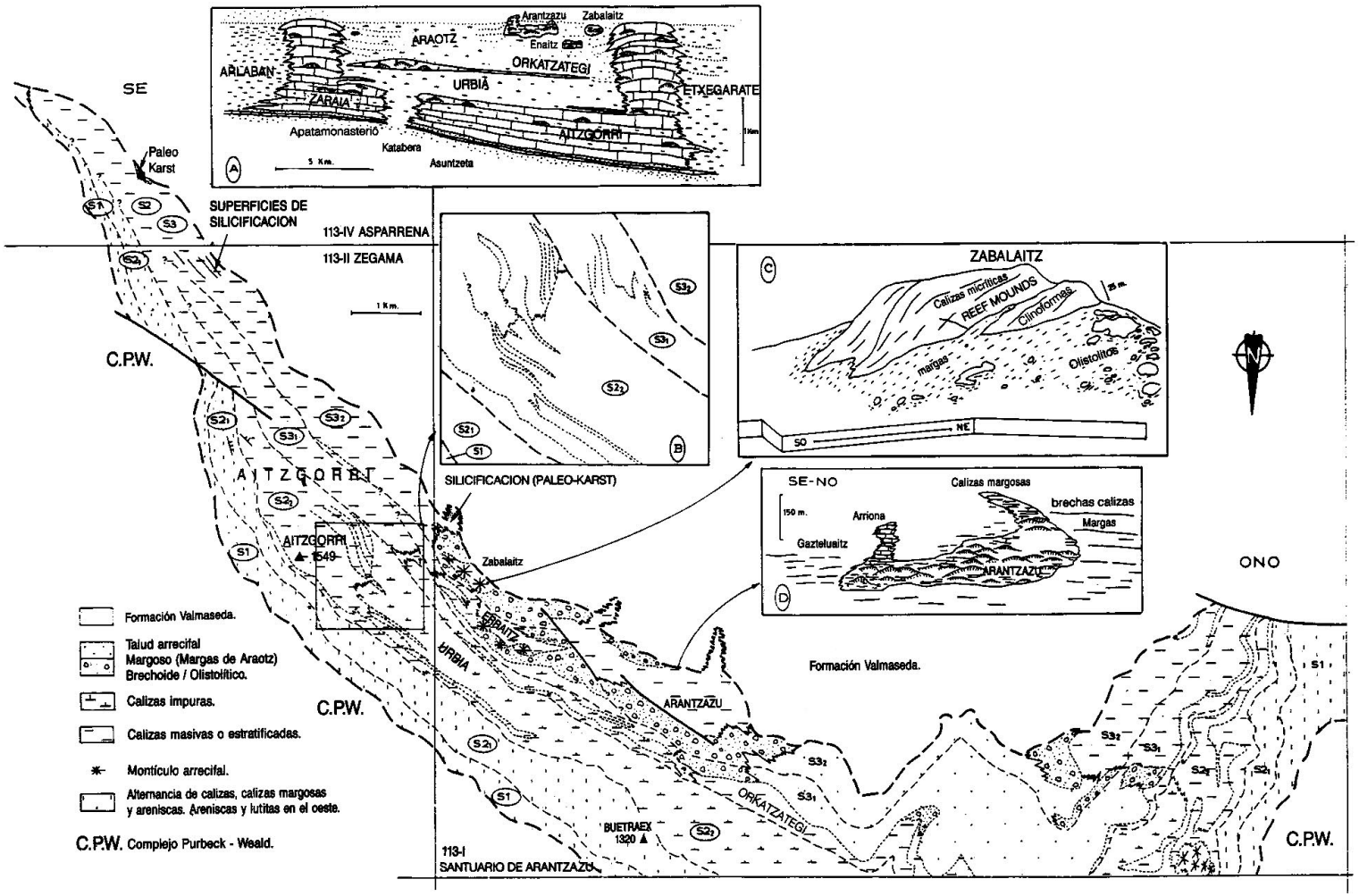


Figura 3.33.- Esquema cartográfico simplificado del complejo arrecifal de Aitzgorri, con indicación de secuencias, subsecuencias y su correlación a través de las margas de Araotz. Obsérvense los bruscos tránsitos laterales y la disminución de potencia al sureste.
A. Esquema general del Complejo
B. Interpretación fotogeológica de estructuras progradantes
C. Detalle de la progradación de montículos de Zabalaitz
D. Interpretación morfológica del pináculo arrecifal de Arantzazu
A,C, tomados de FERNANDEZ MENDIOLA (1986)
D, modificado del mismo autor.

EVE Ente Vasco de la Energía

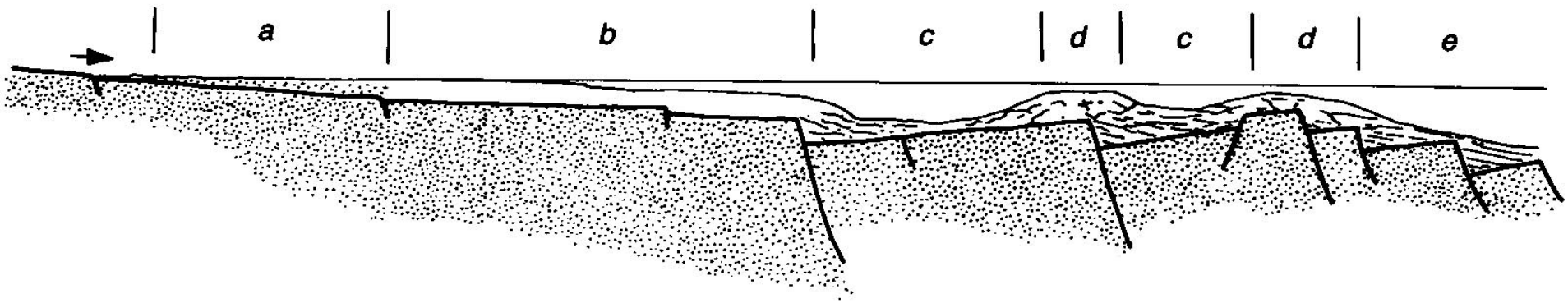


Figura 3. 34.- Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano
a) Facies de influencia continental
b) Plataforma carbonatada
c) Cuencas restringidas o "lagoons" de plataforma interna
d) Bancos arrecifales ("off-shore banks")
e) Cuenca marina franca
Tomado de RAT y PASCAL (1979)

zonas más alejadas del área fuente silícea, dentro del sector de Elgeamendi, que aún se mantienen en la zona fótica, se produce crecimiento arrecifal esporádico (figuras 3.30 y 3.32) durante los episodios de detención relativa del aporte terrígeno. Estos deben coincidir, en líneas generales, con el crecimiento de las dos barras calizas de Ixiakoaitza y Landa - Santa Marina, en los altos de Arlabán. Los movimientos del sustrato crean durante la segunda secuencia urgoniana, una paleotopografía de altos y surcos, de forma que en Miritza, y posiblemente también en Iñurrieta, se instalan crecimientos arrecifales con facies de mayor batimetría y contenido terrígeno entre ellos (figura 3.32).

A techo de este episodio, de evolución general transgresiva, se produce, en algunas zonas, una interrupción brusca en la sedimentación (caída relativa del nivel del mar) que trae como consecuencia el desarrollo de una discordancia intra-Aptiense. Este evento de carácter generalizado, aunque con diversas morfologías, acaba localmente con la génesis de carbonatos.

Esta superficie de interrupción aparece, a techo de la barra calcárea basal de Eskubaratz (cuadrantes 87-I y 87-II, Igorre y Elorrio, respectivamente), como una superficie erosiva totalmente ferruginizada. Por encima de este episodio se desarrolla una potente y continua sedimentación de carbonatos de plataforma (Eskubaratz-Lenganan) precedida, sólo en algunos casos, por materiales lutíticos transgresivos con potencias muy pequeñas.

Por el contrario, en la zona de Barbari-Mutiloa (cuadrantes de Beasain y Zegama, 88-IV y 112-II), la plataforma es invadida por terrígenos que formaban parte de un delta de pequeñas dimensiones, afectado por las mareas. En este sector aparecen asociaciones de facies de frente deltaico, en el que son frecuentes los fenómenos de inestabilidad, dominando las pequeñas fallas de crecimiento. La posterior subida relativa del nivel del mar trae como consecuencia que estos terrígenos se retraigan hacia el sur, lo que permitirá que se regenere en áreas vecinas la sedimentación de calizas de plataforma (Aitzgorri, este de Aralar, Duranguesado). Sin embargo, esta zona permanecerá como un surco relativo con desarrollo de facies margosas y margocalizas nodulosas, comparativamente de mayor batimetría, donde esporádicamente llegan turbiditas calcáreas y material resedimentado de las plataformas circundantes.

El flanco sur del domo de Ataun presenta, durante este episodio, un sistema de plataforma marina abierta dominada por aportes terrígenos

(fósiles de organismos nectónicos, niveles de barras arenosas con fauna de carácter salobre - marino, etc.), la cual presenta una polaridad en sentido oeste con tránsito lateral a facies margosas, muy homogéneas, de cuenca relativa. En el flanco norte (cuadrante de Ordizia, 89-III), la zona de paleoalto del este de Aralar sigue funcionando como tal. Sobre ella se desarrollan espesores ligeramente menores comparativamente, llegando a estar representado el "drowning" de la primera plataforma urgoniana (S2) por una pequeña serie condensada de unos 5 metros de espesor. Este tramo ofrece mayores potencias hacia zonas comparativamente de mayor batimetría, donde se daba una mayor subsidencia. El modelo de cubeta subsidente, hasta ahora dominante, adquiere a partir de este momento mayor expresión con la génesis de un sistema de plataforma carbonatada (S3) con tránsito marginal a facies de talud y cuenca relativa, que será el dominante hasta el final de la sedimentación urgoniana en el área.

En los litosomos calcáreos de Mugarra-Amboto y Zaraia-Aitzgorri no se han observado evidencias de tal interrupción, mostrando un aparente crecimiento continuo entre el Aptiense superior y el Albiense medio. No obstante, en el cuadrante de Asparrena (113-IV) se ha considerado que el término basal de la tercera secuencia puede estar representado por unos niveles bioclásticos silicificados, situados a media altura en la columna del litosomo calcáreo de Umandia

El aspecto que presentaba la cuenca urgoniana durante este episodio era, a grandes rasgos, el de una amplia plataforma carbonatada marginal (plataformas del Duranguesado y del Aitzgorri, en la figura 3.30), con una contaminación progresiva de terrígenos hacia el suroeste y un estrecho surco activo (surco del Andasto) que recibía y canalizaba, tanto los terrígenos procedentes del sur, como los materiales procedentes de la destrucción de las masas arrecifales situadas al suroeste y al noreste. La plataforma era asimétrica, presentando perfiles de rampa hacia el sur, mientras que el límite hacia el noreste lo constituyó probablemente una zona de talud controlada por un accidente de zócalo, activo durante la sedimentación (falla de Bilbao). Algunas fallas de zócalo, de dirección aproximada N20°E, como el accidente de Mondragón, complican este esquema, dejando "bloques" elevados independientes, en los que se desarrolló una sedimentación carbonatada "rodeada" de materiales depositados a mayor profundidad; este es el caso de las calizas urgonianas del sector de Udala. La disposición actual de las brechas calcáreas, alrededor de este bloque, confirma esta hipótesis. Hacia el este y hacia el sureste sólo aparecen lutitas gris oscuro en facies de "cuenca" (margas de San Prudencio), pasadas de margocalizas y brechas calcáreas distales (pequeños clastos de calizas englobados en las margas de San Prudencio).

Por otra parte, el límite occidental del banco de la sierra de Aitzgorri, está constituido por el accidente sinsedimentario de Bolívar (perteneciente al sistema del accidente de Mondragón), que ejerció su influencia al menos durante el urgoniano. Este accidente separa el banco arrecifal de Zaraia, del abanico deltaico arenoso y conglomerático que constituye la serie de Elgeamendi. Las incipientes entradas deltaicas que se manifiestan en Zaraia adquieren su mayor entidad durante el tránsito Aptiense-Albiense e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria, el banco de Zaraia por última vez. El subsiguiente levantamiento del área trae consigo una nueva somerización y la aparición en Alavita de posibles paleokarstificaciones y canales rellenos de sedimentos brechoides.

La expansión progresa durante todo el Albiense inferior y medio (tercera secuencia, S3) creando espectaculares taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomos de Zaraia, Arantzazu, Zabalaitz y Erraitz (ver figura 3.33, B y C), todos ellos en el cuadrante 113-I (Santuario de Arantzazu). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa de Araotz, donde se intercalaban rítmicamente en la serie margosa.

Dentro del cuadrante de Legutiano (112-II), la tercera secuencia está representada por parte de los conglomerados de Elgeamendi, y por las calizas de Landa - Santa Marina y parte de sus terrígenos infrayacentes, que consisten en barras areniscosas intercaladas en facies de grano más fino. La geometría oblicua de las barras areniscosas con respecto a las calizas infra y suprayacentes sugiere una progradación, quizá hacia el noroeste, que rellena los surcos interarrecifales a partir del área fuente terrígena situada al sureste. Los cantos de conglomerado presentan un cierto componente areniscoso e incluso calizo, lo que avala su carácter erosivo sobre facies previas, ya litificadas.

Posteriormente al relleno terrígeno del surco, volvió a renacer la actividad orgánica constructiva, primero uniformemente y luego centrada en zonas de crecimiento como Miritza (Santa Marina) y Landa. En ellas aparecen facies biohermales, como bancos de rudistas y ostreidos, posiblemente del género ***Chondrodonta***. En secuencias tanto verticales como laterales, aparecen sucesivamente facies biostrómicas de rudistas, barras calcareníticas o micríticas, y finalmente terrígenos de "lagoon" o de cuenca relativa. En el área de Landa, se da una posible estructura de progradación en general hacia el oeste (figura 3.32) terminando en facies más profundas y en una probable falla sinsedimentaria, que separa el subsistema de otro alto con características propias (zona de Isuskitza). Más al oeste se localizaba un área al parecer más profunda (Albertia), donde se aprecian facies destructivas y discordancias múltiples (figura 3.32). El sistema completo desaparece hacia el oeste en el "surco de Otxandio", donde mueren también las calizas de Gorbea. Mientras tanto, en Elgeamendi, se ralentizaba el funcionamiento del aparato conglomerático y proliferaban los edificios arrecifales de tipo biohérmico domal, integrados por grandes rudistas: requiénidos (***Pseudotoucasia***) y colonias de posibles monopléuridos. En los flancos de los pequeños domos se acumulaban brechas calcáreas. Al mismo tiempo, el banco de Zaraia proporcionaba desde el este grandes clastos que se acumulaban al pie de la plataforma como megabrechas calcáreas o posibles olistolitos hectométricos (Aitz-Zorrotz, Urkulu, etc.).

Mientras los bancos arrecifales crecían en Aitzgorri, en los sectores de Anarri y Etxegarate (cuadrante de Zegama: ver figura 3.35) actuaban fallas sinsedimentarias del sistema Bilbao-Alsasua. Así, se iban formando escalones de profundidad creciente hacia el noreste (figura 3.36), donde la batimetría impedía el desarrollo de comunidades arrecifales. En estas cuencas se depositaban alternancias calizo - terrígenas de aguas someras o, en zonas más distales del talud submarino, margas y calcarenitas turbidíticas, unidades deslizadas, flujos de barro y derrubios, así como bloques calcareníticos desplomados por la pendiente (figura 3.37). El área principal de acumulación de los elementos alóctonos es el surco de Zegama o Etxegarate, limitado por umbrales y fallas sinsedimentarias.

Al este del surco de Etxegarate, el margen originado en la plataforma de Aralar testimonia la actuación sinsedimentaria de fracturas de zócalo de posible dirección norte-noroeste, generándose asimismo una polaridad de la plataforma en sentido oeste-suroeste (figura 3.38). El techo de este edificio arrecifal no aflora en el área, pero sí la representación de lo que fueron sucesivos capítulos de retrogradación y progradación del margen, como las margas del puerto de Lizarrusti (cuadrante de Ataun, 114-I), y las dos barras calizas hacia techo de las mismas. Esta dinámica estuvo seguramente controlada por subidas y caídas relativas del nivel del mar, en conjunción con fracturas del zócalo, de dirección aproximada NNO-SSE, que determinaron la posición del margen y el paso a cuenca subsidente. En momentos de subida relativa y mantenimiento de la lámina de agua, se suceden episodios de plataforma expansiva; en momentos de bajada relativa se pudieron generar episodios de resedimentación carbonatada hacia cuenca, en forma de ortobrechas, parabrechas y calcarenitas, que se suceden en áreas de talud, adyacentes al margen.

En la zona de Ataun, la tercera secuencia urgoniana se cierra con un episodio de resedimentación de gran importancia regional y de carácter expansivo, genéticamente relacionado con otro sistema de margen plataforma-cuenca situado al sur de Aralar (Navarra), y compuesto por brechas, calcarenitas y debritas, cuyos cantos indican un origen en plataforma (el probable tránsito plataforma cuenca estaría situado más al este, fuera del territorio histórico).

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal. En estos estadios finales, la elevación del fondo marino ocasionó localmente la exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces (freático y vadoso), incluso con formación de sedimentos que rellenan huecos de disolución paleokárstica con silicificación asociada (zona de Aitzlotze, en el cuadrante 113-I, y zona de Atabarrate, en el cuadrante 113-IV).

Paralelamente, un gran sistema terrígeno deltaico progradante desde el sur y suroeste (formación Valmaseda) y quizá desde el este, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera de umbrales noroeste-sureste integrada por Gorbea, altos de Arlabán, Zaraia, Aitzgorri, etc. Finalmente, hacia el Albiense medio-superior, el avance de los terrígenos rodeó el obstáculo, penetrando por los surcos interarrecifales, y comenzó a invadir las cuencas carbonatadas de Orozko, surco de Otxandio, Araotz-Urkilla, y de Zegama-Etxegarate, respectivamente, solapando simultáneamente los

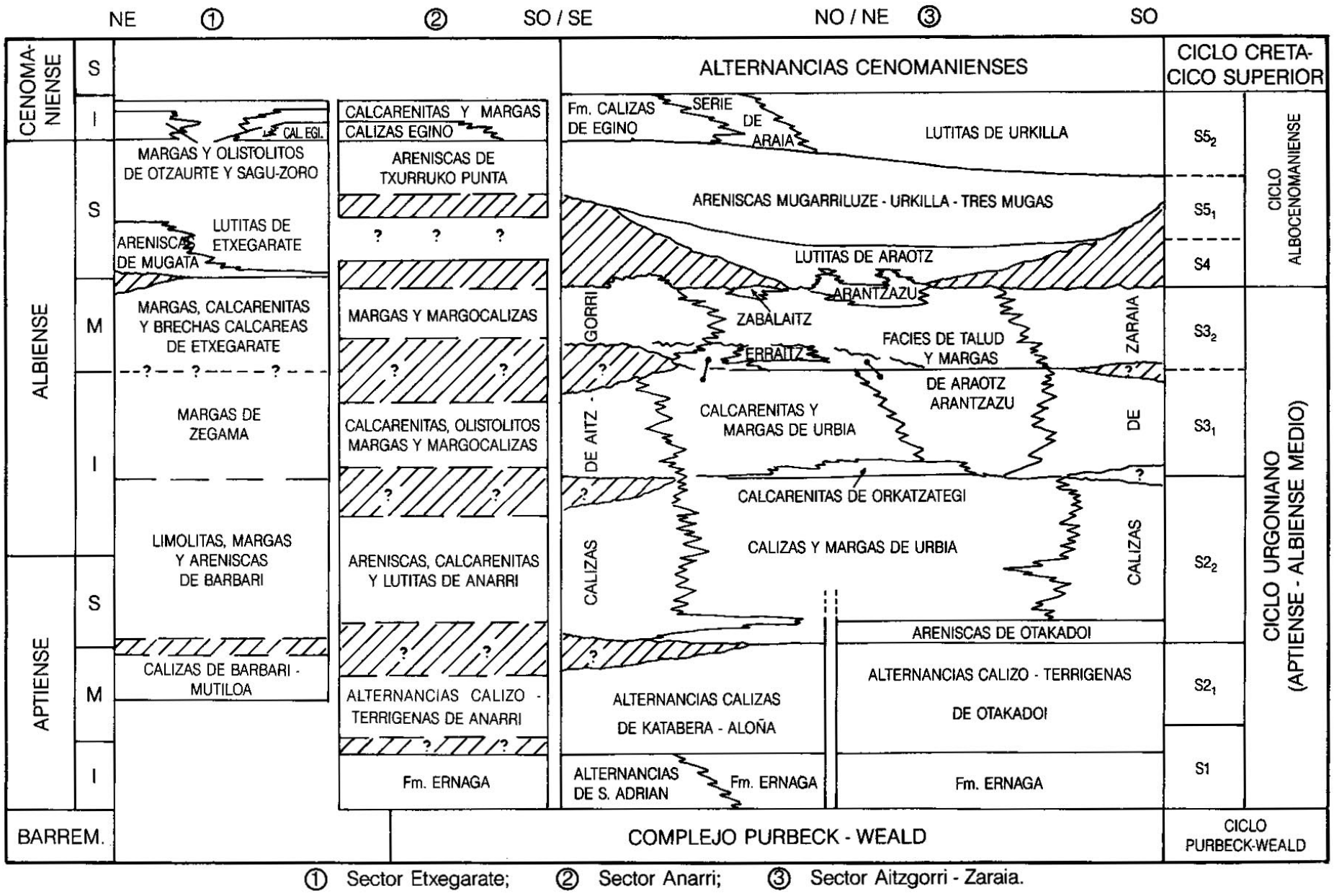
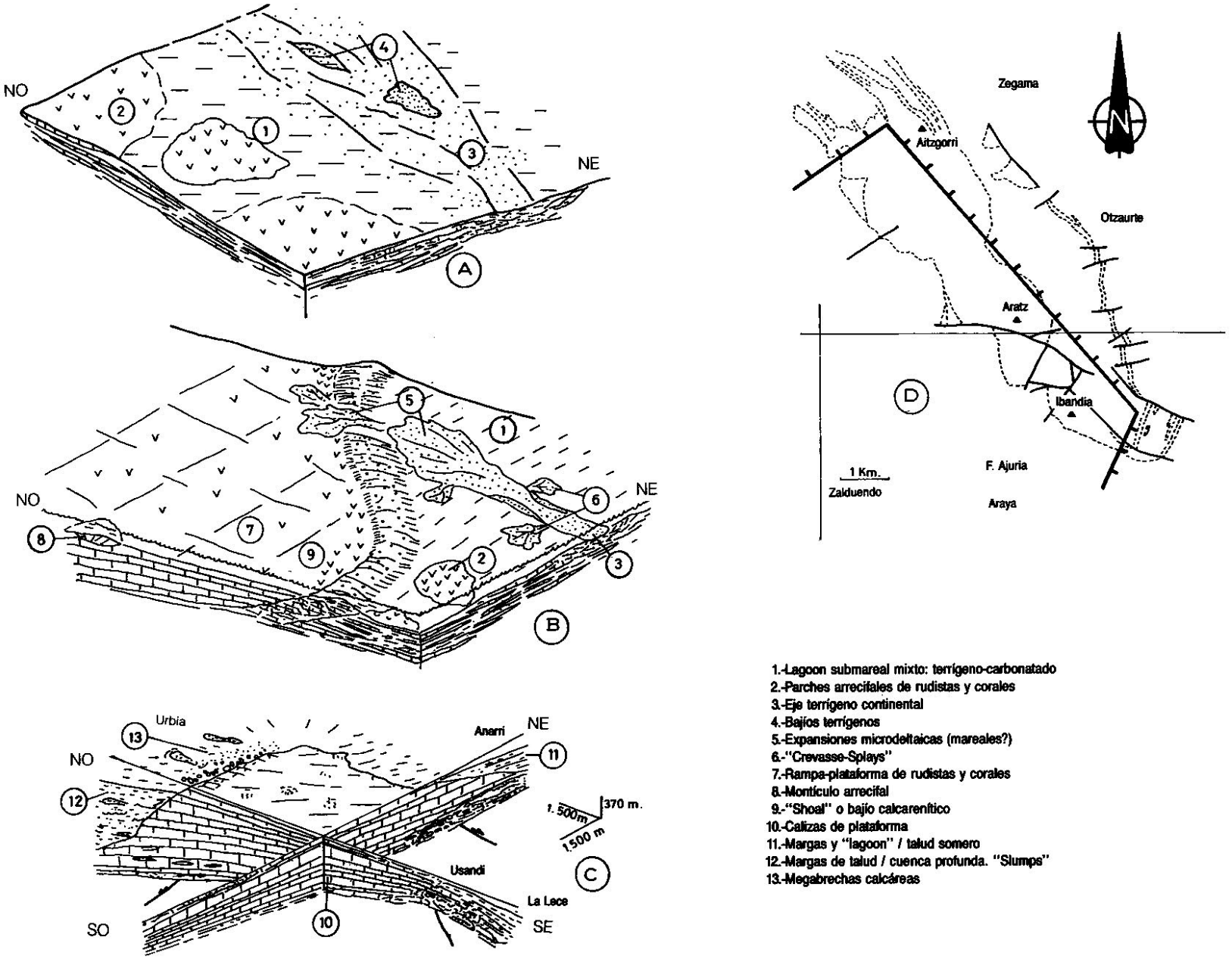


Figura 3.35.- Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior de los cuadrantes Santuario de Arantzazu, Zegama y Asparrena.

EVE Ente Vasco de la Energía



1.-Lagoon submareal mixto: terrígeno-carbonatado
2.-Parches arrecifales de rudistas y corales
3.-Eje terrígeno continental
4.-Bajíos terrígenos
5.-Expansiones microdeltaicas (mareales?)
6.-"Crevasse-Splays"
7.-Rampa-plataforma de rudistas y corales
8.-Montículo arrecifal
9.-"Shoal" o bajío calcarenítico
10.-Calizas de plataforma
11.-Margas y "lagoon" / talud somero
12.-Margas de talud / cuenca profunda. "Slumps"
13.-Megabrechas calcáreas

Figura 3.36.-(A) Reconstrucción paleogeográfica durante el depósito inicial de la serie de Iturrigain. Parches bioconstruidos en un "lagoon" con aportes continentales.
(B) Id. Durante el depósito terminal. Plataforma abierta, barrera calcarenítica y "lagoon" somero con "patch-reefs". Incursiones terrígenas.
(C) Reconstrucción tectoestratigráfica y paleogeográfica del edificio calizo principal urgoniano (Aptiense - Albiense). Obsérvese el talud destructivo abrupto hacia el noroeste (FERNANDEZ MENDIOLA, 1985) con "slumps" y megabrechas, y los taludes más suaves hacia el noreste y sureste.
(D) Probable situación de las fallas de zócalo con actuación sinsedimentaria. Las líneas rectas marcan los límites aproximados de los cuadrantes.

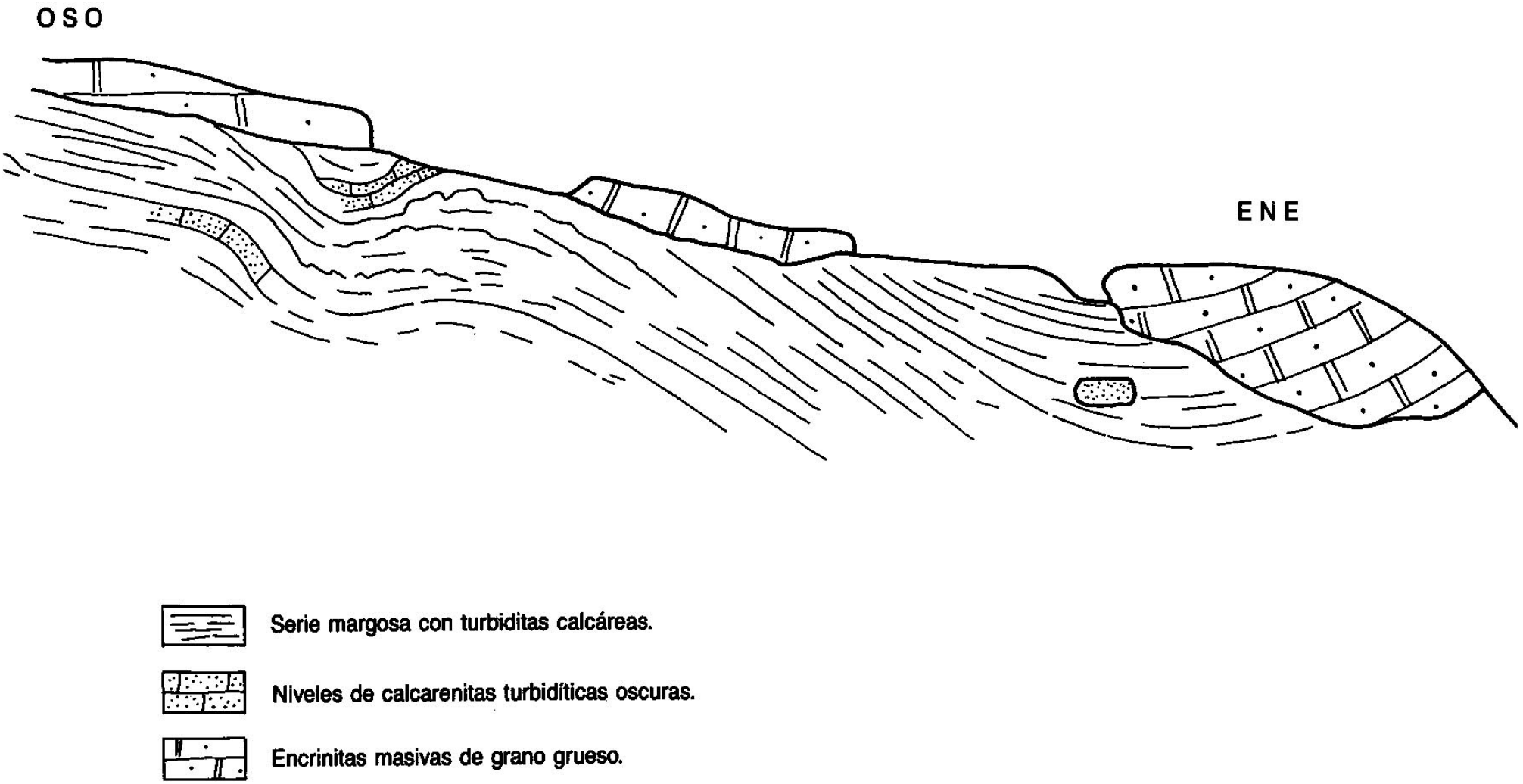


Figura 3.37.- Truncaciones por desplome de calcarenitas masivas (encrinitas) sobre una serie margo-calcarenítica previamente "eslumpizada". Esquema realizado a partir de una fotografía, zona de Aldabide. Dimensiones aproximadas de la sección: 250 m. x 40 m.

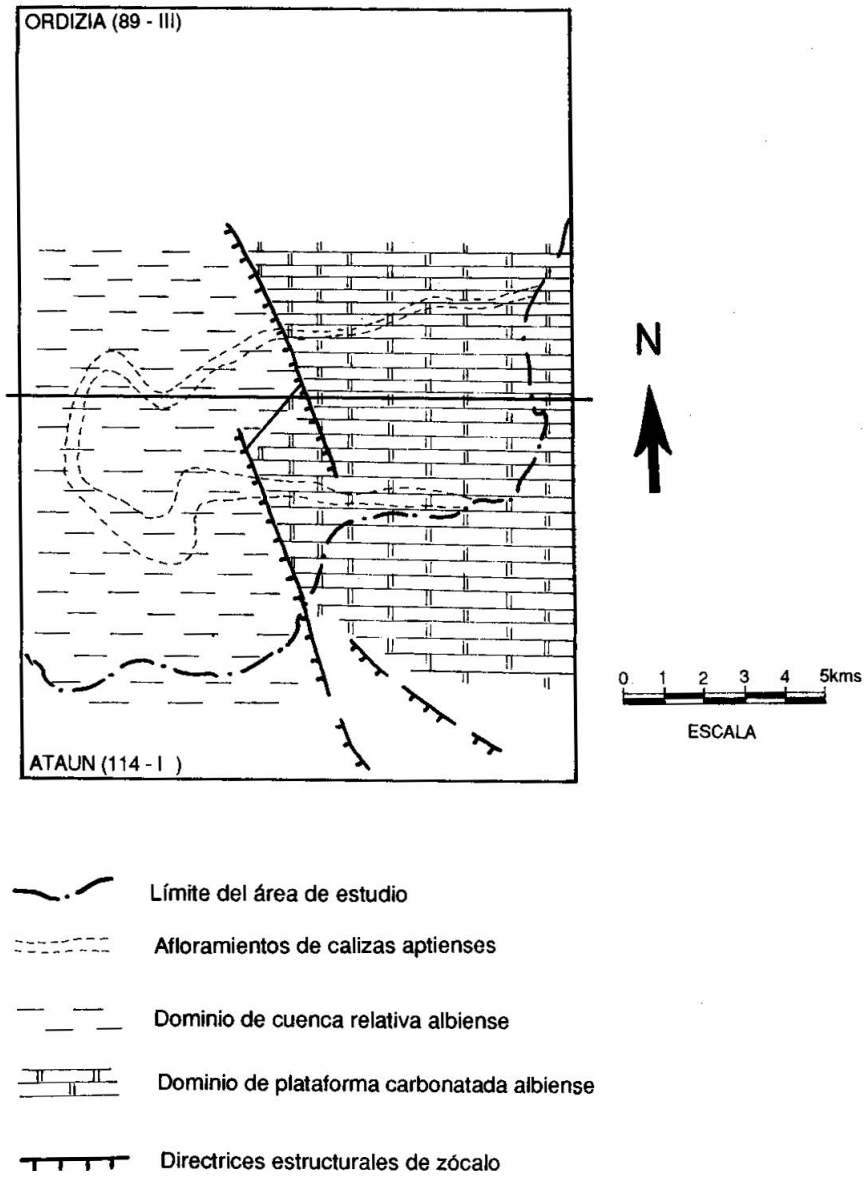


Figura 3.38.- Modelo paleogeográfico muy esquemático para el Albiense inferior a superior. Se invocan fracturas de zócalo de actuación sinsedimentaria.

márgenes de los bancos calizos o umbrales.

Todo el conjunto calizo-terrígeno de las tres secuencias anteriores está recubierto en discordancia, localmente angular (Miritza), y con presencia local de brechas calcáreas (Albertia), por materiales terrígenos pertenecientes a la formación Valmaseda que incluyen, en sus áreas someras, pequeños edificios arrecifales inconexos, junto a abanicos conglomeráticos.

En el cuadrante de Ataun (114-I), ya incluido en las facies terrígenas atribuidas al Complejo Supraurgoniano, aparece un pequeño episodio de resedimentación compuesto básicamente por calcarenitas y facies fangosoportadas, posiblemente originado por inestabilidad en un talud, distal respecto a pequeñas áreas donde se podrían localizar "parches carbonatados" residuales, al este de esta zona.

El cambio de la paleogeografía urgoniana a la supraurgoniana no fue un fenómeno brusco, ni siquiera rápido. Las primeras llegadas de terrígenos albocenomanienses tienen lugar al final del Albiense inferior, pero el régimen arrecifal persistió en las plataformas carbonatadas, que quedaron en buena parte a salvo de la contaminación. Sin embargo, la continuación de los aportes terrígenos determinó, primero una notable reducción del dominio carbonatado (en el Albiense medio), y posteriormente, su práctica desaparición (Albiense superior). De este modo, la localización de las plataformas, bancos y umbrales, urgonianos condicionó en parte la distribución de los sedimentos terrígenos supraurgonianos, tal como señalan también OLIVE *et al.* (1984).

De la figura 3.30, conviene recordar sobre todo el esquema de fracturación sinsedimentaria, que controla el tipo, potencia y distribución de los materiales del Urgoniano; porque, como se verá más adelante, estos accidentes no solamente van a dejar su "impronta" en los materiales suprayacentes (en forma de relieves previos) sino que los van a controlar directamente, ya que algunos de ellos seguirán activos en el tiempo (fundamentalmente los accidentes de Bilbao y Mondragón).

3.5.6. Sectores de Espejo y sierra de Cantabria

Las características de las facies, y la interpretación de los ambientes sedimentarios del Aptiense inferior, en el cuadrante de Espejo (137-I

EVE Ente Vasco de la Energía

y III) se encuentran bien definidas en el proyecto del IGME (1985): "Exploración previa de lignitos en Nograro (Burgos - Alava)", por lo que se transcriben aquí algunas de sus conclusiones. Según estas investigaciones: "las relaciones basales de la serie analizada demuestran que la zona de Nograro constituyó un alto paleogeográfico durante buena parte del Jurásico superior y del Cretácico inferior. La sedimentación se reanudó probablemente en el Aptiense y, hasta el Cenomaniense medio - superior, estuvo dominada por sucesivas e importantes llegadas de aportes terrígenos groseros, salvo en un corto intervalo (Aptiense inferior-medio) en el que se desarrolló una plataforma carbonatada, aunque no muy importante".

Por otra parte, en la zona de la sierra de Cantabria, durante el Aptiense (Urgoniano), se produce el desarrollo local de plataformas mixtas carbonatado - terrígenas muy someras, representadas por las calizas con ostreidos de las zonas de Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II) y Montoria (Labastida, 170-I y III). La línea de costa debió situarse aproximadamente coincidiendo con la alineación de la sierra de Cantabria, donde algunas asociaciones de facies indican ambientes de sedimentación costeros.

Durante el Aptiense superior y el Albiense inferior, un sistema deltaico se instaló en esta plataforma, desarrollándose una sedimentación de tipo "parálico" (lignitos de Montoria, en el cuadrante de Labastida, 170-I y III). El ambiente sedimentario está constituido en esta zona por una serie de bahías situadas entre canales distributarios.

En el trabajo citado anteriormente se indica que durante el Aptiense y Albiense: "la zona litoral se situó precisamente en el área de Nograro, lo que determinó que los aportes terrígenos se depositaran allí principalmente en sistemas deltaicos. Hacia el sur y suroeste existen facies continentales, que con toda seguridad representan los sistemas fluviales y/o aluviales conectados con los deltas, como lo demuestran los datos de paleocorrientes (paleoflujos hacia el norte y noreste). En fin, hacia el norte y noroeste persistieron, durante el período considerado, condiciones de mar abierto (plataformas terrígenas y carbonatadas principalmente)".

El análisis de los rasgos sedimentarios de las sucesiones de Nograro demuestra que las características de los citados sistemas deltaicos evolucionaron con el tiempo. Durante el Aptiense y Albiense inferior fueron de predominio fluvial, en tanto que durante el Albiense medio y superior estuvieron dominados por mareas.

El primer sistema deltaico se desarrolló durante el Aptiense inferior (macrosecuencia deposicional I, parte inferior). Sus características son difíciles de precisar ya que sus afloramientos son limitados. Parece probable, por comparación con los de la macrosecuencia II, con los que tiene varios puntos en común, que se tratara de un sistema dominado por el río.

El segundo sistema deltaico importante se desarrolló a lo largo del Aptiense medio - Albiense inferior, pudiendo diferenciarse en el mismo, dos etapas principales y varios ciclos de menor rango. Durante la etapa inferior, buena parte del área estudiada quedaría situada en el frente deltaico y en la llanura deltaica inferior. Los depósitos principales de este intervalo, en la zona, están representados por barras de desembocadura, depósitos de bahía entre canales distributarios, y de relleno de bahías, que se acumulan verticalmente como resultado de desplazamientos laterales de los distintos subambientes. Seguramente en la zona de Nograro existió alguna desembocadura y/o canal distributario importante, como lo demuestra la proporción elevada de depósitos terrígenos groseros; en comparación con el sector de Barrio, en el que las condiciones de bahía fueron predominantes. Es precisamente en este intervalo donde aparecen los indicios de carbón más importantes.

La etapa de máxima progradación del sistema deltaico (ligada a una aceleración del tectonismo en el área fuente), tuvo lugar durante el Aptiense superior - Albiense inferior, avanzando los ambientes de la llanura deltaica superior hasta ocupar prácticamente en su totalidad el área estudiada.

De manera relativamente brusca (causas tectónicas y/o ascenso rápido del nivel del mar) se produjo una nueva retracción del sistema deltaico en el Albiense medio, reinstalándose en el área condiciones de llanura deltaica (macrosecuencia III). Sin embargo, como se ha apuntado, las características de esta llanura fueron netamente distintas a las de la macrosecuencia II, por cuanto el delta es ahora de predominio mareal. Por ello, la sedimentación clástica grosera quedó prácticamente confinada a los canales activos.

La historia geológica del Cretácico inferior culmina con una nueva etapa regresiva en el Albiense superior - Cenomaniense inferior, ligada claramente a una etapa de actividad tectónica de ámbito regional que condujo a la instalación en el área de condiciones netamente continentales, representadas por la formación Utrillas.

3.6. COMPLEJO SUPRAURGONIANO

Las características sedimentarias y paleogeográficas de los materiales del Albiense superior -Cenomaniense inferior de la Cuenca Cantábrica, conocidos como Complejo Supraurgoniano, han sido objeto de estudio por parte de numerosos autores (RAMIREZ DEL POZO, 1971; AGUILAR TOMAS, 1971, 1975; FEUILLÉE, 1971; FEUILLÉE *et al.*, 1983; PUJALTE *et al.*, 1985, etc.).

Este ciclo terrígeno destructivo cierra el ciclo marino arrecifal y paraarrecifal urgoniano, y lo separa de la sedimentación carbonatada de tipo flysch o plataforma, que será la característica del Cretácico superior a partir del Cenomaniense superior.

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de calizas como de lutitas adyacentes, se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (fase austrica) que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos que inhibió de manera brusca la sedimentación carbonatada. Esta, en adelante, sólo se volverá a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitan (pequeños umbrales a salvo de la contaminación terrígena). La configuración paleogeográfica cambia totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, afectados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE *et al.*1984), como por la acción de fallas de zócalo que controlan la sedimentación.

Los dominios sedimentarios se disponen a modo de "cinturones" de facies aproximadamente paralelos a las directrices actuales (con algunas excepciones). Estos son de suroeste a nordeste (figura 3.39): fluvial (arenas de Utrillas), deltaico y marino somero (formaciones Valmaseda, Zufía y Eguino) y talud-marino (formación Durango), para el sistema deposicional meridional; Mientras que al norte del litoral actual, una activa y cercana fuente de aporte (macizo de Bizkaia) genera un sistema deposicional septentrional (formación Deva o flysch negro), en el que se han incluido, de más somero a más profundo, facies de abanicos costeros, abanicos submarinos profundos y facies de turbiditas distales (flysch negro en sentido estricto). La denominada formación Oyarzun (principalmente "fan-deltas") queda restringida únicamente a la periferia del macizo de Cinco Villas, que constituyó durante el Albiense un relieve emergido.

A la vista de la figura 3.39 debe decirse, que si bien ésta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para obtener una visión de la cuenca en sus dimensiones originales es necesario "desplegar" las distancias que se observan actualmente (del orden de x 2,5 al norte del accidente de Bilbao; x 3 en la zona del Arco Vasco, donde la tectónica tangencial es muy importante, y x 1,5 al sur del accidente de Bilbao, donde las series están menos acortadas).

Uno de los problemas clásicos que suscita el estudio de estos materiales es: cómo y dónde se realiza la conexión entre los sistemas deposicionales meridional y septentrional. La causa de que este problema no esté aún del todo resuelto se debe a la ausencia generalizada de afloramientos en la teórica zona de unión, ocupada actualmente por el Sinclinorio de Bizkaia. Además, existe otro problema a plantear: si el sistema transformante Leiza-Régil funcionó durante el Albiense superior, ¿dónde se encuentran los equivalentes a uno y otro lado de éste?

El Complejo Supraurgoniano representa un único ciclo sedimentario formado por dos episodios sucesivos: uno regresivo y otro transgresivo. Estos materiales constituyen así mismo una secuencia deposicional S4, localmente dos (mitad oriental de la formación Valmaseda), de carácter progradante - retrogradante. En la figura 3.40 se hace patente la correlación de secuencias y discontinuidades entre el borde norte de la cuenca, su parte central y la parte distal del borde sur. También se pone de manifiesto la correspondencia entre localizaciones paleogeográficas y sucesiones sedimentarias.

Durante el segundo episodio, se da en toda la cuenca una secuencia positiva transgresiva (en el caso de la formación Valmaseda), o con características de relleno de surco (formación Durango, formación Deva en Armintza).

3.6.1. Formación Oyarzun

El primero de estos sistemas deposicionales se encuentra restringido geográficamente a la orla del macizo (y paleomacizo) de Cinco Villas,

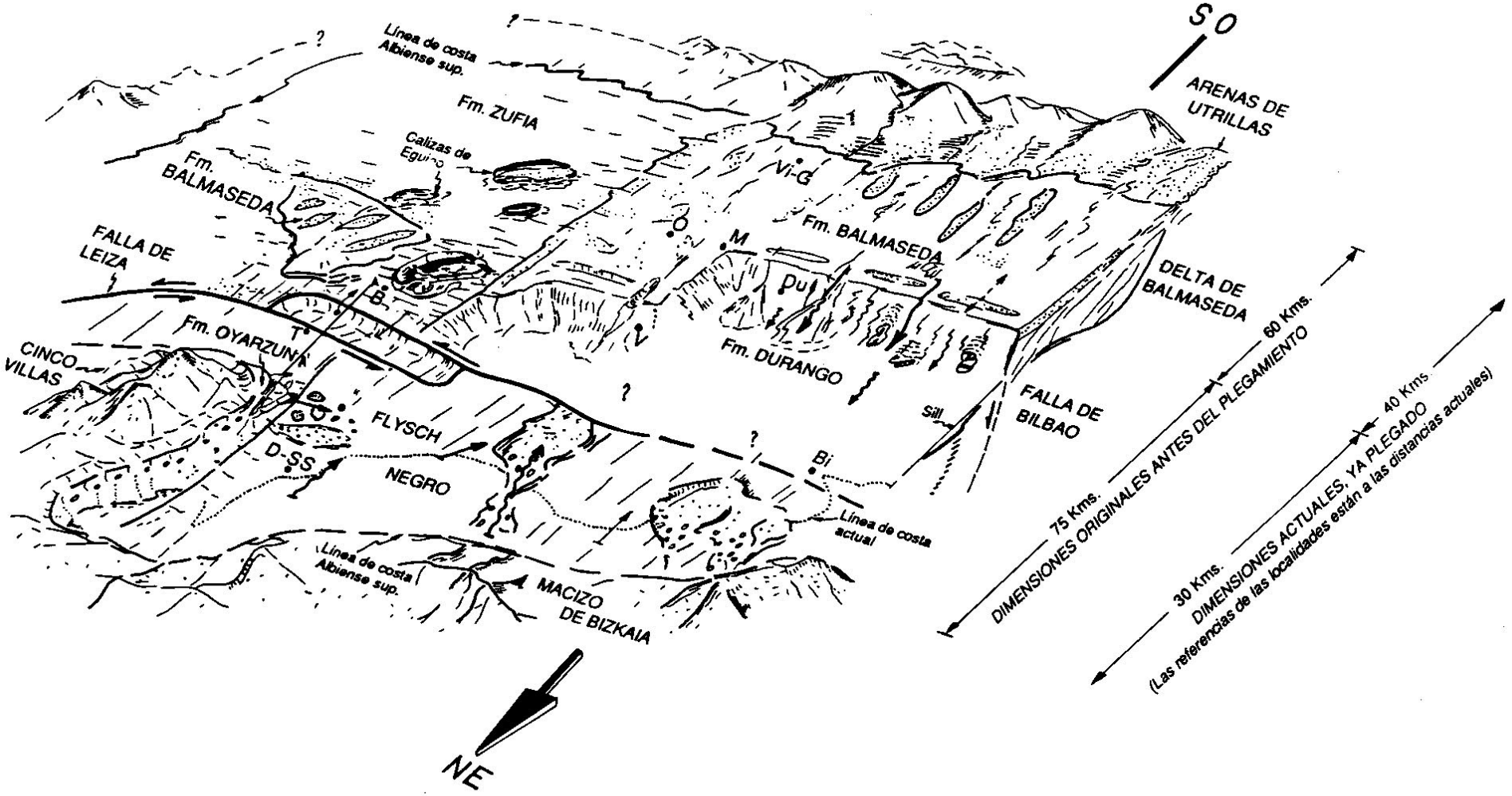


Figura 3.39.- Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B - Beasain; Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate
(Explicación en el texto)

EVE Ente Vasco de la Energía

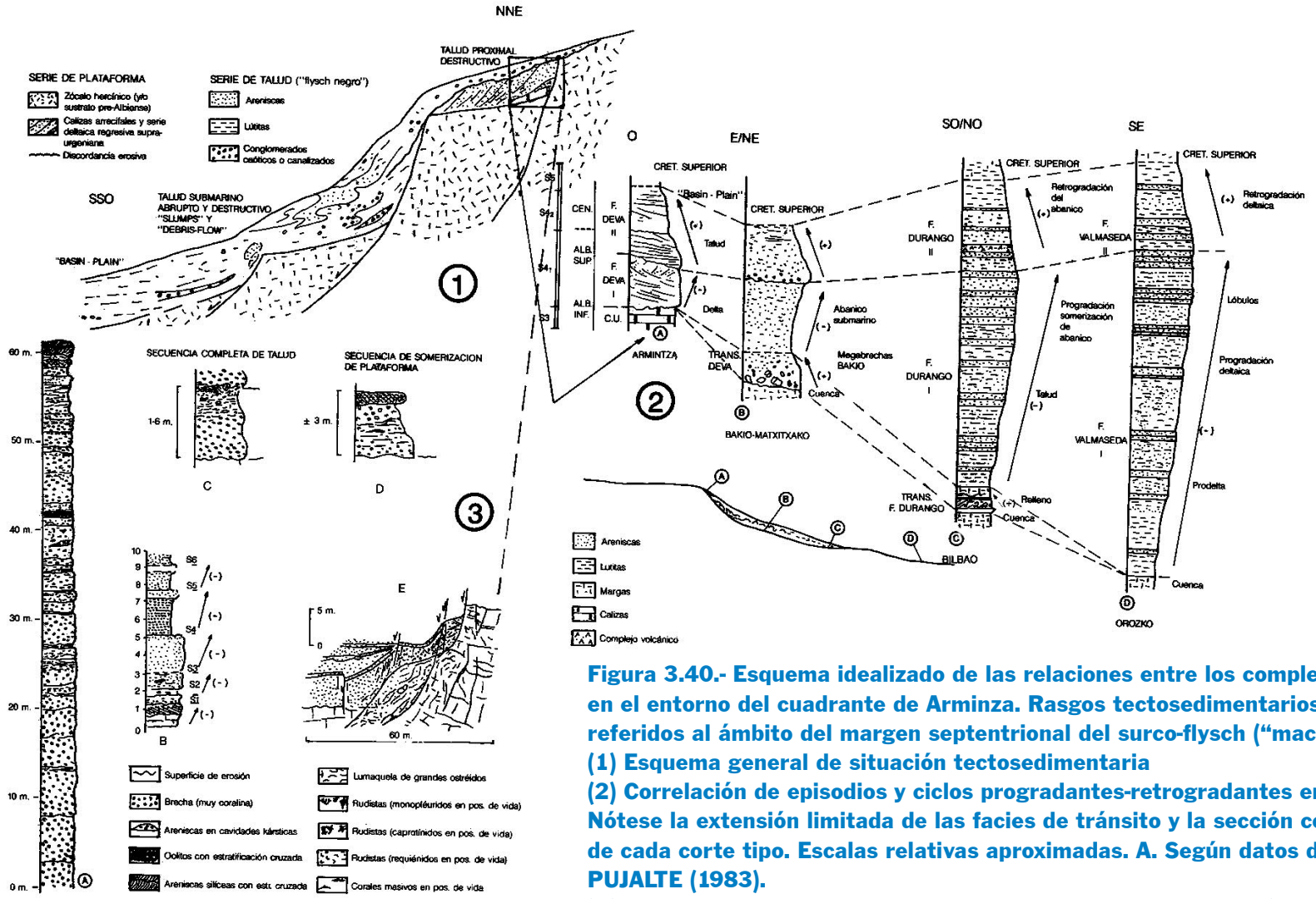


Figura 3.40.- Esquema idealizado de las relaciones entre los complejos Urgoniano y Supraurgoniano en el entorno del cuadrante de Arminza. Rasgos tectosedimentarios principales, especialmente referidos al ámbito del margen septentrional del surco-flysch ("macizo de Vizcaya")

(1) Esquema general de situación tectosedimentaria

(2) Correlación de episodios y ciclos progradantes-retrogradantes en el Complejo Surpraurgoniano. Nótese la extensión limitada de las facies de tránsito y la sección con la situación paleogeográfica de cada corte tipo. Escalas relativas aproximadas. A. Según datos de BADILLO, G. MONDEJAR y PUJALTE (1983).

(3) Afloramientos urgonianos en la Punta del Castillo de Górliz (tomado de G. MONDEJAR y PUJALTE, 1983).

A. Columna estratigráfica de los términos carbonatados

B. Columna estratigráfica de las facies areniscosas (deltaico-mareales) de techo.

C. y D. Secuencias tipo en calizas de talud y plataforma.

E. fallas sinsedimentarias aprovechando diaclasas kársticas previas.

EVE Ente Vasco de la Energía

situándose encima de las series jurásicas, e incluso sobre el Paleozoico, mediante una discordancia erosiva. Esta formación representa un sistema deposicional aluvial/fluvial, constituido por abanicos aluviales ("fan-deltas") en los que, hacia la parte alta, se aprecia una influencia claramente marina (retrabajamiento por parte del oleaje). En conjunto, se trata de una serie de materiales detríticos muy diacrónicos, el límite superior de edad, para esta formación es Cenomaniense inferior, pero se desconoce a que edad comenzó a "generarse" (probablemente durante el Aptiense). El macizo de Cinco Villas debió constituir, por tanto, durante el Albiense un relieve sometido a una erosión muy activa.

Según PUJALTE (en IGME, 1985) estos relieves paleozoicos, debieron ser muy escarpados, como lo demuestra el grosero calibre de los sedimentos derivados de ellos, y debieron estar orlados por una zona somera relativamente estrecha donde se acumularon series detríticas groseras, bien constituyendo plataformas terrígenas o "fan deltas". A su vez, el límite externo de estas zonas someras debió ser brusco, probablemente escarpado, permitiendo que sedimentos muy groseros fueran vertidos al mar profundo, acumulándose en abanicos submarinos más o menos grandes. Todo ello sugiere que estos relieves estuvieron tallados en bloques limitados por fallas activas de gran salto.

En el tránsito hacia facies más profundas de la formación Oyarzun, en zonas relativamente libres de la contaminación terrígena, sobrevivieron de forma aislada parches arrecifales, cuyas condiciones debieron ser muy precarias. Testigo de estos parches son los cuerpos carbonatados cartografiados con los números 190 y 191.

A techo de la formación Oyarzun se encuentra un importante hiato sedimentario que viene marcado, en algunas ocasiones, por un "hard-ground" ferro-fosfatado de un metro de potencia. Este nivel debió constituir la superficie del fondo marino durante un dilatado espacio de tiempo.

3.6.2. Formación Deva o Flysch Negro

Al oeste de la falla del Oria-Urumea, y siguiendo la franja costera hasta la zona de Arminza, el Complejo Supraurgoniano está representado por los materiales turbidíticos, en sentido amplio, que constituyen la formación Deva o Flysch Negro. Estos materiales se depositaron en varias cuencas "profundas", en forma de fosas alargadas, que pudieron tener su origen en la creación de cuencas de tipo "pull-appart" (de decenas a centenares de kilómetros) ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistrales) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia. Las fallas de Leiza y Régil formaban parte de un mismo sistema transformante sinistral, activo durante la sedimentación, coincidiendo con una zona de anomalía térmica que llegó a desarrollar un metamorfismo de grado muy bajo en las series del Albiense (zonas de Régil y manto de los mármoles, cuadrante de Azkoitia, 63-IV).

Este dominio presenta una serie de características peculiares, ya que el análisis (secuencias y paleocorrientes) de las facies groseras del flysch indica, sin lugar a dudas, una activa y cercana fuente de aporte situada al norte y noreste de la costa actual, por lo que esta formación no forma parte del cinturón de sistemas deposicionales meridional. Esta área fuente fue intuida, en primer lugar, por VOORT (1964), quien lo denominó como "macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico (emergido o no) pudo estar conectado, según algunos autores, con Cinco Villas.

El Flysch Negro supone la instalación, en la zona, de una serie de pequeños abanicos coalescentes de dimensiones pequeñas, controlados por fallas sinsedimentarias "talladas" en los macizos paleozoicos (PUJALTE, com. pers.). Estos relieves paleozoicos debieron ser muy escarpados, como lo demuestra el grosero calibre de los sedimentos derivados de ellos, y debieron estar orlados por una zona somera relativamente estrecha donde se acumularon series detríticas de tipo "fan delta" (areniscas de Cabo Villano y, al este, formación Oyarzun). A su vez, el límite externo de estas zonas someras debió ser brusco, probablemente escarpado, permitiendo que sedimentos muy groseros fueran vertidos a la cuenca en forma de abanicos submarinos profundos de "baja eficacia de transporte", es decir, gran parte del material se quedaba (era retenido) en los propios canales de distribución. Estos corresponderían a un sistema de turbiditas con el nivel del mar alto en el sentido de MUTTI, 1984 (REMACHA; com. pers.).

La mayor parte de los materiales observados en el Flysch Negro corresponden a las facies de abanico externo y llanura submarina del sistema turbidítico. La facies de abanico submarino profundo está actualmente representada en zonas cercanas al litoral actual (cabo Matxitxako, Saturrarán, monte Andatza-Irisasi). En los conglomerados del

monte Andatza-Irisasi (cuadrantes de Zarautz y Villabona), no se han podido medir paleocorrientes fiables; no obstante, el eje de algunos canales indica una procedencia del este o del oeste. Con estos datos parece más probable, sin duda, un área fuente en el este (macizo de Cinco Villas).

Una característica asociación de facies de abanico interno está representada entre Ondarroa y Mutriku (figura 3.41). Está constituida por lutitas negras (sedimentación autóctona) que intercalan numerosos bancos métricos, canaliformes, de conglomerados desorganizados (facies A_1). Los cantos mayores (hasta 40 cm) son fundamentalmente areniscosos. Son también muy abundantes los cantos de cuarcitas, muy redondeados, procedentes probablemente de la erosión de macizos paleozoicos y triásicos. Se interpretan como desembocaduras de canales distributarios y facies canalizadas dentro del abanico interno.

La asociación de facies de abanico medio está constituida por niveles de areniscas con secuencias turbidíticas que dominan sobre las lutitas. En el sector comprendido entre Mendaro (cuadrante de Ondarroa, 63-I) y San Pedro de Mendeja (cuadrante de Lekeitio, 39-III), intercala numerosos bancos con cantos de cuarcitas similares a los de la asociación de facies anterior, aunque con un tamaño que oscila entre 5 mm y 5 cm.

La asociación de llanura submarina (mayoritaria en los cuadrantes de Zumarraga y Tolosa) consiste esencialmente en lutitas negras que intercalan, muy esporádicamente, niveles centimétricos de areniscas (turbiditas distales).

No obstante, al sur de la falla de Leiza, junto al borde sur de la hoja de Tolosa (89-I), las características apuntan a un medio más somero, quizás de plataforma muy distal, que ha de pertenecer, por fuerza, al cinturón de facies meridional. Esto es especialmente interesante (ver figura 3.39) si se piensa que el sistema de fallas de Leiza-Régil formaba un "pull-appart" activo, que generaba una fosa romboidal hacia el norte y dejaba al sur facies más someras, de bloque elevado. Se explicaría así la reducción de potencias en el borde sur de este cuadrante, así como la discordancia erosiva existente sobre la última secuencia urgoniana en esa zona. Se estaría además conectando los sistemas septentrionales con los meridionales (figura 3.42).

No existe un patrón de paleocorrientes común a toda el área. En el sector de Saturrarán los aportes vienen del nordeste, mientras que en el

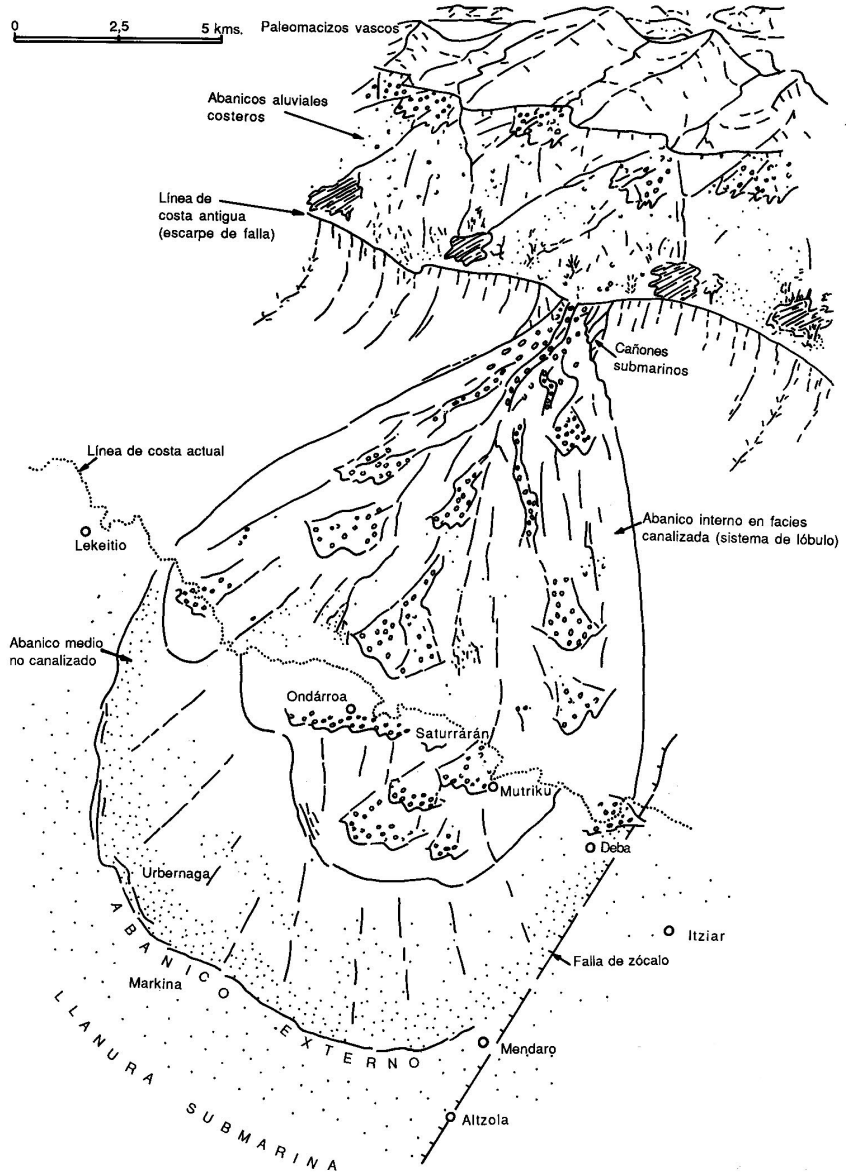


Figura 3.41.- La distribución actual de las facies groseras del Flysch Negro dibuja un pequeño sistema distributario de baja eficacia de transporte. "Sistema de Saturrarán".

EVE Ente Vasco de la Energía

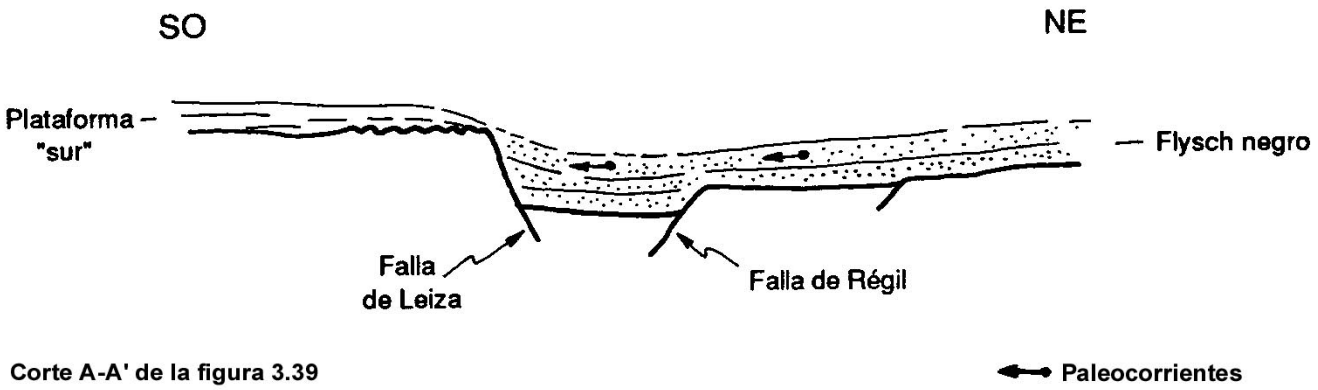


Figura 3.42.- "Conexión" entre los sistemas meridionales y septentrionales. Explicación en el texto.

sector de Deba las paleocorrientes tienen un sentido medio N70ºE. Las medidas aisladas tomadas en diferentes puntos presentan una distribución totalmente anárquica.

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueva etapa de inestabilidad en la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta gran cantidad de material. De hecho, el análisis de las últimas etapas del Flysch Negro revela aspectos interesantes, puesto que la base de este episodio suele estar constituida por un nivel de depósitos caóticos (megaturbiditas, flujos de derrubios, slumpings, olistolitos, etc.), generados por procesos gravitacionales, a escala regional. Cuando no están presentes, estos depósitos dejan paso a los conglomerados del techo del Supraurgoniano, que representan abanicos submarinos profundos. Esto lleva a pensar que todos los fenómenos que ocurren durante esta época responden a un mismo evento generalizado: una caída del nivel del mar, acompañada de inestabilidad tectónica. Este fenómeno, que en otras zonas provoca la caída a la cuenca de grandes cantidades de material ya depositado, se manifiesta, en las proximidades de los macizos paleozoicos, con una erosión de estos materiales, que llegan a la cuenca en forma de pequeños abanicos submarinos con escaso poder de transporte.

En el sector de Gernika, tras la sedimentación megabrechoide de Bakio, Bermeo (cuadrante de Bermeo, 38-I) y Ea (cuadrante 38-IV, Elantxobe), y las facies "flyschoides" arenoso carbonatadas que las recubren en los dos primeros casos (figura 3.40), comienza el depósito, según las zonas, de facies finas de llanura de cuenca turbidítica ("basin plain"), o bien de facies de lóbulo (orla de lóbulo) de abanicos submarinos. Sobre las facies descritas prograda un abanico submarino en macrosecuencia negativa: llanura de cuenca, orla de lóbulo distal y lóbulo proximal (con signos de inestabilidad); esta secuencia se completa, en los cuadrantes de Bermeo y Mungia (38-I y 38-III, respectivamente) con depósitos de "debris-flow" conglomeráticos. El resultado geométrico general es el de dos abanicos coalescentes (Lemoiz-Jata y Matxitxako-Sollube) con canalizaciones radiales hacia SSO y SE, con facies distales al este y sureste de Gernika y de llanura de cuenca rodeando posiblemente esta última (franja Ibarrola - Markina, en el cuadrante de Gernika). Para el sector de Ea, debe tratarse de un abanico independiente que recubre las megabrechas calcáreas.

Tras detenerse la progradación del abanico, se crea una superficie erosiva discordante y comienza un nuevo episodio retrogradante -

transgresivo de base conglomerática, que culmina con el depósito de las margas del Cretácico superior. La geometría de los lóbulos indica un control de las canalizaciones por parte de umbrales que coinciden con la localización actual de los emplazamientos triásicos de Mungia (en sus diversas ramas), Bakio, Gernika (contra cuyo flanco se acuña espectacularmente toda la formación Deva) y, presumiblemente, Bermeo.

En el cuadrante de Arminza (37-II), sin embargo, aparece una sucesión radicalmente diferente. En la zona de Punta del Castillo - Armintza, se registra una emersión de la plataforma caliza arrecifal, con disoluciones kársticas y relleno de huecos por sedimentos fluviales o eólicos (GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1983), que posteriormente son recubiertas por una progradación deltaica en secuencias areniscosas negativas ya dentro del Complejo Supraurgoniano (BADILLO, GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1983). Esta progradación deltaica, representada por areniscas que intercalan conglomerados y lutitas negras, presentan ocasionales lechos ferruginizados incrustados por ostreidos y corales, y también, lechos de calizas con corales, rudistas y orbitolinas del Albiense superior. En el límite con el cuadrante de Bermeo (38-I), sin embargo, ya se producía la progradación hacia el sureste de los abanicos submarinos de Jata y Matxitxako (ROBADOR, 1984). Esto sugiere una relación genética entre ambas situaciones, definiendo un sistema deltaico - arrecifal (plataforma siliciclástica) de abanicos progradantes, en sentido noroeste - sureste y sur (formación Cabo Villano).

Todo ello es laminado en discordancia angular por la base del segundo episodio Albocenomaniense en el área: secuencia positiva de relleno del llamado flysch negro o formación Deva en sentido estricto, con facies correspondientes a la siguiente secuencia: talud superior, talud inferior, llanura submarina, orla de lóbulo, lóbulo, canal distribuidor (según BADILLO, GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1983). La acumulación de coladas volcánicas y rocas piroclásticas en este episodio final atestigua la importancia de los fenómenos de estiramiento y distensión en el sustrato de la cuenca, creando fracturas por las que los materiales magmáticos tuvieron acceso al fondo marino. Además, parece darse una correspondencia entre las efusiones volcánicas del norte (Arminza) y del sur (Bilbao) de forma que podrían deberse a una misma emisión submarina.

3.6.3. Formación Arenas de Utrillas

La historia geológica del Cretácico inferior culmina con una nueva etapa regresiva en el Albiense superior - Cenomaniense inferior, ligada claramente a una etapa de actividad tectónica de ámbito regional, que condujo a la instalación, en el sur y suroeste de la Cuenca, de condiciones netamente continentales, representadas por la formación Utrillas. Se trata por tanto de las facies más proximales, dentro del sistema deposicional meridional.

Efectivamente, en las zonas de sierra de Cantabria y bloque de Sobrón (en el cuadrante de Espejo), los depósitos terrígenos del Albiense superior-Cenomaniense inferior presentan, al menos en su parte basal y media, una serie de características que los hacen similares a la formación "Arenas de Utrillas", definida formalmente por AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971) en la provincia de Teruel.

El medio de depósito de estos materiales evoluciona vertical y lateralmente. Las asociaciones de facies que exhibe la parte basal, corresponden a medios fluviales de carácter trenzado, en posición distal. Hacia techo las facies van evolucionando a medios de mayor distalidad (llanuras litorales). La erosión frecuente de un canal por otro es común en los medios de ríos trenzados, y el pequeño tamaño de estos canales indica una posición bastante distal en el sistema, con una topografía plana y baja, próxima a llanuras litorales.

En cuanto a la evolución lateral, es suficientemente conocido el paso hacia el norte y noreste a depósitos terrígenos deltaicos (formación Valmaseda), que llegan a solapar directamente a los últimos carbonatos urgonianos (ver figura 3.39).

La disposición de las Arenas de Utrillas bordeando las zonas diapíricas de Ocio - Salinillas de Buradón y Peñacerrada (en el cuadrante de Labastida, 170-I y III), parece indicar que esta formación se depositó directamente sobre las arcillas triásicas, en lo que debieron constituir intumescencias o abombamientos precoces, con erosión y/o no-depósito de las series infra-albienses. No obstante, el contacto Albiense - Trías está siempre tectonizado, y no se ha podido observar, en ningún punto, un contacto "sedimentario" con las arcillas triásicas o con las carniolas jurásicas.

El techo de la formación Utrillas va adquiriendo progresivamente un carácter transgresivo, observable en el flanco oeste del anticlinal de Sobrón

(cuadrante 137-I y III), donde aparecen facies arenosas canalizadas y dunas o "mega-ripples" con laminación cruzada planar y en surco, así como abundantes sigmoides. Pueden encontrarse también areniscas glauconíticas con costras ferruginosas y acumulaciones de orbitolinas. La bioturbación del tramo es, por lo general, intensa. Estas asociaciones de facies corresponden a llanuras mareales siliciclásticas, con depósitos sub a intermareales de alta energía, barras, canales y desarrollo de llanura arenosa, incluyendo depósitos de playa. Pequeños abandonos de la llanura mareal arenosa pudieron permitir el desarrollo, muy limitado, de niveles carbonatados (calizas arenosas con potencias inferiores al metro) con abundantes orbitolinas.

En el cuadrante de Lagrán (170-II), los depósitos de llanura mareal con influencia detrítica intercalan barras calcareníticas bioclásticas de escasa continuidad lateral y que probablemente constituían barras someras muy móviles (bajíos o "shoals"); entre ellas existen lechos margosos en los que se ha encontrado algún ammonites, de lo que se deduce la ya existencia de algunos episodios marinos netos.

3.6.4. Formación Valmaseda

Como se puede observar en el esquema paleogeográfico representado en la figura 3.39, el sistema deltaico de Valmaseda, estuvo conectado hacia el sur (meseta castellana) con un sistema fluvial, conocido como formación Utrillas. Este sistema deltaico se "instalaba" y gradaba lateralmente, en el sector oriental de la cuenca, con parte de una amplia plataforma detrítica somera (formación Zufía), representada por lutitas y margas grises con escasas intercalaciones areniscosas.

Hacia el noreste, los equivalentes distales de la formación Valmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao - Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Efectivamente, este antiguo accidente, denominado por algunos autores como "falla de Bilbao", hace que hacia el suroeste aparezcan facies someras, mientras que al noreste se depositan facies de aguas relativamente más profundas. No obstante, las observaciones de detalle efectuadas en el área del cuadrante de Mondragón (88-III), columnas de la central de Olate, Antzuola y Azalgarate, llevan a pensar que este cambio somero-profundo se produce en este sector algo más al norte (inmediatamente al sur de Bergara), ya que los materiales supraurgonianos en el sector de Mondragón-Oñati y Antzuola revelan características propias de ambientes someros. Son muy frecuentes las barras mareales con estratificaciones cruzadas sigmoidales, los "ripples" de oleaje, etc. No se observa, en este caso, el paso hacia el noreste a facies más profundas; sin embargo, este cambio sí es apreciable hacia el noroeste. Esta anomalía ha sido interpretada como resultado del funcionamiento de un importante accidente de zócalo (accidente de Mondragón) que ya funcionó durante el Urgoniano (ver figura 3.30); aunque se desconoce su régimen, ya que se pudo tratar tanto de un importante desgarre sinistral que desplazó hacia el noreste el accidente de Bilbao o, sencillamente, un accidente que limitó bloques con mayor o menor subsidencia.

Los materiales de la formación Valmaseda se depositaron en sistemas deltaicos (delta de Valmaseda, como más importante, y otros menores) afectados, en mayor o menor medida, por las mareas. El análisis de detalle de estos materiales lleva a diferenciar una serie de secuencias elementales, de escala métrica y, raramente, decamétrica. Estas se pueden agrupar en: secuencias negativas, secuencias positivas y secuencias o niveles de abandono.

- Las secuencias negativas se interpretan como barras mareales y son las más frecuentes. Son estrato y granocrecientes, y en algunos cuerpos de relativo desarrollo es posible hallar secuencias distales ("orla de la barra") y secuencias proximales ("cuerpo de la barra"). Las paleocorrientes son generalmente unidireccionales y las capas muestran numerosas superficies de reactivación. El techo de las secuencias es neto y suele estar coronado por un "nivel de abandono" intensamente bioturbado. Cada uno de los estratos suele representar la amalgamación de varios episodios sucesivos de depósitos de arenas en períodos en que la corriente mareal alcanzaba su máxima velocidad. Estas barras mareales se solapan lateral y verticalmente, constituyendo los cuerpos arenosos que se pueden "seguir" en el terreno durante varios kilómetros, y que se han diferenciado en la cartografía. Un ejemplo típico de secuencias mareales se puede observar en el cresterío de Arraseta, al este de Legazpia (cuadrante de Beasain, 88-IV).
- Las secuencias positivas se interpretan como originadas por la migración y relleno de canales de marea, y son poco frecuentes. Por estos

canales se realiza la circulación del agua del mar durante las mareas (tanto el flujo como el reflujo); son meandriformes y migran de forma activa, la base es erosiva y suele contener acumulaciones de conchas y cantos blandos. El techo de la secuencia (cuando está completa) lo constituyen lutitas y lutitas arenosas con estratificación lenticular, depositadas en la llanura intermareal. Una secuencia positiva canaliforme se puede apreciar al sur de Legazpia, cerca del cruce con la carretera que va a Zerain (cuadrante de Beasain, 88-IV).

- Las secuencias o niveles de abandono son muy abundantes en la serie y se pueden encontrar tanto a techo de las secuencias positivas como de las negativas, así como intercaladas en las lutitas. Representan momentos de abandono cíclico en los lóbulos deltaicos. Con la interrupción local del flujo terrígeno, la influencia marina aumenta lo suficiente como para permitir la instauración de incipientes crecimientos arrecifales. Estos pueden ser de muy diferente entidad, desde finos niveles calcareníticos y areniscas calcáreo - ferruginosas, con abundante fauna de orbitolinas, hasta biostromos o incluso biohermos de rudistas y corales de potencia métrica (por ejemplo el parche calizo de Ollabarri, al sur de Orozko, en el cuadrante de Llodio, 86-II). A techo de la serie deltaica, en el cuadrante de Arceniega (86-I), se encuentra un potente nivel de abandono denominado "nivel de abandono terminal", el cual supone el abandono definitivo del sistema deltaico como consecuencia de una transgresión generalizada.

De esta manera, en función a las asociaciones litológicas, la formación Valmaseda se puede dividir en tres tramos (cuatro en los cortes de los ríos Nervión y Altube). Los dos primeros (o tres, según los cuadrantes de Llodio y Amurrio), son progresivamente más areniscosos, suman más de 3500 metros de potencia máxima y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El episodio final, de más de 1000 metros de espesor, es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta. Estos tramos constituyen una macrosecuencia simétrica progradante - retrogradante (negativa - positiva).

Aunque la subsidencia fue muy importante (se estima un máximo de 75 cms/1000 años), es de destacar el equilibrio existente entre la subsidencia y la velocidad de sedimentación. De hecho, la columna, en el sector de Arceniega indica muy poca variación vertical en cuanto al ambiente sedimentario (generalmente de frente deltaico).

La potencia, máxima en el corte del río Altube (4500 metros aproximadamente, entre los cuadrantes de Llodio y Amurrio, 86-II y 86-IV), se reduce hacia el noroeste y, más rápidamente, hacia el sureste, dando un mínimo en el área de Oketa-Ubidea (sureste del cuadrante de Gorbea, 87-III), que coincide posiblemente con una zona de paleoalto durante buena parte del Cretácico inferior.

El ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos y su continuación en la cuenca proximal, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figuras 3.21, 3.31 y 3.35). A ello se debe la notable variación de potencias que presenta el Complejo Supraurgoniano en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao. Así, la disposición geométrica apunta a que en algunos sectores la sedimentación fue muy reducida en el Albiense medio (parte oriental de los altos de Arlabán, figura 3.30), y prácticamente inexistente o incluso con incidencia de la erosión en la parte occidental de éstos (Landa, Isuskitza), en Oketa-Ubidea (cuadrante de Gorbea), Zaraia y Aitzgorri (cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Zegama respectivamente). Sin embargo, en surcos o cubetas profundos o de subsidencia rápida y constante, como Otxandio, Léniz y Orozko, se dio un gran acúmulo de lutitas prodeltaicas del Albiense medio. En ensilladuras menos profundas, que sirvieron de entrada para los aportes, se produjo un "by-passing" de terrígenos finos, previo a su relleno, como es el caso de Albertia-Legutiano.

En el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I) se observa una notable reducción de potencias hacia el ESE y ONO en los tramos basales de la formación Valmaseda, ocasionada por una subsidencia diferencial acusada (las lutitas de Araotz se acuñan en "onlap" sobre los umbrales arrecifales en ambos márgenes del surco). A raíz de esto se formarán umbrales suficientemente someros como para que se instauren sobre ellos los arrecifes aislados de la formación Eguino, en los cuadrantes de Zegama (113-II) y Asparrena (113-IV).

En el tránsito del Complejo Urgoniano a la formación Valmaseda no aparecen, por lo general, niveles de inestabilidad; no obstante, en el cuadrante de Güeñes (61-III), aparecen "slumps" y brechas, tanto en el área de Güeñes como en Llano de Zaldu. Es significativo el hecho de que el mayor desarrollo de estas aparezca en la intersección del margen sureste del surco de Gallarta (figura 3.24) con la falla activa de Güeñes, la cual

posiblemente se localiza ya en el área de tránsito lateral entre el dominio deltaico de la formación Valmaseda y el talud submarino de la formación Durango. Las características proximales y la naturaleza arrecifal de los cantos calizos de estas brechas indica la existencia de un arrecife cercano, quizá incluso enraizado en un eventual alto paleogeográfico formado en la intersección de ambas fallas. En este cuadrante, los sedimentos finos de prodelta (lutitas de Otxaran - Zalla, Güeñes, Gordexola, etc.) recubren en las áreas de surco, los equivalentes calcareníticos de los edificios arrecifales, irrumpiendo en la cuenca de Orozko - Güeñes.

En el sector más occidental, el basculamiento ocurrido en el tránsito Urgoniano - Supraurgoniano dio lugar al mayor episodio destructivo del entorno: gran cantidad de olistolitos y derrubios se intercalan en las lutitas de prodelta de $S4_1$ en las áreas de Aldeacueva (figura 3.43), Valnera, La Calera, Kotobasero, etc., en el norte del cuadrante de Zalama (60-III y 85-I). Simultáneamente, el sistema terrígeno deltaico, progradante principalmente desde el sur, iba alcanzando con sus facies más distales (lutitas de Herbosa, de Villaverde, o de la Escrita) la barrera calcárea, acuñándose en "onlap" sobre los umbrales arrecifales de Ranero - Crucelares (cuadrante de Carranza, 60-I y III), y quizás de Jorrios (Trucíos, 60-II).

En el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao, los primeros estadios del ciclo comienzan antes de la destrucción final de la vida en las barreras de arrecifes urgonianos. Durante el Albiense medio coexistieron los aportes terrígenos más distales ($S4_1$, primeras avanzadillas del sistema deltaico) con las últimas etapas de crecimiento arrecifal. Los sedimentos finos de prodelta logran rodear las barreras arrecifales (Itxina y Aitzgorri), apoyándose sobre sus flancos e irrumpiendo en las cuencas de Orozko y Araotz-Urkilla respectivamente. Este sistema a lo largo de sucesivos episodios se irá interdigitando y superponiendo, primero a las margas de cuenca, y finalmente al propio edificio arrecifal. Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados progradantes del segundo episodio ($S4_2$) los que sepultan definitivamente los arrecifes albienses, avanzando en el caso de Itxina, cada vez más hacia el oeste. En los cuadrantes de Zegama y Asparrena, sin embargo, las paleocorrientes medidas en el extremo sureste del litosomo de Aitzgorri muestran una gran unidireccionalidad, indicando una dirección de aporte hacia el norte y noreste (figura 3.44).

Por otro lado, la presencia de niveles conglomeráticos en el monte Paular (SO del cuadrante de Llodio), indica la progradación incipiente desde el SSO de otro abanico deltaico, coalescente con el que tiene su zona proximal en el área de Gorbea.

Con la llegada de los abanicos deltaicos ($S4_2$) aparecen areniscas canalizadas con estructuras tractivas muy bien desarrolladas, a las que aún sigue afectando la inestabilidad sinsedimentaria acentuada por los escapes de fluidos y la elevada velocidad de sedimentación. Localmente, zona de Armañón y Pico Sal, en el cuadrante de Trucíos (60-II), así como en Balmaseda (60-IV y 85-II), la progradación deltaica tiene lugar a partir de facies que sugieren cierta influencia mareal, originando secuencias negativas de somerización, como se muestra en la figura 3.45.

Durante la segunda subsecuencia (Albiense superior) se alcanza la máxima progradación deltaica, con secuencias típicas de barras y canales mareales, cuyos terrígenos gruesos logran rebasar los umbrales de los edificios urgonianos, provocando la muerte definitiva de las comunidades biológicas en los arrecifes supervivientes al Albiense medio (altos de Arlabán, Itxina - Gorbea, o el techo de los litosomos de Zaraia y Aitzgorri). Simultáneamente, se produce el relleno arenoso de depresiones lutíticas, como el surco de Indusi - Otxandio (Urkiola), o las cuencas de Orozko (Llodio), Urkilla (Santuario de Arantzazu) y surco de Albertia (Legutiano). Es muy posible que la actividad de los sistemas conglomeráticos de Elgeamendi (representados principalmente en el cuadrante de Legutiano, 112-II) continuase, con algunas interrupciones quizá importantes pero no detectables, durante el Albiense medio y superior, cesando al mismo tiempo que los aportes areniscosos regionales de la formación Valmaseda.

En el sector oriental, los materiales deltaicos de procedencia meridional primeramente rodean y luego terminan por sobrepasar la barrera caliza de Aitzgorri, cayendo por sucesivos escalones (básicamente los mismos umbrales urgonianos) hasta el surco de Zegama, dando origen a la formación Durango. Las facies que van apareciendo hacia el noreste muestran características mareales, indicando una profundización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza desde el sur. La serie es básicamente areniscosa y con frecuentes deslizamientos en sectores como Asparrena (cuadrante del mismo nombre) y Txurrukopunta, y Etxegarate (cuadrante de Zegama), manteniéndose entre ellos posibles

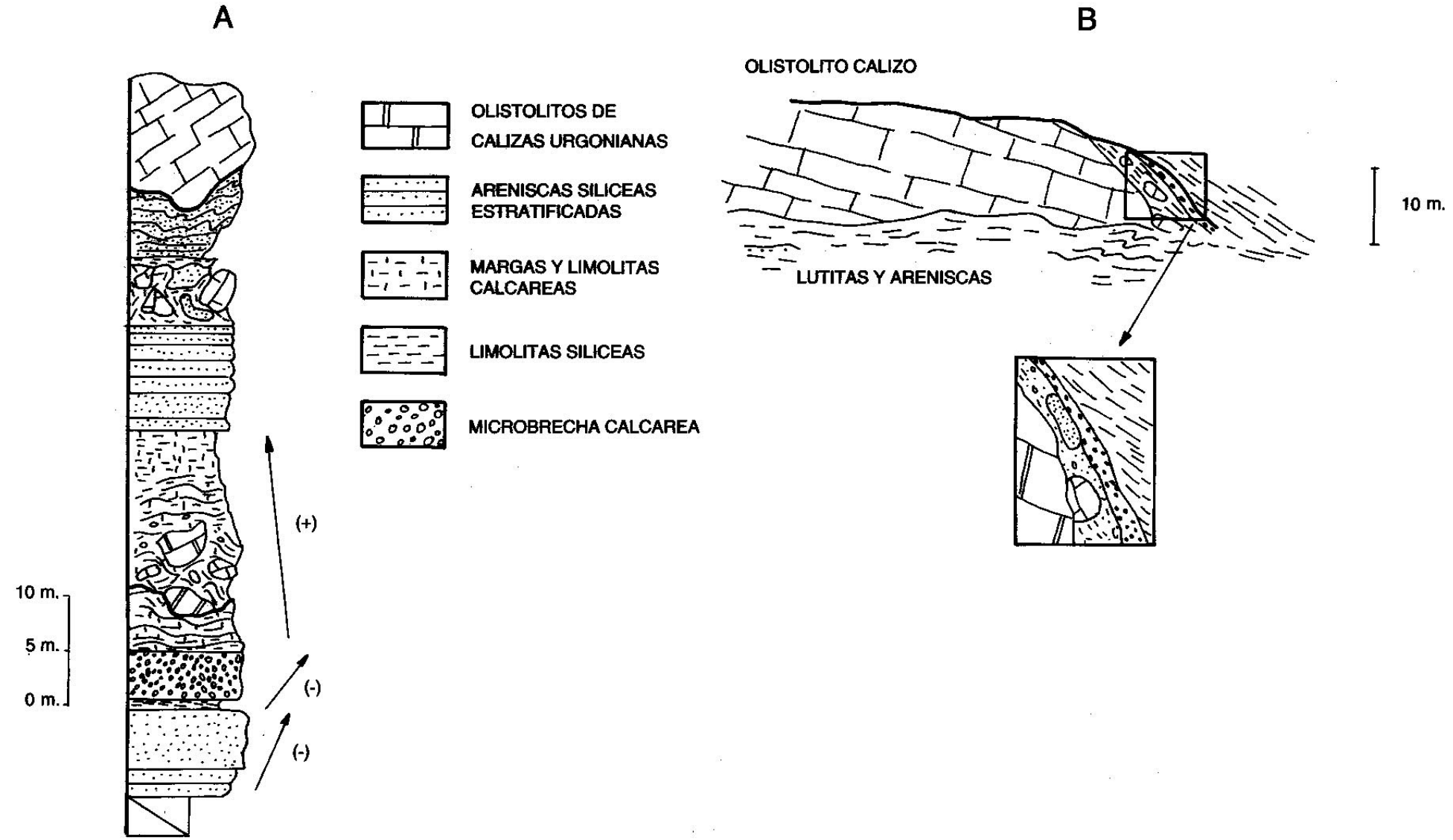


Figura 3.43.- Depósitos de talud carbonatado dentro de la facies de prodelta albocenomaniense ($S4_1$) en el área de Aldeacueva
A. Serie detrítica de La Sorrasa
B. Relaciones laterales entre las debritas y el olistolito de Aldeacueva.
La serie A representa la "cola" de deslizamiento del gran olistolito situado aproximadamente a 1 Km.

EVE Ente Vasco de la Energía

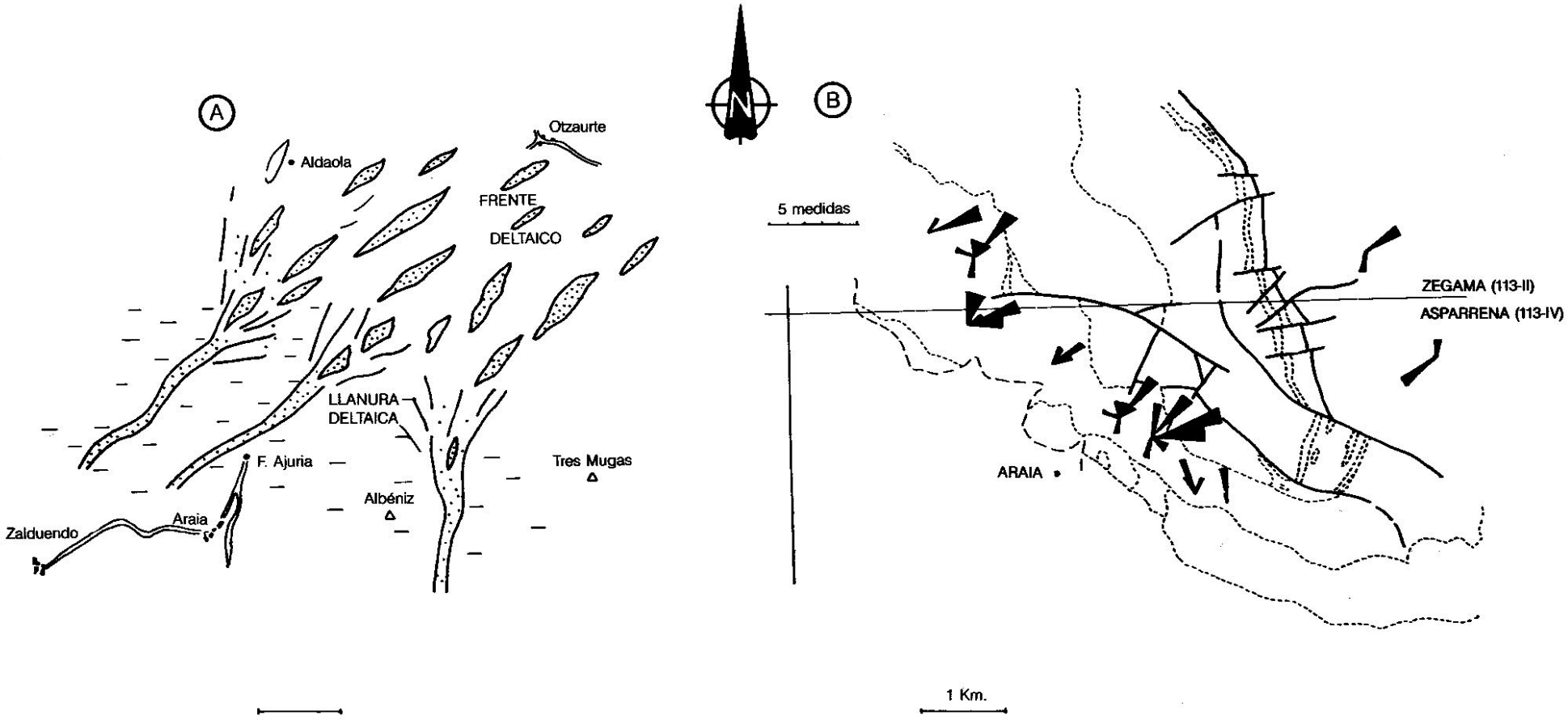


Figura 3.44.- **A. Interpretación paleogeográfica del sistema deltaico de Valmaseda**
B. Esquema de paleocorrientes para dicha formación al norte de Araia. Base geológica MAGNA. Reproducido de IGME-CADEM (1985)

EVE Ente Vasco de la Energía

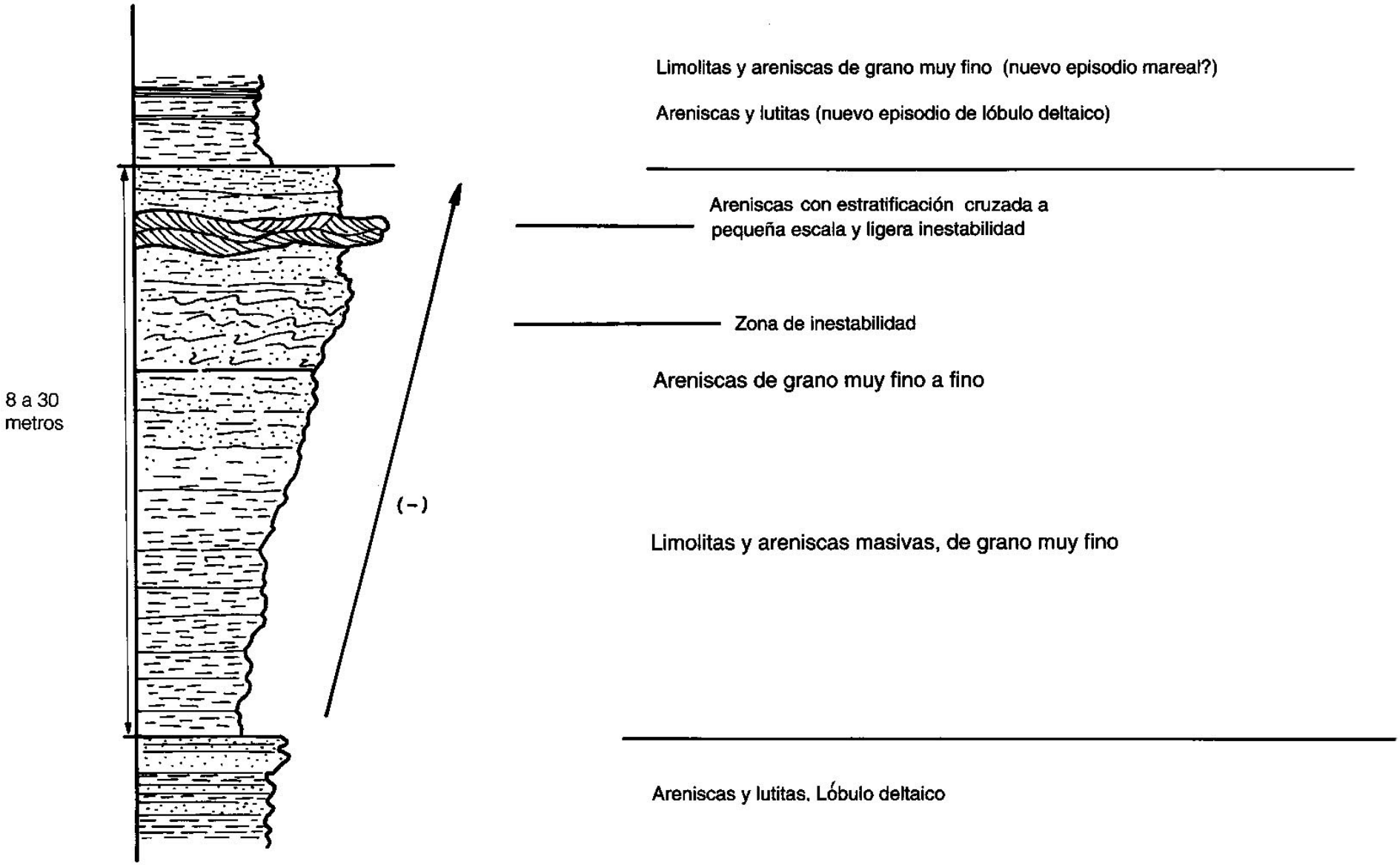


Figura 3.45.- Secuencia negativa-tipo, correspondiente a las intercalaciones (mareales?) de areniscas laminadas micáceas entre episodios de progradación de lóbulos deltaicos. El conjunto se localiza preferentemente en la base de la formación Valmaseda, a techo de la $S4_1$ y en la $S4_2$.

surcos con sedimentos más finos: Tres Mugas y Otzaurte (en Zegama), respectivamente. Esta distribución puede indicar la situación de los principales abanicos terrígenos, localizados sobre antiguos paleoaltos urgonianos (Umandia, Zaraia, quizá Aralar). En Mugata (sector de Etxegarate, en el cuadrante de Zegama) llegaban por esta época las primeras avenidas arenosas erosivas (figura 3.46).

En el extremo sur del litosomo de Aitzgorri (cuadrante de Asparrena, 113-IV), la oblicuidad de las barras arenosas resaltantes con respecto al sustrato calizo, tan solo puede explicarse (teniendo en cuenta el esquema de paleocorrientes de la figura 3.44) por un choque frontal de los aportes terrígenos groseros con una barrera caliza que no pudieron rebasar y tendieron a rodear por el este.

A partir de un momento de máximo avance (tránsito Albiense - Cenomaniense) comienza el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio. Así pues, a la serie areniscosa de lóbulos deltaicos retrogradantes (tipo montes de Ordunte, en el cuadrante 60-IV y 85-II) le sucede un nuevo episodio de prodelta ($S4_3$ ó $S5_2$, según que cuadrantes) con influencia marina creciente, que acaba desembocando en el inicio de la transgresión cenomaniense, que da paso al Cretácico superior.

A lo largo de este estadio y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de lóbulos deltaicos, se produjeron localmente condiciones de ausencia de aportes terrígenos que permitieron un aumento de la influencia marina y la consiguiente instalación de incipientes crecimientos arrecifales. Estos son de diferente entidad, desde finos niveles calcareníticos y arenosos (techo de secuencias negativas de progradación de abanico), hasta biostromos, o incluso biohermos con fauna de rudistas, corales, orbitolinas y algas, de potencia decamétrica (área de Katxanibriano, cuadrante de Amurrio, 86-IV; área de Altube, corte de la autopista A-68, en el cuadrante de Orduña) y hasta hectométricos como son las calizas de la formación Eguino. En estos materiales es frecuente observar huellas de una exposición subaérea o de medios vadosos.

La transgresión generalizada, que se produce en el tránsito Albiense - Cenomaniense, tiene excepciones locales en las áreas de paleoalto, originadas probablemente por una intumescencia halocinética, combinada con tectónica de bloques. Esto ocurre en diapiros extruidos como el de Murgia (cuadrante de Zuya, 112-I), o no aflorantes como el paleoalto complejo de Maturana (cuadrantes de Legutiano, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra) y el de Aitzgorri - Egino (cuadrante de Asparrena), donde se crean condiciones locales para la instauración de arrecifes a salvo de la contaminación terrígena del delta de la formación Valmaseda.

3.6.5. Formación Eguino

Durante el último episodio sedimentario de la formación Valmaseda de retrogradación deltaica ($S4_3$), y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de lóbulos deltaicos, se produce un aumento de la influencia marina y la consiguiente instauración de crecimientos arrecifales.

En el área de Egino, esta situación se ve favorecida además por el emplazamiento de una intumescencia (no extruida) de forma domal, que preserva el umbral de las avenidas lutíticas de la formación Valmaseda.

La figura 3.47 esquematiza la organización interna horizontal y vertical de estas calizas en las direcciones: E-O, predominio de factores de "simetría biológico-estructural"; y N-S, influencia de procesos de aceleración en la intumescencia supuestamente diapírica y creación de discontinuidades geométricas internas.

En lo tocante a las biofacies, se reconoce un equilibrio entre corales y rudistas, siendo frecuentemente mayoritarios los primeros, especialmente los masivos y planares, que pueden formar "knoll-reefs" totalmente masivos.

Al igual que en las calizas de Umandia, en Eguino se dan también fenómenos de paleokarstificación en los niveles terminales. Se trata de huecos irregulares rellenos de sedimentos calcáreos laminados o bien brechoides, lo que atestigua deslizamientos en los sedimentos internos.

Tanto las calizas de Aitzgorri como las de Egino se prolongan hacia el sureste durante varios kilómetros (6 kilómetros para las de Aitzgorri, según GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ, 1973) disminuyendo progresivamente su potencia hacia el sur hasta desaparecer (ver sondeos Urbasa 1, 2, 3; Alda-1 y Gastiain-1, en IGME, 1987).

Por otra parte, las calizas que aparecen en el sector de Otzaurte (cuadrante de Zegama, 113-II) presentan una disposición similar a la del área-tipo en Egino (cuadrante de Asparrena, figura 3.48) aunque con una potencia muy reducida. Son calizas fundamentalmente algales y coralinas, con frecuentes niveles detríticos y presencia de orbitolinas, todo lo cual apunta probablemente a una mayor batimetría que el área-tipo.

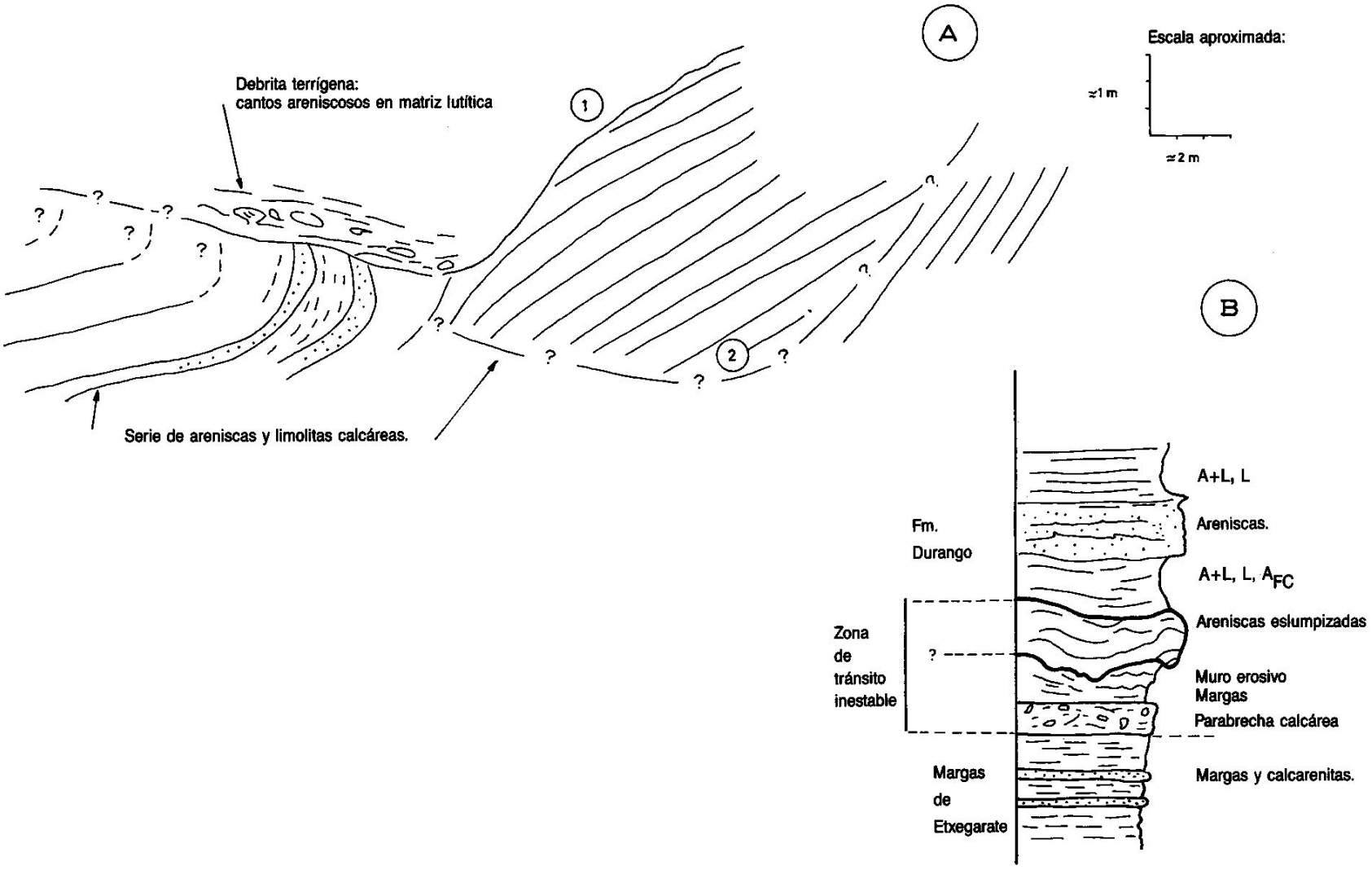


Figura 3.46.- Desplomes e inestabilidad en la base del Complejo Albocenomaniense en Etxegarate.
A. Base erosiva del término areniscoso en la formación Durango (zona de Ehizketa). 1 y 2: posibles trazas de la cicatriz. (esquema a partir de una fotografía)
B. Esquema sin escala del tránsito erosivo completo entre C. Urgoniano y Supraurgoniano. Area de Kamineretxe. A+L: Areniscas y lutitas; L: lutitas; A_{FC}; Arenisca calcárea, grano fino

EVE Ente Vasco de la Energía

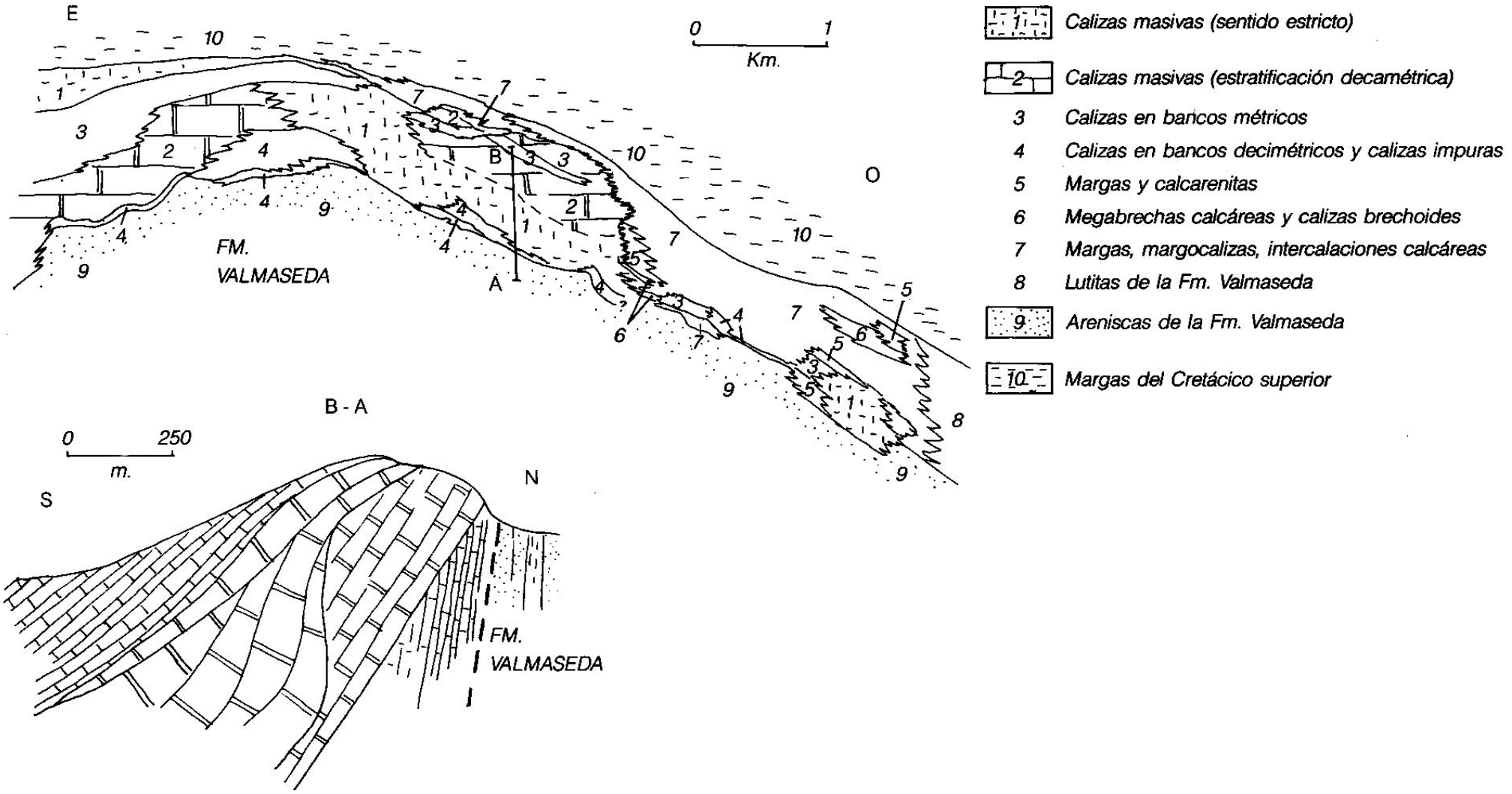


Figura 3.47.- Esquema de organización interna de las calizas de Eguino. Distribución de facies en la horizontal (planta E-O) y en la vertical (corte N-S). Nótese la existencia de una facies de implantación basal, de un cuerpo central masivo (con cierta estratificación en los extremos) y de cuerpos estratificados terminales. El corte N-S es idealizado, exagerando los rasgos visibles parcialmente.

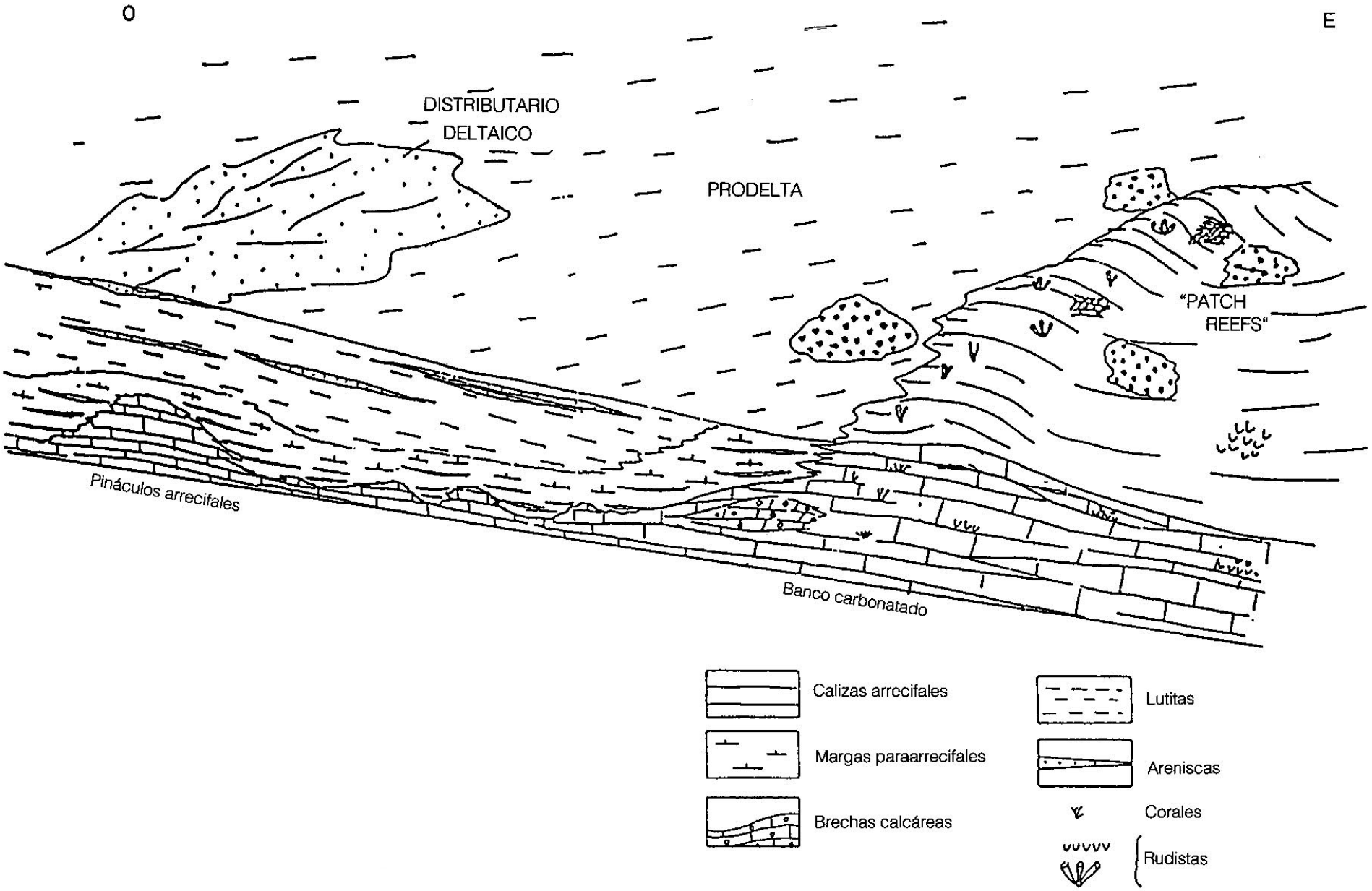


Figura 3.48.- Esquema paleogeográfico para la formación Eguino, hacia techo del Albiense. Tomado de IGME - CADEM (1985)

3.6.6. Formación Zufía

Como resultado del abandono del área por los principales aportes terrígenos y de una bajada relativa del nivel del mar, el sistema deltaico de la formación Valmaseda evoluciona lateralmente (al este de las fallas de Troya, en el cuadrante de Beasain) y verticalmente (cuadrantes de Beasain y Ordizia, 88-IV y 89-III) al desarrollo de una amplia plataforma detrítica somera (formación Zufía o equivalente), representada por lutitas y margas grises con escasas intercalaciones areniscosas. Estos niveles areniscosos exhiben "ripples", láminas curvas lutíticas ("mud flasers"), "ripples" aislados ("lenticular"), laminaciones onduladas lutita/arenisca y laminaciones tipo "hummocky" (estructuras producidas por tormentas). Es decir, la profundidad de esta plataforma se encontraba por encima del nivel de base del oleaje en época de tormenta (varias decenas de metros).

En esta área existe una figura cartográfica conocida como "domo de Mutiloa", reflejo en superficie de una cúpula diapírica no perforante. Probablemente, en el Aptiense, la sal comenzó a moverse hacia la superficie, sin que esto afectara significativamente a la sedimentación en curso. El proceso ascensional sería discontinuo en el tiempo, con algunas interrupciones seguidas de aceleraciones. Hacia el Albiense superior (parte alta) se produjo una de estas aceleraciones que sí afectó al tipo de sedimentación: en el flanco oriental del "domo" aflora una megabrecha de más de 400 metros de potencia ("megabrecha de Sagu-Soro"). Es un depósito caótico que incluye bloques de areniscas, margas y calizas en este orden de abundancia, aunque los de mayor tamaño y espectacularidad corresponden a los de calizas. La megabrecha es multiepisódica. Los intervalos autóctonos arrojan una edad Albiense superior parte alta y, lo que es más importante, las calizas también son de esa edad. A esta misma conclusión se puede llegar sin el uso de dataciones que, no obstante, suponen una confirmación:

- Las calizas de la megabrecha no son aptienses (S2), ya que esto implicaría una exhumación de estas calizas, tras haberse erosionado además las series suprayacentes del Albiense y del Aptiense superior (más de 2000 metros de serie). Hipótesis descabellada a la vista de la cartografía. Además, en cuanto a facies, las calizas son completamente diferentes.
- Las calizas de la megabrecha no son del Albiense medio (S3). Las calizas de esta edad no se desarrollaron en este entorno, sino en Aralar (14 kilómetros al este), en el Aitzgorri (unos 10 kilómetros al sur), y en el Duranguesado (17 kilómetros al oeste). Evidentemente, es demasiado transporte para estos bloques, sin que haya dejado un "rastro" en las series a su paso.

Si a esto se suma la peculiaridad de las facies de calizas y que 500 metros al norte de la megabrecha, cerca de Zerain, la serie supraurgoniana intercala niveles algales (estromatolitos) centimétricos, se llega a la siguiente conclusión:

- Hacia el Albiense superior, parte alta, el actual domo de Mutiloa constituía ya una intumescencia que provocó una elevación del fondo marino y, consecuentemente, una somerización local de las facies en su entorno (recordemos los niveles algales), permitiendo incluso la construcción de un pequeño "parche" o "atolón" arrecifal sobre la cúpula. El acentuamiento del surco perimetral del domo (o "rim syncline") en su borde oriental, por el sistema de fallas de Troya, generó un fuerte escarpe y la caída al surco de las calizas arrecifales y su cortejo de facies (sobre todo margas). Así, estos bloques habrán tenido un transporte menor, del orden de 1.000-2.000 metros como máximo, lo que explicaría además la relación espacial de la megabrecha con la actual figura cartográfica (figura 3.49).

Anteriormente se ha planteado el problema de la "conexión" entre los dominios septentrionales y los meridionales; pues bien, en las inmediaciones de Ormaiztegi (en el cuadrante de Beasain, 88-IV) intercalados en los materiales de plataforma detrítica, ya aquí muy distales, se localizan escasos niveles de turbiditas (litológicamente grauvacas) muy distales, cuyas paleocorrientes (tres medidas en "flutes") indican una procedencia norte. Aparentemente es una zona de tránsito muy gradual. La plataforma siliciclástica bajaría en suave rampa hacia el norte, ganando en distalidad y profundidad, interdigitándose con las facies más distales del Flysch Negro, con una morfología de sustrato más irregular e inestable (figura 3.50).

3.6.7. Formación Durango

En el sector occidental de los flancos norte y sur del Sinclinorio, tras la sedimentación urgoniana comienza el depósito de facies finas de llanura

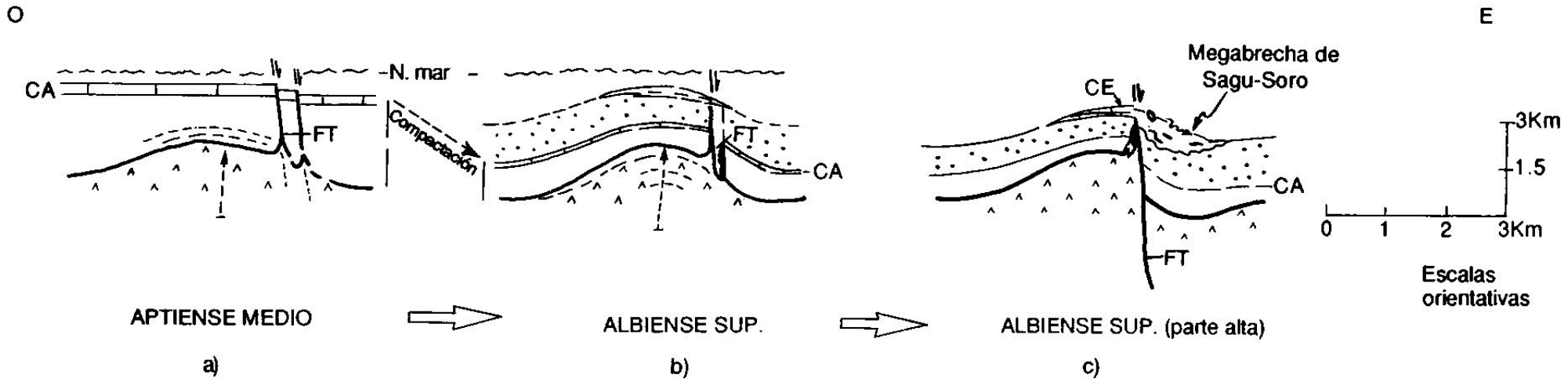


Figura 3.49.- Génesis de la megabrecha de Sagu-Soro. Esquema evolutivo muy simplificado (explicación en el texto). CA - Calizas aptienses; CE - Calizas de tipo Eguino (representadas en la megabrecha); FT - Falla de Troya.

de cuenca turbidítica ("basin plain"). Sobre ellas progradan desde el norte abanicos submarinos en macrosecuencias negativas: talud distal, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales, todo ello con signos de inestabilidad (formación Deva). Paralelamente, desde el sur prograda un sistema de abanicos deltaicos que pasa a facies de talud terrígeno (formación Durango) a la altura de la alineación Bilbao- Durango.

Como se ha comentado anteriormente, los materiales distales aportados por el gran sistema deltaico de la formación Valmaseda desbordan y rebasan desde el sur el umbral de la falla de Bilbao y las barreras arrecifales que sobre él se instalan. Por este talud se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings". Eventualmente los terrígenos tenían acceso al surco, principalmente, a través de cañones (quizá como el de Arraiz - Arrigorriaga, en el cuadrante de Basauri, 61-IV), o por pasos más profundos, entre los grandes edificios arrecifales, que transportan material turbidítico. Tal sería el caso del área de Yurre y de la ensilladura de Urkiola y surco de Otxandio. Posteriormente, estos terrígenos de talud se redistribuyen longitudinalmente por el incipiente "surco flysch", mezclándose con los aportes septentrionales de la formación Deva. El esquema paleogeográfico general se muestra en la figura 3.51.

A favor de este importante accidente de zócalo se produce, además, la entrada de material volcánico a la cuenca, reflejado por algunos "sills" básicos.

La formación Durango está integrada por una única secuencia deposicional (S4) progradante - retrogradante, reflejo de un ciclo sedimentario formado por dos episodios sucesivos: uno regresivo y otro transgresivo (figura 3.40). El ciclo se inicia con una etapa de inestabilidad que ocasiona la formación de brechas sinsedimentarias: aparición brusca en la base de la formación Durango de turbiditas proximales y "slumps", en tránsito a turbiditas distales. Asociado a esta inestabilidad de base, tiene lugar un pequeño episodio basal positivo, seguido del principal episodio progradante.

En el cuadrante de Basauri (61-IV) y parte del de Bilbao (61-II), se situaría aproximadamente el tránsito entre talud y surco flysch. En esta área, el episodio progradante viene dado por una macrosecuencia negativa, desde talud inferior o llanura de cuenca, pasando por "slumps" y "debris-flow" lutítico - arenoso, hasta areniscas masivas, quizá producto de flujos de granos o de corrientes tractivas, más o menos canalizadas. En la parte final de la macrosecuencia negativa aparecen incluso conglomerados canalizados con el aspecto de "oolitos" ferruginosos silicificados, de

diámetro hasta centimétrico (monte Galarretas, en el cuadrante de Bilbao).

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueva etapa de inestabilidad en la cuenca en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta una gran cantidad de material. Durante este segundo episodio, se da una sedimentación con características de relleno de surco, muy similar al observado para la formación Deva en Arminza

La acumulación de grandes espesores de coladas volcánicas y rocas piroclásticas en este episodio terminal atestigua la importancia de los fenómenos de estiramiento y distensión en el sustrato de la cuenca, creando fracturas por las que los materiales magmáticos tenían acceso en grandes cantidades al fondo marino. El aumento de potencia de los acúmulos volcánicos hacia el noroeste indica que en el Albiense superior la sedimentación aún no habría contrarrestado totalmente la pendiente creada en el Aptiense por la intumescencia de Ugao-Miravalles y/u otro sistema de altos definido por las grandes fracturas de dirección aproximada N40-50°E.

Así mismo, parece darse una correspondencia entre las efusiones volcánicas del norte (Arminza) y del sur (Bilbao), de forma que podrían deberse a una misma emisión submarina.

En el área ocupada por el cuadrante de Elorrio (87-II) están representados los dominios deltaico y marino somero, que se sitúa al suroeste de la falla de Bilbao - Alsasua, y el talud deposicional y marino profundo, localizado al norte del mencionado accidente (figuras 3.52 y 3.53). En esta hoja, los materiales de la formación Durango presentan una serie de características que los hacen totalmente diferentes de los situados al sur de la falla. Concretamente, el análisis de las secuencias elementales en estos materiales, ha revelado lo siguiente:

- La organización de los niveles areniscosos del muro de la serie responde a la de las turbiditas proximales. Es frecuente encontrar, también localizadas en la parte inferior de la serie, facies canalizadas y numerosos "slumps". Estas facies, que implican una cierta pendiente deposicional, se han interpretado como de talud (no destructivo).
- Hacia arriba en la serie se observa una mayor proporción lutita/arena, mayor contenido de hemipelagita y, por último, secuencias turbidíticas que reflejan una mayor distalidad. La megasecuencia general deducida es claramente positiva, producida en un ambiente de transgresión generalizada (por lo menos en la parte alta de la serie).
- Las escasas paleocorrientes medidas indican una procedencia del suroeste.

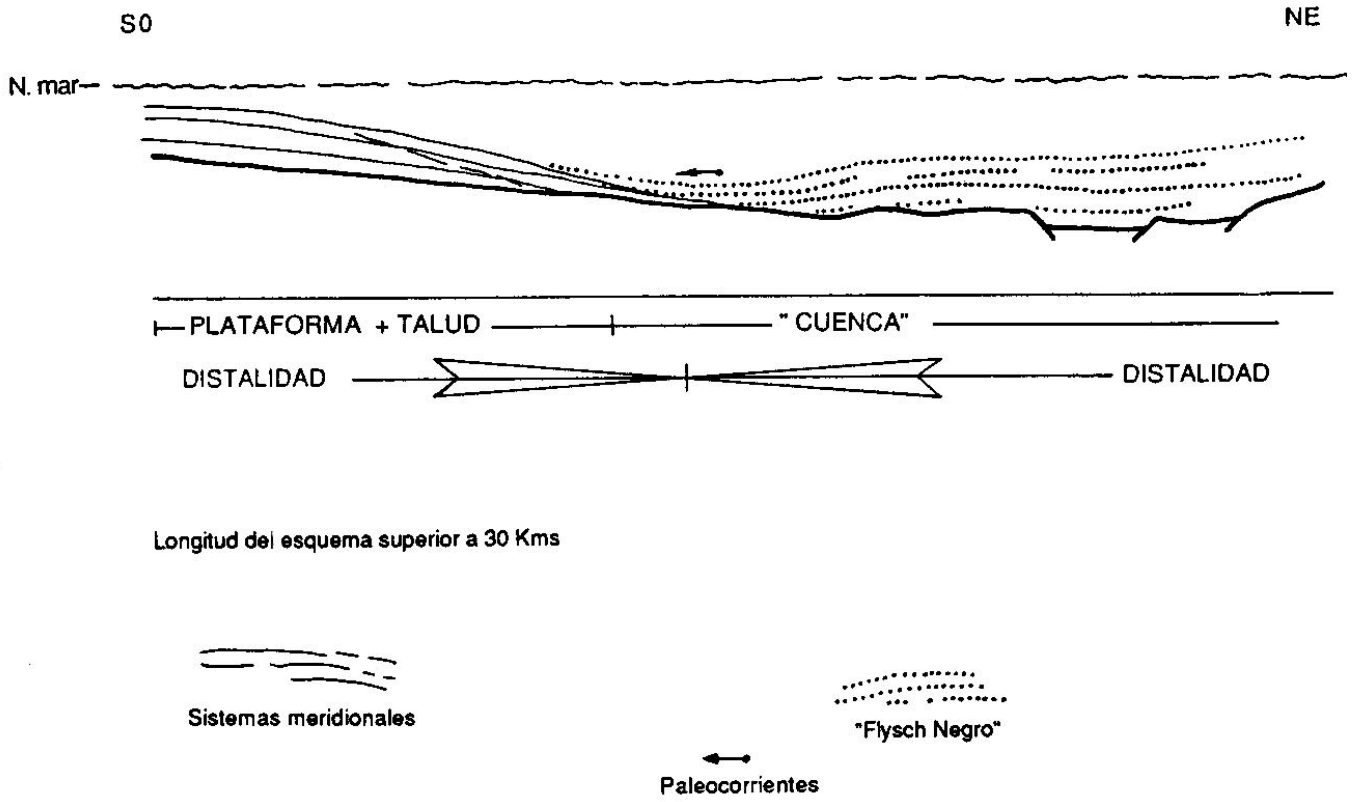


Figura 3.50.- "Conexión" entre los sistemas meridionales y septentrionales. Explicación en el texto.

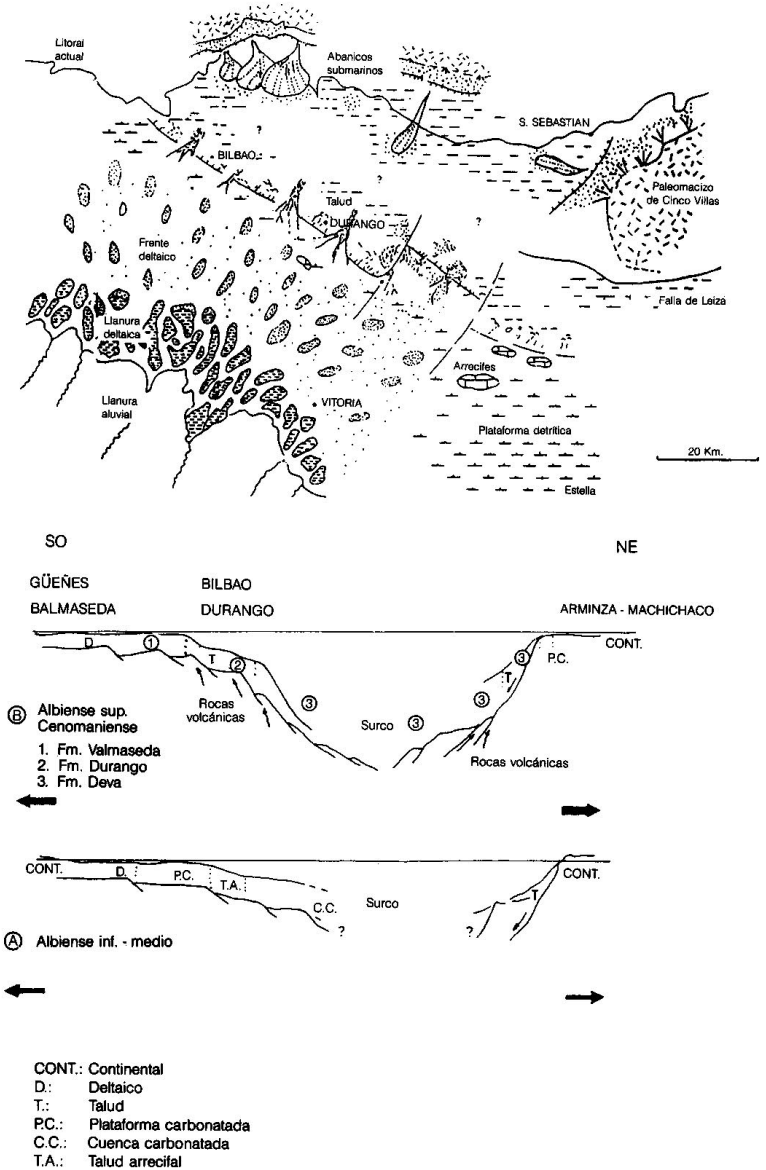


Figura 3.51.- Esquema paleogeográfico generalizado del Complejo Albo-cenomaniense (tomado de PUJALTE, 1986), y evolución paleogeográfica idealizada, en un perfil transversal a los umbrales principales de la cuenca.

El esquema evolutivo general resultante durante el Cretácico inferior para la zona del Anticlinorio de Bilbao, es el de una serie de plataformas relativamente estables a lo largo del tiempo. En su entorno se formaron taludes constructivos o destructivos, en diversas épocas y lugares, y se establecieron cuencas carbonatadas y ejes terrígenos mareales y/o deltaicos que aislaban entre sí las plataformas calcáreas principales y los bancos "off-shore" de diversa entidad que se fueron individualizando.

La tectónica sinsedimentaria parece atravesar, durante este periodo de tiempo, por cuatro etapas, algunas de ellas relacionadas con las secuencias deposicionales mencionadas:

1. Subsidencia lenta, uniforme y generalizada. Actividad halocinética incipiente (Neocomiense - Aptiense inferior). Depósitos wealdenses y de la formación Ereza (o Ernaga), muy monótonos. Aparición de parches arrecifales aislados.

2. Subsidencia más acelerada, con actividad halocinética creciente: desarrollo de rampas carbonatadas (Bedouliense superior). Fracturación sinsedimentaria en pequeños bloques y fraccionamiento de las calizas aptienses en microsistemas sedimentarios (Gargasiense).

3. Subsidencia muy rápida, generalizada. Fracturación en bloques principales sobre los cuales la influencia de la halocinesis parece ser moderada (Albiense). Individualización de plataformas y bancos "off-shore" sobre las rampas preexistentes. Mantenimiento de la compartimentación en grandes bloques hasta el Albiense medio con fuerte progradación de las plataformas y bancos arrecifales; acumulación de facies de talud destructivo. Llegada del prodelta de la formación Valmaseda. Subsidencia generalizada salvo en umbrales muy localizados.

4. Ligera actuación de umbrales localizados (altos de Zaraia - Maturana, Gazteluberri - Otzaurte y Aitzgorri - Egino), entre el Albiense superior y Cenomaniense inferior. Creación local de arrecifes y facies destructivas. Nuevo predominio local de la halocinesis (caliza arrecifal de Eguino) sobre la tectónica de bloques.

Finalmente, el enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación Valmaseda uniformiza los relieves propios del sistema urgoniano, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior, en los surcos de Vitoria y Salvatierra.

EVE Ente Vasco de la Energía

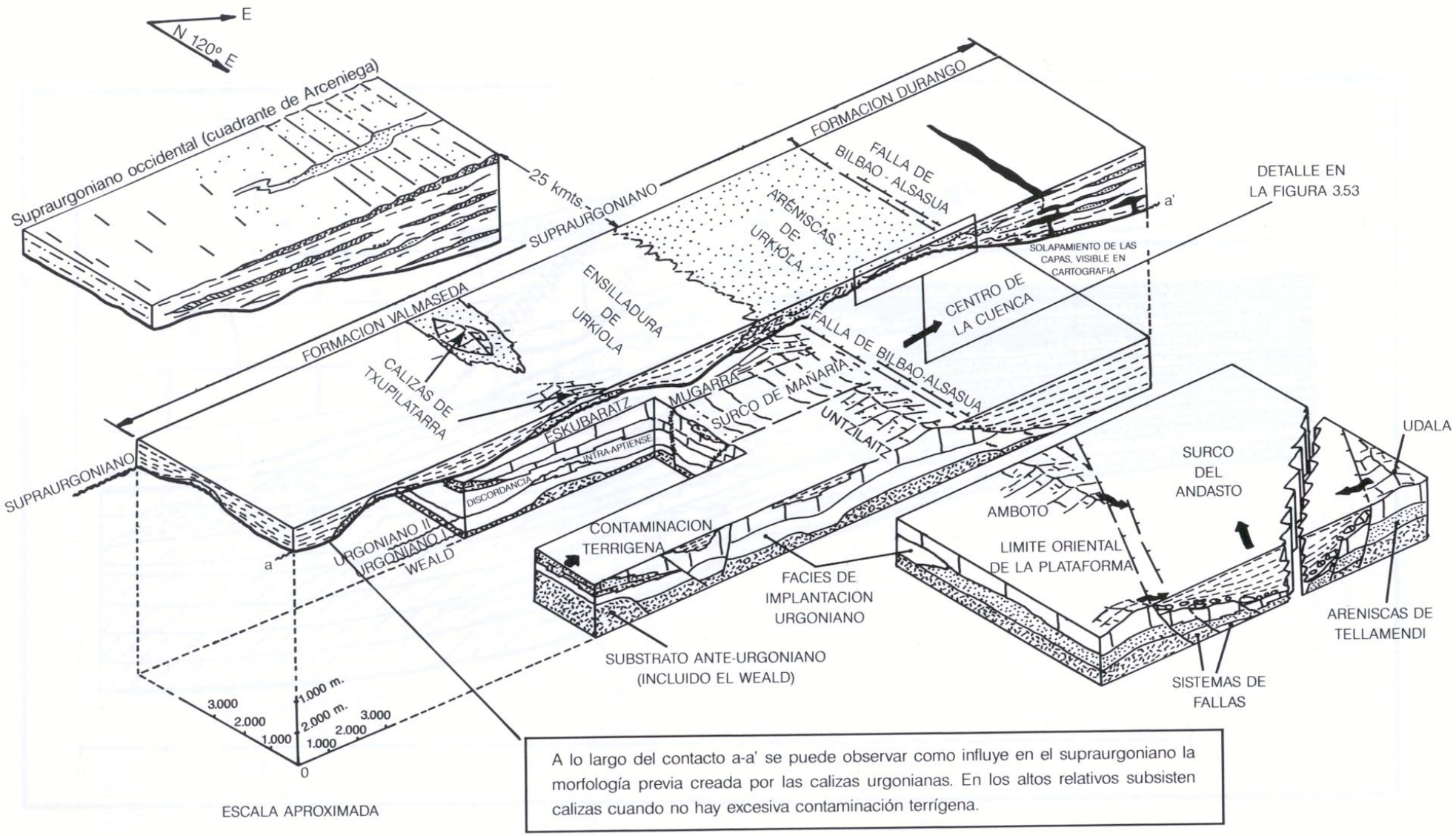


Figura 3.52.- Esquema simplificado de las relaciones entre las facies urgonianas y supraurgonianas en el cuadrante de Elorrio y sus alrededores.

EVE Ente Vasco de la Energía

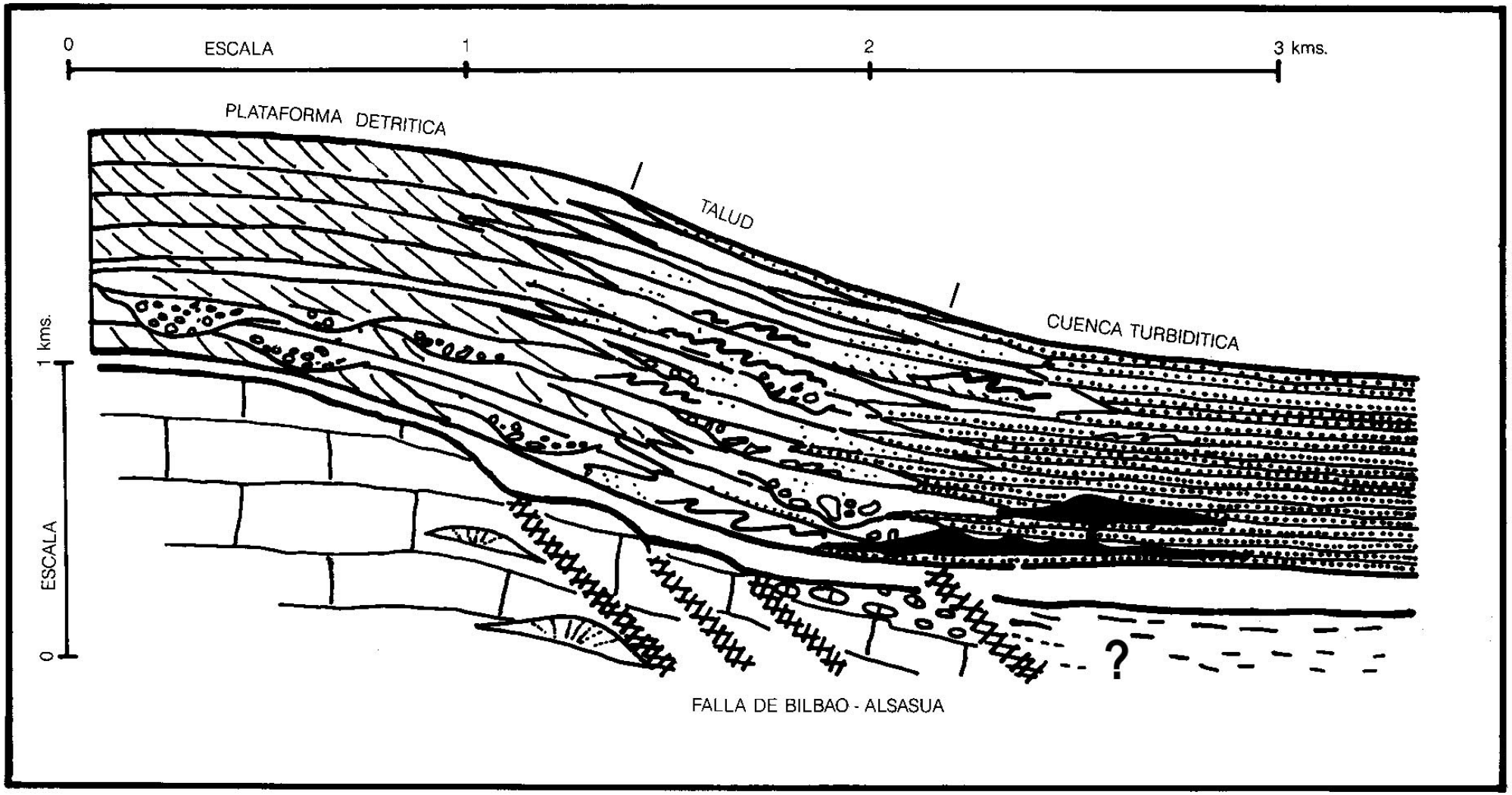


Figura 3.53.- Detalle de la figura 3.52. Representación esquemática del paso de la formación Valmaseda a la formación Durango.

3.7. CRETACICO SUPERIOR (expansión oceánica)

Durante esta etapa de expansión oceánica, que separó la Placa Ibérica de la Placa Europea, la configuración paleogeográfica consistía esencialmente en un amplio y extenso sistema de plataforma meridional que pasaba hacia el norte a plataforma distal, a un suave talud y al surco del flysch, influenciado básicamente por las variaciones relativas del nivel del mar y quizás algo por la tectónica diapírica en puntos localizados. La figura 3.54 esquematiza las relaciones existentes entre los distintos ambientes sedimentarios.

La evolución paleogeográfica a escala regional fue la siguiente, según se desprende del presente estudio, completado con datos extraídos de la memoria del mapa 1:200.000 del País Vasco (ITGE-EVE, 1991):

Las facies más someras, de plataforma interna, se sitúan en el sur y suroeste (montes Obarenes, zona norte del Ebro), ya desde el Cenomaniense, y están constituidas generalmente por sedimentos de rasgos proximales: bajíos calcareníticos, bancos de rudistas y ostreidos, presencia masiva de macroforaminíferos bentónicos (lacazinas y otros), etc.

En los primeros tiempos del Cretácico superior, la invasión marina es manifiesta. Sin embargo, ya en el Coniaciense comienzan a tener lugar los primeros movimientos del fondo marino tendentes a contrarrestar la subsidencia; en el suroeste, la progradación de la plataforma interna a costa de facies más distales es muy evidente, llegando a darse incluso la emersión prolongada de grandes zonas, con la subsecuente pérdida de registro sedimentario.

Alrededor del Santoniense medio se sitúa el siguiente máximo transgresivo propiciado por un nuevo basculamiento y hundimiento de la plataforma suroccidental. El sistema sedimentario del Santoniense superior contrarresta el hundimiento con una nueva progradación coronada por bajíos calcareníticos. Al mismo tiempo, las continuas elevaciones, que vienen sufriendo los continentes de la Meseta Castellana y del Ebro, hacen llegar en esta época un importante flujo terrígeno que invade la plataforma de manera pulsante, destruyendo las bioconstrucciones, inhibiendo progresivamente la formación de carbonato y consolidando el dominio de las facies continentales sobre las marinas. El máximo regresivo viene marcado por calizas "garumnienses" de agua dulce (Maastrichtiense-Daniense).

En el "surco flysch", por el contrario, los materiales del Cretácico superior son claramente transgresivos con respecto a los del episodio terrígeno anterior y suponen un cambio radical en la configuración paleogeográfica. El paleomacizo de Cinco Villas, que con toda probabilidad llegó a ser un macizo emergido, constituyendo una isla o península, quedará ahora cubierto por las aguas marinas, formando parte de la cuenca turbidítica norpirenaica. Esta tendencia transgresiva se mantiene hasta un máximo constituido por las "calizas rojas del Danés" (ORUE-ETXEBARRIA, 1983), de origen hemipelágico.

Se han reconocido, en las provincias de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en las bases del Cenomaniense y del Turoniense respectivamente (WIEDMANN, 1979). En Bizkaia, se localizan discontinuidades en el Cenomaniense, Turoniense - Coniaciense y Turoniense - Campaniense, según las zonas.

La transgresión del Cretácico superior, la permanencia del surco "flysch" y el volcanismo sinsedimentario, deben ir ligados a la continuación de la fase de deriva en la apertura del golfo de Bizkaia. La regresión que culmina al final del Cretácico, vendría a testimoniar el paso de condiciones de distensión a condiciones de compresión.

3.7.1. Flysch del Cretácico superior

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueve etapa de inestabilidad en la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta gran cantidad de material. De hecho, los materiales de techo del Complejo Supraurgoniano, justo por debajo de los primeros depósitos margosos, constituyen un nivel guía a escala regional en el que dominan los depósitos caóticos generados por procesos gravitacionales.

Aunque durante el Albiense superior ya aparecen las primeras manifestaciones volcánicas, es a partir del Cenomaniense superior y hasta el Santoniense cuando, ligadas a la etapa de expansión oceánica y adelgazamiento de la corteza, se abren grandes fracturas en el fondo marino que permiten la salida a la cuenca de grandes cantidades de material

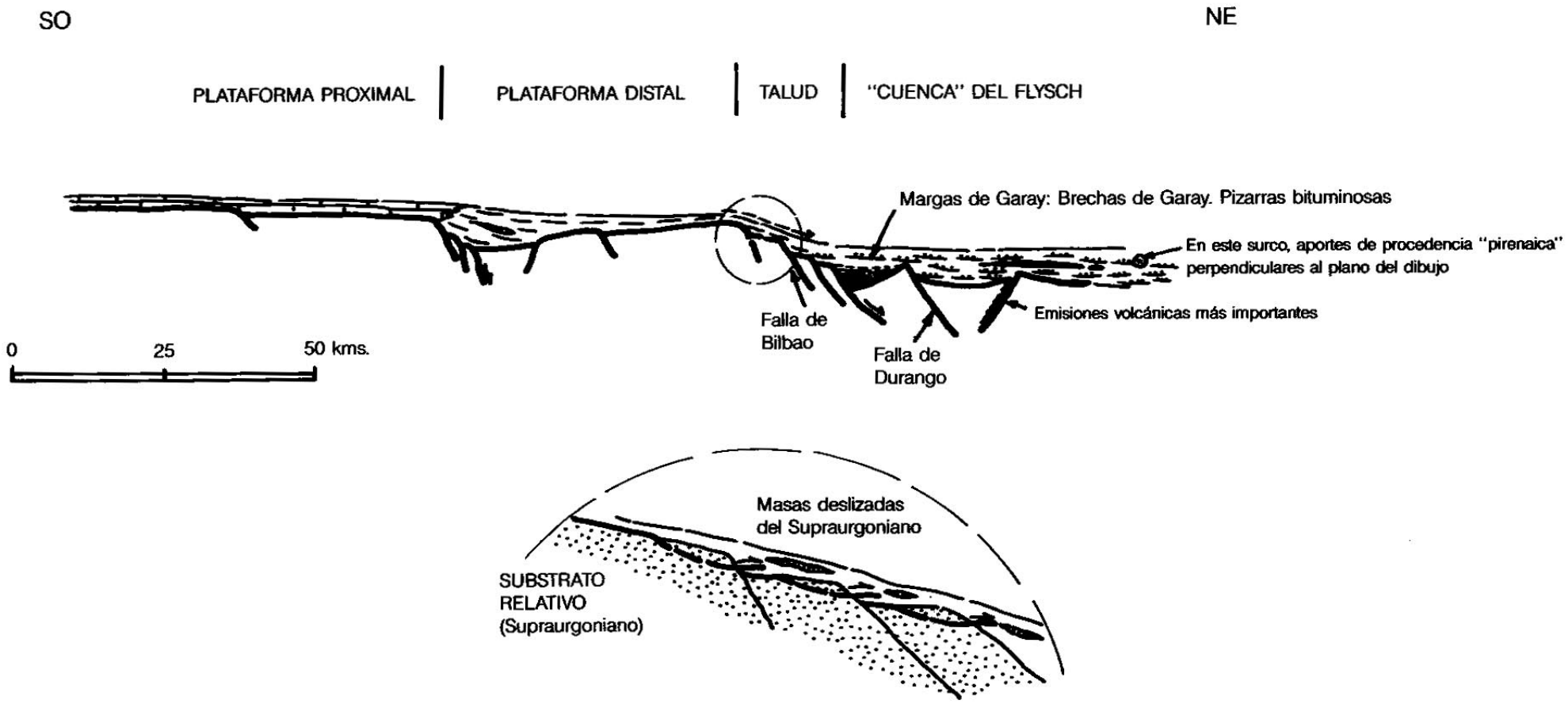


Figura 3.54.- Disposición de las áreas de plataforma proximal - distal, según ideas de RAT *et al.*, 1982.

volcánico submarino, acompañado de una serie de intrusiones (materiales del "Complejo Volcánico"). Estas series volcánicas están especialmente bien representadas en los cuadrantes de Eibar (63-III), Bergara (88-I) y Zumarraga (88-II).

A grandes rasgos, en la zona norte, el intervalo Cenomaniense superior - Maastrichtiense se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material turbidítico en un surco subparalelo a las directrices actuales. Aquí se incluye tanto el denominado "Flysch calcáreo", que no tiene carácter turbidítico, como las series turbidíticas del "Flysch detrítico-calcáreo". En conjunto, se trata del típico "Flysch Norpirenaico", depositado en una amplia cuenca, en la cual el tipo de depósito estuvo condicionado principalmente por la posición relativa del nivel del mar en cada momento ("higstand" y "lowstand", según MUTTI, 1985). Durante este periodo, la posición relativa del nivel del mar fue generalmente alta, interrumpida por un periodo de baja relativa durante el Coniaciense. Las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales.

En el ámbito de la unidad de San Sebastián, las paleocorrientes muestran poca dispersión, apareciendo en todo momento paralelas a las directrices del Arco Vasco; es decir, N250°E para la rama oriental y N310°E para la occidental. Por su parte, en la zona del Sinclinorio de Bizkaia, la mayoría de los sistemas turbidíticos eran axiales, es decir, el patrón de paleocorrientes muestra direcciones subparalelas al eje del surco. El relleno de este surco seguramente tenía una procedencia dominante del Pirineo ("plataformas pirenaicas"), como lo demuestra el patrón de paleocorrientes; no obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de un sistema de plataforma y talud meridional. Estas áreas de aporte se mantendrán a lo largo de la evolución del surco flysch.

Los materiales del Cretácico superior fosilizan paleoestructuras y deformaciones previas, incluido un metamorfismo pre-Cenomaniense ligado a las fallas de Leiza y Régil (Tolosa, 89-I). Cuando las morfologías a sellar son excesivamente escarpadas se generan megabrechas de pie de escarpe, como la representada por el término 250, en el cuadrante de Tolosa (89-I), y las de la localidad de Orexa, en el cuadrante de Berastegi (89-IIyIV), que se ubican, no casualmente junto a los accidentes más importantes (fallas de Oria, Leiza y Régil). La presencia de estas brechas sinsedimentarias en las inmediaciones de la falla de Leiza, corrobora el importante papel que ha podido jugar este "viejo" accidente en la sedimentación, controlándola de forma evidente a partir del Jurásico medio - superior.

La potencia del conjunto, en la zona del Arco Vasco, disminuye de forma muy patente de oeste a este, pasando de 1700 metros en el cuadrante de Zarautz (64-I) a menos de 250 metros en el borde del macizo, es decir, en unos 30 kilómetros de distancia. Estos depósitos se apoyan sobre materiales más antiguos cuanto más hacia el este, llegando a reposar directamente sobre el Paleozoico en las inmediaciones del macizo de Cinco Villas.

El mejor punto de estudio de estos materiales se encuentra en el cuadrante de Zumaia (63-II), donde las excelentes condiciones de afloramiento de la ensenada de Aitzuri permitieron diferenciar en una sucesión completa del Cretácico superior, de unos 1700 metros, un total de seis asociaciones de facies que se han supuesto representativas para el área de estudio y que se resumen en la figura 3.55. Igualmente, se ha puesto de manifiesto una brusca caída relativa del nivel del mar durante el Turoniense. En cualquier caso, las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales (orla de lóbulo y llanura submarina).

Aunque el contexto tectónico era de una calma relativa, algunos pulsos tectónicos, terremotos, etc., generan megacapas o megaturbiditas de gran entidad, como las representadas en la cartografía como término 275, y que se pueden seguir a lo largo de varios cuadrantes, constituyendo un importante elemento de correlación en series monótonas como éstas. A estos episodios se les denomina megacapa 1, megacapa 2 y megacapa 3.

- La megacapa 1 se localiza en la base del denominado flysch calcáreo, cerca de Oyarzun. Constituye una megaturbidita clásica, muy completa, con todos los intervalos de la secuencia de Bouma bien desarrollados. La potencia total es de 50 metros.
- La megacapa 2 está bien definida en el cuadrante de Irún, en la parte media del flysch calcáreo. Constituye la continuación en esta parte de la frontera de lo que algunos autores franceses denominan la "gran barra calcárea" (GBC) de la cuenca de Mauleón. Esta capa, que se sigue durante más de 100 kilómetros al norte de los Pirineos, con potencias superiores a los 60 metros, se interpreta como una megaturbidita carbonatada que representa un episodio excepcional, instantáneo a escala geológica. Esta megaturbidita calcárea se pudo formar por flujos gravitacionales transversales, no canalizantes, a partir de plataformas carbonatadas

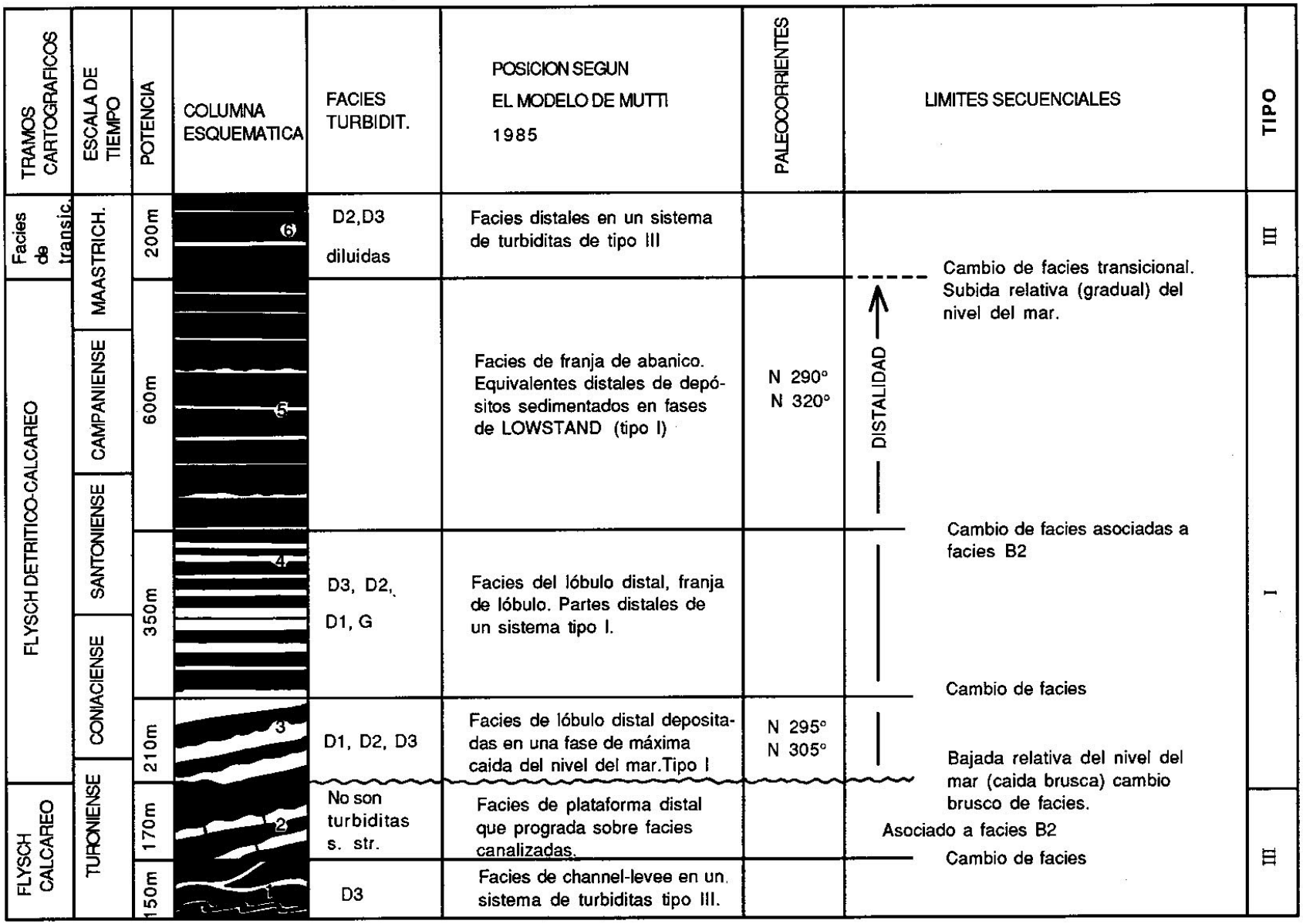


Figura 3.55.- Resumen de las características de las diferentes asociaciones de facies del Cretácico superior.
1 a 6: Asociaciones de facies diferenciadas

EVE Ente Vasco de la Energía

contemporáneas que pudieron existir adyacentes al "surco flysch". BOURROUILL *et al.* (1984) calculan para esta megacapa un volumen sedimentario de más de 50 km³. Este nivel es el testimonio de un episodio de inestabilidad durante el Coniaciense, que desestabiliza las áreas de plataforma.

- La megacapa 3, correspondiente al flysch detrítico-calcáreo, constituye otro de estos eventos excepcionales. Con una potencia de más de 30 metros (los bloques llegan a alcanzar un diámetro superior a los 10 metros) y una gran continuidad en el cuadrante de San Sebastián, supone un excelente nivel guía, siguiéndose durante más de 7 kilómetros. Además, debido a su posición, características de los clastos, etc., se ha supuesto que se trate del mismo nivel cartografiado en la hoja de Zarautz (64-I); de ser esto exacto, se habría definido una línea isocrona a lo largo de más de 25 kilómetros. La secuencia que presenta no es la de una megaturbidita en sentido clásico.

Dentro de lo posible estas megacapas se han señalado en la cartografía, ya que son un importante elemento de correlación para precisar la "anatomía" de la cuenca sedimentaria. De momento, permiten correlacionar cartográficamente los materiales del Arco Vasco con sus equivalentes del Flysch Norpirenaico, lo que supone un avance significativo en la geología regional.

En el área ocupada por el Sinclinorio de Bizkaia, las condiciones de sedimentación de los materiales vienen determinadas, a partir del Cenomaniense, por tres grandes fallas de zócalo que limitan y controlan las diferentes facies. Estos tres accidentes son:

1. La falla de Bilbao, que discurre al suroeste de la estructura, es un "viejo" accidente que marca el límite entre dos bloques basculados y que ya era activo durante el Albiense, y quizás antes. Posteriormente, condiciona la existencia de una zona de talud activo causante del deslizamiento de grandes masas de material terrígeno, Supraurgoniano, que constituye el sustrato relativo. Las denominadas facies olistostrómicas (281 en la cartografía) tienen su origen en estos fenómenos que, acompañados de materiales volcánicos, están presentes en los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Durango (62-IV).

2. La falla de Durango es el accidente cuyo antiguo trazado debe corresponder con la falla inversa que coloca las margas de Garay sobre los materiales terciarios en el cuadrante de Durango. Esto es factible si se considera que durante la fase compresiva Alpina, la superficie de esta falla (esquematizada en la figura 3.54), ha debido "plegarse" hacia el noreste, pudiendo jugar como falla inversa. En el espacio comprendido entre este accidente y el de Bilbao, se creó una subcuenca donde se dan las condiciones propicias para el depósito de las margas de Garay y de los niveles de pizarras bituminosas. Este tipo de subcuencas ha sido descrito en numerosos puntos del globo por JENKYNS (1980), quien afirma que este intervalo de edad supuso una época en la que las aguas de los océanos estuvieron empobrecidas en oxígeno de un modo generalizado. La distribución de potencias exhibida por las margas de Garay en la cartografía marca de un modo aproximado la geometría y dimensiones de esta subcuenca. Por otro lado, la falla de Durango debió crear un cierto escarpe activo, hecho corroborado por la presencia de algunas brechas hacia la parte alta de la serie. Al noreste de este accidente permanece la sedimentación típica de la cuenca turbidítica.

3. Hacia el norte, la cuenca turbidítica quedaría limitada por otra fractura relacionada con un accidente profundo, de orientación NO-SE, y que probablemente permitió la salida de grandes cantidades de materiales volcánicos que se intercalan con los materiales sedimentarios del Cretácico superior.

En los cuadrantes noroccidentales, la evolución paleogeográfica del Cretácico superior en el Sinclinorio de Bizkaia, está basada principalmente en los datos que proporcionan los materiales que flanquean esta estructura. Se describen por tanto los acontecimientos tectosedimentarios que tienen lugar en las áreas marginales, mientras se supone que el surco principal experimenta una subsidencia más o menos continuada. El esquema geométrico resultante se visualiza en la figura 3.56. La evolución del entorno pasa por los siguientes momentos (figura 3.57):

1. Se hereda un relieve diferencial más o menos acusado, relicto del Aptiense - Cenomaniense inferior, puesto de manifiesto por los acuñamientos cartográficos.

2. Dicho relieve se mantiene o se agudiza hasta el Turoniense debido al funcionamiento de fallas sinsedimentarias heredadas de las directrices albienses (N125°E y N40°E), a las que se añaden las N70-90°E, que marcaban la costa cenomaniense. Estos movimientos originan altos paleogeográficos en Errigoiti (Rigoitia), en el cuadrante de Lezama, y Berriaga (cuadrante de Mungia) y surcos adyacentes en Líbano de Arrieta (Mungia) o Mendata (Gernika-Lumo), a los que se añaden otros en Maruri (cuadrante de Getxo)

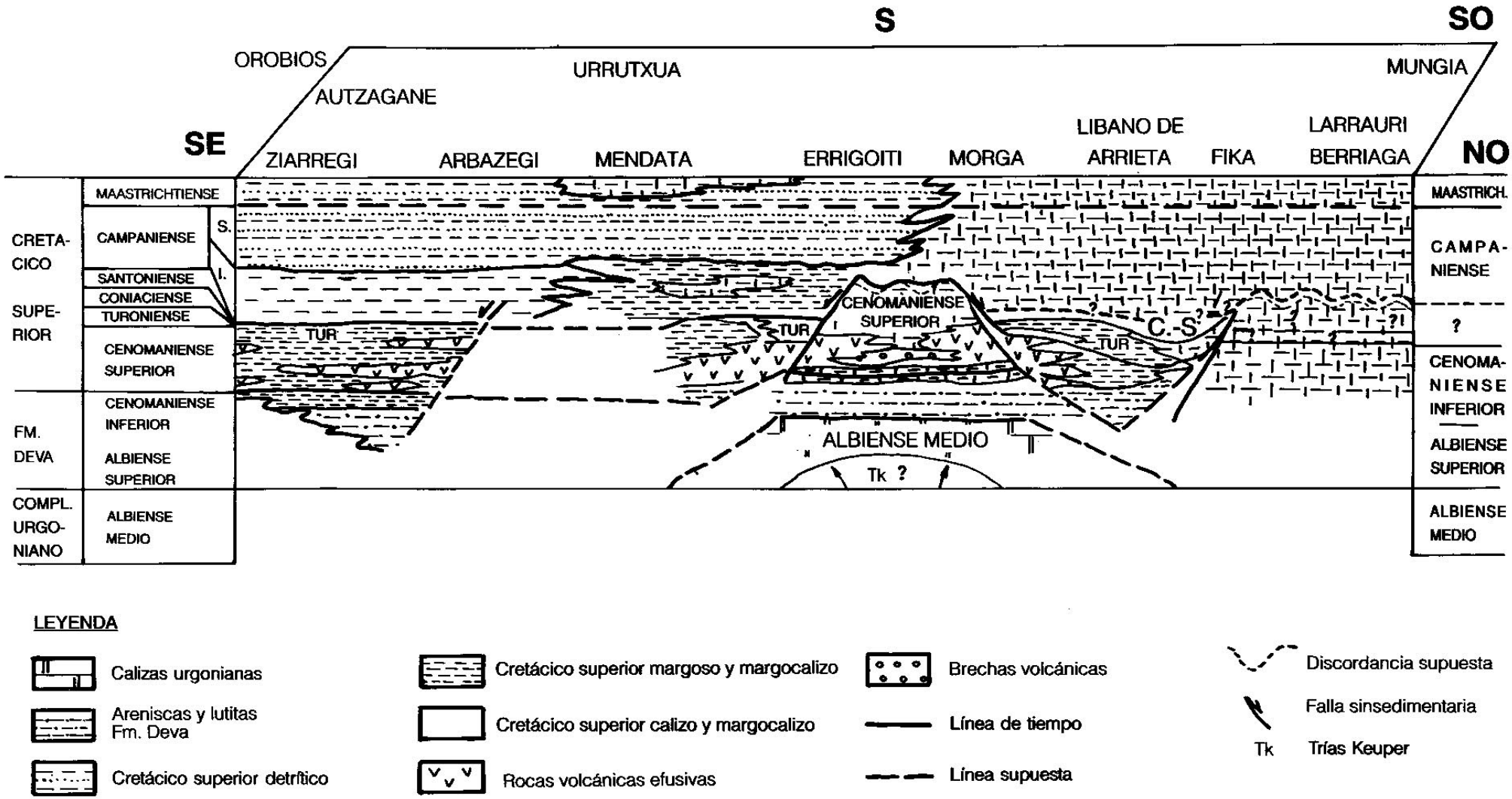


Figura 3.56.- Esquema litológico y de líneas de tiempo en la dirección SE-NO para el Cretácico medio y superior en el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia. Quedan reflejados los altos y surcos secundarios en la zona de alto paleogeográfico general que representaba el margen noreste del Surco Flysch.
TUR: Turoniense
C-S: Coniaciense-Santoniense

EVE Ente Vasco de la Energía

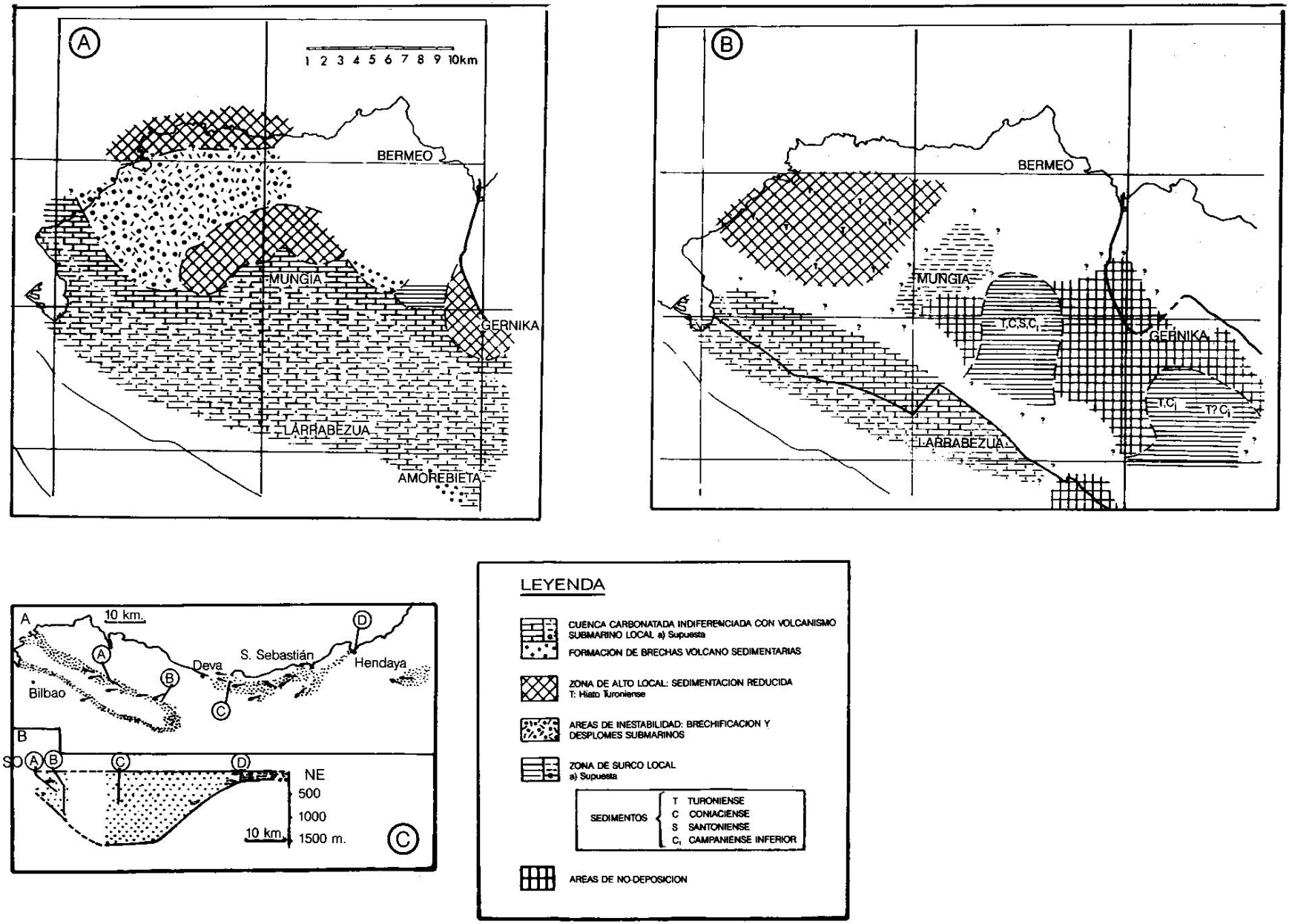


Figura 3.57.- Evolución paleogeográfica en el entorno de Mungia durante el Cretácico superior:
A. Cenomaniense superior
B. Turoniense a Campaniense inferior
Se observan altos locales incipientes en A, posiblemente debidos a movimientos de bloques, entre los cuales extruían rocas volcánicas. Estos umbrales se amplían en B, dejando surcos locales generalmente inconexos, en los que se dan hiatos a distintas alturas cronoestratigráficas.
C. Esquema de paleocorrientes y perfil regional del Cretácico superior con localización de secciones - tipo según MATHEY (1983).

EVE Ente Vasco de la Energía

o Arminza (figura 3.57). Estas fallas pueden actuar como vías de escape del magma emplazado en profundidad, dando lugar a la efusión y acúmulo de rocas volcánicas y volcanosedimentarias. Las pendientes creadas por los movimientos sinsedimentarios ocasionan, en el cuadrante de Getxo, la erosión de relieves submarinos (originando lagunas erosivas en el Turoniense), y la caída y acumulación de materiales brechificados en los surcos locales adyacentes (surco de Lemoiz, en el cuadrante de Arminza).

3. Entre el Turoniense y el Santoniense se produce el relleno de algunos surcos locales, satélites del surco "flysch" principal (zona axial del Sinclinorio de Bizkaia), y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas de alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas. Unicamente el surco de Líbano de Arrieta (cuadrante de Mungia) mantiene una sedimentación mínimamente continua hasta el Campaniense. Este hecho debe ser un claro indicio de la reactivación de las fallas sinsedimentarias que ocasionan en el Albiense superior la formación de un abrupto talud en el área de Armintza. Por otro lado, se observa la existencia de altos menores en los que no se registra acúmulo de brechas volcánicas, apareciendo solamente margas con sílex (área de Isuskiza, cuadrante de Getxo) propias de un medio sedimentario tranquilo. Se pone así de manifiesto la influencia de la alineación diapírica Laukiz-Maruri-Mesterika (cuadrantes de Getxo y Mungia), de dirección oeste - este, que preserva los sedimentos situados al sur de la misma, de la invasión terrígena proveniente del norte (Matxitxako) y noroeste (Armintza). También sirve de límite meridional a la presencia de brechas cenomano-turonienses. Queda así definido un sistema de altos (Errigoiti, Mungia, Armintza) y surcos intermedios (Líbano de Arrieta, Jata - Andrakas), que funcionó en el intervalo Cenomaniense medio - Santoniense (en el sureste) y Cenomaniense superior - Coniaciense (al noroeste).

4. En el Campaniense inferior comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos noroeste y sureste del surco "flysch". En el Campaniense superior se consigue la uniformidad casi total del fondo marino, salvo en el área de Errigoiti (Rigoitia). El área fuente terrígena noroccidental pierde su influencia, que pasa a la sudoriental.

5. En el Maastrichtiense se mantienen las condiciones creadas durante el Campaniense superior, aumentando la batimetría de los depósitos hasta llegar a las calizas rojas pelágicas del Maastrichtiense superior - Daniense, que constituyen un máximo transgresivo en la cuenca (ORUE-ETXEBARRIA, 1983).

A partir de este momento se estabiliza el medio en una llanura abisal que pasa por ciertos episodios de perturbación como los que originan series olistostrómicas y conglomeráticas, y paraconformidades equivalentes. Esta convulsión del surco "flysch" separa el ciclo Cretácico superior - Paleoceno inferior, de la serie que inicia el relleno regresivo de la gran depresión.

3.7.2. Plataforma carbonatada del Cretácico superior

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del cinturón de sinclinales terciarios de Miranda-Treviño-Urbasa (figura 3.58).

Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco-Cantábrica un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971), con más de 4.500 metros de espesor total de sedimentos margosos y calizo-arcillosos en facies neríticas y pelágicas. Esta depresión elongada se sigue desde las proximidades de la alineación diapírica occidental de Salinas de Rosio - Valle de Mena, hasta que se va haciendo más angosta en La Barranca y Alsasua (figuras 3.58 y 3.59). Los surcos de Vitoria y Salvatierra constituyen depresiones subsidiarias, rodeadas por umbrales paleogeográficos, al parecer de origen diapírico. Hacia el sur, sureste y oeste del "Surco Alavés" existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1000 metros de Cretácico superior), con sedimentos carbonatados de facies someras. Al sureste, separado por una cadena de umbrales en el alto de Urbasa, se diferencia a partir del Cenomaniense la cuenca de Estella.

La transgresión cenomaniense con la que comienza este ciclo es acompañada por un basculamiento hacia el sur que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el "Surco Alavés" (donde se produce el depósito de potentes series margosas), y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). En el surco, esta tendencia transgresiva se ve contrarrestada por la aparición de áreas someras, situadas sobre intumescencias diapíricas que elevaban localmente el fondo marino, produciendo numerosas interrupciones en la sedimentación. Ligados

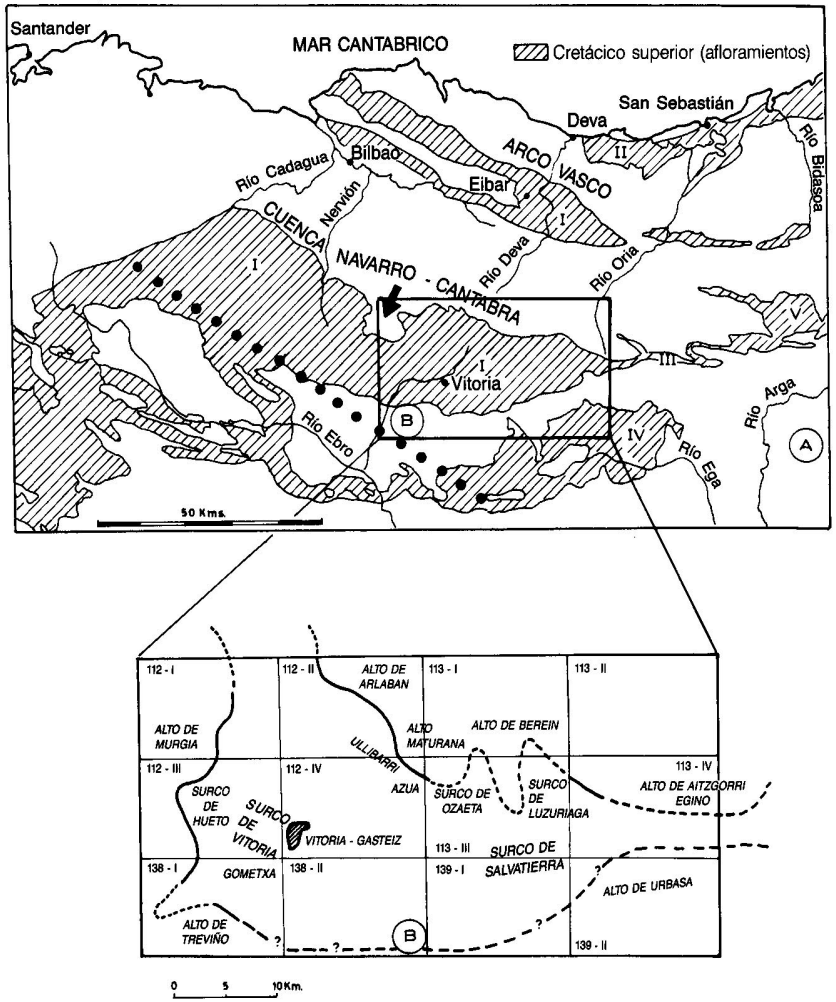


Figura 3.58.- A. Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición (modificado de AMIOT, 1982)
B. Localización y geometría de los surcos y de los altos o umbrales paleogeográficos que los rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

a las intumescencias aparecen solapamientos estratigráficos que terminan en máximos transgresivos como los del Coniaciense medio (surco de Ullibarri, cuadrante de Legutiano) o Santoniense superior - Campaniense inferior (margas de Vitoria). Por el contrario, si la combinación batimetría y subsidencia produce unas condiciones idóneas en el umbral diapírico, se desarrollan facies arrecifales y pararrecifales (Coniaciense de Zuazo y Murgia; Campaniense del monte Oro - cuadrante de Zuya- y quizá del monte Zaldiaran), cuyo crecimiento vertical crea una dinámica regresiva local.

Los efectos de los movimientos diapíricos de Aitzgorri - Egino (cuadrante de Asparrena), Murgia (cuadrante de Zuya), y del paleoalto complejo de Arlabán - Maturana (cuadrantes de Legutiano, Vitoria y Salvatierra), dan lugar a locales adelgazamientos en las series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación sinsedimentaria, y truncaciones erosivas.

Debido a que el contenido terrígeno, en los materiales del Cretácico superior, es bastante uniforme y de grano fino, las secuencias deposicionales definidas suelen estar constituidas por parejas de unidades del tipo "carbonato alóctono - carbonato autóctono" (por ejemplo, calcarenitas progradantes y margas; secuencias positivas) o bien secuencias de somerización definibles como parejas "carbonato más profundo - carbonato más somero" (secuencias negativas). En el Surco Alavés, donde se definen con mayor claridad, el Cretácico superior consta de siete secuencias deposicionales (figura 3.60 y 3.61). Estas se encuentran separadas por discontinuidades, que en el Cenomaniense y Turoniense suponen una fuerte pérdida de registro sedimentario, mientras que en el Senoniense, se trata más bien de un solapamiento con hiatos crecientes hacia los bordes de los surcos de Vitoria y Salvatierra. A su vez, la evolución general durante el Cretácico superior se puede agrupar en dos megasecuencias transgresivo-regresivas, formadas por cuatro ciclos sedimentarios (figura 3.62).

3.7.2.1. Cenomaniense medio - Turoniense basal. Secuencia 6

Durante la primera secuencia (S6), tiene lugar un aumento de batimetría en el área, que trajo consigo un gran incremento de la influencia marina; en esta amplia plataforma la sedimentación fue esencialmente margosa.

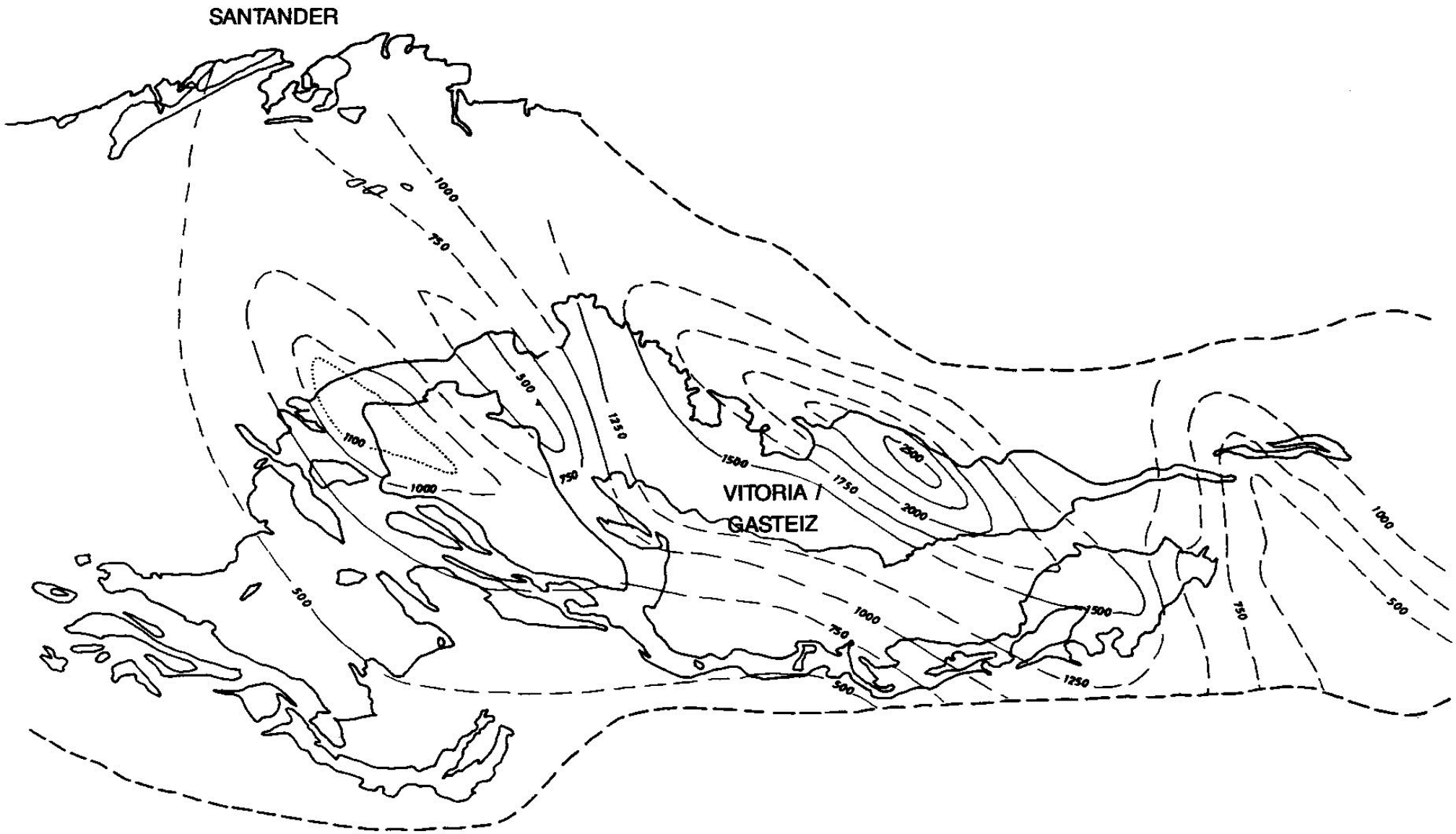


Figura 3.59.- Mapa regional de isopacas del Cretácico superior (intervalo Turoniense - Campaniense medio, aproximadamente). Datos tomados de Mapas Geológicos 1:200.000 y columnas estratigráficas.

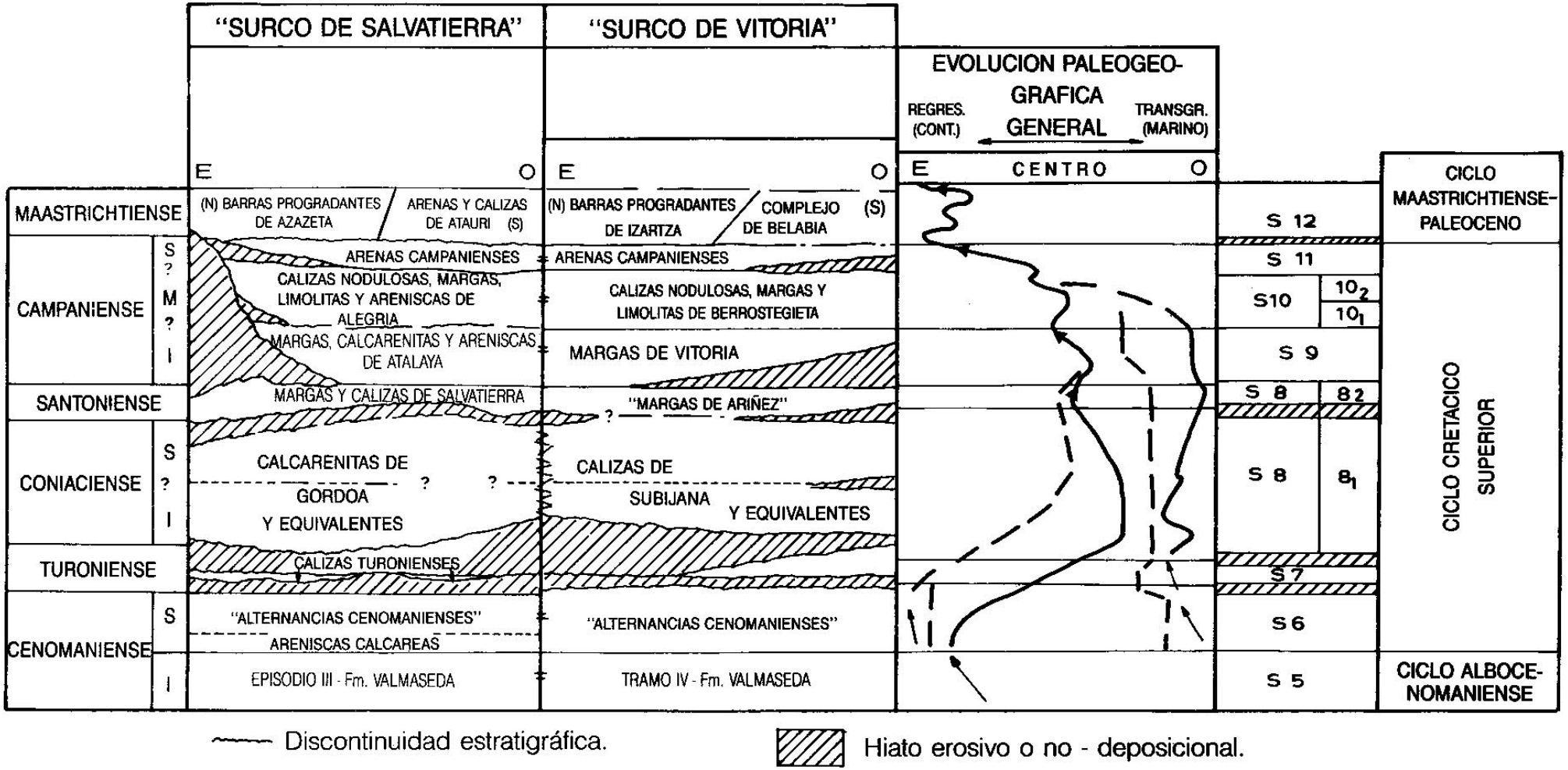
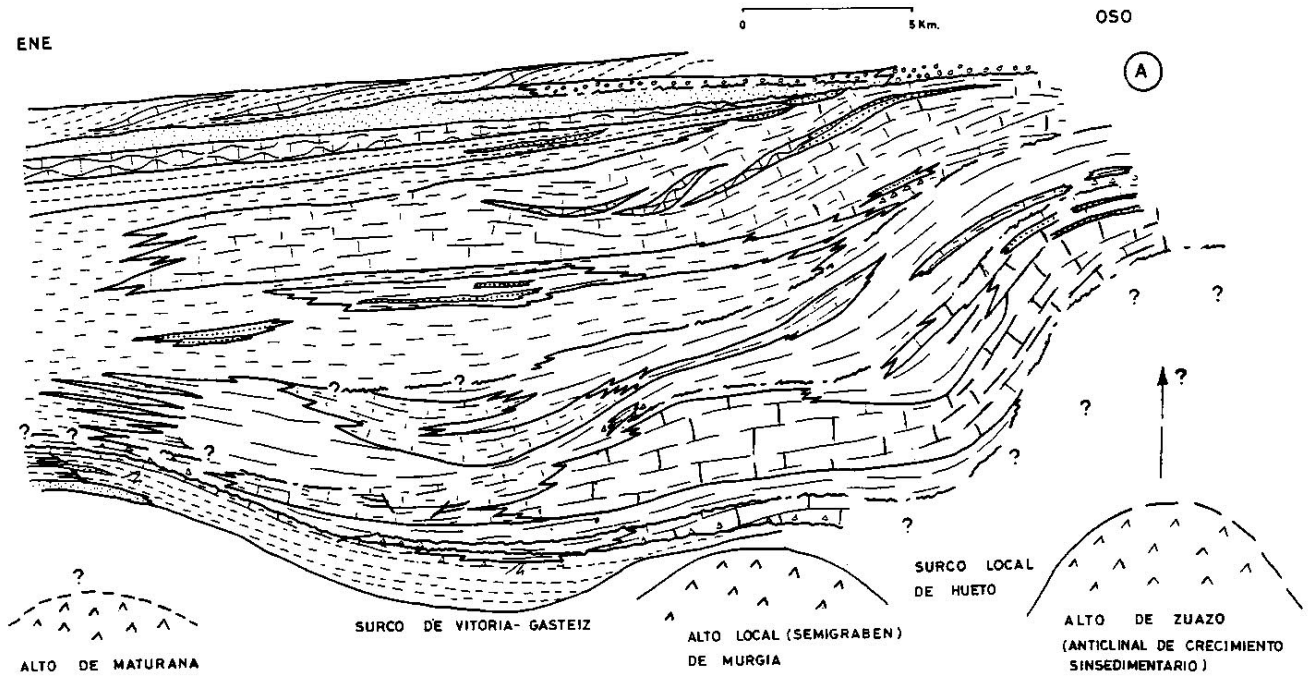
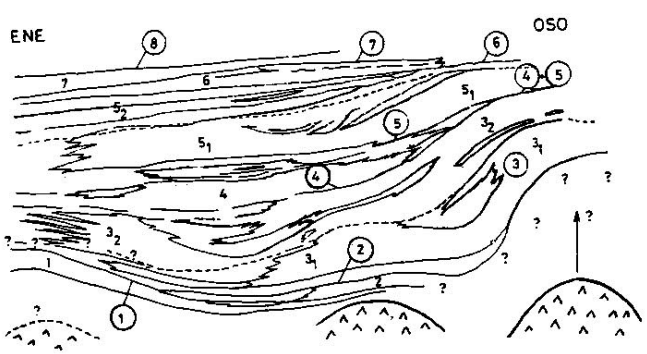


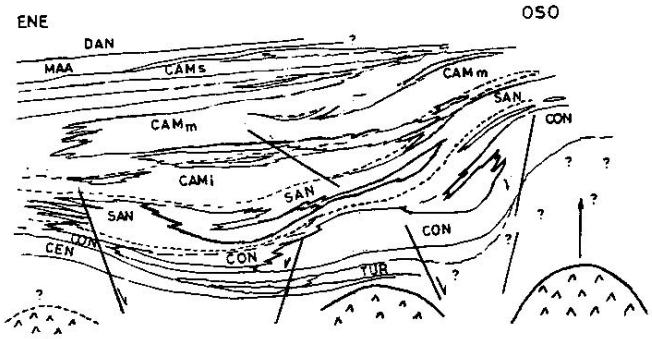
Figura 3.60.- Distribución de ciclos y secuencias en los surcos de Vitoria y Salvatierra. Inicialmente las dinámicas transgresivas y regresivas locales eran diferentes por sectores (actividad de los umbrales). A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

EVE Ente Vasco de la Energía





B Los números representan las secuencias y sus partes, tal como se describen en el texto. Los números rodeados por un círculo representan las discontinuidades.



C Las líneas de tiempo son continuas si coinciden con rupturas sedimentarias netas y discontinuas si coinciden con paraconformidades o con discontinuidades deducidas. Las líneas subverticales indican áreas de subsidencia diferencial y/o planos de fallas sinsedimentarias.

Figura 3.61.- Corte esquemático del surco de Vitoria-Gasteiz
A. Esquema estratigráfico general del surco de Vitoria-Gasteiz en el Cretácico superior
B. Esquema de localización de discontinuidades y secuencias deposicionales
C. Esquema de líneas de tiempo y subsidencia diferencial
Fig. 3.3 de Nanclares (138-I)

EVE Ente Vasco de la Energía

Eventualmente se producirían aportes progradantes de plataforma distal, representados por delgados niveles arenosos y por una alternancia de margocalizas y margas. En estos niveles es frecuente la presencia de erizos, lo que indica que estos aportes traían consigo una removilización del fondo y una oxigenación del mismo, permitiendo el desarrollo de fauna bentónica. La transgresión (profundización) lenta y continua, era contrarrestada por el desarrollo de altos fondos locales de características casi oolíticas, pequeños bajíos, con relieves del orden de 2,5 metros, que estarían expuestos a la eventual acción del oleaje y las mareas. La profundidad media, por tanto, era relativamente baja (desde varios metros a varias decenas de metros, en la parte inferior de la serie).

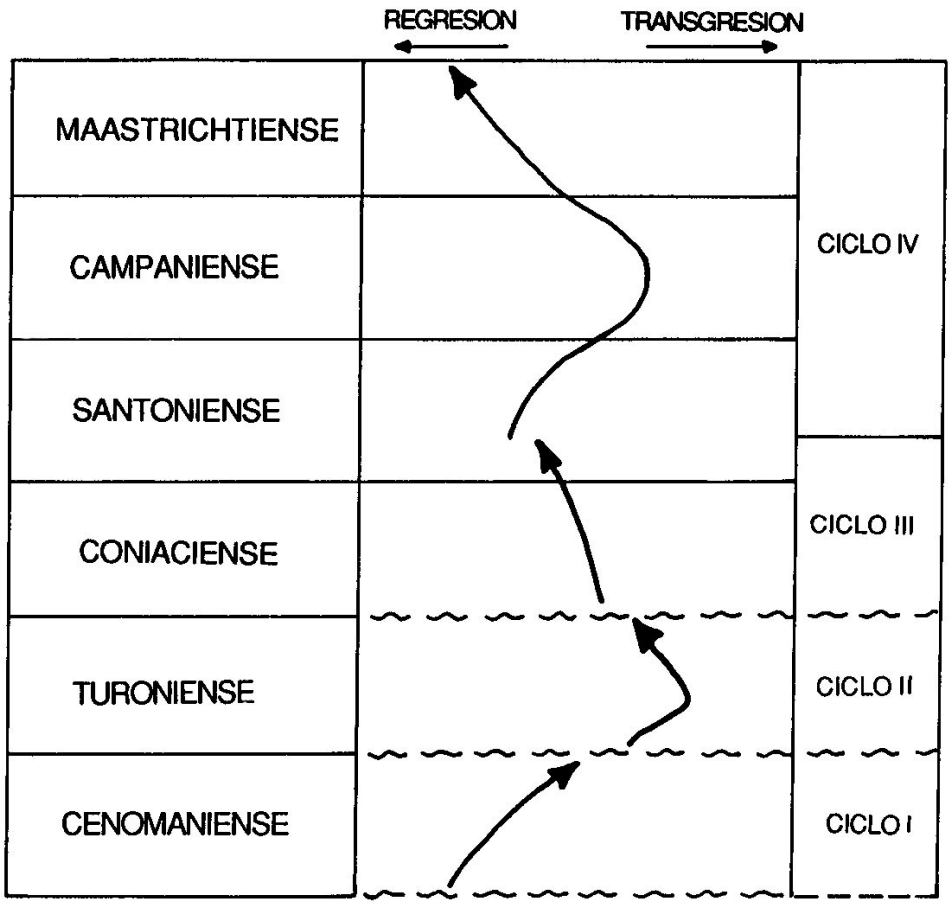


Figura 3.62.- Distribución de los cuatro ciclos sedimentarios durante el Cretácico superior (IGME, 1985)

En la zona situada entre los diapiros de Orduña y Murgia, donde estos bajíos son muy frecuentes, están representados por una facies de calcarenitas con estratificaciones cruzadas, única facies que rompe la monotonía del esquema sedimentario. Son también rasgos comunes en estas series, la intensa bioturbación, así como las laminaciones alternantes de sedimentos detríticos y micríticos (hemipelágicos) con laminación paralela. Estas intercalaciones de altos fondos calcareníticos desaparecen al este del diapiro de Murgia, siendo sustituidas por litologías más uniformes y de batimetría quizá constante.

Los movimientos tectónicos que tenían lugar simultáneamente con la sedimentación provocaban inestabilidad y deformaciones en los sedimentos sin consolidar, llegando estos a deslizarse por las pendientes hacia depresiones locales. Así, algunos términos como las areniscas calcáreas (también los materiales margosos) se encuentran concentrados preferentemente en los surcos locales de Ozaeta y Luzuriaga (surco de Salvatierra, figura 3.63), mientras que no siempre se preservan en los altos adyacentes.

Igualmente, la presencia localizada, en la misma vertical, de cuerpos areniscosos y de calizas con signos de inestabilidad sinsedimentaria, avalan la instauración de un surco local en Manurga (Zuya, cuadrante 112-I), estructura que comenzó a actuar posiblemente en el Cenomaniense inferior (figura 3.64). También, en la zona de Ullibarri-Azúa (cuadrantes de Vitoria-Gasteiz y Legutiano), se aprecia la formación de un talud incipiente que produce deslizamientos y brechas intraformacionales en los materiales margosos y areniscosos.

En la zona de Ullibarri y Urrúnaga (cuadrante de Legutiano, 112-II) la potencia de las "alternancias cenomanienses" aumenta (de 150 metros en Manurga a unos 600 metros), volviendo a reducirse hasta unos 250 metros en la zona de Salvatierra (cuadrante de Asparrena, 113-IV). Esto pone de manifiesto la existencia de un surco, con depocentro aparente en la zona de los embalses, que probablemente constituya un estadio embrionario del surco de Vitoria. El aumento de potencia en las alternancias margocalcáreas pudo deberse a un desdoblamiento múltiple de cada

EVE Ente Vasco de la Energía

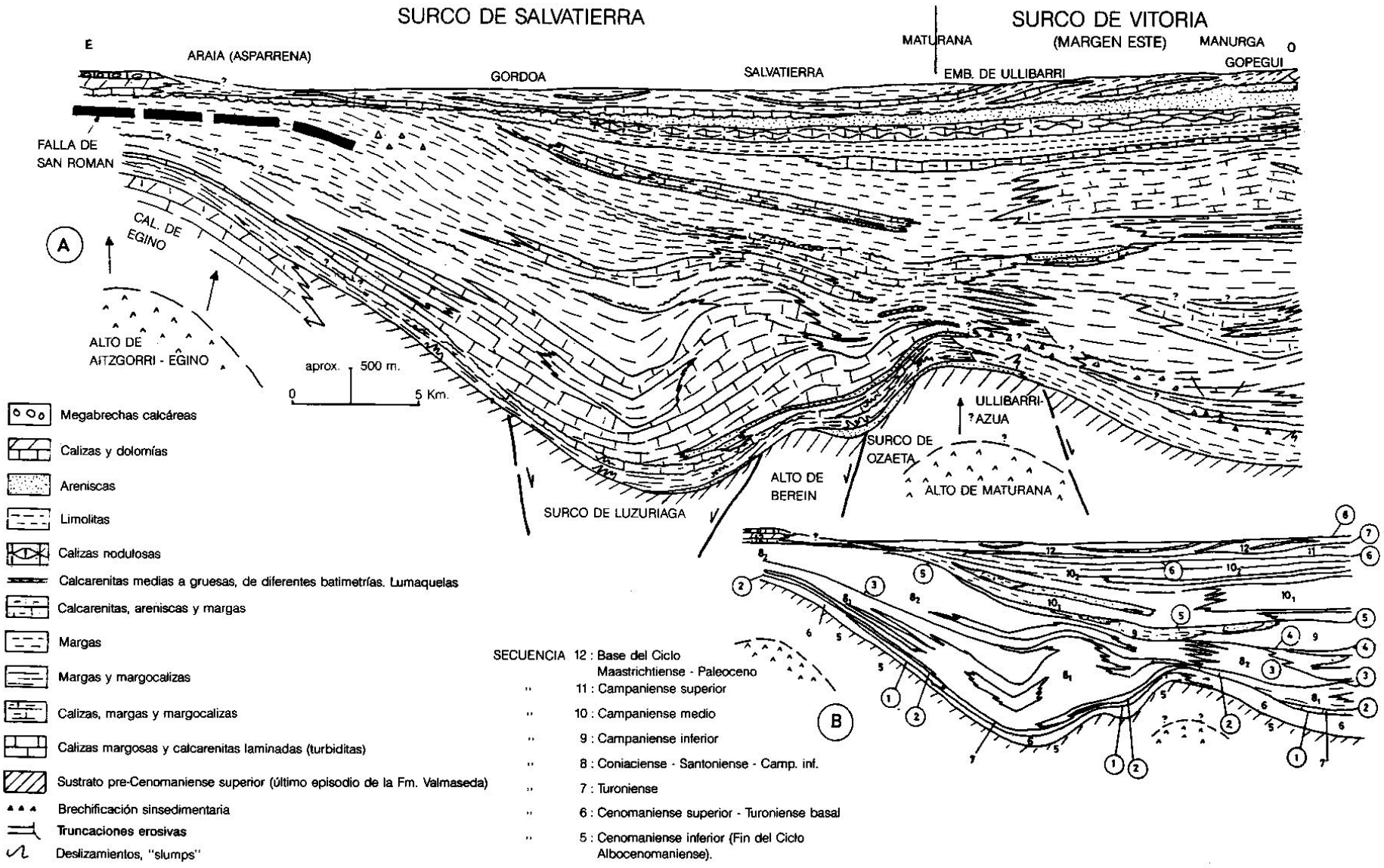


Figura 3.63.- A. Esquema estratigráfico general del surco de Salvatierra y su enlace con el surco de Vitoria a través del umbral o alto de Maturana B. Distribución de discontinuidades (números rodeados con círculo) y secuencias deposicionales, tal como se describen en el texto.

EVE Ente Vasco de la Energía

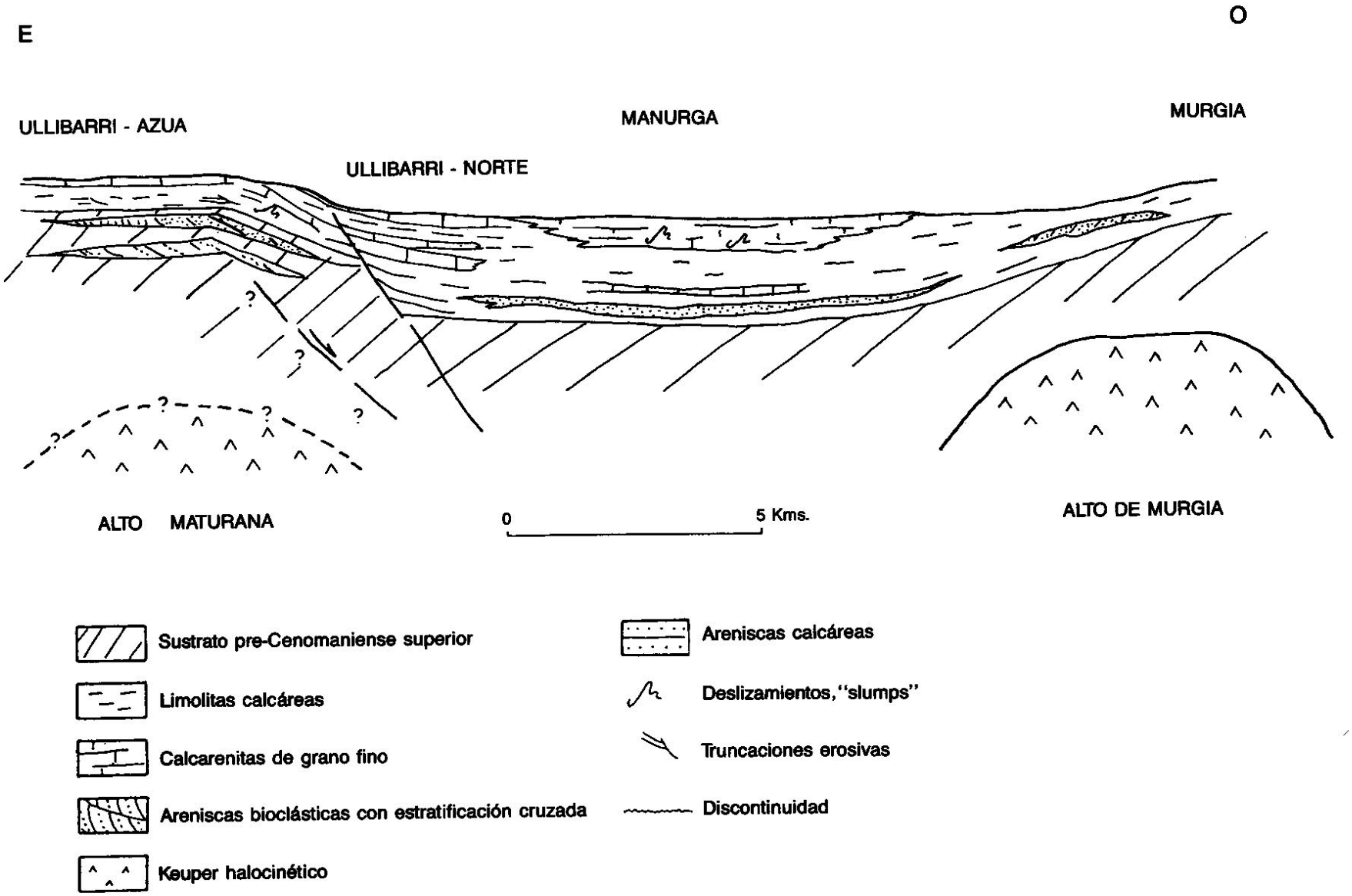


Figura 3.64.- Representación esquemática de la geometría cenomaniense en el surco de Vitoria (secuencia 6)

secuencia "banco-interbanco", como ocurre en cuencas estables con gran continuidad (kilométrica) de estratos (FERRY y MONIER, 1987). Sin embargo, la inestabilidad acusada que se viene manifestando en estos medios de plataforma abierta externa, hace pensar en la intervención de truncaciones erosivas, hiatos deposicionales, etc., como factores que contribuyen a controlar las variaciones de potencia en un medio de subsidencia diferencial.

Por otro lado, se observa que todas las intercalaciones calcáreas, limolíticas o calcareníticas incluidas en la serie sufren algún tipo de interrupción o variación lateral en las proximidades del eje Orduña - Amurrio (ver cuadrantes de Orduña, Amurrio y Ayala). Esto, unido al efecto de intumescencia, ya descrito del diapiro de Murgia, pone de manifiesto la existencia de un bloque con funcionamiento sinsedimentario independiente, limitado por dos accidentes de dirección aproximada N 30-35°E.

Hacia el sur, sin embargo, la sedimentación muestra facies cada vez más proximales; así pues, en el cuadrante de Lerón (110-II y IV, 136-II), por encima de los últimos niveles terrígenos del Supraurgoniano aparece un tramo carbonatado constituido por calizas bioclásticas, calizas nodulosas y margas, de plataforma externa y profundidad por debajo del nivel de base del oleaje.

Por otra parte, niveles equivalentes del cuadrante de Espejo (137-I y III) y de la zona de Sierra de Cantabria (cuadrantes de Labastida y Lagrán), pertenecientes al flanco sur del sinclinal de Miranda-Treviño, están constituidos por "packestones" y "grainstones" bioclásticos con estratificaciones cruzadas planares de ángulo muy alto, laminación de "ripples", "flaser" y lenticular, así como laminaciones algales; las cuales muestran características de plataforma interna somera, con episodios intermareales, y complejos de canales y barras que migraban muy activamente. En el cuadrante de Lagrán (170-II), esta serie intercala hacia techo calizas micríticas que sugieren ambientes de plataforma abierta. Los niveles algales, así como algunas superficies ferruginosas, muestran los momentos de interrupción sedimentaria y somerización en ambientes intermareales.

El conjunto del Cenomaniense forma una secuencia mayor claramente transgresiva, con un aumento paulatino de los carbonatos de muro a techo.

3.7.2.2. Turoniense inferior - Coniaciense basal. Secuencia 7

Este esquema transgresivo o de profundización, que se viene desarrollando durante todo el Cenomaniense, se ve truncado en el flanco norte, al inicio del Turoniense, por un levantamiento del fondo (basculamiento en el entorno del diapiro de Murgia), que creará el alto complejo de Maturana y una discordancia erosiva en los cuadrantes de Orduña y Zuya, sobre la que se instala una plataforma calcárea extensiva. La inestabilidad asociada a este episodio, en los cuadrantes citados, se refleja en los numerosos niveles de brechas sinsedimentarias a techo del tramo cenomaniense.

En los cuadrantes occidentales, las calizas margosas del Turoniense (calizas de Gárate) constituyen el resultado final de un primer ciclo regresivo. Estos materiales se depositaron en áreas medio-distales de una plataforma carbonatada, y van acuñándose progresivamente hacia el este, a la vez que se produce un paso lateral rápido de calizas a materiales alternantes margocalcáreos, hasta acabar quizá desapareciendo (figura 3.65). Así, en cuadrantes situados más al este, esta secuencia está representada por sedimentos de plataforma más distal con signos de inestabilidad sinsedimentaria, que corresponden a facies de talud, equivalentes a las calizas turonienses que afloran desde en cuadrante de Arceniega (86-I) hasta el este del diapiro de Murgia (Zuya, 112-I).

Estos materiales de talud, correspondientes aproximadamente al Turoniense inferior, parecen disponerse en "onlap" transgresivo sobre el Cenomaniense basculado del alto de Aitzgorri-Egino (cuadrante de Asparrena, 113-IV) y, más claramente, en el alto de Maturana (cuadrantes de Legutiano, 112-II, y Vitoria-Gasteiz, 112-IV). Como se puede ver en la figura 3.61, a partir del Turoniense superior, la serie no llegó a depositarse o, si lo hizo, fue posteriormente erosionada.

Durante esta época fueron frecuentes los períodos con escasa o nula sedimentación. La desaparición de estos materiales hacia el este origina un hiato representado, probablemente, por algún tipo de paraconformidad entre los materiales infra y suprayacentes.

A techo de este primer ciclo regresivo, parte superior de la secuencia, se vuelve a las condiciones iniciales de plataforma distal "margosa" (margas

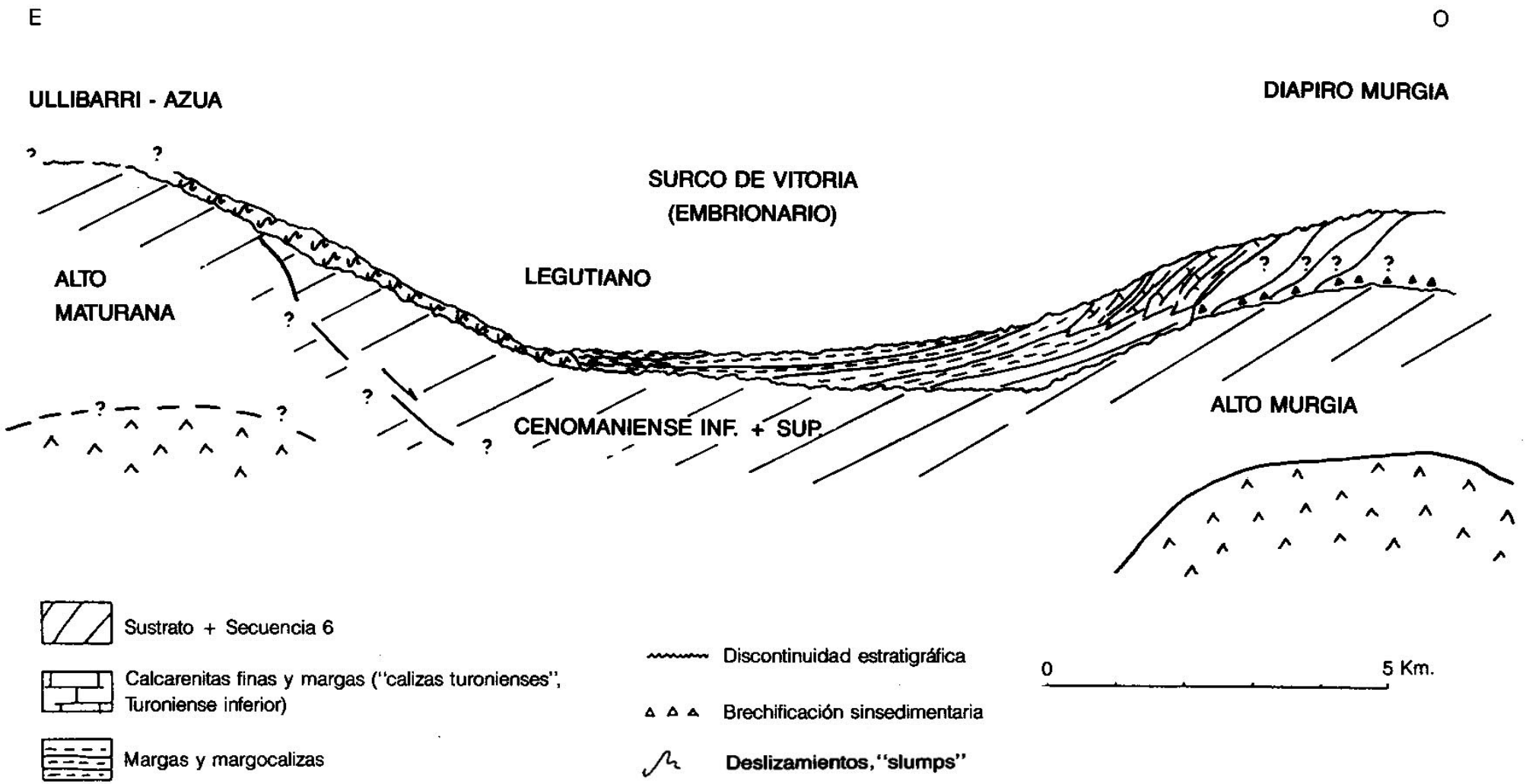


Figura 3.65.- Representación esquemática de la geometría del Turoniense en el surco de Vitoria (secuencia 7). La progradación de las calcarenitas está muy exagerada.

de Zuazo), indicando una evolución transgresiva. No obstante, estas facies margo-calcáreas, entre las que se intercalan algunas calcarenitas laminadas en forma de lentejones aislados, van desapareciendo de igual forma hacia el este entre las discontinuidades mencionadas.

La inestabilidad asociada a este episodio se refleja en la banda turoniense de Nanclares de Gamboa (cuadrante de Legutiano, 112-II), que atestigua la fortísima reducción de la serie en un contexto de continuos deslizamientos gravitacionales con truncaciones, "slumps" y brechas sinsedimentarias. Así, el Turoniense datable en el área de Legutiano, se reduce a 2-3 metros de materiales perturbados cubiertos en paraconformidad por sedimentos coniacienses bien estratificados (como adelantaba AMIOT, 1982). Este nivel se encuentra, seguramente, limitado a muro y techo por las dos discontinuidades que se dan como supuestas en Manurga, y que son sólo parcialmente visibles en el área de los embalses cuando el nivel de las aguas es excepcionalmente bajo.

La discontinuidad de techo de la secuencia turoniense es claramente definible en cuadrantes como Legutiano, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra, y en menor medida en Asparrena. Esta discontinuidad, claramente visible en los cuadrantes orientales, debe transformarse hacia el oeste, entre Manurga y Orduña, en algún tipo de paraconformidad, enmascarada por la monotonía de las series margosas. Llegando a desaparecer en cuadrantes como Ayala (86-III) y Arceniega (86-I).

En los cuadrantes del flanco sur, sin embargo, el Turoniense está representado (núcleo del anticlinal de Lahoz-Barrio y sierra de Cantabria), únicamente, por una facies muy homogénea, constituida por una sucesión de margas y margocalizas grises (margas de Zuazo = formación Valle de Mena) depositadas en una plataforma externa abierta, relativamente profunda y de libre circulación. Esporádicamente se producen progradaciones a pequeña escala de depósitos más someros de plataforma.

Aunque el carácter litológico de esta unidad es muy homogéneo, no lo es tanto su espesor. En la hoja de Lagrán, la potencia es muy reducida; mientras que hacia el norte (comprobado por el sondeo Lagrán-1), aumenta de forma brusca.

Es a lo largo del Turoniense cuando se alcanza el máximo transgresivo del Cretácico superior, y las facies indican la máxima profundidad de sedimentación de este intervalo. Hacia el final del Turoniense se produce un episodio progradante, con lo que el Turoniense muestra en conjunto una evolución transgresivo - regresiva.

3.7.2.3. Coniaciense inferior - Santoniense superior. Secuencia 8

La tercera secuencia del ciclo Cretácico superior (S8) puede subdividirse (figuras 3.61 y 3.63) en dos subsecuencias: una inicial en la que predomina la somerización y acúmulo vertical de calizas (regresión local en los altos de Murgia y Zuazo); y otra subsecuencia final, durante la que se reanuda una dinámica netamente transgresiva, especialmente en el surco de Vitoria y margen este del de Salvatierra.

La subsecuencia inicial es compleja. Las calizas de Subijana y sus equivalentes son progradantes en los umbrales del oeste y sierra de Cantabria (conformando una macrosecuencia negativa junto con las margas de Zuazo), y retrogradantes en el surco de Salvatierra, donde tiene lugar, durante esta época, una transgresión pulsante con episodios regresivos poco acentuados, limitados al alto local de Berein (figura 3.63), simultáneos con la regresión en los umbrales diapíricos de Murgia y Zuazo (macrosecuencia positiva).

De forma gradual, durante el Coniaciense, se produce en los cuadrantes occidentales, así como en la sierra de Cantabria, una amplia y extensiva progradación hacia el norte y noreste de las áreas de plataforma, culminando con el desarrollo de un potente y continuo paquete carbonatado (calizas de sierra Salvada o Subijana = formación Ribera Alta). Las características de facies permiten identificar un medio de plataforma externa distal (en el muro), que evoluciona a condiciones de plataforma proximal con cierta energía, y una importante disminución de la profundidad de sedimentación. Las calizas de Subijana se superponen a las facies infrayacentes (margas de Zuazo), netamente más distales, marcando una evolución claramente regresiva (negativa). En esta época pudieron existir ya grandes áreas emergidas inmediatamente al sur.

Estas calizas van subiendo en el tiempo desde la zona asturiana (Turoniense superior; AMIOT, 1982) hasta la plataforma alavesa (Coniaciense inferior; LAMOLDA, 1982). En determinadas zonas, al este del diapiro de Murgia, se sitúan en discordancia sobre la serie infrayacente. En otras, por

el contrario, sólo se advierte una superficie ferruginizada o incluso una concordancia aparente (posiblemente una paraconformidad).

La presencia del mayor acúmulo de calizas en el umbral de Zuazo - Nanclares indica la situación de las zonas más someras, donde la producción de carbonato fue más intensa (figura 3.66). Así, en Trespuentes y Nanclares (cuadrantes de Foronda y Nanclares, respectivamente) pueden encontrarse barras métricas de calcarenitas bioclásticas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo, con abundantes bioclastos de fauna arrecifal. La aparición de facies brechoides y deslizadas en el área de Nanclares, apunta a la creación de un talud incipiente en esta zona. En

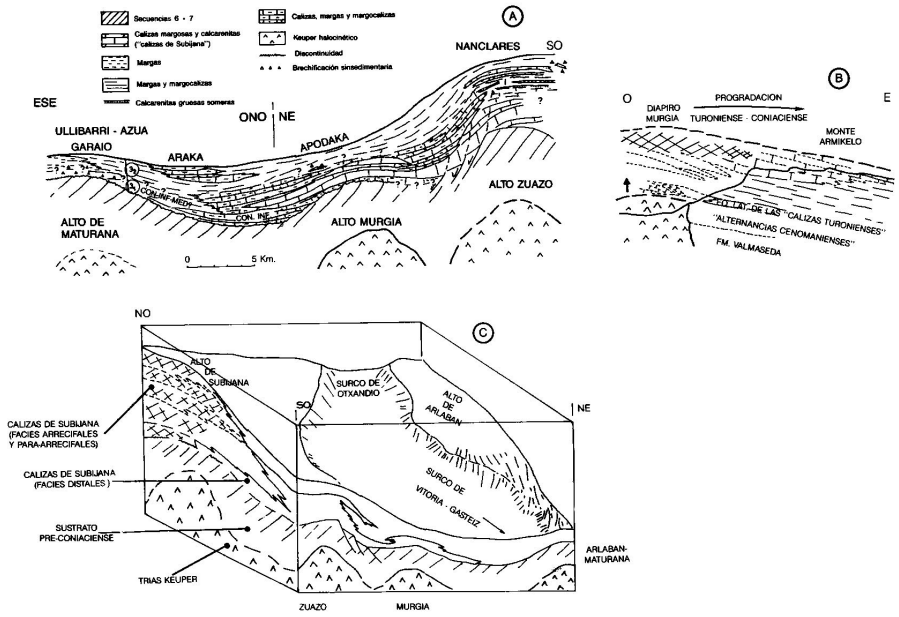


Figura 3.66.- Estratigrafía de la tercera secuencia del Cretácico superior (Coniaciense) en el surco de Vitoria-Gasteiz
A. Esquema estratigráfico en la transversal de los afloramientos
B. Esquema de progradación hacia cuenca en la intumescencia diapírica de Murgia
C. Bloque-diagrama mostrando la evolución del alto de Zuazo hacia el noroeste. Zona nuclear del arrecife de Subijana

dirección noroeste, donde se situara la zona nuclear del arrecife, podría encontrarse facies biohermales, cuya presencia ya se ha citado en algunos sondeos.

Las calizas de Subijana pasan lateralmente hacia el este (Surco Alavés) a facies menos calcáreas y, de mayor potencia y batimetría, con lo cual se confirma la persistencia, durante el Coniaciense, del bloque paleoalto de Zuazo - Murgia, que funcionaba probablemente desde el Albiense.

En el alto de Maturana-Garaio, estos materiales se encuentran reducidos y escasamente representados por sus equivalentes laterales (figuras 3.61 y 3.66). En Ullibarri y Azúa, esta dinámica se ve reflejada por la aparición de facies de calcarenitas arenosas con microsecuencias y organización turbidíticas. En estas facies son muy frecuentes las espectaculares truncaciones que, conjuntamente con estructuras de

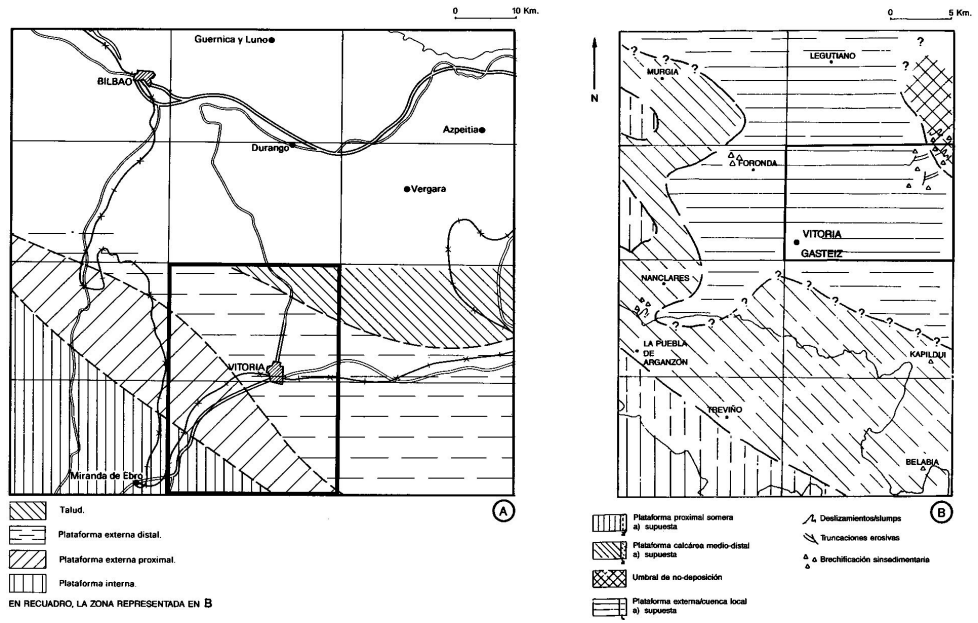


Figura 3.67.- A. Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de ITGE-EVE, 1991.
B. Esquema paleogeográfico del surco de Vitoria-Gasteiz durante la tercera secuencia del Cretácico superior (1ª parte: Coniaciense inferior y medio).

deslizamiento, evidencian la formación de un talud con mayor batimetría hacia el sur y sureste. La distribución paleogeográfica general y de detalle se representa en la figura 3.67.

Así pues, los términos basales y medios del Coniaciense continúan su "onlap" sobre el alto cenomaniense - turoniense de Maturana, que cierra su período de actividad al final de esta primera subsecuencia.

Por su parte, en el surco de Salvatierra, la subsecuencia inicial ($S8_1$) abarca una monótona serie de alternancias calcareníticas y margocalcáreas rota, únicamente, por la presencia en el oeste (surco local de Ozaeta y alto de Berein, cuadrante de Salvatierra) de las calcarenitas de Gordoa (figuras 3.60 y 3.63).

Las calcarenitas de sierra Aldaia (cuadrante de Salvatierra, 113-III) son de carácter somero con estratificaciones cruzadas y rasgos canaliformes, o con presencia de brechas en Gaztelube y Aldaia, mientras que presentan una estratificación plano-paralela hacia el oeste, en Maturana. En las intercalaciones margosas y calcareníticas son frecuentes los fenómenos de inestabilidad.

El litosomo calcarenítico de Gordoa se compone de calcarenitas de grano muy fino en láminas milimétricas (quizá turbiditas muy distales), alternantes con margocalizas también finamente laminadas, de pie de talud o paso a cuenca. Los materiales se van haciendo sensiblemente más margosos hacia los bordes del litosomo, hasta pasar a series margocalizas de mayor distalidad y batimetría, más propias de un medio de surco. En la zona de Araia (cuadrante 113-IV, Asparrena) la serie, fundamentalmente margosa, se reduce posiblemente hasta unos 200 metros de potencia, teniendo su máximo desarrollo en Berein con unos 1500 metros.

La geometría del techo de las calcarenitas en la línea Zuazo - Maturana (figura 3.61), sugiere un posible basculamiento sinsedimentario acompañado de un proceso de "onlap", posteriormente mecanizado en algunos puntos (oeste de Heredia).

Con todos estos datos se dibuja un claro esquema transgresivo localizado en el surco de Salvatierra, menos acusado en el alto de Berein. Este umbral se sitúa sobre el actual anticlinal del mismo nombre (o de Salvatierra) lo que da idea de la preformación cretácica de algunas estructuras tectónicas alpinas, al igual que sucede en la misma época en el paleoalto complejo de Murgia - Nanclares, o durante el Cretácico inferior en el Arco Vasco.

En el sector de sierra de Cantabria, las calizas de Subijana muestran una evolución claramente regresiva. Efectivamente, al noroeste de Lagrán se ha comprobado la existencia, en el techo de la sucesión, de un paquete de areniscas bioclásticas muy groseras (término 309), a veces algo dolomitizadas y con algunas costras ferruginosas ("hard-ground"), que identifican un episodio regresivo en el techo de la serie coniaciense.

Tomando como punto de referencia un eje norte-sur que pasara por Pipaón (cuadrante de Lagrán, 170-II), se observa una somerización general de la serie coniaciense tanto hacia el este como al oeste.

Hacia el oeste, estas facies muestran un importante adelgazamiento. En el borde noroeste del diapiro de Peñacerrada (cerro de Moraza), así como en el borde sur del diapiro de Ocio (ambos en el cuadrante de Labastida, 170-I y III), la serie carbonatada se adelgaza considerablemente (hasta cinco veces menos que la potencia máxima exhibida por el conjunto en el borde suroeste del diapiro de Peñacerrada), apuntando de nuevo a los altos diapíricos como responsables de este adelgazamiento. Esta reducción de potencias va además acompañada de una somerización en las series, de manera que, en el cerro de Moraza, las calizas pasan a doloarenitas con intercalaciones de niveles algales (figura 3.68).

Hacia el este, el episodio regresivo terminal va adquiriendo cada vez más importancia, y ya en Angostina (cuadrante de Bernedo, 171-I) toda la serie coniaciense tiene carácter somero, y se compone de un gran paquete calcarenítico, con indentaciones de calizas microcristalinas que indicarían la existencia de algunos periodos con régimen de plataforma más distal. Este carácter se agudiza hacia el este, en el cuadrante de Campezo, donde la tendencia es de una mayor somerización, con un importante enriquecimiento en fracción arenosa.

Como ya se ha citado, el techo de los carbonatos coniacienses es un nivel de condensación muy importante ("hard-ground"), con escaso o nulo depósito en una etapa de subida relativa del nivel del mar.

Durante el Coniaciense superior - Santoniense (subsecuencia 8_2), se deposita en el surco una monótona y potente serie margosa y margocaliza.

En los cuadrantes occidentales se trata de las margas de Osma (formación Las Losas), que intercala esporádicamente niveles calcareníticos. Sus características sedimentológicas, llevan a interpretar este tramo como depositado en una plataforma externa distal cuya profundidad aumentaría

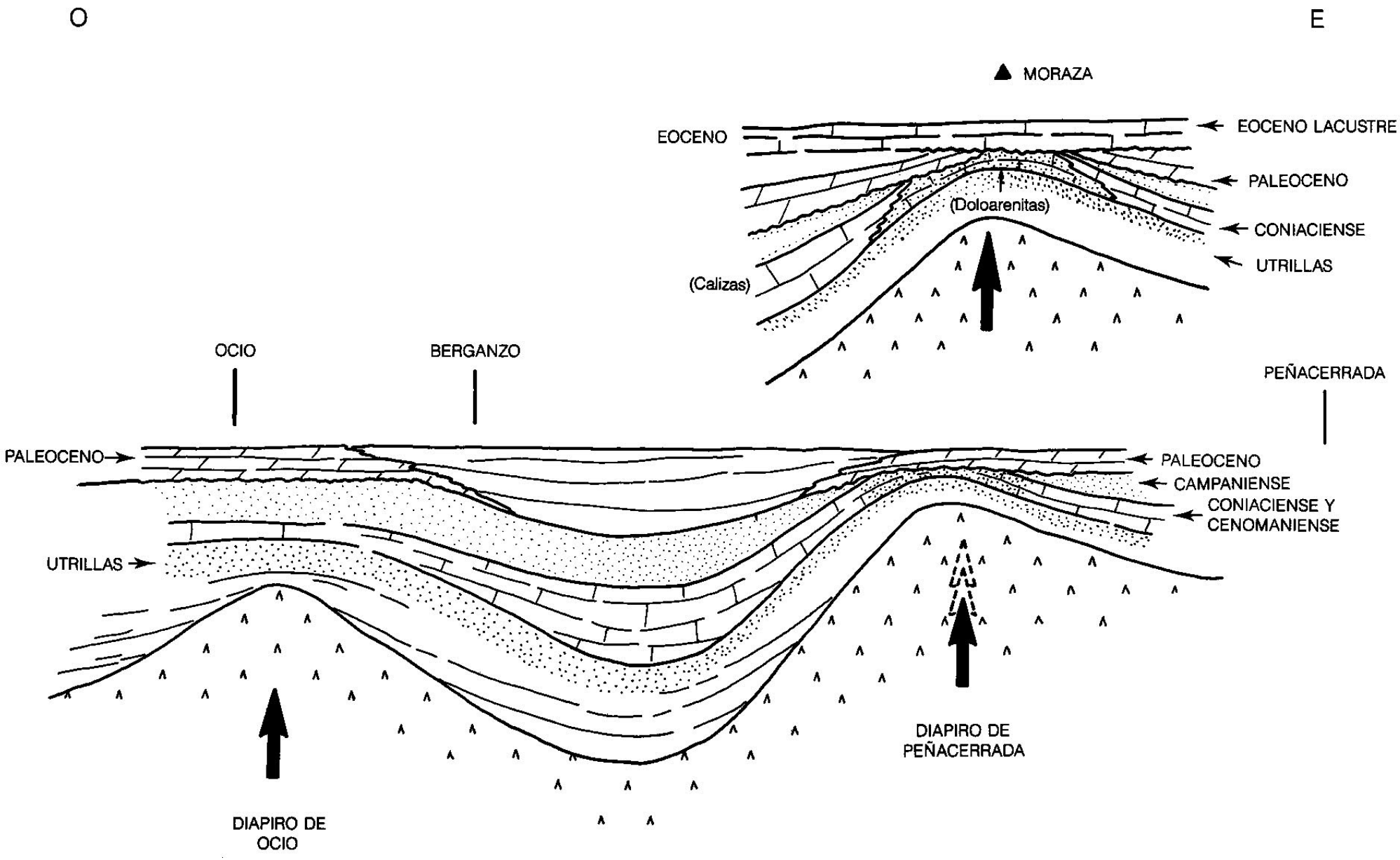


Figura 3.68.- Morfología y relaciones de los cuerpos sedimentarios entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada.

EVE Ente Vasco de la Energía

hacia el este; pasando de zonas profundas a áreas proximales, e incluso de alto hidrodinamismo, hacia el oeste.

La aceleración de la subsidencia, durante este episodio, marca una transgresión que queda reflejada, sobre todo, en la rapidísima retrogradación calcárea en Zuazo y Nanclares, mientras en el fondo del Surco Alavés ya era una tendencia continua. En el surco de Vitoria (cuadrantes de Legutiano y Vitoria-Gasteiz) y surco de Luzuriaga (en el de Salvatierra), la sedimentación margosa es la constante durante el Coniaciense superior y la totalidad del Santoniense.

La actuación del alto de Berein se cierra durante la segunda subsecuencia ($S8_2$) con el depósito de facies más calcáreas, aproximadamente coincidentes con su vertical.

Sin embargo, a techo de las margas de Osma, el Santoniense medio a superior del sector occidental está representado por calcarenitas ("packestones - grainstones"), con foraminíferos bentónicos (*Lacazina*). Este episodio calcarenítico corresponde a la migración de barras bioclásticas con un hidrodinamismo elevado, pertenecientes a zonas de alta energía de barras y canales, dentro de la plataforma interna. La tendencia general es, pues, de progradación de facies proximales donde dominan las calcarenitas. Un aspecto importante es el aumento del contenido en hierro, que confiere a este término los tonos rojizos tan característicos (cemento dolomítico y ferruginoso), aunque este aspecto se atenúa hacia el este, donde dominan los tonos beiges y marrón.

En la zona de sierra de Cantabria, estos materiales se apoyan directamente sobre las calizas o calcarenitas coniacienses, mostrando por tanto una dinámica claramente regresiva entre el Turoniense y el tránsito Coniaciense - Santoniense: paso de plataforma externa abierta a plataforma más interna, con inestabilidad sinsedimentaria en el sur (franja móvil de la sierra de Cantabria). La regresión culmina con facies someras de alta energía y con barras de calcarenitas bioclásticas de *Lacazina*. Aunque la parte inferior de este término puede considerarse la culminación de la fase regresiva, en la parte superior se invierte esta tendencia, comenzando un episodio transgresivo (siguiente secuencia) que se manifiesta con facies de calcarenitas canalizadas (series de Hornillos - Oteo, en el cuadrante de Maeztu) que pasan a margas hacia el norte.

3.7.2.4. Campaniense inferior. Secuencia 9

Como consecuencia de las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina, a partir del Santoniense final se produce un levantamiento de la cuenca, que se manifiesta en el Campaniense inferior por la aparición de "shoals" o altos fondos calcareníticos progradantes, con abundante glauconita.

Esta secuencia constituye uno de los últimos episodios de relleno del "surco alavés", que uniformiza casi totalmente los relieves submarinos creados por la subsidencia diferencial desde el Cenomaniense - Turoniense.

En el surco de Vitoria consiste en una cuña de extensión lateral limitada y carácter margoso uniforme; hacia el surco de Salvatierra, sin embargo, incluye calcarenitas arenosas y areniscas que representan los primeros avances terrígenos en el área.

La paraconformidad de techo coincide con uno de los picos regresivos que se dan en el Campaniense. Este momento está marcado por la progradación, desde el sureste y quizá desde el este, de sedimentos más proximales sobre las facies margosas, dinámica que culmina con la formación, en Estíbaliz (cuadrante de Vitoria-Gasteiz), Gometza y Olarizu (cuadrante de Nanclares), etc., de "shoals" o altos fondos calcareníticos ("grainstone" y "rudstone"), que presentan estratificación cruzada de surco, muy bien desarrollada, de influencia posiblemente mareal y rasgos de inestabilidad sinsedimentaria (figura 3.69).

Son frecuentes, a techo de secuencias negativas dentro de la macrosecuencia positiva general, pequeños edificios de ostreidos y otra fauna asociada (ENE de Alegría, cuadrante de Salvatierra), con indicios de cementación en medios freáticos. En este cuadrante las calcarenitas muestran una elevada contaminación arenosa.

La distribución paleogeográfica se representa en la figura 3.70.

Desconectadas del resto de la serie, y aisladas sobre el Keuper de Murgia se localizan unas calizas arrecifales de hippurítidos (Campaniense) en el monte Oro, donde también pueden apreciarse morfologías monticulares y megabrechas de talud arrecifal. Estos rasgos indican el mantenimiento de un paleoalto en el área del diapiro desde quizá el Albiense terminal, y la muy posible implantación de las alternancias infrayacentes al complejo arrecifal, sobre un sustrato de Keuper en extrusión.

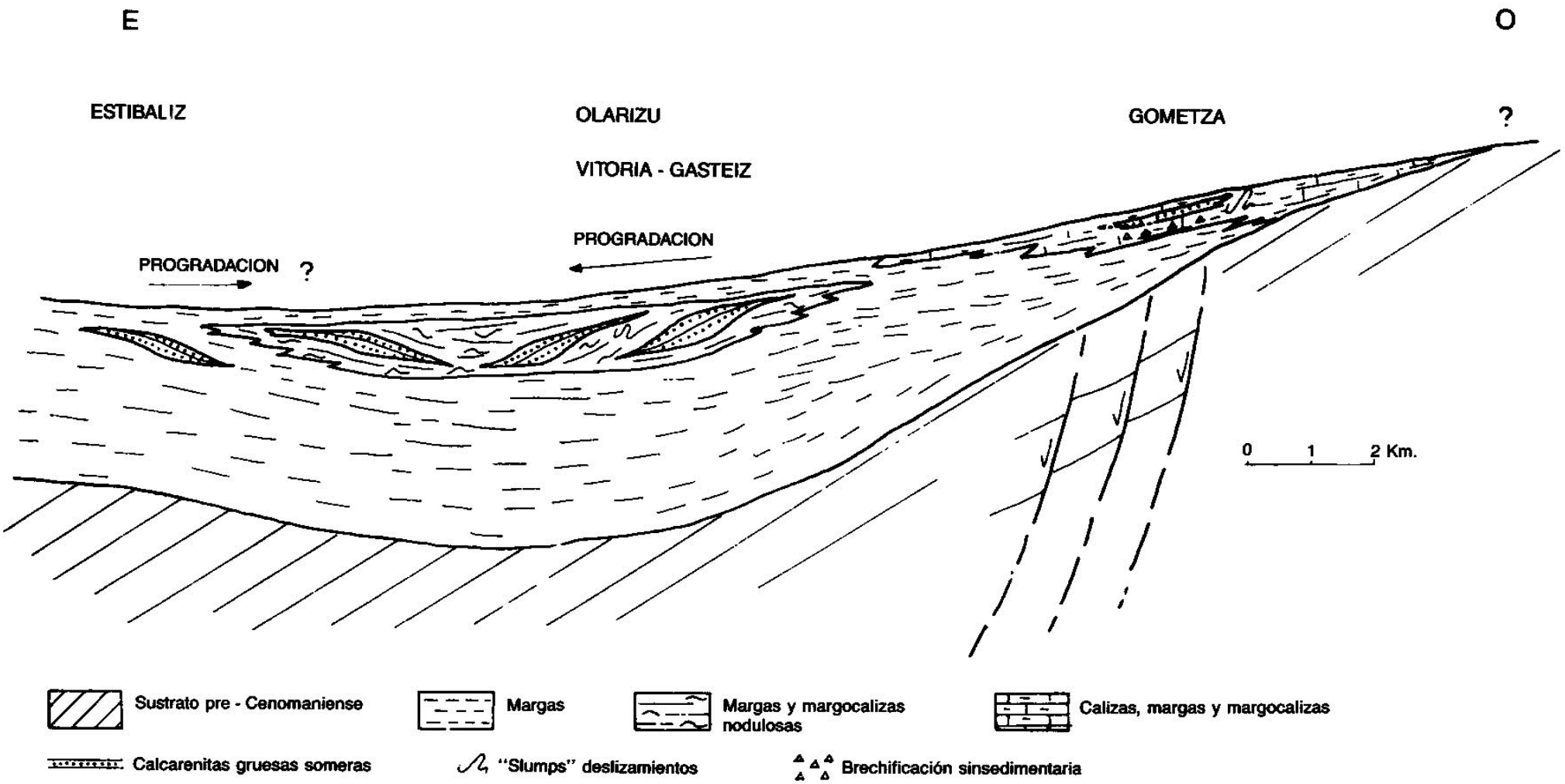


Figura 3.69.- Esquema estratigráfico de la secuencia 9, en el surco de Vitoria-Gasteiz. Campaniense inferior.

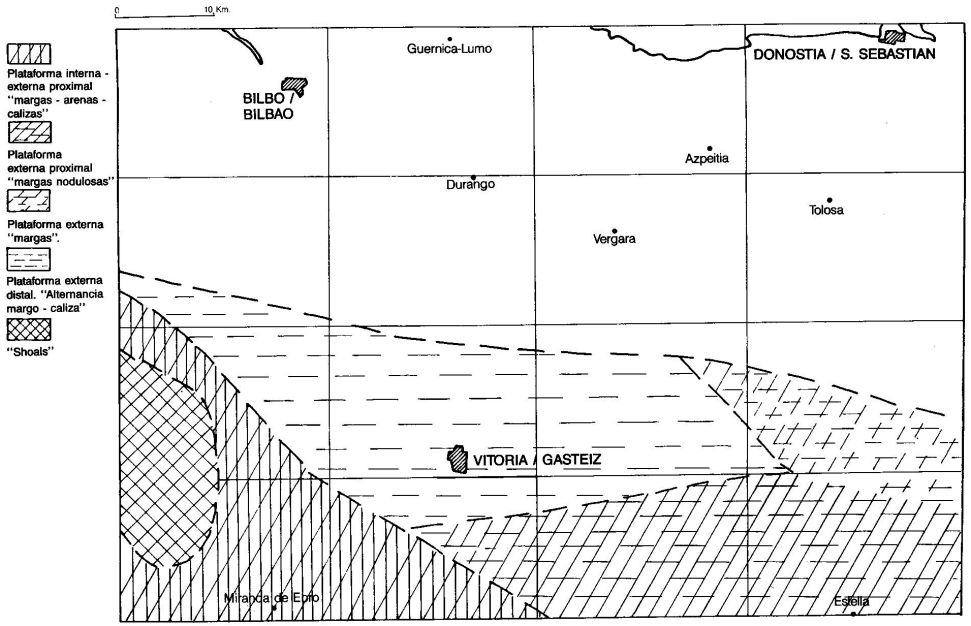


Figura 3.70.- Mapa de distribución de facies para el Campaniense inferior. Modificado de IGME, 1988.

Paralelamente a las series margocalcáreas del surco alavés, al sur del alto de Urbasa (flanco sur del sinclinal), se desarrolla durante el Santoniense y Campaniense (áreas de Contrasta, en el cuadrante de Sierra de Entzia; Urbisu, en el cuadrante de Campezo; Antoñana, en el cuadrante de Maeztu) un complejo de barras calcareníticas someras localizadas en el posible umbral de Hornillos, en este último cuadrante. Estas barras parecen relacionadas genéticamente con el borde de la cuenca santoniense de la sierra de Cantabria, en el área de Campezo. El medio de depósito es de plataforma media, según los datos paleoambientales proporcionados por las asociaciones de ostrácodos. La geometría de las barras indica una megasecuencia negativa - positiva. Se produce inicialmente una progradación con aumento del tamaño de grano y desarrollo de estratificaciones cruzadas y, a partir de un máximo regresivo comienzan a darse episodios transgresivos pulsantes. Con el transcurso del tiempo se hacen más frecuentes las intercalaciones margosas y arenosas, al tiempo que se reduce la amplitud de los sucesivos bajíos o "shoals" calcareníticos. El sentido general de progradación de las barras apunta hacia el norte (zonas de Molino de Oteo y Oteo - Somorredondo, en el cuadrante de Maeztu), lo que refuerza la idea de una procedencia meridional, desde la sierra de Cantabria. Al mismo tiempo avanza desde el suroeste un abanico terrígeno progradante, posiblemente deltaico, que se interpenetraba con las facies marginales del complejo calcarenítico en el área de Bujanda (sur del cuadrante de Maeztu). La divisoria entre ambos dominios parece ser la falla de Antoñana que sigue la elongación del diapiro de Maeztu y es paralela a las de Sabando - Contrasta (cuadrante de Sierra de Entzia, 139-II), activas desde el Santoniense. Esta serie constituye una única macrosecuencia, transgresiva y de batimetría creciente en este sector, que puede asimilarse a las secuencias deposicionales 8_2+9 (Santoniense + Campaniense inferior) descritas en otros cuadrantes más septentrionales.

Un rasgo a destacar dentro del Cretácico superior del cuadrante de Maeztu (139-III) es la presencia, ya desde la base del Campaniense, de clastos triásicos en las calcarenitas de Maeztu (jacintos de Compostela, fragmentos de carniolas del Muschelkalk, ofitas, limolitas, etc.) que, junto con clastos intraformacionales, forman una brecha polimíctica que se intercala en los sedimentos autóctonos arenosos o calcareníticos. El ámbito de aparición de estas brechas se limita a los alrededores del borde sureste del diapiro de Maeztu (alrededores de Atauri), alcanzando hasta sedimentos thanetienses. Así pues, queda clara la extrusión y afloramiento del Trías en el fondo del mar campaniense, maastrichtiense y paleoceno, lo que supone un cortejo de movimientos sinsedimentarios causantes de la formación de brechas y de la geometría y paleogeografía de las facies del entorno.

Por su parte, en la zona de Valdegovía (al sur de Bóveda fundamentalmente, y en el cuadrante de Espejo), sobre las calcarenitas de *Lacazina*, entre el Santoniense superior - Campaniense medio, se deposita una serie de margas y margocalizas nodulosas que intercalan delgados niveles bioclásticos con abundante fauna bentónica. Las asociaciones de facies parecen indicar un medio de plataforma abierta, pero proximal, de escasa profundidad, que permite el desarrollo, sobre todo hacia techo, de depósitos de alta energía, en forma de un complejo de barras y canales con abundantes bioclastos.

La evolución, durante el Santoniense, corresponde a una tendencia transgresiva, hacia la instalación de medios de plataforma abierta.

Posteriormente, los términos Campaniense y Maastrichtiense evolucionan claramente hacia una mayor restricción del medio.

3.7.2.5. Campaniense medio. Secuencia 10

En la base del Campaniense medio tiene lugar el primer episodio de somerización que marca el inicio de las pulsaciones regresivas finicretácicas.

La quinta secuencia consta de dos partes diferenciadas, cada una de las cuales representa una subsecuencia transgresivo-regresiva.

La primera de ellas comienza con una transgresión que superpone calizas nodulosas y margas sobre los bajíos calcareníticos de techo de la secuencia anterior. Posteriormente, se inicia una regresión local que finaliza con el depósito de barras calcareníticas proximales con fauna arrecifal en el oeste - suroeste del surco de Vitoria (área del monte Zaldiaran, cuadrante de Nanclares, 138-I), que se convierten hacia el surco en calizas nodulosas (figura 3.71). En el surco de Salvatierra, esta barra calcarenítica arenosa, con fauna arrecifal a muro, va perdiendo carbonato hacia techo.

En la segunda parte, la subsidencia se contrarresta al principio con nuevas progradaciones de las facies proximales, esta vez, acompañadas de aportes terrígenos continentales (limolitas y areniscas de canal). Finalmente, una aceleración de la transgresión, deposita materiales margosos con una

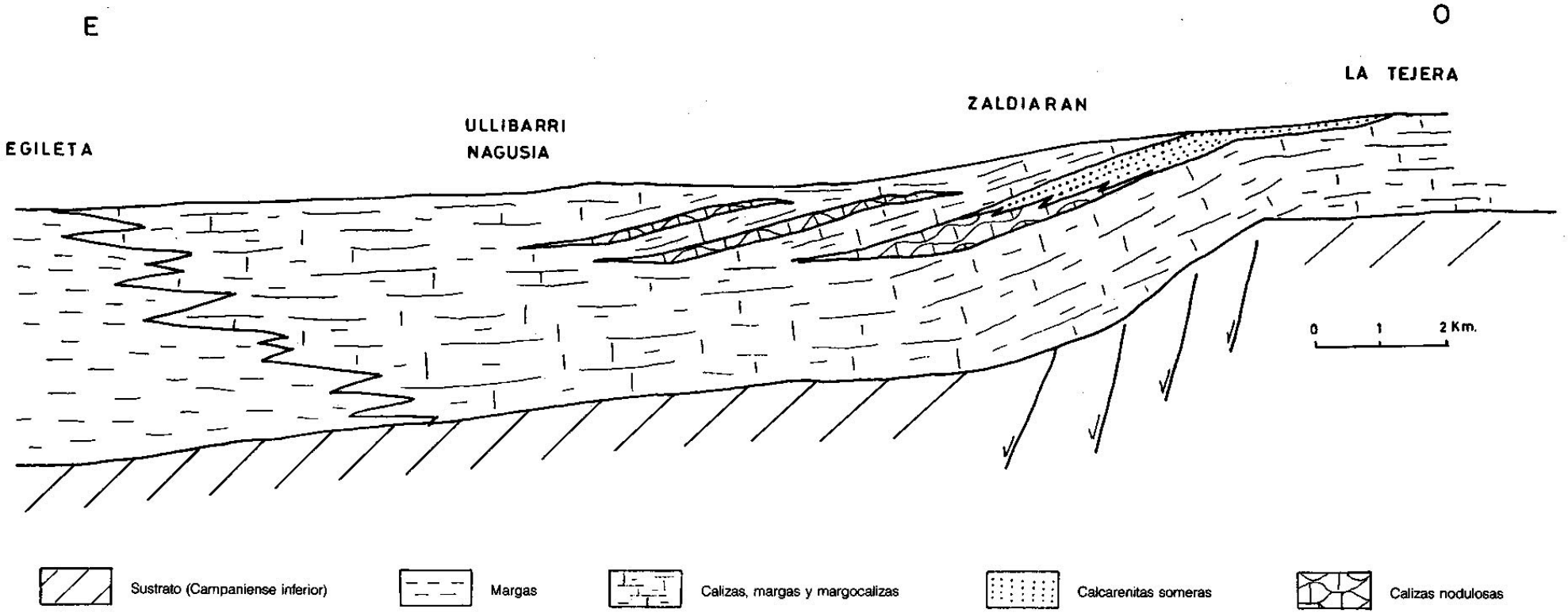


Figura 3.71.- Esquema estratigráfico de la secuencia 10 (parte inferior) en el surco de Vitoria-Gasteiz. Campaniense medio. La escala vertical de progradación está exagerada.

EVE Ente Vasco de la Energía

contaminación terrígena creciente, hasta convertirse en limolitas a la altura de Ullibarri - Jauregi (Montes de Iturrieta, 139-I). Posiblemente, a esta regresión momentánea le siga un nueva conato transgresivo representado por las calizas arenosas de techo, el cual se verá truncado por el inicio regresivo y parcialmente discordante de la siguiente secuencia.

La geometría de los litosomos sugiere que ha dejado de actuar el alto de Maturana y que se han organizado los grandes umbrales periféricos mayores que se intuían ya desde el Coniaciense en el norte, sur y suroeste del Surco Alavés. Con todo ello queda definido un surco más amplio, en el que se depositan ya unidades con forma tabular y no lenticular o cuneiforme.

Por otro lado, a lo largo de esta secuencia van adquiriendo gran desarrollo las discordancias progresivas de Las Balsas (sector noreste de Montes de Iturrieta, 139-I), de forma que llegarán a poner en contacto quizá, incluso el Santoniense con la base del Maastrichtiense en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II). De esta forma, el Campaniense reduce notablemente su potencia hacia el este, acuñándose contra el

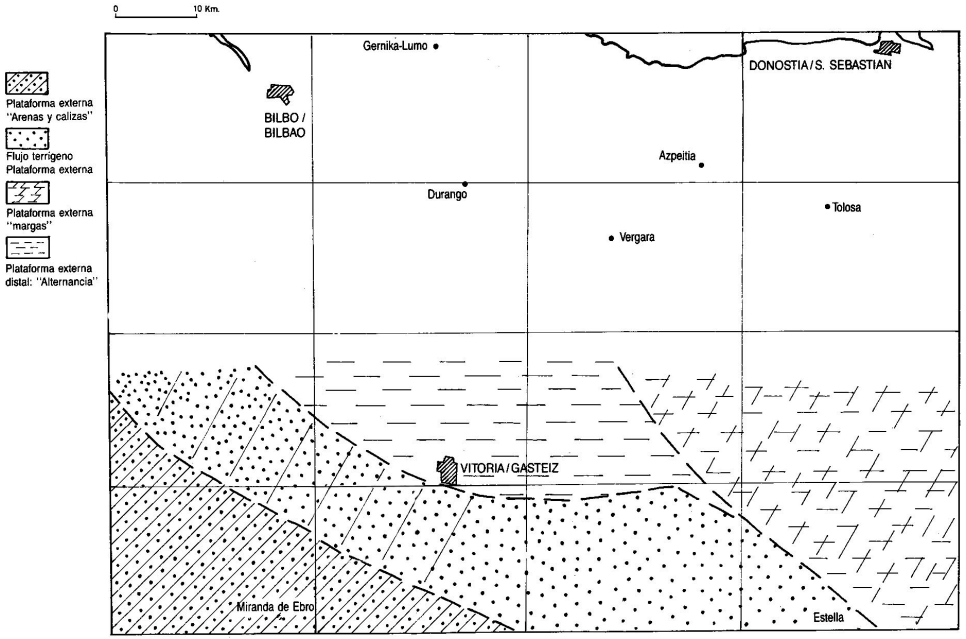


Figura 3.72.- Distribución de facies para el Campaniense superior. Tomado de IGME, 1988.

umbral de Urbasa, de dirección N150°E. Este umbral está limitado, en su borde oeste, por el sistema de fallas sinsedimentarias de Sabando-Contrasta. Como se aprecia claramente en la cartografía, la paleopendiente suroccidental del umbral viene marcada por la directriz que une el área de Las Balsas, en el flanco norte del sinclinal de Urbasa, con los alrededores de la ermita de Santa Teodosia, en el flanco sur.

La distribución regional de facies se representa en la figura 3.72.

Tanto en el sector occidental (cuadrantes de Lerón y Valdegovía) como en la sierra de Cantabria, el Campaniense está representado, casi en su totalidad, por un episodio terrígeno. Se trata de un tramo de areniscas, arenas, y niveles de microconglomerados, que se organizan en

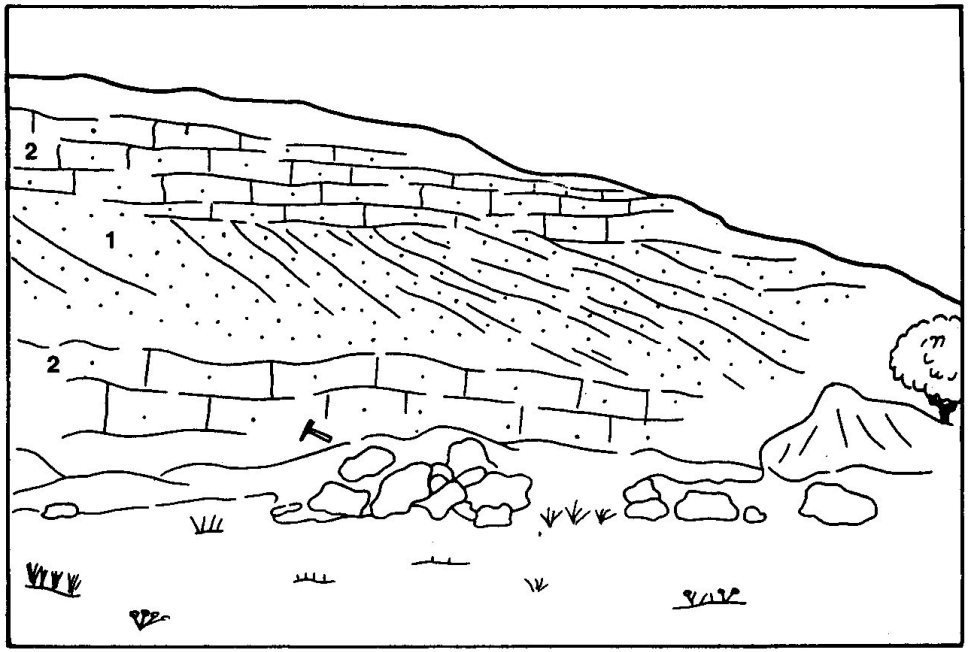


Figura 3.73.- Estructura interna de los litosomos calcareníticos de la serie Campaniense (término 334 de la leyenda única).
1. Calcarenitas cuarzosas microconglomeráticas con estratificación cruzada a gran escala. Bajíos o "shoals" con migración muy activa.
2. Calizas y calcarenitas con lamelibranquios y rudistas. Facies de colonización.

EVE Ente Vasco de la Energía

secuencias métricas granodecrecientes, con muros erosivos e irregulares, y estratificaciones cruzadas planares y en surco. Estos depósitos corresponden a la entrada de flujos terrígenos importantes que invaden las áreas de plataforma abierta originando deltas.

Las asociaciones de facies encontradas en estos sectores corresponden a facies de llanura deltaica y frente deltaico; no obstante, las facies más proximales a la fuente de aporte se reconocen en los cuadrantes de Labastida (170-IyIII) y Lagrán (170-II). En esta zona, las asociaciones de facies sugieren la existencia de un medio de plataforma mixta, aunque con importantes influencias continentales, donde existen carbonatos muy someros de alta energía ("shoals"), a salvo de contaminaciones terrígenas y, que serán incluso estabilizados y colonizados por arrecifes incipientes, de los que únicamente se encuentran las facies procedentes de su destrucción (lumaquelas de fragmentos de ostreidos y rudistas).

Las series campanienses, al este de Lagrán y en la hoja de Bernedo, muestran una monótona sucesión de margas arenosas con intercalaciones de barras calcareníticas, que se interpreta como una sucesión de llanura deltaica. Al sur de Loza este dispositivo se complica, con la aparición de una serie de barras de calcarenitas de escasa extensión lateral, que se interpretan como barras activas, muy móviles (bajíos o "shoals"), que se desarrollarían en las zonas marginales de los distributarios del aparato deltaico (figura 3.73).

3.7.2.6. Campaniense superior - Maastrichtiense basal?. Secuencia 11

Este flujo terrígeno que alcanzó la plataforma proximal en el Santoniense, continúa su progradación hacia el norte, invadiendo en el Campaniense superior el margen meridional del Surco Alavés.

La sexta secuencia del Cretácico superior (S11) en el Surco Alavés comienza con el depósito extensivo de facies arenosas costeras, areniscas calcáreas con estratificación cruzada de surco, que se hacen más proximales hacia el margen occidental del surco, donde se transforman en conglomerados silíceos (Nanclares, 138-I).

La estructura general de las arenas campanienses se basa en el relleno de canales, de amplitud decamétrica a hectométrica, que se superponen unos a otros en paquetes decamétricos de base erosiva. Todo esto apunta a un medio costero de plataforma terrígena con episodios de calma en los que se depositaban arcillas e incluso se desarrollaban pequeños bancos calcáreos.

A techo de la secuencia se localiza un nivel extensivo de areniscas de grano más grueso, con microconglomerados y conglomerados, al parecer, progradantes desde el oeste - suroeste, y que se disponen a su vez en discordancia erosiva sobre las areniscas infrayacentes (montes Zaldiaran - San Miguel, en el cuadrante de Nanclares, monte Mojón Blanco y vertiente norte de Palogan, en el cuadrante de Monte Kapildui). Las facies mayoritarias son arenosas y conglomeráticas con intercalaciones arcillosas y "ripples" simétricos, o estratificaciones cruzadas de migración de dunas.

Hacia el este, estas facies son truncadas por la discordancia basal maastrichtiense (figuras 3.60 y 3.63). En esta dirección, las fallas de Sabando - Contrasta elevan el sustrato campaniense provocando la desaparición de las arenas bajo la discordancia.

En el sector de sierra de Cantabria (cuadrante de Bernedo, 171-I), la sucesión Campaniense superior - Maastrichtiense se caracteriza por un importante aumento de terrígenos en una sucesión deltaica propiamente dicha, con somerización de las facies. Se trata de sedimentos arenosos y conglomeráticos canalizados, que se asocian a zonas de lóbulos y canales de un sistema deltaico.

Así pues, en el Campaniense medio y superior, aparecen facies calizo - arenosas, pararrecifales y deltaicas respectivamente, que representan depósitos proximales en las cercanías relativas de la línea de costa (borde de cuenca). Todos estos rasgos indican la relativa proximidad de un continente meridional aflorante, en la meseta castellana (noreste de Burgos), o del "Continente del Ebro" de algunos autores. Estos materiales suponen el comienzo de una clara tendencia regresiva que culminará en el Maastrichtiense.

SAN MARTIN (1987) describe en la base del Maastrichtiense una brecha calcárea de matriz margo-arcillosa, de un metro de potencia, que marca localmente la discordancia en el margen oriental del surco.

La existencia de esta ruptura sedimentaria, que se manifiesta en ocasiones como una discordancia erosiva y, en otras, como una paraconformidad, marca el final del proceso evolutivo del Cretácico superior y lo separa de los materiales del Terciario marino. Junto a estos materiales se describirá la secuencia correspondiente al Maastrichtiense.

El ciclo del Cretácico superior está dividido, pues, en dos episodios principales. En líneas generales, el primer episodio (Cenomaniense medio a Coniaciense) correspondería a una fase de movimientos y compartimentación de bloques: se trata de un estadio embrionario en la formación (y comienzo de relleno) de grandes cuencas subsidiarias: Vitoria, La Barranca-Salvatierra, Estella, etc. A partir del Campaniense inferior los elementos paleogeográficos adquieren mayor entidad, una vez rellenas y niveladas todas las irregularidades del fondo marino, que se desarrollaron fundamentalmente por acción diapírica. Las depresiones de Vitoria y Salvatierra se unifican a partir del Campaniense, con lo que queda definido un surco más amplio.

El depósito del Campaniense arenoso y la progradación de barras calizas en el Maastrichtiense terminan de uniformizar el relieve submarino, dando paso a la creación de amplios espacios paleogeográficos (extensas plataformas someras), característicos del Paleógeno en esta zona.

3.8. TERCIARIO (etapa de convergencia)

Hacia finales del Cretácico las condiciones geodinámicas del margen continental español cambiaron progresivamente, de distensivas a compresivas. La Placa Ibérica se desplazó hacia el norte unos 150 kilómetros con respecto a la Placa Europea, desde el final del Cretácico hasta el Eoceno superior (BOILLOT y MALOD, 1988), lo que determinó la subducción parcial del Golfo de Bizkaia bajo Iberia. En consecuencia, el estudio de las relaciones tectónica/sedimentación y análisis secuencial para este intervalo de tiempo es fundamental para fijar los hitos de la evolución tectoestratigráfica del orógeno.

El análisis de las secuencias sedimentarias permite distinguir varios ciclos sedimentarios, de los cuales sólo el primero tiene representación en la zona del Arco Vasco.

3.8.1. Ciclo Maastrichtiense - Eoceno medio (terciario preorogénico)

El primero de estos ciclos abarca desde el Maastrichtiense al Eoceno inferior; aunque en el núcleo del Sinclinorio de Bizkaia se han incluido materiales de edad Eoceno medio (Luteciense), que ya acusan un estado de tectónica activa en la cuenca. Este ciclo es claramente preorogénico, representando el momento en el que cambian las condiciones de distensivas a compresivas en la Cuenca Vascocantábrica.

En este periodo coexisten: al sur (sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa) un dominio de plataforma carbonatada, que pasa hacia el norte (Sinclinorio de Bizkaia y monoclinal de Gipuzkoa) a facies de cuenca: margas y calizas hemipelágicas sobre las que, en el Eoceno inferior, se deposita una potente serie turbidítica.

3.8.1.1. Monoclinal de Gipuzkoa y Sinclinorio de Bizkaia

A pesar de su importancia, los estudios secuenciales no se han acometido en la Cuenca Vasca hasta fechas muy recientes: ROSSELL *et al.* (1985); PUJALTE *et al.* (1988 y 1989). Los datos que se exponen a

continuación constituyen una síntesis de estos dos últimos trabajos, que incluyen las ideas más recientes.

- Hacia el techo del flysch detrítico-calcáreo (aproximadamente en el Maastrichtiense), coincidiendo con el inicio del cambio en las condiciones geodinámicas de este margen, se produce una compleja progradación de "taludes fangosos" de baja energía que sustituyen progresivamente los sistemas turbidíticos axiales del Cretácico superior. En estos taludes lutíticos se desarrollan localmente (al norte de Usúrbil) zonas de inestabilidad donde se originaron potentes depósitos de colapso. El proceso de progradación termina con la instalación durante el Danés de una extensa plataforma caliza, eminentemente pelágica, en asociación con un nivel del mar alto y relativamente estacionario. Este episodio constituye la macrosecuencia A (Maastrichtiense superior - Danés inferior) de PUJALTE *et al.* (1989).
- Al final de este periodo, un episodio de actividad tectónica "intracuenca" favoreció la destrucción parcial de las plataformas del Danés. Se generaron cañones submarinos, de dirección NNE-SSO, que se rellenaron de material grosero durante el Thanetiense, manteniéndose algunas zonas relativamente estables de carácter hemipelagítico, donde la sedimentación es prácticamente continua (figura 3.74). Los fenómenos erosivos locales estarían favorecidos por un descenso relativo del nivel marino (quizá no eustático, sino por causas tectónicas locales). Los cañones submarinos excavaron profundamente el sustrato del fondo marino, pudiendo alcanzar hasta materiales del Campaniense. Estas facies de relleno de cañón están muy bien representadas en el cuadrante de Zarautz (en las proximidades de Orio) y en el de Durango (brechas de Muniusguren). En el cuadrante de Bergara (88-I) las paleocorrientes indican que los cañones fluían hacia el NNO. Este episodio se corresponde con la macrosecuencia B (Danés superior - Thanetiense) de PUJALTE *et al.* (1989), los cuales señalan que: "Las facies sedimentarias aparecen rellenando surcos estructurales o cañones submarinos excavados en la macrosecuencia A, que en algunos casos ha sido totalmente eliminada. Las facies autóctonas representan depósitos de altos relativos o zonas intercañones, y se disponen en aparente continuidad sedimentaria sobre la macrosecuencia A. La potencia de la macrosecuencia B es mayor en el primer caso (100-250 m) que en el segundo (20-50 m), aunque en Zumaia las facies autóctonas alcanzan excepcionalmente 160 metros".

Una característica interesante de estas morfologías canaliformes es su persistencia en el tiempo, de manera que durante el resto del Paleoceno y el Eoceno, los abanicos submarinos que vierten material terrígeno a la cuenca tienen tendencia a canalizarse por estas morfologías del fondo, por lo que actualmente es frecuente encontrar una superposición de las facies más groseras de estos abanicos y las brechas (figuras 3.74, corte A-A'; 3.75 y 3.76).

En este sentido, resulta especialmente interesante "definir" en la cartografía la evolución lateral del denominado lóbulo de Sarikola, que provoca un resalte muy visible en el terreno. Lo que actualmente se observa en la cartografía es la sección transversal de una morfología canaliforme muy laxa (figura 3.76), de modo que el lóbulo se acuña hacia el oeste (cerca de Zumaia, cuadrante 63-II) y hacia el este, y a medida que lo hace, su poder erosivo disminuye, dando paso en la misma medida a una secuencia margosa situada a techo de las capas rojas danienses.

- Una fuerte y brusca caída relativa del nivel del mar (paso de condiciones de "highstand" a "lowstand", según MUTTI, 1985) es la responsable de la primera entrada generalizada de terrígenos en la cuenca del Flysch terciario, iniciándose una secuencia discontinua de 150 metros de potencia máxima, equivalente a la secuencia Sarikola de ROSSELL *et al.* (1985), definida en la cadena costera guipuzcoana, o a la secuencia Thanetiense - Ypresiense de PUJALTE *et al.* (1988), incluida en la macrosecuencia B. Se trata de materiales turbidíticos siliciclásticos, de transición canal-lóbulo, que aparecen fundamentalmente rellenando depresiones erosivas (no olvidar los cañones submarinos creados durante el Thanetiense). Por tanto, las facies resedimentadas de la macrosecuencia B incluyen tanto brechas calcáreas ("brechas de Orio"), como sedimentos siliciclásticos groseros ("secuencia de Sarikola" de ROSSELL *et al.* 1985), microconglomerados de Gonzugarai, etc. El límite inferior de esta secuencia es esencialmente una superficie de paraconformidad (ver cartografía).
- En el Ypresiense tienen lugar una serie de cambios muy significativos. Se produce una homogeneización de la sedimentación en la cuenca, con el desarrollo generalizado y potente de las series flyschoides de la cadena costera guipuzcoana y del Sinclinorio de Bizkaia. Llegando a la generalización de los sistemas turbidíticos ligados, en términos generales, a un descenso relativo del nivel del mar. Esta época que coincide con la

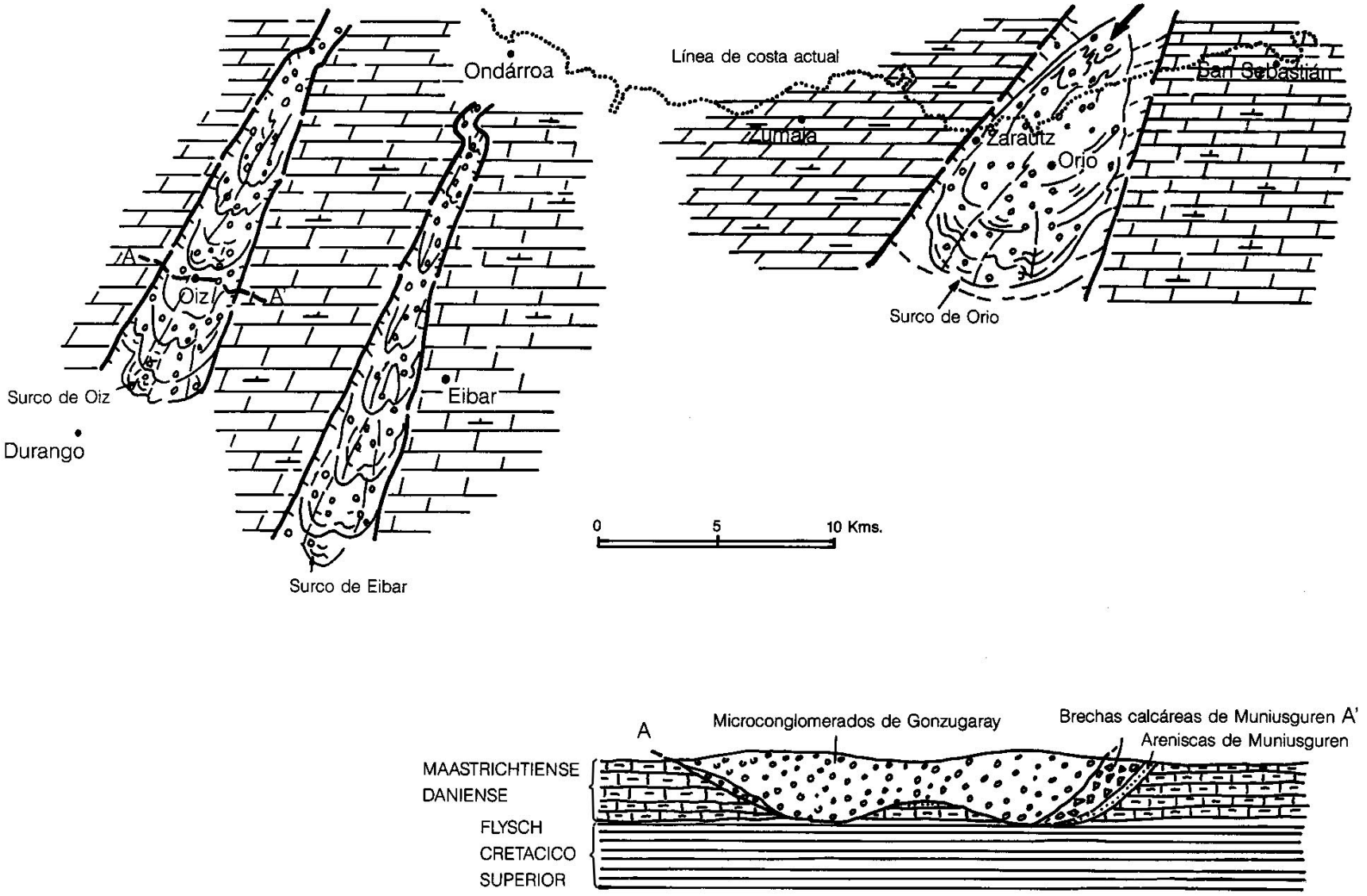
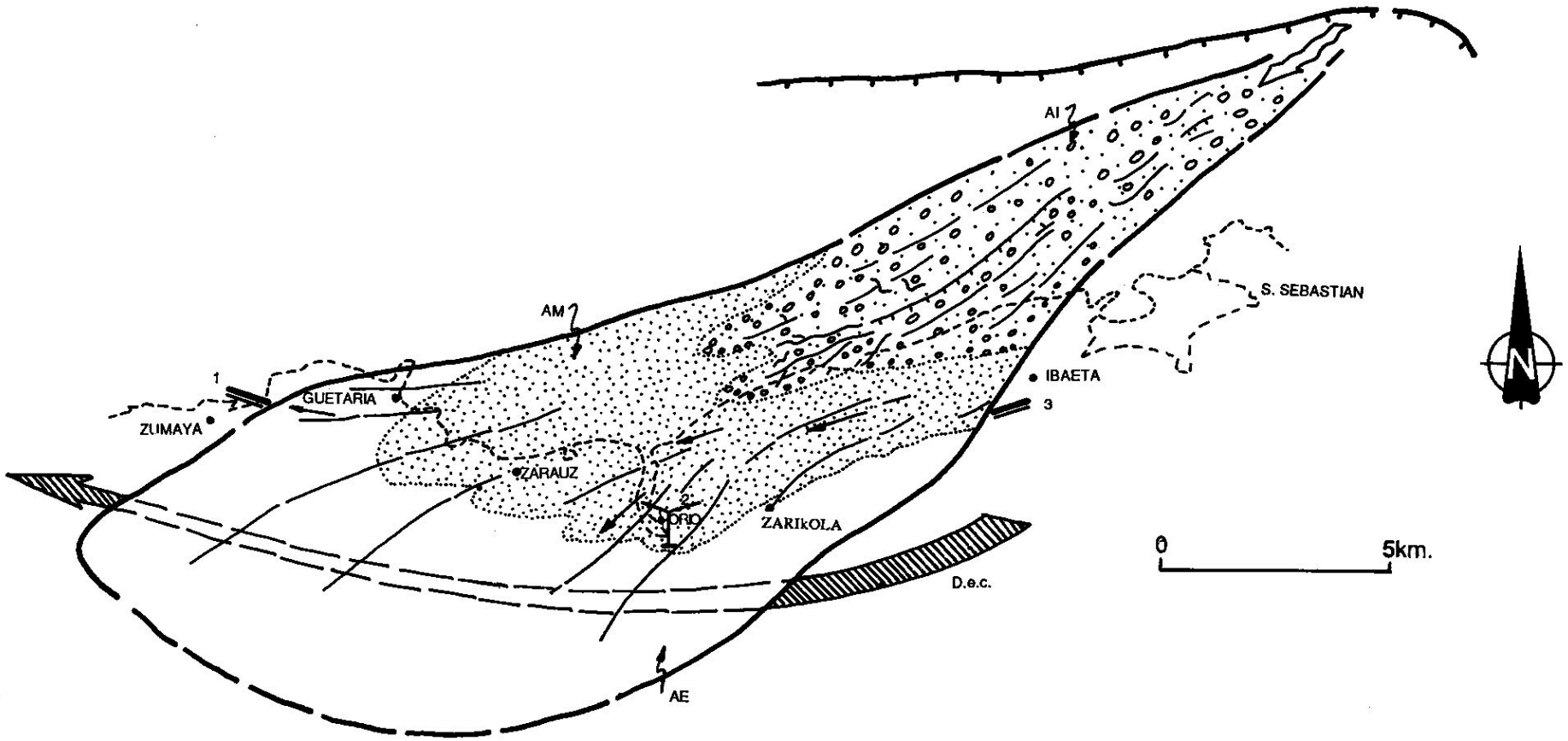


Figura 3.74.- Secuencia B. Thanetiense.
La actividad tectónica favoreció la instalación y relleno de cañones submarinos durante el Thanetiense que excavaron el fondo marino. Adyacentes a estos cañones, existían zonas hemipelágicas con sedimentación continua y estable. Los materiales groseros de la secuencia posterior (Thanetiense - Ypresiense) volvieron a canalizarse por estos cañones submarinos.

EVE Ente Vasco de la Energía

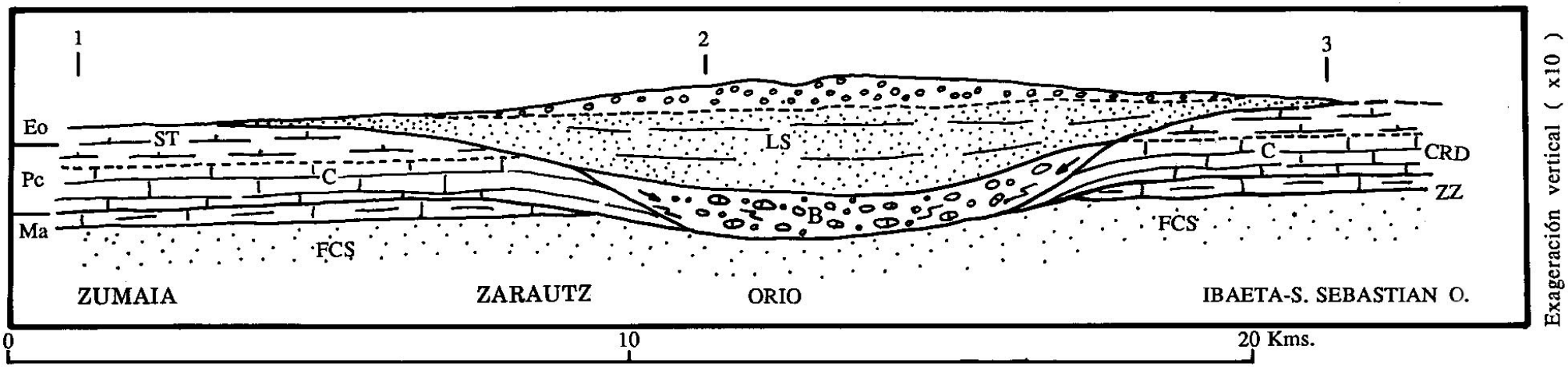


AI - Abanico interno canalizado
AM - Abanico medio. No canalizado
AE - Abanico externo
1-2-3 - Sección que se observa en el campo
D.e.c. Dirección aprox. del eje de la cuenca.
En este sentido se puede "reconducir" parte del sedimento.

Paleocorriente medida

Figura 3.75.-Los abanicos submarinos del Eoceno pueden aprovechar en algún momento las morfologías previas, los surcos del fondo marino, por las que tienen tendencia a canalizarse.

EVE Ente Vasco de la Energía



LS - Lóbulo de Sarikola
ST - Margas de S. Telmo
CRD - Capas rojas Daniense
C calizas y margas
B Brechas
ZZ - Margocalizas Zumaia - Zarautz
FCS - Flysch del Cret. Sup.
Eo - Eoceno Inf.
Pc - Paleoceno
Ma - Maastrichtiense
1-2-3 - Sección de la figura 3.75

Figura 3.76.- Relaciones geométricas entre los distintos cuerpos sedimentarios del tránsito Cretácico - Terciario. (A partir de la cartografía a escala 1:25.000 de los cuadrantes de Zumaia y Zarautz)

macrosecuencia C (Ypresiense) de PUJALTE *et al.* (1989), que concluyen: "El paso de la macrosecuencia B a la C está marcado por importantes cambios sedimentológicos, que son reflejo a su vez de variaciones significativas en el tectonismo de la Cuenca. En efecto, los sistemas sedimentarios de la macrosecuencia C tienen carácter expansivo y suavemente discordante sobre los depósitos infrayacentes. Se trata de sistemas de grandes dimensiones, de los cuales actualmente sólo se han preservado sus partes más distales (orlas de abanico y llanuras submarinas). Ello implica, por un lado, el cese, o al menos una marcada desactivación de la tectónica (transpresiva?) dominante durante el depósito de la macrosecuencia B; Y, por otro, una subsidencia fuerte y generalizada que condujo a la profundización de la Cuenca.

Además, justamente a partir del depósito de la macrosecuencia C empiezan a detectarse diferencias sedimentológicas claras entre las sucesiones del monoclinal de Gipuzkoa y del Sinclinorio de Bizkaia. En Gipuzkoa domina una sedimentación siliciclástica, mientras que en Bizkaia es mixta, predominantemente siliciclástica-carbonatada."

Estas etapas son equivalentes a las cuatro secuencias y macrosecuencias descritas por PUJALTE *et al.* (1988) para el tránsito Cretácico - Terciario (figura 3.77 y 3.78), es decir:

1. Macrosecuencia A. Senoniense - Danés (Maastrichtiense superior - Daniense inferior)
2. Macrosecuencia B. Danés superior - Thanetiense
3. Macrosecuencia B. Thanetiense - Ypresiense
4. Macrosecuencia C. Ypresiense

En este punto, merece la pena desarrollar brevemente algunos aspectos del marco geoclimático de este sector de la cuenca para el intervalo de edad Maastrichtiense superior - Ypresiense. Para comprenderlo, se debe retroceder en el tiempo hasta el Valanginiense, momento en el que el Atlántico comienza a abrirse y aparece entre Francia y la Península una dirección transformante que, según RIAZA (1984), da lugar a una red de fallas N90-120°E, interconectadas en escalera por un sistema oblicuo N10-20°E. Estas últimas funcionan como fallas normales, condicionando la existencia de cubetas. Estos accidentes han influido notablemente en la sedimentación a lo largo del Mesozoico (figura 3.79). Hasta el Daniense (macrosecuencia A), prevalecen las condiciones de calma tectónica relativa,

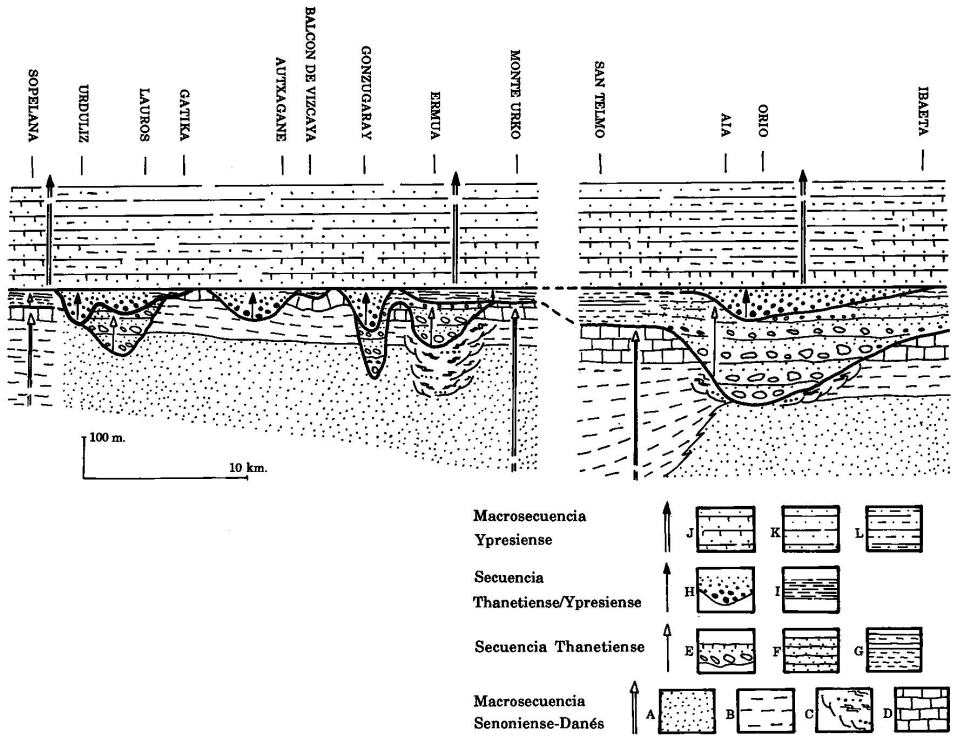


Figura 3.77.- Correlación de las secuencias deposicionales.
A. Flysch Campaniense superior - Maastrichtiense
B. Lutitas y margas maastrichtienses
C. Lutitas con deslizamientos y debritas de taludes maastrichtienses
D. Calizas y margas de plataforma del Danés
E. Megaturbiditas calcáreas de relleno de cañones
F. Calcarenitas y turbiditas calcáreas
G. Margas y margocalizas hemipelágicas
H. Turbiditas silíceas diluidas
I. Turbiditas calcáreas diluidas
J. Turbiditas silíceas
K. Turbiditas con predominio de lutitas
L. Facies.
Según PUJALTE *et al.* 1988

EVE Ente Vasco de la Energía

siendo los cambios del nivel del mar el factor externo más importante en la sedimentación. Con el inicio de condiciones compresivas, el comienzo del cierre parcial del Golfo de Bizkaia trae consigo un acortamiento generalizado aproximadamente N-S lo que provoca necesariamente que estas fracturas jueguen como desgarres sinestrales (ver figura 3.80) y que, ligadas a ellas, se formen pliegues en "echelon" de dirección aproximada N255°E, dirección que coincide exactamente con las paleocorrientes medidas en el cañón de Orio.

El control tectónico de la macrosecuencia B está ya reflejado en PUJALTE *et al.* (1989): "Es evidente, sin embargo, la existencia de un importante tectonismo contemporáneo a la macrosecuencia B. Por un lado, la importancia de los fenómenos de resedimentación no puede justificarse

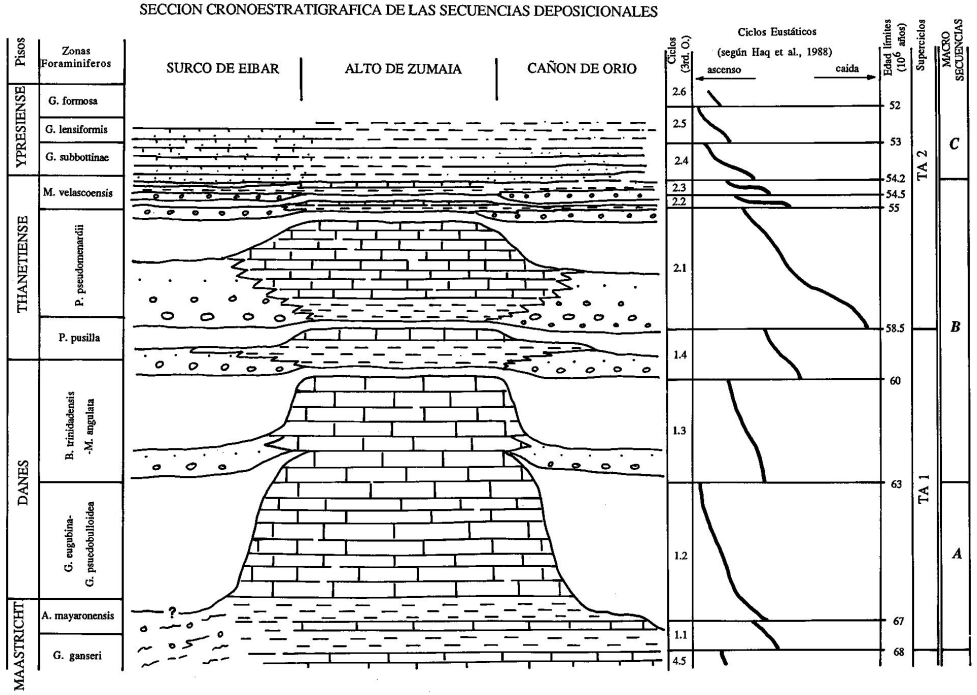


Figura 3.78.- Cuadro resumen de la cronoestratigrafía y facies de las secuencias deposicionales discutidas en el texto, realizado a partir de los datos de los perfiles 10 (Eibar), 11 (Zumaia) y 13 (Orio). Según PUJALTE *et al.* (1989).

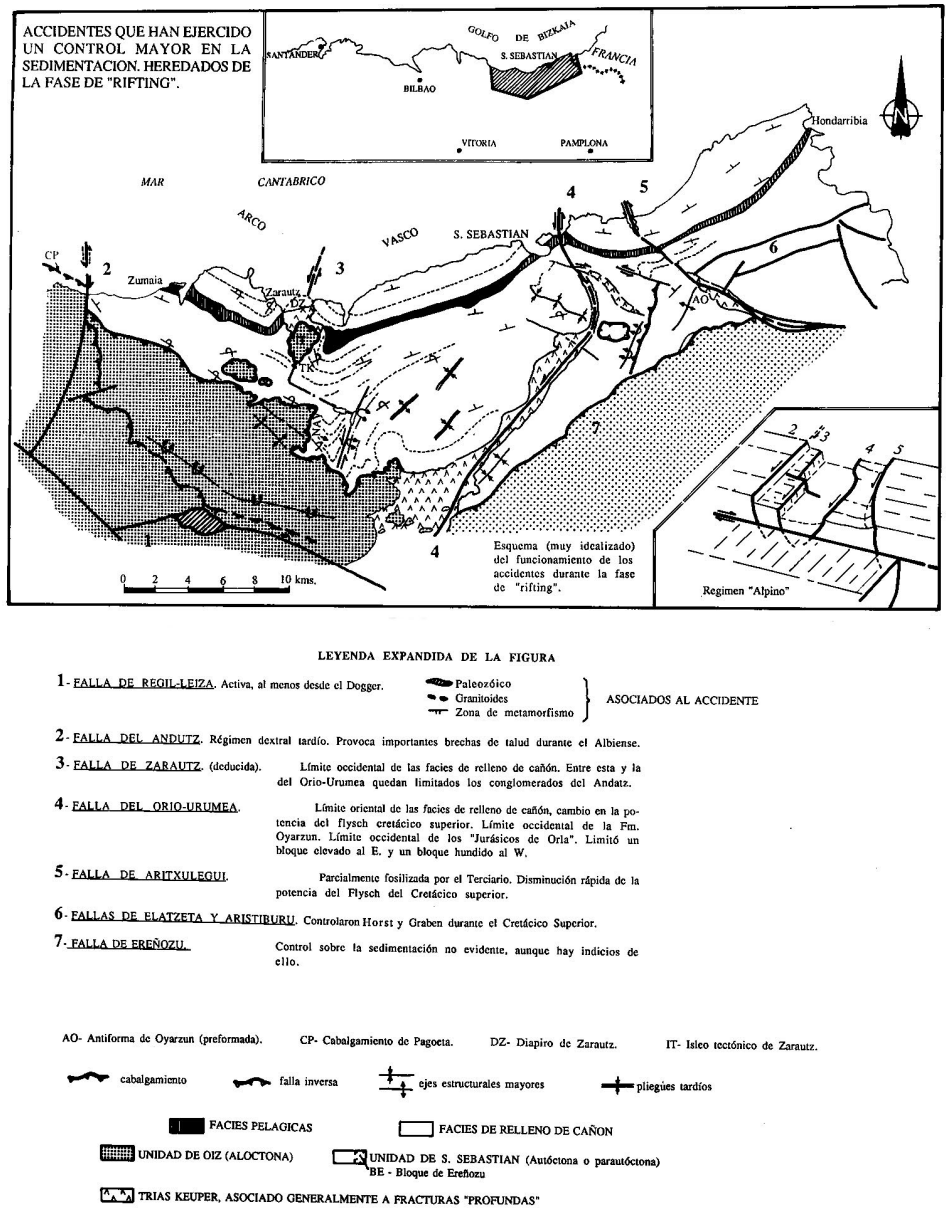


Figura 3.79.- Esquema tectónico muy simplificado del Arco Vasco. "Herencia" de una tectónica previa.

EVE Ente Vasco de la Energía

únicamente por movimientos de nivel del mar, puesto que la magnitud de la oscilación eustática no fue mayor entonces que durante el depósito de la macrosecuencia A. Y, además, las facies resedimentadas fueron canalizadas hacia la cuenca por cañones y depresiones submarinas (estas últimas, probablemente pliegues), cuya permanencia espacial y temporal requiere sin duda un control tectónico."

En cuanto a la edad de los movimientos compresivos que causan el plegamiento generalizado de las series, probablemente se iniciaron con el depósito de la macrosecuencia C. Sin embargo, en el sector de Eibar se ha podido comprobar la existencia de grandes bloques (decamétricos) de calizas arrecifales (¿urgonianas?), íntimamente deformados, afectados por una esquistosidad muy penetrativa, englobados en la macrosecuencia B

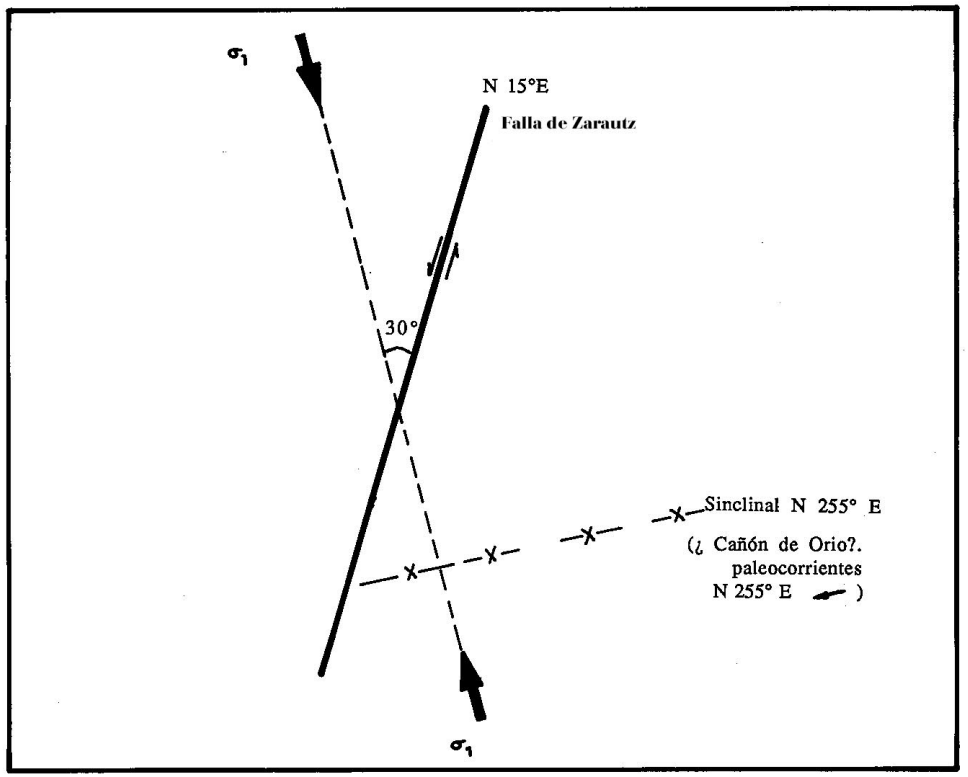


Figura 3.80.- Explicación en el texto

(cronozona de *P. pusilla*). Este dato, de acción muy local, permite apoyar la hipótesis de una emersión precoz de algunos mantos para esta edad concreta.

Los últimos materiales del Eoceno inferior (Ypresiense) constituyen el denominado Flysch terciario que ha sido objeto de numerosos estudios monográficos, entre los que cabe citar a: GOMEZ DE LLARENA (1954-1956); VON HILLEBRANDT (1965); HANISCH (1974, 1978); KAPELLOS (1974); HANISCH y PFLUG (1974); CRIMES (1973); KRUIT *et al.* (1975); VAN VLIET (1982) y ROSSELL *et al.* (1985). Entre estos trabajos resultan especialmente interesantes los de VAN VLIET (1982) y los de ROSSELL *et al.* (1985), este último por lo que tiene de novedad al introducir por primera vez el análisis secuencial de estos materiales.

Los materiales del Eoceno inferior del área de estudio fueron depositados en una cuenca turbidítica, mayoritariamente en forma de grandes sistemas de conos (abanicos y lóbulos) submarinos, principalmente de procedencia septentrional. Los subambientes observados van desde lóbulo proximal - medio a facies de llanura abisal. Estos abanicos se agrupan en sistemas o megaciclos superpuestos, en los que pudo variar sustancialmente el área fuente a lo largo del tiempo (ver figura 3.81). Esta superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de kilómetros). Una serie de hechos parecen confirmar esto, ya que con un mismo patrón de paleocorrientes (procedentes del este y del noreste) es frecuente encontrar facies más proximales en el sector del sinclinal del Oiz que en los materiales equivalentes de la cadena costera, teóricamente en una posición más proximal. Esto lleva a pensar, que parte del material turbidítico tiene una procedencia del margen meridional (numerosos datos paleogeográficos apuntan además a que gran parte de las areniscas proceden del reciclado de los materiales arenosos del Cenomaniense inferior). Parece claro, en consecuencia, que estas paleocorrientes procedentes del sur y del norte sufren una incurvación al llegar a la cuenca, y adquieren una orientación generalizada subparalela a ésta, hecho muy frecuente en este tipo de depósitos.

Los materiales actualmente expuestos en la cadena costera guipuzcoana son, a grandes rasgos, de dos tipos: barras areniscosas más o menos potentes y zonas alternantes lutitas/areniscas. Las barras que producen

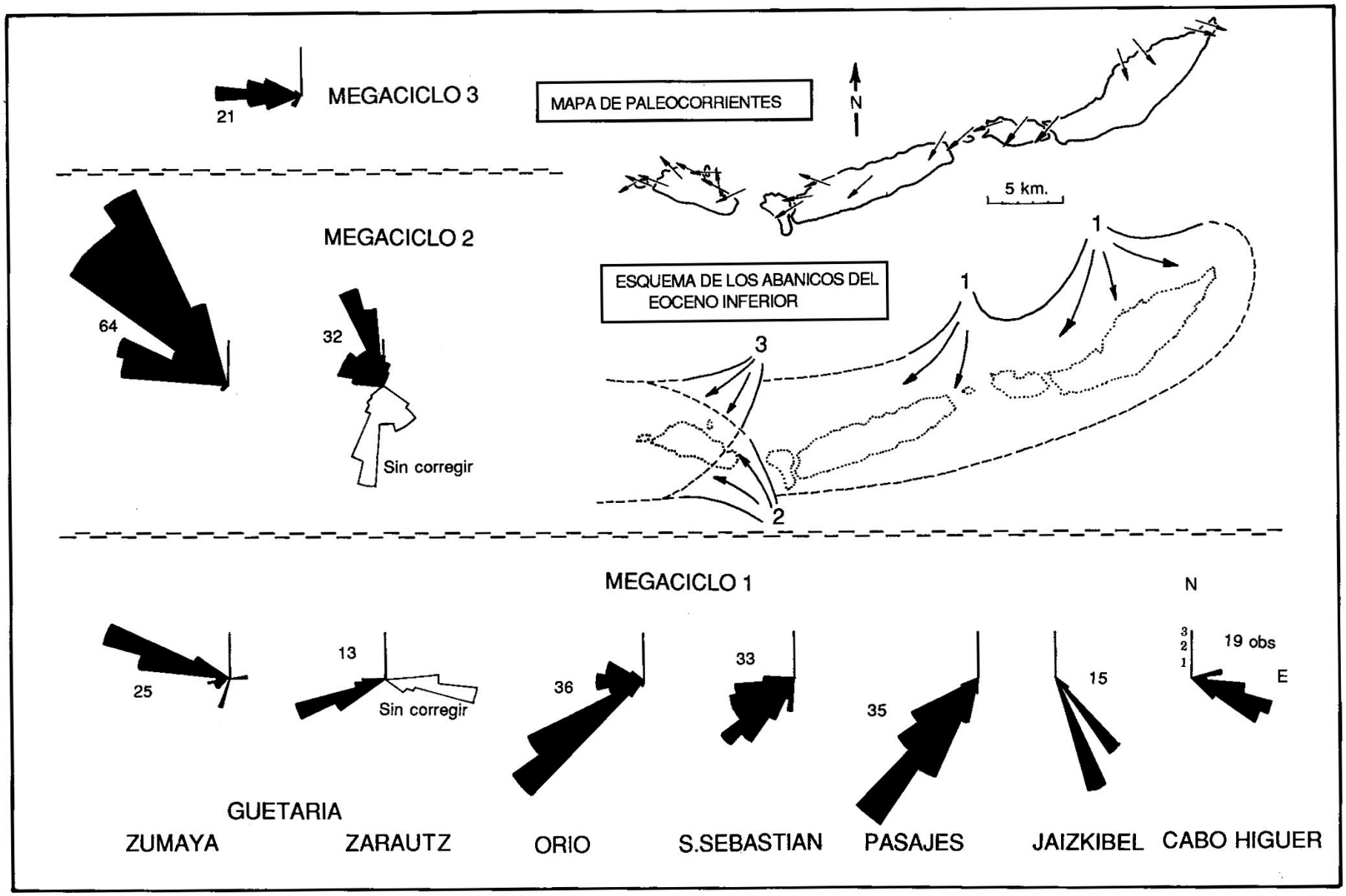


Figura 3.81.- Resumen de los datos de paleocorrientes. (Según VAN VLIET, 1982)

EVE Ente Vasco de la Energía

resaltes en el terreno forman casi siempre secuencias negativas y se interpretan como secciones más o menos transversales de las zonas relativamente distales (no canalizadas) de estos abanicos. Las zonas alternantes, más deprimidas, se interpretan como sedimentos más distales de la cuenca turbidítica, con subambientes que van desde orla de lóbulo a llanura submarina.

Según las ideas de ROSSELL *et al.* (1985), los materiales del Paleógeno de este sector constituyen una sucesión compuesta por seis secuencias deposicionales (figura 3.82) que son, de muro a techo:

1. Capas rojas de San Telmo
2. Secuencia San Telmo inferior

Ambas constituyen según estos autores facies distales de plataforma, depositadas con un nivel del mar relativamente alto.

3. San Telmo superior
4. Sarikola

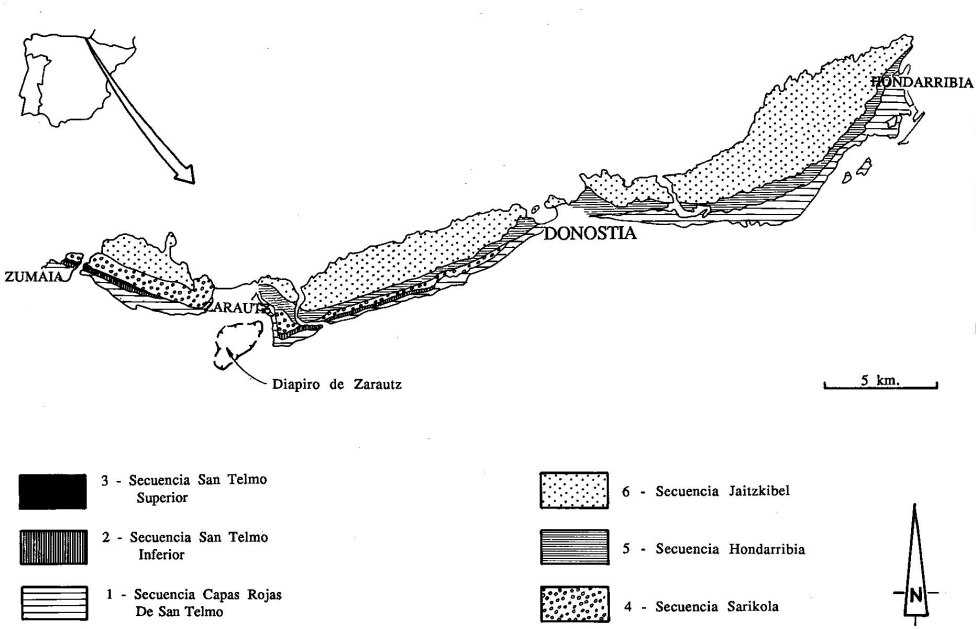


Figura 3.82.- Mapa geológico simplificado de las secuencias deposicionales de la cuenca turbidítica terciaria de Gipuzkoa. (Según ROSELL *et al.* 1985)

5. Hondarribia
6. Jaizkibel

Las primeras cuatro secuencias, han sido descritas anteriormente en el tránsito Cretácico - Terciario (macrosecuencias A y B), y las dos últimas (Hondarribia y Jaizkibel) son equivalentes a la macrosecuencia Ypresiense de PUJALTE *et al.* (1988)

A modo de conclusión, se puede decir que la macrosecuencia Ypresiense supone una homogeneización de la sedimentación en la cuenca con el desarrollo generalizado del Flysch terciario, generado en una etapa de caída relativa del nivel del mar. Las oscilaciones menores provocaron la progradación o retrogradación de los sistemas turbidíticos (abanicos) conformando la sucesión estratigráfica que actualmente se observa en la cadena costera.

Por su parte, en el extremo occidental del Sinclinorio de Bizkaia, sobre los dos eventos consecutivos que generan la macrosecuencia B, producto de la erosión sucesiva, primero del sustrato más cercano (brechas intraformacionales con cantos desde maastrichtienses a montienses), y después del zócalo hercínico (conglomerados y areniscas extraformacionales en secuencia positiva), quizá correlacionables con los de Autzagane (cuadrante de Lezama, 62-I) y Gonzugarai (cuadrante de Durango, 62-IV) de edad Thanetiense, y las paraconformidades equivalentes (figura 3.83), vuelve a instalarse, en el tránsito Paleoceno-Eoceno, un medio hemipelágico como el que predominaba al final del Cretácico superior, con facies propias de llanura abisal. Este medio se mantendrá hasta la llegada de los terrígenos en el Eoceno inferior, que presagian la regresión final coronada por el Luteciense.

El estudio de los materiales eocenos, representados en este sector de la cuenca, permite establecer una secuencia negativa que corresponde a la progradación desde el oeste de un abanico, cuyas facies pasan sucesivamente de llanura submarina a lóbulos externos, lóbulos internos y finalmente a depósitos de talud de abanico submarino.

En estas zonas (cuadrantes de Lezama, 62-I; Galdakao, 62-III; Bilbao, 61-II y Getxo, 37-IV) la evolución paleogeográfica puede resumirse como sigue:

1. Sobre los materiales paleocenos se instala una sedimentación carbonatada hemipelágica, correspondiente a un medio de llanura de cuenca ("basin plain").

EVE Ente Vasco de la Energía

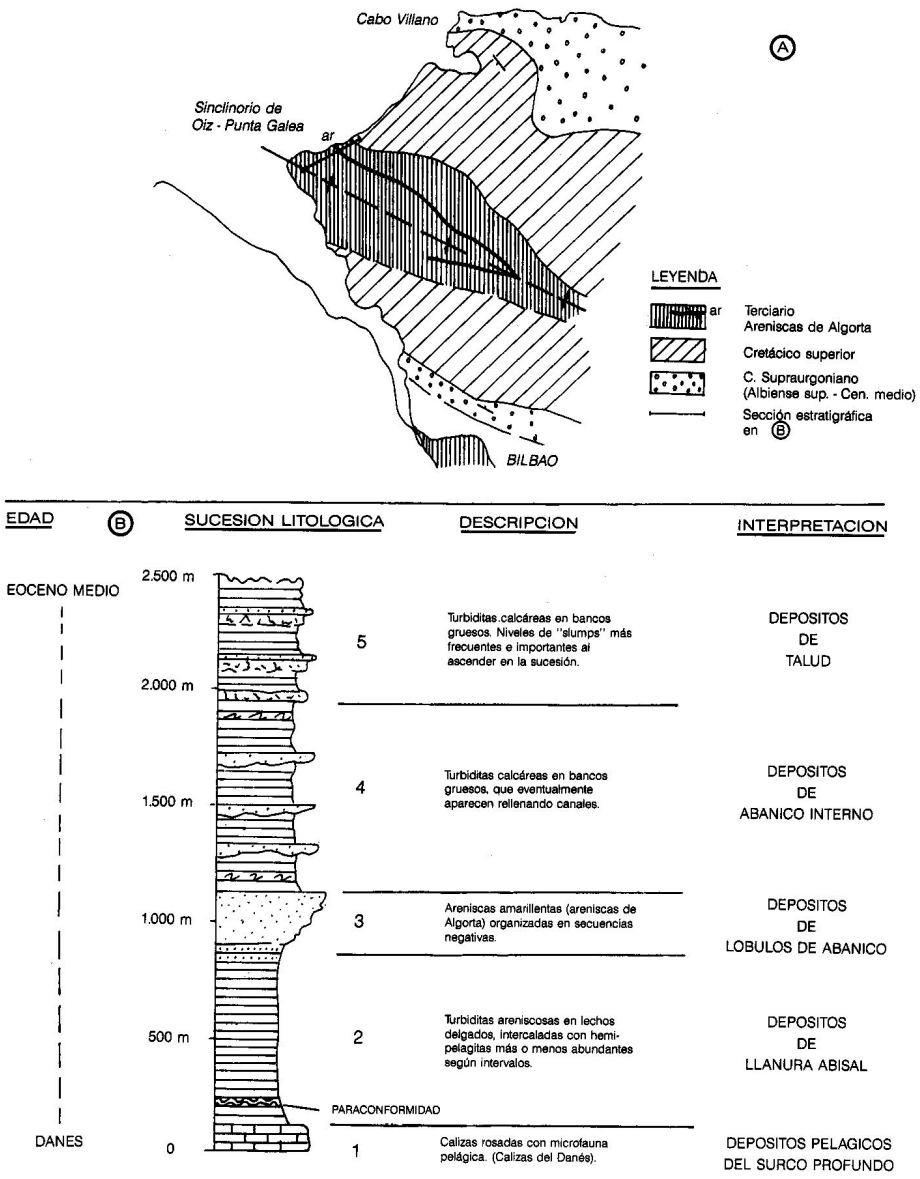


Figura 3.83.- Esquema cartográfico (A) y sucesión litológica (B) del Terciario en la zona de Punta Galea (cuadrante de Getxo 37-IV). Modificado de INGEMISA (1982).

2. Los materiales de tipo flysch que los recubren (dibujando una macrosecuencia negativa) corresponden al mismo ambiente marino, pero con un influjo terrígeno progresivamente creciente, reflejo de la llegada de las facies más distales de un abanico turbidítico (posiblemente progradante desde el oeste). La frecuencia de los depósitos micríticos hemipelágicos disminuye, pasando a ser sustituidos por lutitas como sedimento autóctono.

3. La secuencia terciaria se cierra, en el Eoceno medio (Luteciense), con el depósito de las potentes areniscas de Algorta (cuadrante de Getxo, 37-IV) en la serie de Punta Galea; y con niveles brechoides (fundamentalmente flujos de derrubios con cantos de diversa procedencia, incluso calizas en facies urgoniana), en los cuadrantes de Galdakao (62-III) y Durango (62-IV), que marcan el comienzo de la inestabilidad originada por la Orogenia Alpina. La situación de estos niveles brechoides, coincidente con la traza de la falla de Durango, induce a pensar que este accidente estructural funcionó, durante la sedimentación de los materiales terciarios, como un escarpe activo, generando una cuña sedimentaria cuyas dimensiones exactas se desconocen.

En esta época, las zonaciones paleoambientales basadas en ostrácodos definen áreas de plataforma en los alrededores de Mungia y Durango, con un área de talud situada entre ambos. El probable alto paleogeográfico de Mungia desaparecería después, durante la parte media del Eoceno inferior, extinguiéndose con él la actividad diapírica que comenzara en el Aptiense. Así, resultaría un esquema constituido por dos zonas menos profundas al noroeste y sureste, que encuadran un surco entre ambas. Según ORUE-ETXEBARRIA (1983) en el corte de Punta Galea se calculan potencias de 750 y 150 metros respectivamente, para dos biozonas de globigerinas, que en el corte de Zumaia alcanzan 1.280 y 1.000 metros respectivamente. Estas fuertes reducciones de potencia pueden ser indicativas de la presencia de un paleoalto en el extremo noroeste del Surco flysch.

Lo que se acaba de definir sería la disposición final de esta zona antes de la tremenda compresión, que levantaría y plegaría todo el fondo marino, hasta convertirlo en la tierra firme donde ahora nos movemos.

EVE Ente Vasco de la Energía

3.8.1.2. Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro-Cántabro se localizan en el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa y en la cuenca del Ebro. Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.84.

El episodio Paleógeno abarca materiales de edad Maastrichtiense, Paleoceno y Eoceno. Esta serie tiene un desarrollo máximo de 1000 metros en el extremo oriental del sinclinal (ya en territorio navarro) y en ella se distinguen dos discontinuidades: una conformidad basal (localmente discordancia erosiva) que separa esta de la serie del ciclo Cretácico superior, y una segunda que se sitúa por debajo del Luteciense inferior, cuyos materiales descansan indistintamente sobre los del Thanetiense, Montiense o Daniense.

La sedimentación durante el Maastrichtiense y Paleógeno es transgresiva sobre el ciclo tectosedimentario del Cretácico superior y tuvo lugar en una plataforma carbonatada con alta tasa de producción de carbonato (calizas y dolomías). El influjo terrígeno es escaso y de grano fino desde el final del Maastrichtiense, creciendo en importancia a partir del Paleoceno medio, según las zonas.

En esta plataforma (figura 3.85) se encuentran representados medios que van desde "lagoon" interno somero y zonas energéticas con barras calcareníticas, pasando por complejos arrecifales diferenciados (montículos algales en partes más internas; construcciones biohermales con facies bioclásticas circundantes en las externas), a medios de barras y "shoals" calcareníticos de margen de plataforma somera y plataforma externa o rampa distal.

La plataforma así estructurada muestra una evolución trangresivo-regresiva en el ciclo Paleoceno - Eoceno inferior (figura 3.86), estando orientada en general hacia el NNO, sentido en el que aumenta la batimetría, y con una tendencia constante a la somerización.

Los materiales encuadrados en este ciclo se organizan en secuencias (algunas de ellas asimilables a las secuencias deposicionales de MITCHUM, 1977). Este episodio preorogénico está representado por las secuencias 12 a 15.

3.8.1.2.1. Maastrichtiense. Secuencia 12

Sobre los términos campanienses basculados se sitúa en discontinuidad de tipo "downlap" (MITCHUM, 1977), con fuerte pérdida de registro sedimentario, el Maastrichtiense, cuyas características se describen a continuación.

Esta secuencia está en realidad compuesta por sucesivas subsecuencias de tipo terrígeno-carbonato (calcarenitas y margas) que progradan en general hacia el norte. El conjunto de los materiales está compuesto por series de areniscas, margas, calizas y dolomías con características mareales y deltaicas (en general marinas someras), que representan los equivalentes laterales de las facies arrecifales y dolomíticas de "lagoon" cartografiadas más al sur y al oeste (ver distintas relaciones de facies en la figura 3.87).

En el flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa se constituye una alternancia progradante de barras calizas y arenosas, de plataforma somera, más bien abierta, que avanza en general hacia el centro del surco desde el este y el oeste (figura 3.63). La ordenación de las facies, en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), muestra claramente una entrada de flujo terrígeno en un ambiente de plataforma cuya parte más interna se sitúa hacia el oeste, mientras que hacia el este aparecen progresivamente facies de plataforma de alta energía (amplios "shoals" de orientación NO-SE con niveles brechoides y estratificación cruzada) e incluso facies de plataforma abierta hacia zonas orientales (Navarra; IGME, 1988).

Mientras tanto, en Sabando y Santa Teodosia (cuadrante 139-I, Montes de Iturrieta), en el flanco sur del sinclinal, aparecen facies proximales, intermareales, con contaminación terrígena.

Es representativa de estas facies el área de Markiniz (cuadrante de Montes de Izkiz, 138-IV), donde sobre los términos arenosos campanienses se instauran parches calizos con diferentes estadios de dolomitización. Estos parches comenzaron por una incipiente estructuración en montículos arrecifales algales y coralinos, incluso con formación de finos niveles de brechas de talud. Los parches principales, áreas de Belabia y Astea, estaban separados por zonas algo más deprimidas, por donde se canalizó la escasa contaminación terrígena, que no impidió la formación local de finos niveles calizos y dolomíticos ligados a breves momentos de reposo.

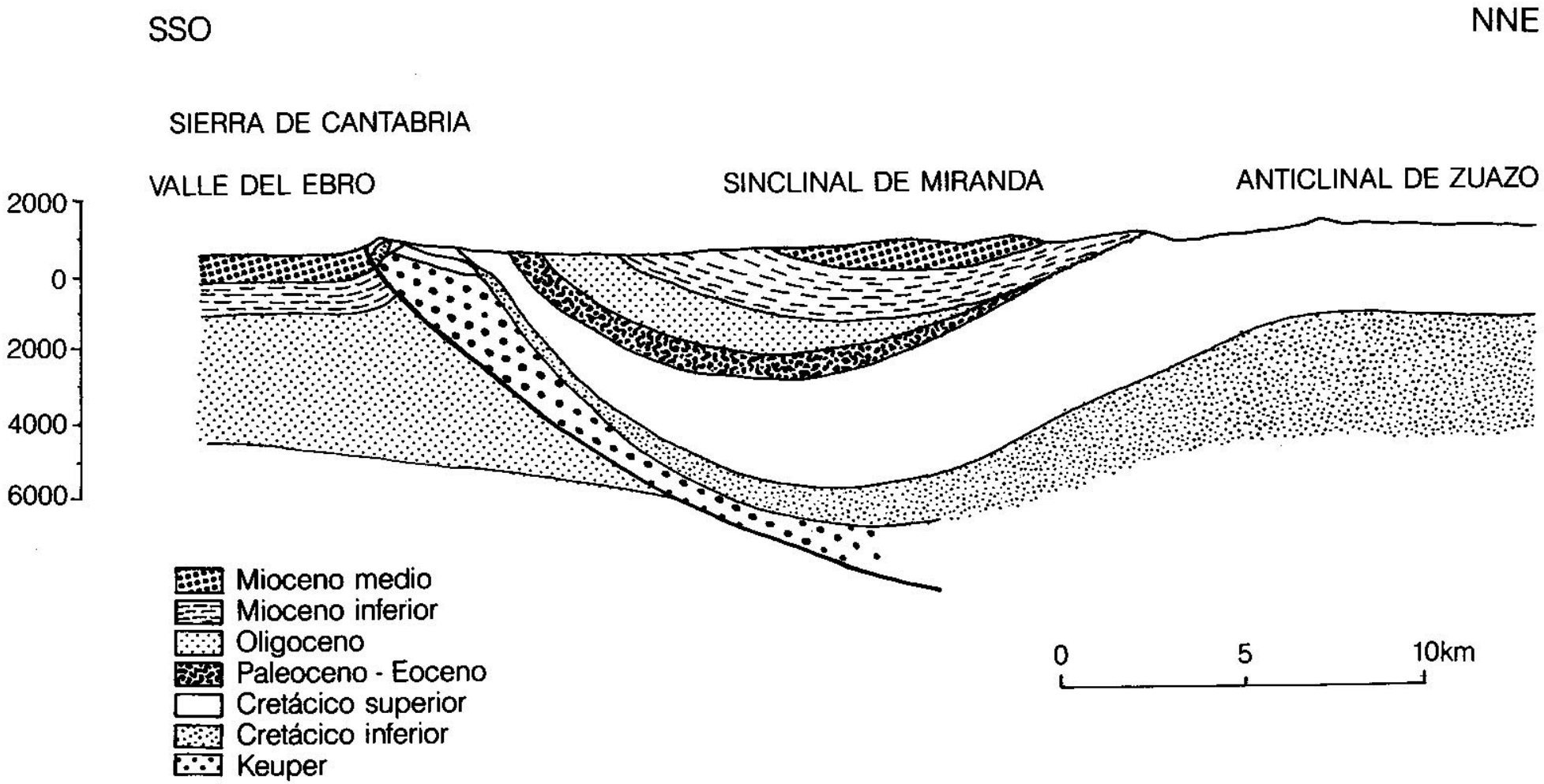


Figura 3.84.- Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973). Se observa el acuñamiento uniforme del Cretácico hacia el sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y desplazamiento de depocentros hacia el norte, con algunos "downlap" asociados.

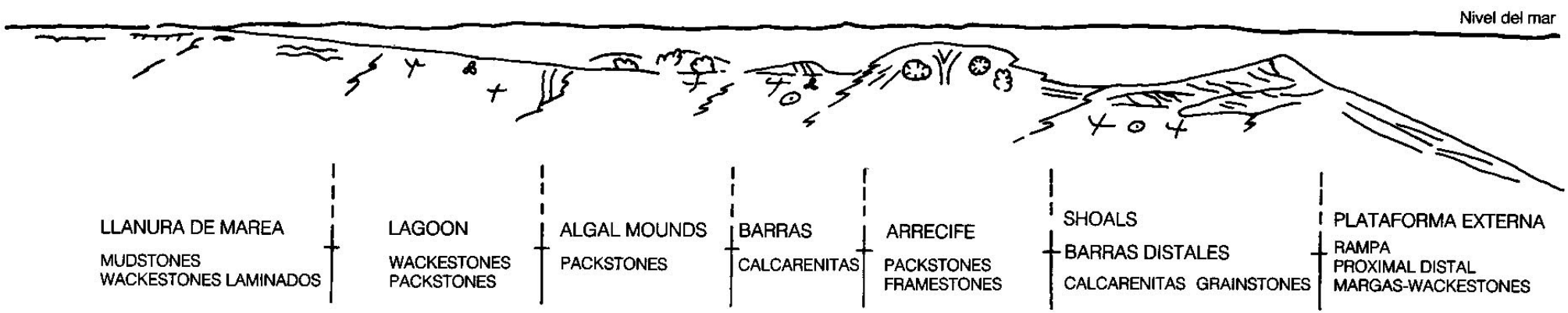


Figura 3.85.- Distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME, 1988. Obsérvese el carácter progradante de los cinturones de facies.

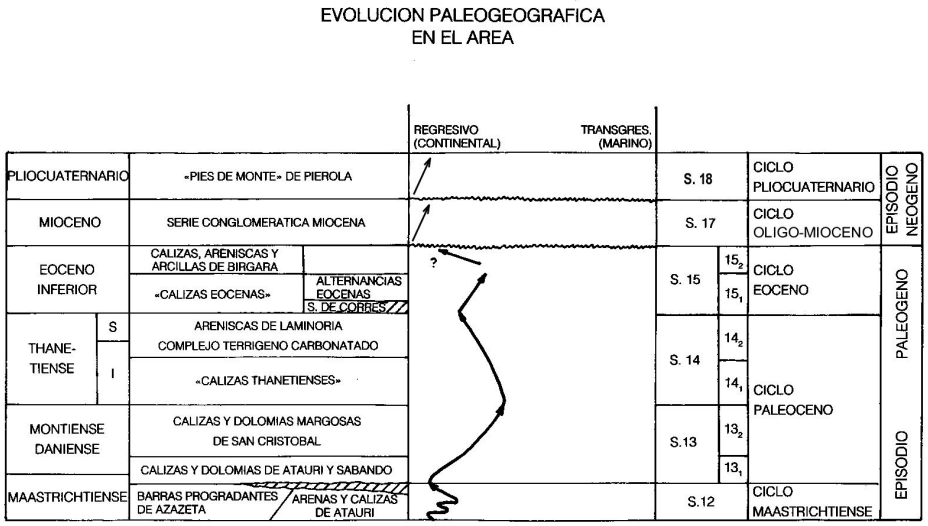


Figura 3.86.- Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias en el Terciario y Cuaternario del área de Maeztu (cuadrantes 139-I y 139-III) y su relación con las transgresiones y regresiones.

En esta área, y en general, en todo el flanco sur, la secuencia se cierra de forma regresiva, con la llegada de arenas y conglomerados costeros o continentales, con intercalaciones locales de dolomías carniolares, que inhiben la producción de carbonato y pasan hacia el norte a facies más finas areno-arcillosas.

En el cuadrante de Maeztu (139-III) siguen siendo frecuentes las intercalaciones de brechas polimícticas con cantos triásicos, especialmente en el extremo sureste del diapiro (alrededores de Atauri).

Por otra parte, merece también especial atención el importante acúmulo de megabrechas calcáreas presentes en el tránsito Maastrichtiense-Daniense, en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), en el área oeste de Morube y Okariz. Este rasgo unido al suave "onlap" que parecen dibujar los contactos entre calizas y dolomías danienses sobre el Maastrichtiense (ver cartografía), pone de manifiesto la amortiguación progresiva de la pendiente sinsedimentaria originada en el Campaniense por el sistema de fallas Sabando-Contrasta. Como ya se ha mencionado, estos accidentes limitaban por el suroeste el "horst" sobre el que se situaban los altos fondos o "shoals" a los que se hace referencia en el cuadrante 139-II, de Sierra de Entzia.

Hacia el sur y el oeste, ya en el cuadrante de Labastida (170-IyIII) y también en el sector de Valdegovía, la tendencia regresiva generalizada

EVE Ente Vasco de la Energía

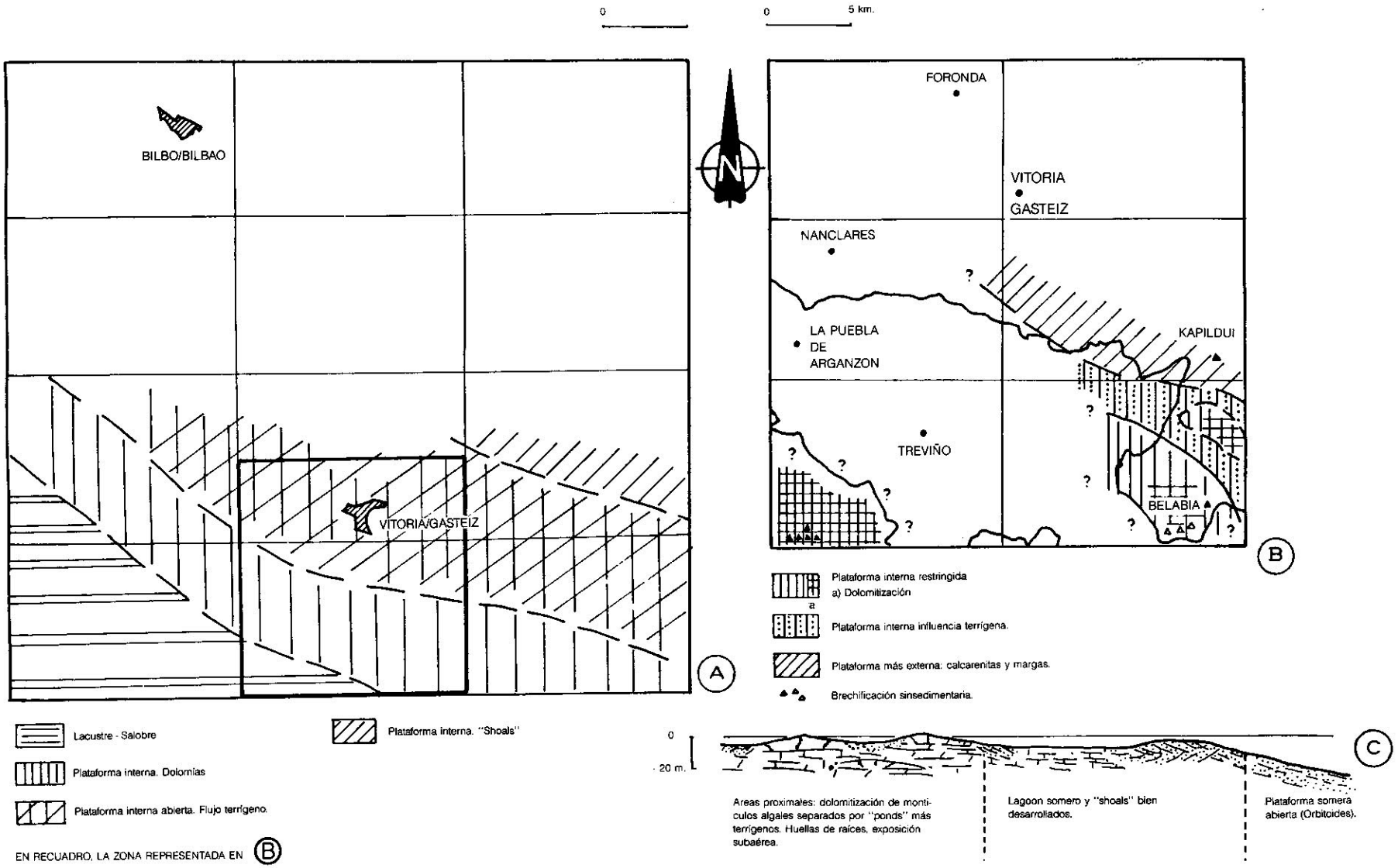


Figura 3.87.- **A. Mapa de distribución de facies para el Maastrichtiense. Tomado de IGME, 1988.**
B. Esquema paleogeográfico del sinclinal de Miranda - Treviño, durante el Maastrichtiense
C. Esquema de submedios en la plataforma interna maastrichtiense. Las divisiones coinciden con las descritas en el texto.

EVE Ente Vasco de la Energía

se refleja en la aparición de episodios de "lagoon" y episodios salobres. El Maastrichtiense está constituido, en estas zonas por calizas dolomíticas oquerosas ("packstones" bioclásticos) cuyas características de facies indican depósitos de plataforma interna protegida, con tendencia claramente regresiva. Esta plataforma es paulatinamente más restringida hacia el sur y hacia el oeste; donde la sedimentación se inicia en medios de "lagoon" tranquilo, que evolucionan a techo hacia ambientes lacustres y salinos (facies "Garum").

Sobre esta amplia paleogeografía se instalarán los elementos tectosedimentarios correspondientes al ciclo Paleoceno.

3.8.1.2.2. Paleoceno. Secuencias 13 (Daniense - Montiense) y 14 (Thanetiense)

La secuencia 13 se dispone sobre el "toplap" de techo del Maastrichtiense, normalmente en aparente continuidad. Esta pequeña discontinuidad se transforma hacia el sur (al suroeste de Faido) en una discordancia con importante pérdida de registro.

Puede dividirse en dos subsecuencias:

- La parte inferior ($S13_1$), evoluciona de sur a norte según aumenta la batimetría (figura 3.88), pasando de facies arrecifales extensivas (bioestrómicas?) muy dolomitizadas, con montículos algales (Markiniz, cuadrante Montes de Izkiz) y "shoals" calcareníticos de alta energía (Arluzea, cuadrante Montes de Izkiz), a calizas y margas de "lagoon" profundo o surco local en el área de Izartza (cuadrante de Monte Kapilduy), y área de Azazeta o Larrodoz-Atxuri (cuadrante 139-I, Montes de Iturrieta). En los alrededores del diapiro de Maeztu aparecen intercalaciones de brechas polimícticas similares a las descritas en el Campaniense y Maastrichtiense. Asociados a estas brechas se dan rasgos de inestabilidad, como pequeños flujos de barro o diques neptúnicos rellenos de clastos asfálticos. Todos los afloramientos se localizan en las antiguas explotaciones de asfalto del Cerro del Fraile (Atauri, cuadrante de Maeztu, 139-III).
- Posteriormente (subsecuencia 13_2) se instaura un "lagoon" somero calizo - dolomítico y más margoso hacia el norte, en el que pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos. También se desarrollaban horizontes bio-constructivos de "bindstones" algales.

En los cuadrantes más orientales (Asparrena, 113-IV y Sierra de Entzia, 139-II) la secuencia Danomontiense no presenta diferenciación interna, coincidiendo la descripción de los materiales con la efectuada para la subsecuencia 13_2.

Todas las facies danomontienses que se han descrito desaparecen bruscamente hacia el sur, en el cuadrante de Maeztu (pico de la Muela), transformándose en conglomerados y areniscas silíceas, o bien en esparitas arenosas rojas. Estas litologías son quizá de origen o influencia continental debido a la proximidad del borde de cuenca meridional de la sierra de Cantabria.

La secuencia 14 (Thanetiense) es una secuencia regresiva compuesta por un complejo arrecifal inferior, bien desarrollado, al que se superpone una contaminación terrígena creciente, de carácter costero o continental, hasta culminar en un nivel-guía arenoso de varios metros de potencia ("arenas de Laminoria").

En los umbrales del este, la secuencia 14 se instala en ligera discordancia (podría tratarse de una disarmonía tectónica) sobre el sustrato danomontiense. En esta zona se instalan calcarenitas nodulosas o brechoides, especialmente en las proximidades de fallas sinsedimentarias (término inferior). Sobre ellas se instalan calizas micríticas y calcarenitas que constituyen, respectivamente montículos algales (de bajo perfil y flancos destructivos) y de rodolitos, con pequeños parches aislados de corales masivos planares.

El complejo arrecifal situado al sur (Maeztu y Montes de Izkiz, figura 3.89) está formado por una plataforma calcarenítica uniforme, en la que se instauran biostromos y montículos algales y coralinos, preferentemente en los bordes de umbrales delimitados por fallas sinsedimentarias. Este sistema de fracturas debe originar también la diferenciación batimétrica del surco margoso de Kapildui (representado por el término 430). Las facies bioconstructivas (cuerpos o edificios biomicríticos en Peñalascinco y Sabando) progradaban en estas zonas en sentido norte y noreste, hacia el surco que representaba el núcleo del sinclinal (en el cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I). En esta depresión se depositaban alternancias rítmicas de calcarenitas y calizas margosas ("cuenca" o "lagoon" intraplataforma), o cuerpos lenticulares de calcarenitas bioclásticas. En las facies de "lagoon", incluso ligeramente dolomítico, de Arraialde (cuadrante 139-I) se puede

encontrar huellas de cementación calcítica o dolomítica botroidal grosera (ver JAMES, 1983).

Por su parte, en Atxuri y Santa Teodosia (Montes de Iturrieta, 139-I), los edificios instalados sobre el umbral de Urbasa pasan hacia el oeste-suroeste (por medio de las fallas de Sabando-Contrasta) a facies de mayor batimetría. Estos umbrales delimitan una cuenca restringida por el sur y el este.

En los afloramientos meridionales (pico Muela) es posible encontrar facies de calcarenitas gruesas estratificadas con morfologías de canal o en forma de grandes cuñas en las cercanías del borde de cuenca.

Como es la tónica desde el Campaniense, al sureste del diapiro de Maeztu (El Haya), en la base de las calcarenitas estratificadas, se intercalan las típicas brechas polimícticas con cantos triásicos.

En el Thanetiense superior, por su parte, aparecen medios inter y quizá supramareales en franca regresión (margas y areniscas con signos de inestabilidad), coronados por un nivel areniscoso terminal. En estas facies costeras o "continentaloides" (arenas de Laminoria) son frecuentes las estratificaciones cruzadas planares y de surco a gran escala (cantera de Larrageta, Birgara-Vírgala). Hacia esta época parecen independizarse en

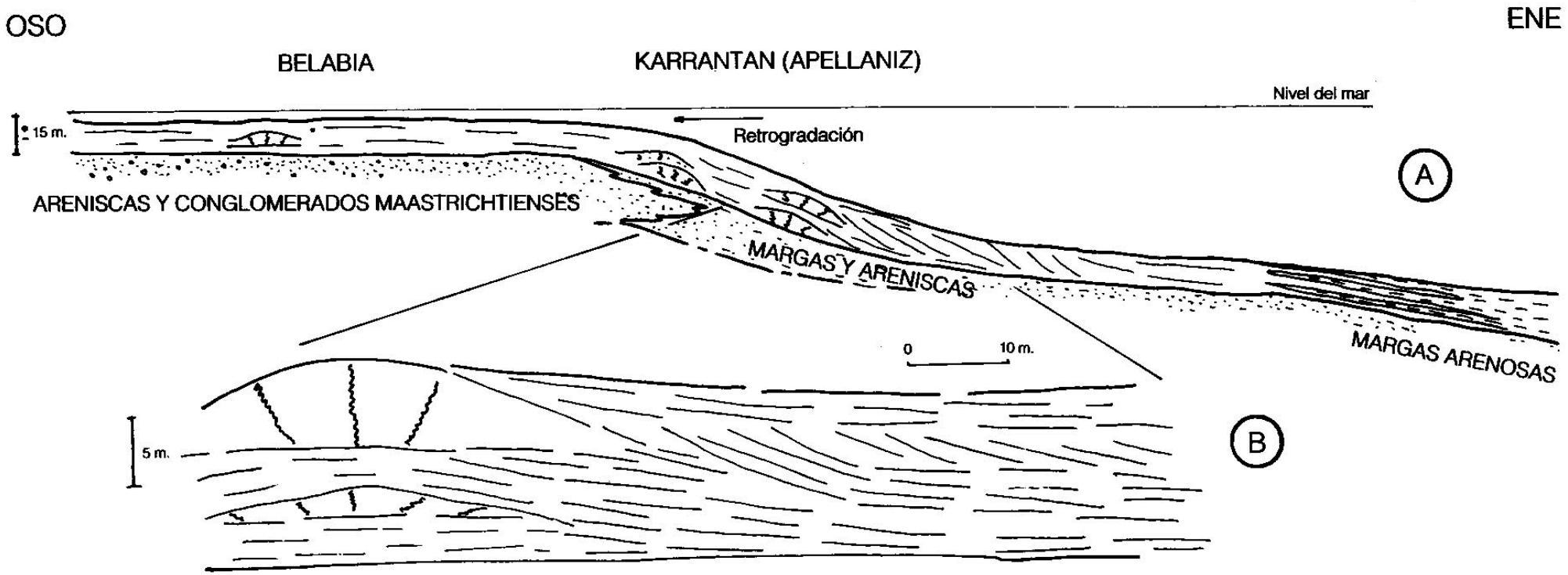


Figura 3.88.-

A. Perfil paleogeográfico de las calizas y dolomías de Sabando y Atauri (cuadrante de Maeztu) o de Markiniz (cuadrante Montes de Izkiz). Secuencia 13_1, Daniense basal. Al sur, plataforma interna con intensa dolomitización. En el centro, montículos algales en Karrantan, diagenetizados y localmente dolomíticos. Hacia el surco norte, calcarenitas de flanco y tránsito muy gradual a margas y calizas estratificadas. Distancia longitudinal: 21 kilómetros.

B. Detalle de las relaciones entre montículos marginales y calcarenitas de Arluzea (Montes de Izkiz). Disposiciones similares se encuentran en Karrantan o en San Víctor (cuadrante de Maeztu). En este punto, los montículos y "shoals" pasan lateralmente a sedimentos margocalizos y margodolomíticos.

EVE Ente Vasco de la Energía

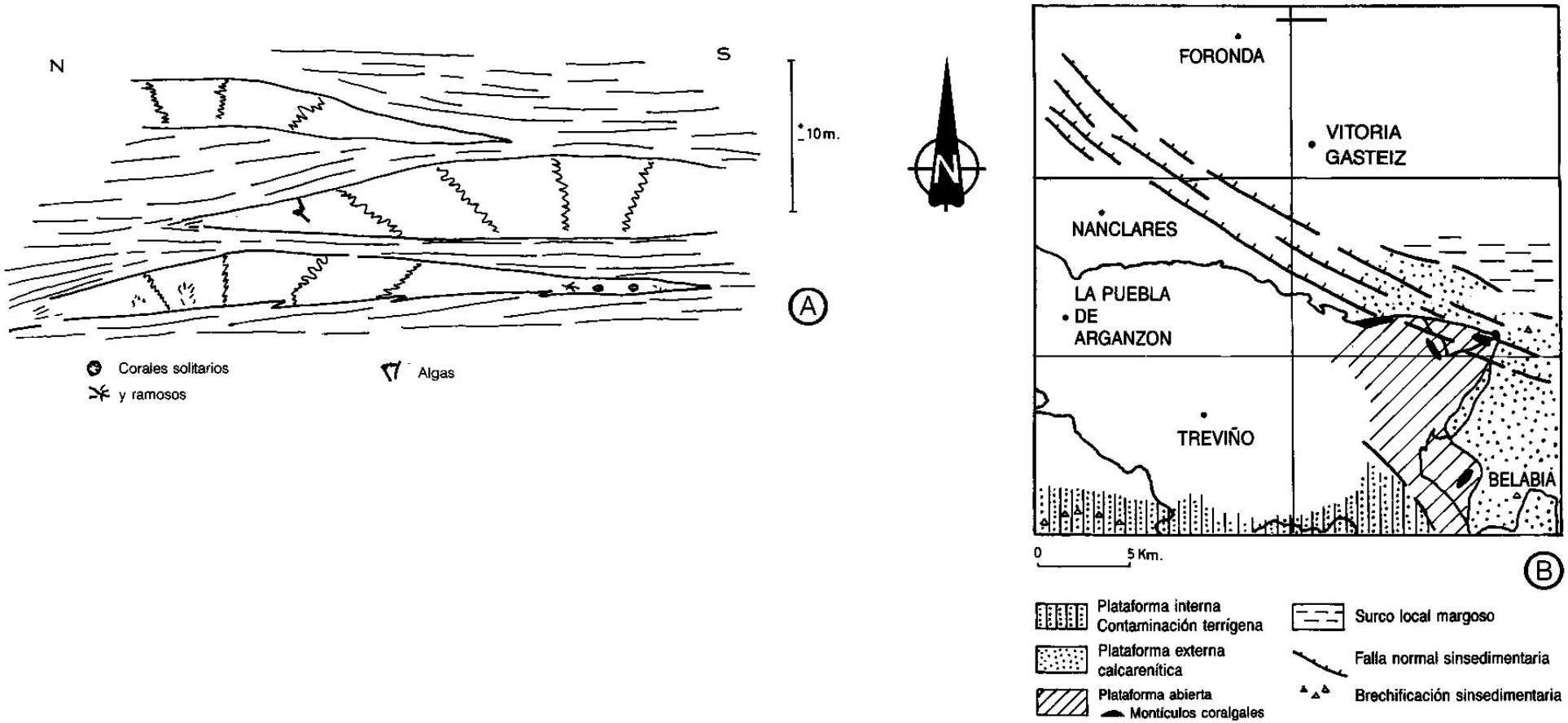


Figura 3.89.-
A. Montículos coralgales en el Thanetiense de Okina. Las facies que los rodean son calcarenitas de talud arrecifal.
B. Esquema paleogeográfico con la situación de los grupos de montículos (A es el más septentrional), desarrollados sobre umbrales de fallas sinsedimentarias activas desde el Campaniense

EVE Ente Vasco de la Energía

Corres (Maeztu, 139-III) varias cubetas de extensión reducida, situadas sobre bloques que comienzan a bascular. El resultado es la falta de las arenas en algunas zonas y el aumento de potencia de las mismas en otras. A techo de la subsecuencia 14_2 se produce un prolongado episodio de calma que propicia la acumulación de arcillas, quizá continentales, en las que parece advertirse localmente fantasmas de rizolitos (canteras de Laminoria, Lezea, etc.).

En el extremo oriental del sinclinal, Sierra de Entzia (139-II) y Asparrena (113-IV), no está representada la fase regresiva del Thanetiense superior; por el contrario, los sistemas arrecifales del Thanetiense ($S14_1$) son recubiertos en discordancia por conglomerados del Eoceno medio (Luteciense).

Por su parte, durante el Paleoceno, en el sector de la sierra de Cantabria (flanco sur del sinclinal), las acumulaciones salinas precoces se reactivan, acentuándose las intumescencias y los surcos perimetrales de éstas. La continuación de la tendencia regresiva iniciada en el Cretácico, conducirá en esta zona al desarrollo de un conjunto de facies de transición marino-continental. La escasa batimetría de la sedimentación la hace especialmente "sensible", y cualquier oscilación del nivel del mar, o los abombamientos producidos por las acumulaciones salinas, hacen variar rápidamente el tipo y la potencia del depósito y, como resultado, la alternancia en la vertical de facies lacustres y marinas muy someras. En las zonas elevadas (abombamientos) se generan las facies más someras (bajíos o "shoals"), pasando en las zonas más deprimidas a depósitos de "lagoon". Es muy interesante el control de potencias y facies entre los diapiros de Ocio y Peñacerrada, en el cuadrante de Labastida (figura 3.68). Se observan facies más someras y menos potentes en las zonas de alto diapírico, con generación de discordancias locales; y facies de mayor batimetría y de mayor potencia, en el surco inter-intumescencias, con una subsidencia local mucho mayor (el gradiente de presión local, mayor en el surco, "autoceba" el sistema).

Las facies son muy variadas encontrándose: doloarenitas, calizas micríticas con corales y algas, calizas estromatolíticas, "shoals" calcareníticos, margas dolomíticas ("lagoon") y calizas lacustres. Existen también niveles oolíticos, que en ocasiones son ferruginosos. En el sector de Peñacerrada la somerización de este episodio culmina con un nivel de silcreta (silicificación "freática"), que indica la existencia de emersiones locales. A techo, la serie se hace cada vez más continental, con el desarrollo en el Thanetiense de depósitos lacustres y lagunares, a los que llegaban esporádicamente arenas fluviales, e incluso algún nivel transicional de calizas con ostreidos. Las facies fluviales son más abundantes en la zona de Loza (cuadrante de Lagrán, 170-II), donde la facies mixta fluvial (arenosa) pasa a facies de llanura de inundación (arcillosa).

Igualmente, en el área de Portilla (cuadrante de Treviño, 138-III), estas dos secuencias forman una única sucesión de carácter regresivo, donde se presentan episodios continentales - salobres a lacustres, con una litofacies de dolomías arenosas y microconglomeráticas, que se dispone en aparente continuidad sobre el techo del Maastrichtiense, y finaliza con calizas y dolomías con signos de inestabilidad, niveles de desarrollo algal (oncolitos) y finalmente, areniscas someras de línea de costa. Durante el Daniense basal, el influjo terrígeno fue importante, incluso microconglomerático (figura 3.90); este episodio no se encuentra representado en ningún otro punto del área estudiada.

En el extremo oeste, el paleoceno exhibe características de plataforma interna, muy protegida, de baja energía; a techo, sin embargo aparecen facies con un hidrodinamismo creciente (dolomías arenosas, interpretadas como dunas o "shoals" calcareníticos) que migran sobre las áreas protegidas de "lagoon" y/o llanura algal. El Thanetiense vuelve a estar constituido por depósitos de baja energía.

3.8.1.2.3. Eoceno. Secuencias 15 (Eoceno inferior) y 16 (Eoceno medio)

Aflora únicamente en el sector oriental y flanco sur del sinclinal. Consta de dos secuencias deposicionales (15 y 16) localizadas principalmente en el sinclinal de Urbasa, aunque desconectadas entre sí y de naturaleza muy diferente.

La secuencia 15 (Eoceno inferior), se deposita sobre las arenas de línea de costa y las arcillas continentales que cierran la secuencia anterior en los cuadrantes de Monte Kapildui, Maeztu y Montes de Iturrieta. Sobre las arenas de Laminoria se instala de nuevo una plataforma calcárea de carácter uniforme, en la que pueden llegar a distinguirse zonas algales más internas (con desarrollo de oncolitos, etc., en la vertiente sur del monte Kapildui), de otras con contenido terrígeno creciente situadas más al norte,

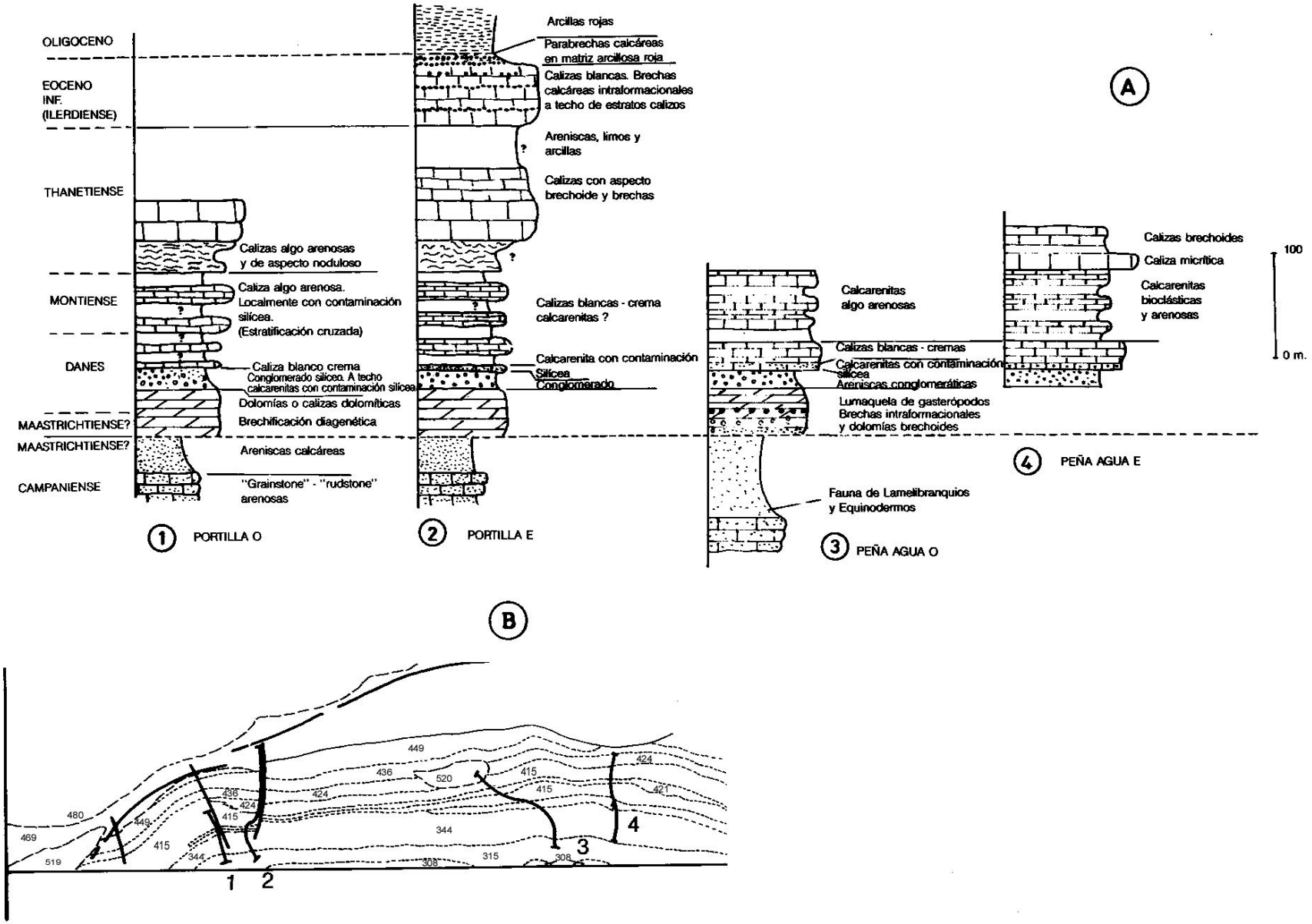


Figura 3.90.- A. Correlación de columnas litoestratigráficas en el Senoniense y Terciario del umbral de Portilla (cuadrante de Treviño, 138 - III). B. Situación de los cuatro perfiles representados en A.

EVE Ente Vasco de la Energía

a las que pueden llegar rítmicamente lenguas arenosas que se intercalan con las calcarenitas de plataforma somera.

Se han reconocido asociaciones de facies de plataforma interna más o menos restringida, como colonias algales formando montículos de bajo perfil (Larrageta, en el cuadrante 139-I) que desarrollan facies de flanco brechoide, y también "shoals" calcareníticos, con probables rasgos de cementación por aguas meteóricas.

En el área de Laminoria se pasa, hacia el este, desde zonas internas con oncolitos, e incluso pequeños estromatolitos algales (Peña Argandoña), a calcarenitas masivas (Cicujano) y a sedimentos con rasgos de inestabilidad (cantera de Lezea). El componente calcarenítico se mezcla con niveles arenosos, contorsionados o con forma de diques neptúnicos que atraviesan la serie, de forma que llega a originarse localmente una brecha polimíctica poco madura que queda "congelada" en un estado plástico.

En el cuadrante de Maeztu (139-III), la subsecuencia 15_1 se acuña en "onlap" sobre el sustrato paleoceno basculado en el área de Corres por el efecto de la falla de Atauri-Antoñana. Nuevamente, se constatan movimientos sinsedimentarios en el entorno meridional del diapiro de Maeztu. Parece ser que la línea de fractura que marca el borde este del diapiro, es la responsable del fraccionamiento del sustrato en bloques basculados, que hacia el oeste delimitan una cubeta compleja y, hacia el noreste, diversos escalones batimétricos con aparición de facies inestables en el cuadrante de Montes de Iturrieta.

La subsecuencia 15_2 tan sólo aparece exiguamente en Larrageta (cuadrante de Montes de Iturrieta), con carácter regresivo, si bien no se descarta que la parte terminal de la serie eocena de Corres corresponda también a dicha subsecuencia.

Por su parte, en la zona de Labastida, la tendencia regresiva del Paleoceno se invierte ligeramente durante el Eoceno. Es decir, durante el comienzo del Eoceno, la sedimentación es lacustre y evoluciona, de muro a techo, desde subambientes palustres - marginales, a carbonatos lacustres de facies "central". En Portilla (cuadrante de Treviño) estos sedimentos presentan una litofacies de dolomicritas a dismicritas con gasterópodos, caráceas y ostrácodos, esta serie va mostrando cierta inestabilidad hacia techo, que culmina con parabrechas intraformacionales en período de formación (figura 3.90). En el corte de Loza (cuadrante de Lagrán) se observa que las facies de carbonatos lacustres "centrales" (término 449) se localizan en el muro y techo de la sucesión, quedando una serie intermedia mixta compuesta por una alternancia de facies centrales y marginales (término 448).

Al oeste de Faido (ángulo noroeste del cuadrante de Lagrán), la serie está erosionada, llegando a desaparecer. Este fenómeno no resulta extraño por la proximidad de una intumescencia generada por el diapiro de Peñacerrada. De esta forma, se puede observar una espectacular discordancia a techo del Eoceno. En tan solo tres kilómetros, que separan Faido del anticlinal de Loza (en parte en la hoja de Labastida, 170-I y III), los conglomerados oligocenos "erosionan" al menos 100 metros de serie eocena, llegando ésta a faltar en Faido.

En el extremo oriental del área de estudio (sinclinal de Urbasa), tras un hiato que abarca al menos todo el Eoceno inferior (figura 3.91), se deposita un sistema sedimentario (secuencia 16) que lamina en discordancia materiales danomontienses y thanetienses. Este complejo es de edad Luteciense (quizá hasta Biarritziense) y está dividido en dos subsecuencias.

La subsecuencia $S16_1$, comienza con el depósito de conglomerados calcáreos que, en los niveles basales, pueden tener caracteres de brechas sinsedimentarias. La matriz es margocaliza y el tamaño de grano disminuye en dirección aparente O-E, coincidiendo con una mayor erosión del sustrato. En Lurgorri, los conglomerados se interdigitan con margocalizas rojas y verdes que se suponen de mayor batimetría, aunque dentro de un ambiente somero, probablemente cercano al continente. El tramo superior de esta subsecuencia deposicional lo constituyen las calizas de nummulites y rodolitos.

La subsecuencia $S16_2$ erosiona a la anterior y al sustrato paleoceno hacia el sur, acentuando la apertura de la cuenca eocena hacia el este. Presenta algunos conglomerados calcáreos de grano fino a muro; sin embargo, los sedimentos basales son principalmente calizas nodulosas algales y de nummulites.

Hacia el sur aparecen conglomerados de grano más grueso que presentan, al igual que en la base de la primera subsecuencia, caracteres de brechas intraformacionales, y que parecen tapizar la discontinuidad basal sobre el Paleoceno. Se ponen asimismo de manifiesto aportes terrígenos meridionales, que rellenan con conglomerados calcosilíceos el

surco de Bagaio, mientras que, en áreas de menor depósito, el relleno está restringido a microconglomerado silíceo y margas de colmatación, así como brechas intraformacionales y depósitos de dolomías. Sobre los conglomerados se depositan calizas de nummulites y rodolitos, a veces incluso con pequeños parches arrecifales, quizá de hippurítidos o afines.

La evolución del componente silíceo hacia el norte indica una progresiva pérdida de influencia del mismo, debido posiblemente al limitado volumen de clastos derivados de las áreas fuente de terrígenos, que sólo consiguió contaminar parte de la plataforma somera.

3.8.2. Ciclo Oligoceno - Mioceno

En el Eoceno medio - superior y/o base del Oligoceno, y como consecuencia de los fuertes movimientos de la fase pirenaica de la Orogenia Alpina, tiene lugar el levantamiento del actual flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa (ABALOS, 1987) y posteriormente la activación del flanco sur, con el comienzo de la elevación y cabalgamiento de la sierra de Cantabria. La conjunción de ambos movimientos propició la formación de una cuenca neógena intra-montañosa, situada en la actual zona axial de la estructura; otra limitada por fallas activas, como la depresión miocena de Campezo y Bernedo; y una última cuenca de antepaís (cuenca del Ebro), al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria (figura 3.84). En la zona axial del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, depocentro neógeno, el Oligoceno se deposita directamente discordante sobre el Keuper halocinético (según datos de sondeos; IGME, 1976). En esta zona, la extrusión de las arcillas triásicas y su disolución acentuó la cuenca post-eocena, en la que se depositaron materiales heterogéneos: los terrígenos provenientes del continente sur, y los calcáreos, de los cercanos relieves (septentrionales primero y meridionales más tarde), en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

Al mismo tiempo que se van retirando de este sector las últimas aguas "marinas", esta cuenca se va configurando por elevación de sus bordes, generándose abanicos aluviales durante el Oligoceno y Mioceno. Estos abanicos aluviales, de pequeño tamaño al principio, evolucionan vertical y lateralmente (hacia el centro de la cuenca) de facies proximales a facies distales.

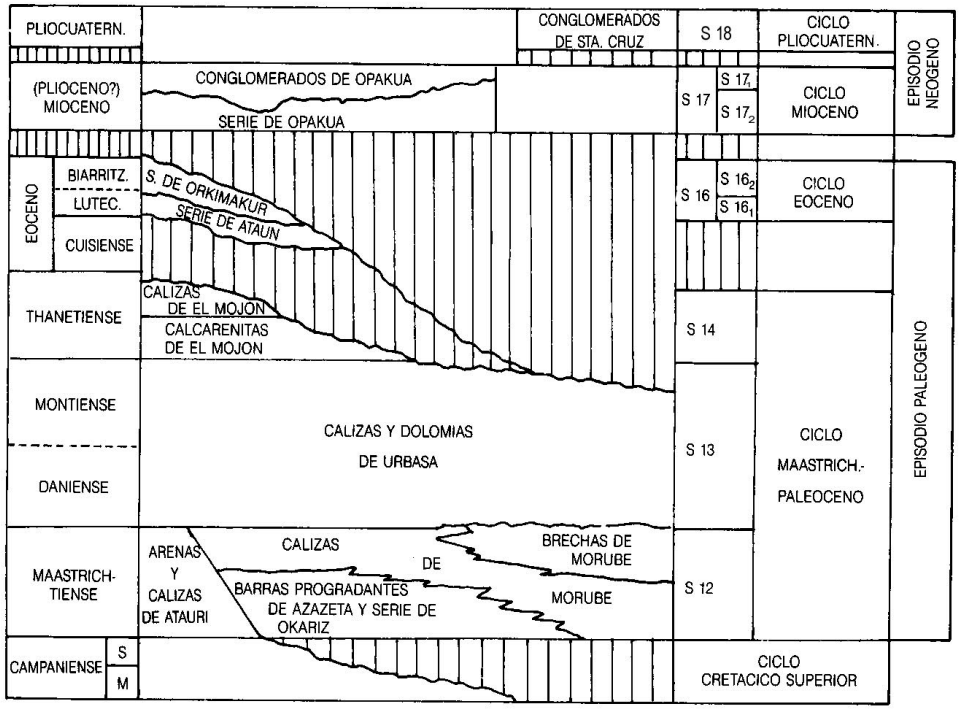


Figura 3.91.- Distribución de unidades estratigráficas, discontinuidades y ciclos sedimentarios para el Maastrichtiense y Terciario en el sinclinal de Urbasa.

Según RIBA (1956 y 1976), la cuenca de Miranda- Treviño tiene, a partir del Eoceno, unas características sedimentarias especiales, ya que se trata de un amplio sinclinal asimétrico, con el flanco sur tres veces más potente que el norte (figura 3.84). Esto se debe a que, a medida que se depositaban materiales, se producía un desplazamiento del depocentro (coincidente con el eje del sinclinal) hacia el norte, con elevación e inclinación de las capas del flanco sur y erosión continuada de las mismas. De este modo, la cuenca neógena presenta en conjunto una gran discordancia progresiva, sin que en ningún momento haya habido interrupción de la sedimentación, ni detención del movimiento tectónico de levantamiento de capas y migración del surco. Localmente, puede detectarse un recrudecimiento de la actividad tectónica durante las fases Sávica y Staírica, como revelan las discordancias locales del área de Treviño.

EVE Ente Vasco de la Energía

La permanente inestabilidad tectónica, relacionada con los movimientos orogénicos alpinos, que se desarrollaron principalmente durante el Eoceno superior - Oligoceno, y que se mantiene en el flanco sur hasta tiempos subactuales, provoca el levantamiento y emersión de extensas áreas de materiales terciarios, los cuales constituyen fuentes de clastos para los abanicos aluviales.

3.8.2.1. Depósitos neógenos del Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa

Están constituidos por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales, sistemas fluviolacustres), de edad Oligoceno y Mioceno, que rellenaron asimétricamente la depresión elongada constituida por la zona axial del sinclinal.

La organización general es según dos o tres macrosecuencias positivas de relleno de depresiones. La evolución lateral de los materiales está condicionada por la geometría de la cuenca de depósito y su evolución en el tiempo, y por la naturaleza y posición de las distintas áreas - fuente.

En cuanto a la distribución espacial, se observa, en el conjunto de cuadrantes, una clara disminución del tamaño de grano de este a oeste, tanto en sedimentos oligocenos como miocenos, hasta llegar a facies margocalcáreas distales de centro de cuenca, muy alejadas de las áreas - fuente de clastos groseros. En las zonas centrales de las cubetas se dan facies lacustres muy someras, de baja energía e incluso con episodios evaporíticos (cuadrante de Miranda de Ebro). En estos "lagoons" protegidos e hipersalinos, lejos de aportes conglomeráticos o arenosos, se depositan terrígenos finos distales y se produce gran cantidad de carbonato. En los momentos de menor aporte terrígeno se producen gruesos bancos de calizas algales que posteriormente se disuelven, brechifican y costrifican durante frecuentes exposiciones subaéreas. En estos niveles es frecuente encontrar microfauna marina bien conservada, que debe proceder de la erosión de sedimentos infrayacentes.

El ciclo Oligoceno - Mioceno se sitúa en discordancia sobre materiales desde coniacienses a eocenos, y se encuentra irregularmente repartido a causa de la laguna cartográfica que supone el Condado de Treviño. No obstante, pueden reconocerse tres macrosecuencias consecutivas de edades aproximadas: Oligoceno - Mioceno inferior, Mioceno inferior - medio y Mioceno superior.

La secuencia basal es ortoconglomerática, arenosa y arcillosa, presentando generalmente una macrosecuencia positiva. Su potencia aumenta hacia el suroeste; mientras que, hacia el norte (cuadrantes de Valdegovía, 111-I y III, y Monte Kapildui, 138-II), se acuña en "onlap" sobre el sustrato paleoceno y desaparece. Localmente, como en la zona de Portilla (cuadrante de Treviño, 138-III), la potencia de la serie se reduce notablemente, a causa de la intumescencia de Ocio-Berganzo y sobre la alineación diapírica Peñacerrada-Treviño (no aflorante).

Las facies más proximales están representadas, sobre todo, en el flanco norte de la estructura, constituidas por facies de relleno de canal. Son ortoconglomerados de cantos calizos redondeados, que provienen del Terciario marino y del Mesozoico. Intercalados en ellos aparecen pequeños lentejones de areniscas con estratificación cruzada. Tanto los conglomerados como las areniscas se presentan en secuencias positivas de pequeño espesor. Estas asociaciones de facies parecen indicar la presencia de pendientes fuertes y descargas bastante rápidas, frecuentes en abanicos aluviales de climas áridos. La procedencia de estos abanicos debió ser bastante simétrica: del norte y noreste, en el flanco norte, y del sur y suroeste en el flanco sur, es probable que estos abanicos llegaran a coalescer.

Tanto hacia el centro de la cuenca como en la vertical, estos abanicos evolucionan a facies más distales, aumentando la proporción de lutitas. Este progresivo aumento de lutitas hacia techo hace pensar en una disminución paulatina de la actividad tectónica.

Las asociaciones de facies de abanico aluvial medio (afloramientos de Nograro, Bachicabo y entrada al desfiladero de Sobrón, en el cuadrante de Espejo) presentan dos grupos de facies diferentes:

1. Facies de relleno de canal. Formadas por conglomerados y areniscas cementadas, forman niveles que destacan fuertemente en el terreno (zona de Sobrón - Bachicabo), ya que están constituidas por cuerpos tabulares de relativa continuidad lateral.

2. Facies de lutitas rojas con perfiles edáficos. Las facies lutíticas dominantes están constituidas por limolitas y arcillas de color rojo, que aparecen a veces con desarrollo de nódulos y calcretas, lo que indica

largos períodos de exposición subaérea. Intercalados en las lutitas son frecuentes los niveles de areniscas con geometría tabular, que corresponden a depósitos de desbordamiento sobre la llanura de inundación.

El techo de la serie roja del Oligoceno - Mioceno inferior está caracterizado por un dominio neto de las lutitas rojas, correspondientes a asociaciones de facies de abanico distal. La litología dominante es de fangos masivos (limolitas y arcillas) de tonos rojos, ocres y amarillentos, muy bioturbados (raíces) y con procesos edáficos (nódulos carbonatados). El proceso sedimentario que domina es la decantación de fangos en una llanura de inundación proximal, con exposición y desarrollo de perfiles edáficos, y con eventuales desbordamientos representados por pequeñas capas de areniscas. Es de destacar el amplio desarrollo de lutitas rojas en los términos superiores. Según **MONTES SANTIAGO, *et al.* (1989)**: "la explicación podría encontrarse en el tipo de clima dominante en la época. **HASELDONCHX (1973)**, basándose en estudios de polen, deduce que el clima durante el Terciario en España sería tropical y, en el Oligoceno y Mioceno, acusaría una tendencia a la estacionalidad. Un clima de este tipo favorecería la alteración de los silicatos, y se desarrollarían potentes perfiles edáficos arcillosos que, al desmantelarse, generarían un importante acúmulo lutítico en las zonas de sedimentación".

En el extremo este del sinclinal, esta secuencia está formada por ortoconglomerados calcáreos proximales (zonas altas del monte Kapildui y cuesta de Izartza, en el cuadrante 138-II; Arbieta, Espinal y Barlas, en el cuadrante 138-IV), cuya matriz aumenta de contenido arenoso en las proximidades de substratos arenosos thanetienses. Hacia el suroeste pasan a zonas más alejadas de los relieves fuente, facies distales (Urarte, en el cuadrante de Montes de Izkiz), en las que una mayor tranquilidad del medio permite el depósito de margas por decantación y la producción de carbonato de origen algal en medio lacustre. En Monte Kapildui, así como en otros cuadrantes más meridionales (Faido y sur de Urarte, en Montes de Izkiz), los conglomerados se sitúan sobre substratos fallados que determinan a veces las direcciones de canalización (figura 3.92).

Sobre el conjunto aluvial anteriormente descrito aparece un potente tramo (Mioceno inferior-medio), discordante en el borde suroeste (Bachicabo), y paraconforme en el resto de la cuenca, de carácter mixto margoso - detrítico, con tonos generalmente amarillentos, que contrastan con la serie roja infrayacente. La evolución general de este tramo ("Molasa de Fontecha", RIBA, 1956) tiene una tendencia claramente positiva, ya que en su parte basal aparecen numerosos cuerpos arenoso-microconglomeráticos (al sur de Bachicabo) que disminuyen en frecuencia y tamaño de grano hacia el techo. La litología dominante es de margas y limolitas amarillentas, que intercalan niveles areniscosos. El análisis de estos últimos revela que se trata del relleno y migración de pequeños canales que fluían hacia el este y sureste en la zona de Fontecha (sur del cuadrante de Espejo). Este sistema puede ser interpretado como depósitos fluviales de ríos trenzados que aumentarían de sinuosidad hacia el centro de la cuenca. En general, los términos inferiores son más proximales que los superiores. Hacia el techo de la secuencia dominan claramente (sector de Turiso, cuadrante de Ribera Alta) los fangos depositados en una llanura de inundación, correspondientes a facies más distales. En el techo de algunas secuencias es posible encontrar delgados niveles de evaporitas (yeso-anhidrita), que indicarían episodios de evaporación de algunas charcas restringidas. A este respecto, es de destacar la casi total ausencia de sales, tanto en los sistemas marginales como en los sistemas centrales (según la nomenclatura de **ORTI *et al.*, 1989**, para la cuenca del Ebro) de esta cuenca. Esto es debido, probablemente, a que esta cuenca estaría en conexión con la del Ebro, y las aguas residuales, más enriquecidas en sales, pasarían a esta última, donde sí existen importantes masas evaporíticas (i.e.: Yesos de Cerezo, en la provincia de Burgos). Es decir, la cuenca de Miranda-Treviño actuaría como una cubeta de decantación de clásticos, vertiendo su excedente de agua hacia el sur, a la cuenca del Ebro.

En el flanco sur (cuadrante de Treviño) esta secuencia se dispone en "onlap" sobre la anterior, seguramente por la elevación continua y progresiva de la sierra de Cantabria. En esta zona, las intercalaciones tienen carácter fundamentalmente calizo-margoso en la base, aumentando hacia techo la presencia de niveles arenosos y conglomeráticos, con cuya máxima concentración finaliza la secuencia.

Durante el terciario, como ya se ha indicado, el eje de la cubeta se desplaza de sur a norte, y las sales triásicas forman intumescencias (abombamientos del sustrato). Efectivamente, la presencia de material triásico en las series miocenas, "orla" del diapiro de Salinas de Añana, indica que este diapiro había comenzado a perforar las series. Según

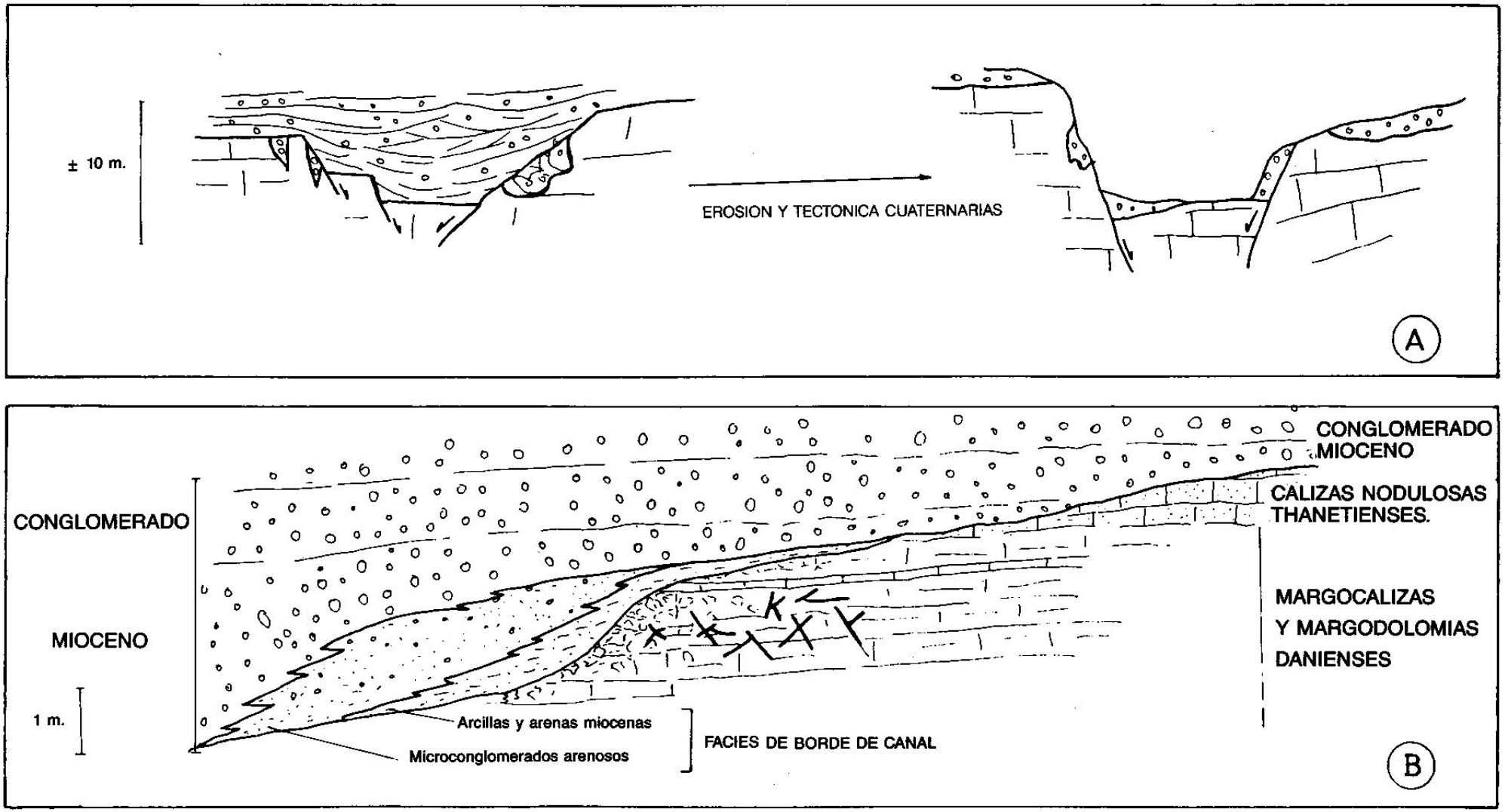


Figura 3.92.- Encajamiento de conglomerados miocenos en diferentes sustratos paleocenos.
A. Fallamiento predeposicional de calizas thanetienses: karstificación y relleno. La posterior erosión cuaternaria propicia afloramientos conglomeráticos dispersos (Urarte, en Montes de Izkiz)
B. Brechificación de colapso, fracturación y relleno de diaclasas por pseudomorfos esparíticos, en un margen de canal sobre sustrato Daniense-Thanetiense (Faido). Longitud de la sección: aprox. 50 m. (cuadrante Montes de Izkiz, 138-IV)

EVE Ente Vasco de la Energía

RIBA (1956), este abombamiento separó dos zonas de sedimentación: una hacia Valdegovía y otra hacia Treviño. Por otro lado, la existencia de otro abombamiento en el sector de Sobrón separó esta cuenca de la de Villarcayo, situada al oeste.

Los últimos depósitos terciarios en el área de estudio corresponden al Mioceno superior, en el sector de Valdegovía, y tienen un carácter claramente lacustre. Este lago "terminal" tendría su límite oriental en la elevación formada por el diapiro de Salinas de Añana (cuadrante de Ribera Alta). El depósito de este lago es mixto (químico - detrítico), caracterizado por una alternancia de margas y limos amarillentos, y calizas lacustres blancas. Se trataría de un típico lago carbonatado, alimentado por sistemas fluviales radiales. La lámina de agua sería muy delgada y oscilante, lo que explica la recurrencia de los niveles carbonatados. Las calizas blancas se depositarían en áreas marginales de este lago, donde la lámina de agua es menor, y su elevación causaría la precipitación del carbonato. Las facies margoso-arcillosas, mayoritarias, se generan como decantación de los aportes detríticos que llegan al lago.

En el extremo oriental del sinclinal (zona de Urbasa), el ciclo Mioceno está representado por una secuencia conglomerática y areno-arcillosa en la base (conglomerados de Aletxa, del cuadrante 139-I), y margocaliza a techo (Erroeta), allí donde la distalidad permitía el depósito de facies lacustres en un medio de baja energía. Los depósitos lacustres pueden ser de origen profundo, con fauna de gasterópodos y ostrácodos, o también facies marginales en vías de karstificación o de costrificación y formación de caliches, generalmente sobre "bindstones" algales.

Las series conglomeráticas constan de canales rellenos de cantos redondeados. Los conglomerados más gruesos no presentan estratificación ni imbricación de cantos. La matriz es calcarenítico-arenosa con estratificación cruzada y el cemento calcáreo. En el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II) se intercalan barras calcareníticas, dando en conjunto el aspecto de elementos sigmoidales, quizá producto de migración de barras, o bien de acreción lateral en canales (figura 3.93).

La redondez y esfericidad de la mayoría de los cantos implica, casi con seguridad, un reciclaje de los conglomerados marinos eocenos (ya muy redondeados) durante el Oligo-Mioceno.

Los canales excavan un sustrato arcilloso de llanura de inundación fluvial y/o llanura lutítica de un abanico aluvial. En esta llanura arcillosa se manifiestan rasgos de exposición subaérea, como las huellas de raíces y los cantos redondeados de óxidos de hierro en calizas lacustres marginales. Estos rasgos se observan con claridad en los alrededores de las canteras de Laminoria (cuadrante 139-I, Montes de Iturrieta).

En los bordes de las cubetas de menor entidad (Sierra de Entzia, 139-II) aparecen clastos más irregulares (más proximales respecto al área fuente, quizá no conglomerática) y más heterométricos, en matriz arcillosa. También se encuentran depósitos de calizas y dolomías similares a las paleocenas (podría tratarse de grandes bloques aislados dentro de la serie miocena). Asociados a ellas aparecen microconglomerados calcáreos compuestos por granos milimétricos de esparita.

El entorno descrito corresponde a la colmatación de una cuenca intramontañosa. La presencia de calcarenitas con laminación paralela muy marcada puede ser indicativa de un medio subacuoso permanente, seguramente lacustre. Sin embargo, la disposición en sigmoides (figura 3.93) no concuerda totalmente con esta interpretación, apuntando más bien a sedimentos fluviales (o incluso a un hipotético ¿microdelta lacustre?).

3.8.2.2. Terciario de la Cuenca del Ebro

Al mismo tiempo, al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, se produce el relleno del surco de la cuenca del Ebro-Rioja, que llega a alcanzar más de 4.000 metros de espesor de materiales terciarios continentales. Esta cuenca está limitada al norte por el cabalgamiento de la sierra de Cantabria - montes Obarenes (vergente al sur), y limitada al sur por el cabalgamiento de las sierras de la Demanda y Cameros (vergente al norte).

El área estudiada se encuentra inmediatamente al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, que "solapa" al menos en 15 kilómetros el límite norte (original) de la cuenca del Ebro.

Como resultado de este solapamiento, las facies más proximales y más antiguas de la cuenca del Ebro no pueden ser observadas; no obstante, existe una pequeña parte de ellas que se sitúan sobre el bloque cabalgante

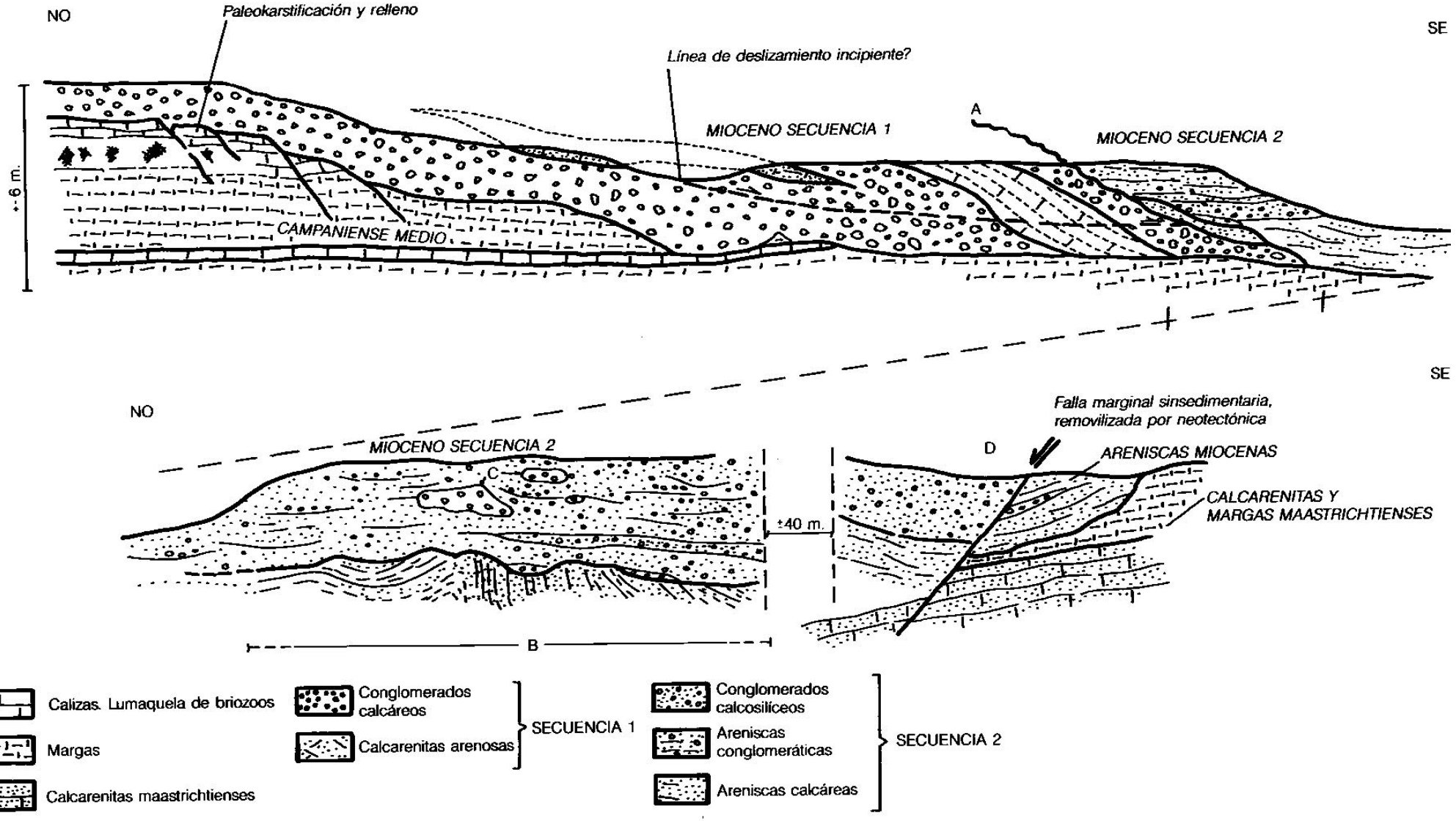


Figura 3.93.- Perfil estratigráfico del Mioceno en el puerto de Opakua. Disposición sigmoidal de barras conglomeráticas y calcareníticas sobre sustrato del Cretácico superior. La subsecuencia 2 ($S17_2$) corta a la 1 ($S17_1$) en discordancia (A); aparentemente se eslumpiza y erosiona a sí misma (B); incluye bloques métricos del conglomerado infrayacente (C); y rellena el paleocanal (o depresión) apoyándose sobre las calizas maastrichtienses falladas sinsedimentariamente (D). La escala vertical es aproximada. La longitud del corte es de unos 400 metros.

EVE Ente Vasco de la Energía

y que no han sido deformadas de manera importante por el cabalgamiento. Su estudio permite conocer algunos aspectos sobre el medio sedimentario y las relaciones geométricas de estos depósitos con los infrayacentes.

Este es el caso del cuerpo de conglomerados que aflora al norte de Cripán (entre los cuadrantes de Lagrán, 170-II, y Bernedo, 171-I). Este y otros afloramientos situados más al oeste muestran cierta similitud. Se trata de cuerpos conglomeráticos de 1-2 kilómetros de extensión lateral y hasta 200-250 metros de potencia máxima, que se interpretan como facies proximales de un sistema de abanicos aluviales. A esta unidad se le atribuye una edad Oligoceno, y se encuentra discordante sobre materiales campanienses, lo cual significa que existió una etapa de plegamiento (probablemente un abombamiento con erosión de sus zonas más elevadas) previo o durante su depósito. Lateralmente, y sobre todo hacia techo, estos grandes cuerpos se acuñan o desmembran, a veces de forma espectacular (como ocurre al norte de Cripán), pasando a facies de orla distal, con algunas facies canalizadas de conglomerados de escaso desarrollo. Hacia el oeste todos estos materiales quedan involucrados en el cabalgamiento de sierra de Cantabria, y el intenso grado de tectonización con que aparecen no permite obtener información desde el punto de vista sedimentológico.

Resulta difícil calcular cuanta serie ha quedado oculta entre estos materiales asociados al frente cabalgante y las series miocenas de la cuenca del Ebro. Se ha supuesto que buena parte de los materiales del Oligoceno superior y Mioceno inferior, ha quedado sin representación.

El resto de los materiales de la cuenca del Ebro pertenecen al Mioceno inferior y medio, más concretamente a la denominada "facies de Haro", a la que en términos generales se puede atribuir un medio sedimentario correspondiente a la zona de tránsito aluvial - fluvial; es decir, a la parte más distal de abanicos aluviales y a la parte más proximal (cabecera) de ríos anastomosados - trenzados.

Estos materiales forman una serie, de carácter moderadamente progradante, constituida por una alternancia de areniscas calcáreas de grano fino a muy fino, limolitas y margas, entre las que se intercalan con frecuencia creciente avenidas areniscosas. El número de intercalaciones de grano grueso aumentan hacia el norte, en la parte alta de la serie.

El Mioceno inferior es mayoritariamente arenoso y lutítico. Las facies más finas, lutíticas, se relacionan con depósitos de llanura de inundación y llanura lutítica distal de abanicos aluviales. Los cuerpos arenosos muestran morfologías canaliformes, con frecuentes acuñamientos de las capas y estratificaciones cruzadas, correspondientes generalmente al relleno y migración de pequeños canales en un sistema de depósitos fluviales de ríos trenzados, que aumentarían la sinuosidad hacia el centro de la cuenca (también pueden interpretarse como depósitos de transición a submedios de tipo lacustre; p.ej. incipientes deltas lacustres). Más al norte, los sedimentos más groseros, representados en el cerro de San Cristóbal o La Lobera (cuadrante de Labastida, 170-I y III), corresponden al Mioceno medio e incluyen algunas lentes de conglomerados canalizados, que corresponderían a la parte media - distal de abanicos aluviales, con frecuentes depósitos de tamiz.

Son muy escasos o casi inexistentes los rasgos de exposición subaérea, por lo que parece que el medio sedimentario, si bien de carácter continental, se encontraba casi permanentemente situado bajo una lámina de agua.

Si se exceptúan los depósitos conglomeráticos, que tienen una clara procedencia septentrional (medida en bases de canales y en cantos imbricados), el resto de la facies de Haro exhibe paleocorrientes procedentes del sur. Puesto que la cuenca es claramente bipolar, los niveles de procedencia norte estarán solapados por la unidad alóctona de la sierra de Cantabria (algunos sondeos de petróleo han cortado el Terciario de la Cuenca del Ebro unos 15 kilómetros al norte del frente de cabalgamiento).

3.8.2.3. Depresión terciaria de Campezo-Bernedo y Pipaón

Esta cuenca alargada, limitada por fallas activas, está colmatada por materiales de edad Mioceno, Mio-plioceno y Plio-cuaternario, que se disponen en discordancia sobre materiales cretácicos.

El Mioceno de la depresión de Campezo está representado por una secuencia, conglomerática en la base (conglomerados de Bujanda y Campezo) y areno-arcillosa, de llanura lutítica, allí donde la distalidad permitía el depósito de facies finas, en un medio de baja energía dentro del abanico aluvial.

Los conglomerados son gruesos, erosivos, de cantos calcáreos que provienen del Terciario marino y del Mesozoico, y se sitúan en los bordes

de las depresiones intramontañosas o subcuencas donde se instalan (ejemplo de la subcuenca de Pipaón, en el cuadrante de Lagrán). Los conglomerados más gruesos no presentan estratificación ni imbricación, la matriz es calcarenítica arenosa y el cemento es calcáreo. Intercalados en los conglomerados aparecen pequeños lentejones de areniscas con estratificación cruzada. Tanto los conglomerados como las areniscas se presentan en secuencias positivas de pequeño espesor. Estas asociaciones de facies parecen indicar la presencia de pendientes fuertes y descargas bastante rápidas, frecuentes en abanicos aluviales de climas áridos.

Los conglomerados de esta subsecuencia se sitúan como recubrimiento residual (actualmente en proceso de erosión) del Cretácico de la sierra de Cantabria, en el sur, y que hacia el norte, se apoya en los relieves de la sierra de Lokiz, al norte de Urbisu (en el cuadrante de Campezo). En este último caso parece advertirse una elevación sinsedimentaria del relieve con respecto a la depresión de Campezo, en la que se depositan las facies más distales de los abanicos.

En Santa Cruz de Campezo los conglomerados basales se solapan hacia el suroeste sobre el sustrato campaniense, marcando nuevamente un alto en las proximidades de la falla de Atauri-Antoñana (cuadrante de Maeztu, 139-III). En relación con esta geometría, la potencia y tamaño de grano aumenta en el sentido del solapamiento; las fallas del sustrato controlan la canalización de los aportes groseros.

Hacia techo, estos abanicos evolucionan a facies más distales con un progresivo aumento de las lutitas, lo cual lleva a pensar en una disminución paulatina de la actividad tectónica. Así, ya durante el resto del Mioceno, la sedimentación es mayoritariamente arenosa y lutítica, con escasas lentes de conglomerados, que se interpreta como facies de orlas distales de abanicos aluviales (término 492). Unicamente se van a desarrollar facies proximales (término 493) en los bordes de la cuenca, y sobre todo asociadas, en bandas paralelas, a las zonas de relieves importantes. Este hecho es particularmente evidente en pequeñas cuencas endorreicas como la de Pipaón (en la hoja de Lagrán), así como en Campezo. Incluso, al este de Genevilla (cuadrante de Bernedo, 171-I), donde se esperaba encontrar un reflejo de estas facies proximales, asociadas a la falla de la sierra de Codes, éstas se hallan ocultas o erosionadas por una nueva generación de materiales conglomeráticos, posiblemente de edad Plioceno.

Así pues, los diferentes episodios de abanicos aluviales estuvieron controlados por la actividad tectónica pulsante de los escarpes senonienses que rodeaban la cuenca neógena. Este proceso de levantamiento, erosión y reciclaje se prolongará durante el Ciclo Plio-cuaternario, propiciando el acúmulo de nuevos materiales conglomeráticos.

3.8.3. Mioceno - Mio-plioceno

Los conglomerados de Opakua (cuadrante 139-II, Sierra de Entzia) se apoyan en discordancia erosiva sobre la subsecuencia miocena (figura 3.91 y 3.93). Esta serie está compuesta por conglomerados, arenas y arcillas rojas, posiblemente de edad mio-pliocena.

Los materiales más proximales de esta secuencia rellenan huecos paleokársticos o depresiones sinsedimentarias hectométricas en los materiales conglomeráticos y calcareníticos infrayacentes, mientras que los más distales incorporan bloques métricos de los mismos.

En el área de Opakua-Uraska y al noroeste del alto del Mojón, los materiales tienen características y organización de aspecto fluvial con estratificación cruzada de surco, etc. Sin embargo, la presencia de materiales deslizados (figura 3.93) evidencia la creación de fuertes relieves extraformacionales cercanos, ya que, de otro modo, sería necesaria una pendiente sinsedimentaria de los depósitos impropia de medios fluviales. En cualquier caso, el entorno tectoestratigráfico y la época de depósito son propicios a bruscos movimientos tectónicos distensivos; téngase en cuenta que la geometría de los depósitos en esta segunda subsecuencia miocena parece venir dada en Opakua por fallas normales que afectan al sustrato del Cretácico superior.

En afloramientos aislados es posible encontrar depósitos de colmatación final en forma de margas verdes y rojas, azoicas, con alguna intercalación conglomerática. Se observan también crecimientos esparíticos, tales como venillas ortogonales en margas blancas, que pueden ser pseudomorfos de anhidrita u otros sulfatos, o bien estructuras de exhudación, sin llegar a constituir caliches o costras bien desarrolladas.

Por otra parte, en la depresión de Campezo (cuadrante 139-IV), esta subsecuencia está representada por conglomerados calcosilíceos en matriz arenosa, intercalados con areniscas y arcillas, que se encuentran apoyados

EVE Ente Vasco de la Energía

directamente sobre las calcarenitas del Cretácico superior (al norte de Urbisu). En este caso cabe deducir una subsidencia diferencial continuada mio-pliocena, a raíz de la cual las sucesivas generaciones conglomeráticas pueden irse nutriendo simultáneamente del área fuente y de depósitos más antiguos, a los que erosionan.

3.8.4. Plio-cuaternario

Durante el Plioceno tiene lugar una fuerte erosión y arrasamiento de las zonas emergidas. Estos materiales servirán como relleno en pequeñas cuencas endorreicas (testimonio de las cuales son los depósitos pliocenos discordantes que se localizan entre Salinillas de Buradón y Ocio, en el cuadrante de Labastida, 170-I y III); o en ambas márgenes de la depresión de Campezo, que se va hundiendo según fallas N40-60°E, con formación continua de abanicos aluviales en ambos márgenes, hasta la actualidad.

Efectivamente, a tenor de la cartografía y de las facies observadas, parece evidente que la actuación de fallas sinsedimentarias, durante el Plio-pleistoceno y Holoceno, rejuveneció el relieve de la sierra de Hornillos (cuadrante de Maeztu, 139-III) y propició el hundimiento continuado de la depresión de Campezo. Así se fueron creando nuevas generaciones de abanicos aluviales en los que se depositaban conglomerados canalizados por resedimentación, al norte y sur de la fosa, cubiertos sucesivamente por nuevos sistemas. De esta forma se originaron las dos generaciones de piedemontes, con distintas áreas fuente y cementación, que se observan en Piérola.

El componente principal es conglomerático, con intercalaciones arenosas y arcillosas. Los conglomerados de esta edad se nutren de depósitos miocenos y cretácicos, y se reorganizan en abanicos a cota más baja, apoyados en un sustrato de edad cretácica. Son frecuentes las costras de exhudación, aunque no se desarrollan caliches importantes.

En el borde norte de la depresión de Campezo, son de destacar los piedemontes cementados, que pueden encontrarse en el límite entre los cuadrantes de Maeztu (139-III) y Campezo (139-IV y 171-II). La cuña de materiales se apoya directamente sobre el frente de la sierra de Hornillos. En esta zona, también son visibles piedemontes más recientes, muy cementados, que forman cuñas *in situ* o bien bloques sueltos en trance de ser reciclados (suroeste del convento abandonado de Piérola). En el borde sur de esta cubeta aparecen también conglomerados, en principio post-miocenos, muy bien desarrollados en los cuadrantes de Campezo (139-IV y 171-II) y Bernedo (171-I), posiblemente pertenecientes a un episodio contemporáneo de erosión y sedimentación.

Con posterioridad a estos episodios se produce el encajamiento de la red fluvial actual (también condicionada por redes de fracturas de actuación muy antigua) con su cortejo de sucesivas terrazas y llanuras de inundación adyacentes a los cauces activos.

Hay que destacar la presencia, al sur de Antoñana (junto a la falla del mismo nombre), de relictos de meandros colgados con depósitos atípicos, quizá de terrazas, retocados por procesos de ladera y convertidos actualmente en "pseudocoluviales" (cuadrante de Maeztu, 139-III).

También cabe citar la existencia, en esta zona, de depósitos travertínicos formados a consecuencia de las oscilaciones del nivel freático, en relación con los diferentes períodos glaciales - interglaciales del Cuaternario.

En el Holoceno tiene lugar la formación de los estuarios que se originaron en las desembocaduras de algunos de los principales ríos como consecuencia de un avance transgresivo producido con posterioridad al deshielo holoceno. CEARRETA, A. (1993) identifica en la costa cantábrica, desde Asturias a la desembocadura del Bidasoa, dos pulsaciones transgresivas separadas por un periodo regresivo. Según este autor, el primer evento transgresivo se produjo unos 8000 años BP (estadio Atlántico), mientras que el segundo tuvo lugar unos 2500 años BP (estadio Subatlántico); ambas pulsaciones transgresivas están separadas por una etapa regresiva que duró unos 1000 años, desde 4000 BP hasta 3000 BP.

4. PETROLOGIA

En este capítulo se describen las características de yacimiento, estructurales, petrológicas y geoquímicas de las rocas de origen ígneo y metamórfico, incluyendo aquellas que son producto de una actividad hidrotermal de baja temperatura.

Aunque se procurará realizar una descripción que se ajuste al orden establecido en la leyenda del mapa geológico para facilitar la búsqueda del lector, al establecerse una diferenciación en función del origen de estos materiales, los diques y filones de rocas subvolcánicas (1) serán descritos en el apartado dedicado a las rocas volcánicas y subvolcánicas del Cretácico superior.

4.1. ROCAS DE ORIGEN HIDROTERMAL

Se trata de un variado y heterogéneo conjunto de litofacies relacionadas con una importante, y localmente intensa, actividad hidrotermal de baja temperatura. En función de la morfología que presentan, se incluyen en este apartado tanto rocas filonianas (diques o filones de cuarzo o calcita), como cuerpos de morfología irregular (silicificaciones y dolomitizaciones).

4.1.1. Diques o filones de cuarzo (2)

Los diques de cuarzo son especialmente abundantes en la zona del macizo de Cinco Villas, donde se emplazan tanto en el "stock" de Peñas de Aia como en la aureola de metamorfismo de contacto que le rodea y en los materiales paleozoicos. También están presentes en el sector occidental del Anticlinorio de Bilbao, reconociéndose tanto en su zona axial como en los flancos, jalonando las grandes fracturas longitudinales que afectan a esta estructura, y emplazándose en rocas correspondientes al Complejo Purbeck-Weald y al Complejo Urgoniano.

Los filones de cuarzo del macizo paleozoico de Cinco Villas se desarrollan siguiendo direcciones preferentes de fractura, especialmente E-O, o a favor de los planos de debilidad que constituyen las superficies S_0 y S_1. En el contacto oeste del "stock" de Peñas de Aia, en su mitad meridional (al sur de la falla de Aritxulegi), se desarrolla un importante sistema de filones de cuarzo de dirección N-S, algunos con potencias superiores a los 10 metros.

En general se trata de cuarzo lechoso, con frecuentes tintes amarillos debido a la presencia de óxidos de hierro. Frecuentemente van acompañados de pequeñas cantidades de goethita y, más raramente, diseminaciones de pirita.

Los filones de cuarzo localizados en el sector occidental del Anticlinorio de Bilbao, alcanzan hasta varios metros de potencia y una notable continuidad cartográfica. Es de destacar la gran concentración de filones de cuarzo que se ha reconocido en la zona de Castrejana y monte Cobetas, en el cuadrante de Bilbao (61-II). También en la zona de Alén-Artatxo , y asociados a fracturas paralelas u oblicuas al anticlinal de Ventoso (cuadrantes de Trucíos, 60-II, y Santurtzi, 61-I), aparecen frecuentes filones de cuarzo hidrotermal. Estos filones suelen presentar una estructura bandeada, constituida por distintos tipos texturales de cuarzo, con frecuentes texturas en peine, con estructuras abiertas y abundantes huecos, englobando localmente abundantes fragmentos de rocas de caja. El cuarzo se presenta en agregados policristalinos, formados por cristales subidiomorfos microgranudos a granudos. Normalmente están acompañados de una fuerte tectonización y silicificación de la roca encajante, en forma de abundantes venillas de cuarzo de potencia milimétrica a decimétrica. Ligadas a estos diques se reconocen numerosas mineralizaciones metálicas, destacando especialmente las de hierro de mina Alén, y otras en la zona axial del Anticlinorio.

La mayor parte de los filones cartografiados encajan en materiales de la formación Ereza, jalonando fracturas de dirección N115°E a N145°E. La edad de estos filones es incierta y en consecuencia no puede descartarse una intrusión muy temprana para ellos, en estrecha relación genética con las mineralizaciones de hierro conocidas en sus proximidades.

Una excepción al conjunto descrito la constituyen varios diques de cuarzo emplazados en materiales terrígenos correspondientes al Complejo Supraurgoniano. Uno se localiza al oeste de Zarátamo (en el cuadrante de Basauri, 61-IV) y otro en las proximidades del barrio Larruskain (cuadrante de Ondarroa, 63-I). En detalle, se puede observar que este último está constituido por varios filones de dirección aproximada N45°E, con una potencia variable entre varios centímetros y cuatro metros, y una corrida de varias decenas de metros. Se presenta como una roca de aspecto brechificado, compuesta prácticamente en su totalidad por cuarzo y diseminaciones de pirita, que en

algunos puntos llegan a ser importantes, por lo que se encuentra jalonado por pequeñas catas y pozos de investigación. Además de cuarzo y pirita, al microscopio, se ha observado plagioclasa (albita) en la mesostasis de grano fino, que es minoritaria con respecto a la porción de grano más grueso, constituida casi exclusivamente por cuarzo. Presenta textura holocristalina, heterogranular, alotriomorfa de grano fino-medio. Otro se localiza en Barambio (cuadrante de Amurrio, 86-IV) y el último en las inmediaciones del caserío Etxebarria, al oeste de Elgoibar (cuadrante de Eibar, 63-III), aunque debido a su pequeño tamaño no han sido diferenciados en la cartografía. Estos dos diques llevan asociadas mineralizaciones de Zn-Pb.

4.1.2. Filones de calcita (3)

En todos los casos se trata del relleno de origen hidrotermal de fallas que encajan o afectan a materiales carbonatados pertenecientes al Complejo Urgoniano (principalmente a facies de calizas masivas).

Únicamente se han diferenciado filones de calcita de dimensiones cartografiables en los siguientes cuadrantes:

- En el cuadrante de Trucíos (60-II), aparece un único filón emplazado en la falla que limita por el sur el pequeño macizo calcáreo de Caldereros. Este filón sigue una orientación E-O y presenta disposición vertical, con corrida apreciable del orden de 250 metros y potencia muy variable (desde unos pocos centímetros hasta 10 metros). No presenta labores mineras asociadas.

- En el cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I) se ha cartografiado un filón de calcita que jalona una de las fallas del sistema de Katabera. Presenta una morfología arrosariada, con potencia muy irregular, que localmente llega a dar lugar a bolsadas del orden de la decena de metros. Sus afloramientos se presentan dispersos a lo largo de unos 2-3 kilómetros, siguiendo la traza de una falla inversa de pequeño salto y dirección aproximada E-O. Localmente la calcita se acompaña de una diseminación de minerales de Zn-Pb (esfalerita, localmente, y mayoritariamente smithsonita - hemimorfita y galena). Existen varias labores mineras abandonadas de pequeño tamaño (catas, pocillos), asociados a estos indicios metálicos.

- Por último, en el cuadrante de Asparrena (113-IV) y encajando en este caso a las calizas de Eguino, se han cartografiado tres filones de calcita de potencia métrica, tratándose del relleno de fallas directas de pequeño salto. Los dos filones más importantes tienen una corrida visible de unos 500 metros. El filón occidental sigue una dirección N 70 E y alcanza una potencia media de unos 3 metros. El filón oriental, por su parte, presenta una orientación N-S y unos 10-15 metros de potencia. En este caso no aparecen otros minerales asociados, tratándose de una calcita espática de gran pureza química y alta blancura.

4.1.3. Alteraciones hidrotermales en fracturas (4)

En la carretera de Alcíbar al embalse de Artikutza (cuadrante de Irún-Ventas, 65-Iy III) pueden verse, entre los kilómetros 23 y 24, algunas fracturas de dirección NO-SE donde se han producido una serie de procesos de alteración hidrotermal. Estos procesos, que afectan al granito heterogranular de grano grueso (16), han producido la sericitización de las plagioclasas y la cloritización de las biotitas, dando lugar a una roca de color verdoso a lo largo de una franja de anchura variable entre 1 y 3 metros.

4.1.4. Silicificaciones (5)

Corresponden a afloramientos que, aunque asociados a fallas con mayor o menor representación cartográfica, muestran una silicificación generalizada, no restringida a estructuras filonianas. Aparecen como cuerpos de morfologías irregulares, lentejonares o en bolsadas, a veces con tendencia equidimensional, y son el resultado del reemplazamiento de litologías terrígenas y sobre todo carbonatadas del Complejo Urgoniano.

La silicificación altera el aspecto y la dureza de la roca original. Son rocas blanquecinas de grano muy fino, de aspecto brechoide y sacaroideo. Observadas a microscopio, presentan textura microcristalina, homométrica, formada por un entramado de cuarzo y sericita, con apariciones de albita, pirita, óxidos y apatito, aunque generalmente están compuestas casi exclusivamente por cuarzo, que se presenta en cristales de unas 50 micras. La textura que presentan es afieltrada y los granos se disponen según un entramado sin orientación preferente. Son frecuentes las venillas de cuarzo de espesor milimétrico y forma irregular, que en ocasiones acaban con ensanchamientos, en zonas amplias de cuarzo poligonal (geodas rellenas).

Genéticamente se interpretan como el resultado de un proceso de reemplazamiento hidrotermal por sílice que, en ocasiones, llega a obliterar

completamente la textura y estructura original de la roca; en otros casos, se conservan fragmentos irregulares e incluso a veces fósiles de la roca primaria, dentro de una zona completamente silicificada. Es característica común, en todos los afloramientos observados, la brechificación interna de los cuerpos, lo que confiere a la roca un aspecto ruiniforme.

La mayor parte de las silicificaciones se sitúan a techo de los litosomos calizos, en contacto con los materiales suprayacentes (margas urgonianas o materiales supraurgonianos), aunque afectan principalmente a las calizas. Su emplazamiento parece claramente relacionado (e incluso restringido) a los bordes activos de las plataformas carbonatadas urgonianas. Estas silicificaciones se encuentran estrechamente relacionadas con las mineralizaciones de Pb-Zn y Fe observadas en el País Vasco, lo que induce a pensar que forman parte del mismo proceso hidrotermal.

En la barra caliza de Crucelares (cuadrante de Trucíos, 60-II), principalmente a techo de la misma, existen múltiples puntos donde se observa una alteración hidrotermal por silicificación de las rocas. Se trata de formas irregulares, en las que a veces se llegan a distinguir cuerpos verticalizados que se inyectan según la estratificación en niveles preferentes, bastante bien delimitados, aunque lateralmente discontinuos, y en los cuales puede distinguirse localmente la facies caliza original.

En la zona del Anticlinorio Nordvizcaíno (sobre todo en el cuadrante de Ondarroa, 63-I), en la zona de Legorreta (extremo SO del cuadrante de Tolosa, 89-I) y en el domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV), los afloramientos silicificados son relativamente abundantes. Las principales masas se sitúan en la zona sur de Mutriku (cuadrante de Ondarroa, 63-I), jalonando los límites activos de la plataforma carbonatada de Erlo-Andutz-Arno. Otras, se han observado en el barrio de Gorozika (sur de Ondarroa) y en las proximidades de Markina, dentro del mismo cuadrante. Al oeste de Zestoa (Azkoitia, 63-IV) y sureste de Deba (Zumaia, 63-II) se encuentra un gran número de pequeños afloramientos de sección equidimensional.

En cuadrantes como Santurtzi (61-I), Bilbao (61-II) o Basauri (61-IV), la silicificación es muy importante y puede observarse en la mayor parte de las labores mineras de hierro (La Arboleda, Mendívil, Alonsótegui y sureste de Bilbao). Las zonas silicificadas están constituidas por sílice con mayor o menor proporción de siderita, que sustituyen importantes volúmenes de calizas aptienses. Estas zonas se han diferenciado en la cartografía con una trama especial sobre la litología correspondiente.

4.1.5. Dolomitizaciones (6)

La dolomitización es otra alteración hidrotermal muy común, que generalmente acompaña a la silicificación, aunque no ha sido cartografiada con la misma frecuencia. Sin embargo, en el cuadrante de Carranza (60-I y III), la dolomitización es particularmente intensa en Lanestosa, al sur de Peña del Moro y también en Ranero. En el primero, la dolomía está representada por niveles estratiformes y filonianos en la zona de Los Ingleses, con mineralizaciones de sulfuros; mientras que en el segundo caso, la dolomitización es cartografiable como masas y filones de dimensiones hectométricas, netos y bien definidos. Acompañando a estos fenómenos aparece, en Ranero, un voluminoso cuerpo calizo brechificado por eventos hidrotermales y cementado por calcita y dolomita rosa, a veces cebrada (carretera a la cueva de Pozalagua).

4.1.6. Sideritizaciones (92)

Al igual que las dolomitizaciones, las sideritizaciones suelen acompañar a los fenómenos de silicificación. En la cartografía geológica se han diferenciado como siderita o calizas sideritizadas (92) los afloramientos existentes, en la terminación occidental de la barra caliza que aflora al norte de Zizurkil (cuadrante de Villabona, 64-III) y, en el flanco sur del domo de Mutiloa (cuadrante de Beasain, 88-IV). Estos dos afloramientos han sido descritos ya en el capítulo de estratigrafía.

Sin embargo, las sideritizaciones más destacadas, a pesar de no haber sido cartografiadas, son sin lugar a dudas las correspondientes a los yacimientos de hierro de Bilbao, localizadas en el sector noroccidental del Anticlinorio de Bilbao (cuadrantes de Santurtzi, Bilbao, Güeñes y Basauri, hoja 61). Se trata de grandes masas de carbonato de hierro con morfología irregular o de bolsada, que reemplazan a las calizas aptienses (Ortuella, La Arboleda) o a las calcarenitas albienses (Hoyo-Cobarón). Como ya se ha comentado, muchas de estas mineralizaciones están acompañadas por una intensa silicificación asociada, siendo probable que ambas formen parte de un mismo proceso genético.

4.2. ROCAS PLUTONICAS DEL "STOCK" GRANITICO DE PEÑAS DE AIA

El "stock" granítico de Peñas de Aia, situado al sur de Irún (Gipuzkoa), tiene una superficie de unos 75-80 km² y representa la manifestación plutónica hercínica más occidental de la Cadena Pirenaica (LAPPERENT, 1913; LAMARE, 1936; CAMPOS, 1979; HEUSCHMIDT, 1977; PESQUERA, 1985). Sólo la mitad occidental del plutón se encuentra situada en la Comunidad Aútonoma Vasca, ámbito territorial de este mapa (hoja de Irún-Ventas 65-I-III).

Globalmente, incluyendo los afloramientos del "stock" ubicados en la vecina Comunidad de Navarra y en Francia, el plutón tiene una forma groseramente elíptica, alargada en dirección NNE-SSO, de unos 15 kilómetros de longitud por 6 kilómetros de anchura máxima, y está cortado aproximadamente hacia su mitad por la falla de Aritxulegi, de dirección E-O (figura 4.1). Excepto en su borde norte, donde aparece limitado por otra fractura de dirección E-O, encaja en los materiales anqui-epizonales de los macizos paleozoicos (Silúrico a Carbonífero superior) de Cinco Villas y San Marcial, mediante un contacto intrusivo neto. La intrusión produce en su entorno, eminentemente esquitoso, un metamorfismo térmico variable y de desarrollo desigual: corneanas hornbléndicas con andalucita y cordierita en las zonas más internas o en los retazos de cobertera, y corneanas de albita - epidota en las partes más externas de la aureola. A favor de algunas de las fracturas de la familia E-O, ampliamente representadas en la zona, los materiales graníticos contactan localmente con formaciones de edad Triásico-Cretácico.

En la cartografía se han diferenciado dos unidades principales, una ácida, en la que afloran rocas graníticas, y otra constituida por un conjunto litológico heterogéneo, que incluye desde términos básicos (gabrodioríticos) a ácidos (graníticos), dispuestas ambas según un modelo de zonación inversa (figura 4.1). La unidad granítica periférica, o externa, ocupa la mayor parte de los afloramientos situados al norte de la falla de Aritxulegi y los situados más al sur del citado accidente, delimitando en casi toda su extensión los rasgos cartográficos externos del macizo ígneo. La unidad heterogénea central, o interna, está rodeada prácticamente en su totalidad por los granitos periféricos, formando el núcleo del "stock". La mayor parte de sus afloramientos se localizan al sur de la falla de Aritxulegi, aunque aflora también, de forma muy restringida, al norte, en las proximidades de la frontera francesa (valle del río Bidasoa).

Destaca, en el plano cartográfico, la adaptación de las trayectorias de la esquistosidad principal en los materiales encajantes a la forma del "stock". Las razones de esta adaptación suscitan opiniones diferentes. CAMPOS (1979) la explica como una deformación de bóveda debida a la intrusión del propio "stock", y por tanto, posterior a la fase tectónica principal. PESQUERA (1985) sugiere que la deformación tectónica y la intrusión son procesos simultáneos, de forma que la adaptación de la esquistosidad principal se debe al inflamiento ("ballooning") producido por la intrusión ígnea.

En tres dimensiones el plutón tiene forma de domo asimétrico, u hongo deformado (figura 4.2), con una zona de raíz situada hacia el suroeste, al sur de la falla de Aritxulegi, de sección estrecha y alargada en dirección E-O, y una expansión lateral oblicua ("ballooning") del magma sobre la dirección de enraizamiento y de las estructuras regionales, fundamentalmente en dirección SO-NE (PESQUERA, 1985; PESQUERA y PONS, 1990).

PESQUERA (1985) considera que las facies ígneas presentes se generan en un proceso de mezcla de magmas. El ascenso e intrusión de material mantélico desencadena la fusión parcial en niveles basicrustales. Los dos magmas de composición contrastada, uno ácido, representado por los granitos de la unidad periférica, y otro básico, representado por las gabrodioritas de la unidad interna o magmas parentales más primitivos, coexisten y se mezclan en una cámara magmática próxima a la zona de inyección, dando lugar a una serie de rocas híbridas, de composición variable entre dioritas y granitos, incluidas cartográficamente en la unidad central. La intrusión de los fundidos en el nivel de emplazamiento actual es sintectónica y se realiza de forma simultánea con la fase principal de deformación hercínica (D2), que condiciona la estructura antiforme donde se ubica y extiende lateralmente el plutón; los procesos de mezcla continúan desarrollándose durante el emplazamiento. Desde el punto de vista mineralógico y geoquímico, las facies gabrodioríticas presentan cierta afinidad toleítica, generandose una secuencia de tipo calcoalcalina, de afinidad granodiorítica, al mezclarse con los granitos crustales.

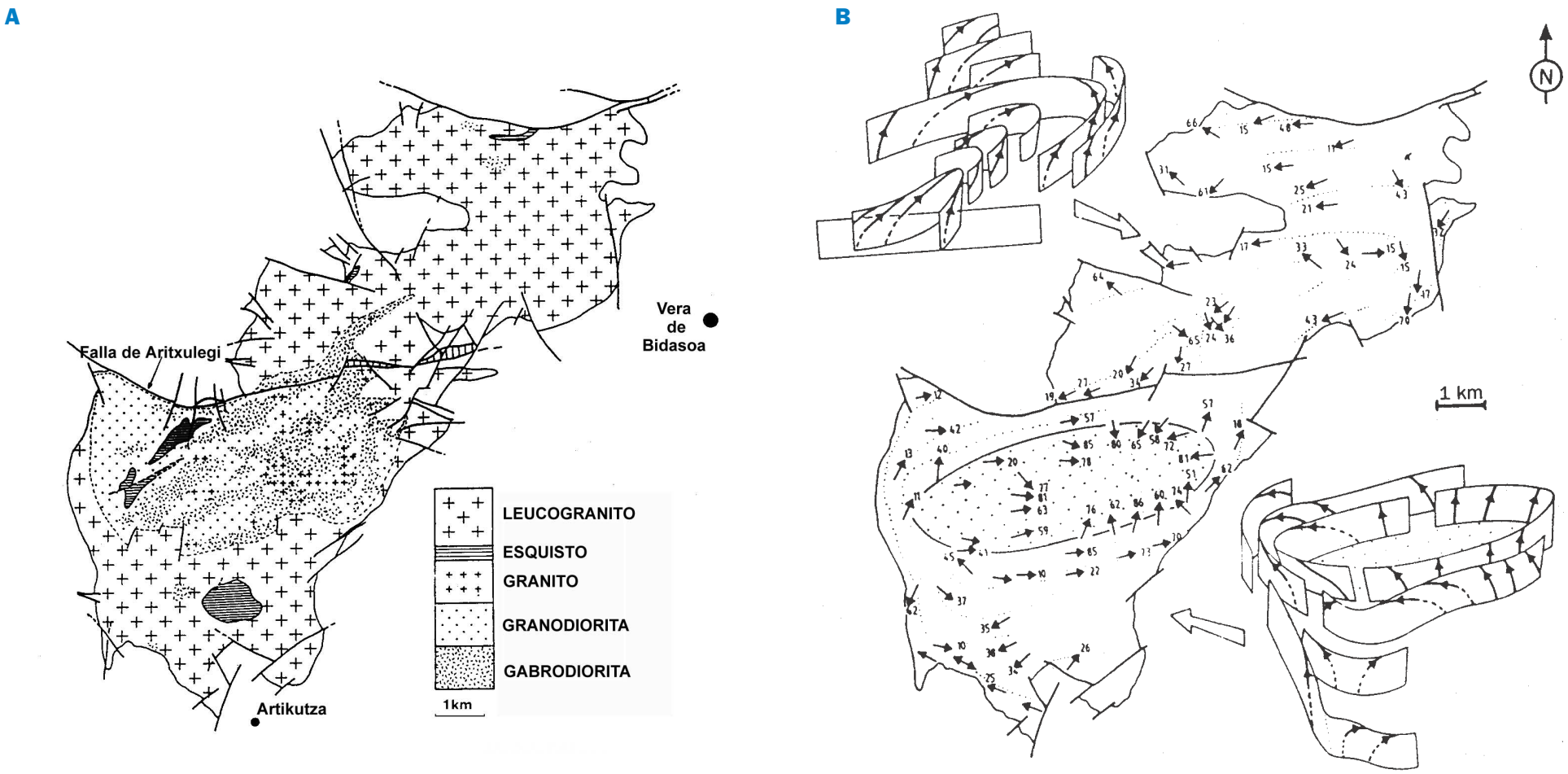


Figura 4.1.-

A. Esquema cartográfico del "stock" granítico de Peñas de Aia, tomado de PESQUERA y PONS (1989).

B. Mapa de lineaciones (superficie punteada: zona de enraizamiento; líneas de puntos: trayectorias de foliaciones). Bloques diagrama de las partes norte y sur del plutón (según PESQUERA y PONS, 1990).

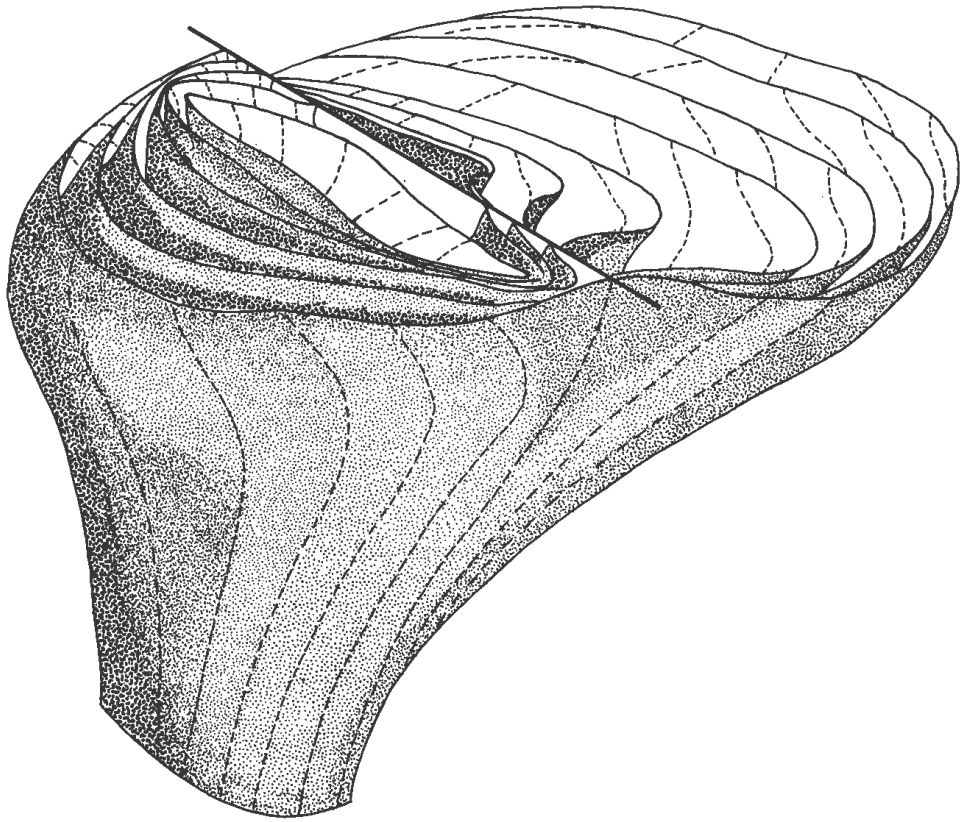


Figura 4.2.- Modelo geométrico idealizado del “stock” granítico de Peñas de Aia (según PESQUERA, 1985)

4.2.1. Unidad central

Esta unidad se caracteriza por la presencia de distintos términos petrográficos que afectan no sólo a las relaciones texturales sino, de forma más especial, al contenido modal de los mismos, lo que da lugar a un conjunto amplio de rocas que globalmente responden a granodioritas, cuarzodioritas y dioritas (11) y, más raramente, a términos gabroides y gabrodioríticos (12).

Como se había señalado anteriormente, PESQUERA (1985) explica la variedad composicional de esta unidad mediante un proceso de mezcla de magmas entre un polo básico, representado por las rocas gabroides, y un polo ácido, representado por los granitos de la unidad periférica. Diferentes criterios de campo, composicionales y texturales avalan esta hipótesis: i) las bruscas variaciones de facies en las rocas máficas e híbridas en contacto con los granitos, ii) relaciones de contacto que sugieren la intrusión simultanea de dos fundidos, iii) la presencia de enclaves máficos con bordes fríos y crenulados dentro de los granitos y de las facies híbridas, indicativas de relaciones líquido-líquido, iv) la distribución irregular de cuarzo y feldespato potásico en las facies híbridas, incluso a escala de lámina delgada, que señalan la hibridación entre ambos polos, v) la presencia de xenocristales de cuarzo y feldespato potásico en las facies híbridas, similares a los cristales de las facies graníticas, indica también mezclas, vi) la existencia de microtexturas que caracterizan los procesos de hibridación, como cuarzos manteados por cristales de anfíbol y crecimientos de tipo rapakivi...

En determinados puntos las rocas híbridas principales, granodioritas a gabrodioritas, están atravesadas y/o mezcladas con abundantes granitos, originando facies muy heterogéneas. En unos casos se trata de facies ácidas porfídicas (13), que se caracterizan además por la presencia de cuarzo globular manteado por anfíboles (textura ocelar), y pueden responder a inyecciones ligeramente más tardías, aunque este hecho no ha podido confirmarse. En otros hay frecuentes inyecciones de granitos heterogranulares de grano grueso y en menor medida de granitos de tendencia aplítica (14) sobre los litotipos granodioríticos, también con relaciones de intrusión ambiguas. Ambos tipos de "inyecciones" graníticas coexisten en determinados sectores, sin predominio claro de unas u otras (15).

EVE Ente Vasco de la Energía

Dentro de esta unidad son frecuentes además los enclaves de pizarras y grauvacas paleozoicas de gran tamaño, a menudo cartografiables, en general orientados en dirección E-O.

4.2.1.1. Facies granodiorítica (11)

Se trata en realidad de una facies bastante compleja, integrada por una variedad importante de términos, desde granodioritas a dioritas. Esta situación tiene su origen en un proceso intrusivo igualmente complejo, ya que es frecuente observar afloramientos granodioríticos atravesados por términos ligeramente más melanocráticos o más leucocráticos, de morfología variada (diques, cuerpos irregulares, etc.). Esta circunstancia se complica aún más por la aparición de frecuentes inyecciones graníticas, que dan lugar a mezclas magmáticas, con la consiguiente formación de rocas híbridas.

Los contactos con los demás términos ígneos, más básicos o más ácidos, pueden ser intrusivos y muy netos, o bien ser difusos y complejos, con evidencias de mezcla.

La expresión cartográfica de todo este tipo de procesos es también compleja, y se manifiesta en complicadas zonas de mezcla, con relaciones de intrusión ambiguas, contactos intrusivos y graduales, facies híbridas, constantes cambios de facies en espacios reducidos,... Estas circunstancias, unidas a la escasa calidad de los afloramientos, dificultan la cartografía de detalle de los diferentes litotipos y por ello cada término diferenciado en la cartografía no representa sino al litotipo mayoritario en cada zona, sin perjuicio de que puedan encontrarse otras facies en proporción menor.

Los afloramientos presentan un intenso diaclasado, generalmente bastante apretado, que facilita la alteración supergénica de la roca, de tal forma que se desmenuza fácilmente dando lugar a suelos arenosos. En algunos casos, pueden verse enclaves básicos subredondeados, de grano fino y tamaño centimétrico a decimétrico.

En el extremo suroeste del "stock" granítico, estas facies se presentan localmente con una gran variedad de enclaves decimétricos a decamétricos de corneanas, estas zonas han sido señaladas en la cartografía por medio de una envolvente que se ha diferenciado con el término (17).

En la zona del monte Biandiz, aflora una banda de dirección NO-SE de granitos cataclásticos (7) de textura porfídica, afectados de una intensa microfracturación, perceptible incluso en muestra de mano.

Sobre el terreno, las rocas dominantes presentan un aspecto granular, de grano fino a medio, normalmente equigranular y con un contenido en minerales máficos variable, aunque generalmente elevado. Las variaciones modales permiten diferenciar tres litotipos petrográficos intergradacionales dentro de esta facies: granodioritas propiamente dichas, cuarzodioritas y dioritas.

Las granodioritas están compuestas por cantidades variables de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), clinopiroxeno (augita), anfíbol (hornblenda), biotita y feldespato potásico como minerales esenciales, y apatito, opacos (ilmenita), circón, allanita y esfena como accesorios. Los productos de alteración son: clorita, anfíbol verdoso, sericita, óxidos, epidota, esfena y biotita. Son rocas holocristalinas faneríticas con textura hipidiomórfica equigranular, de grano fino-medio. La plagioclasa es el mineral más abundante y forma cristales subidiomorfos ligeramente zonados, corroídos por feldespato potásico y cuarzo. El feldespato potásico es xenomorfo y micropertítico. Los minerales máficos son, principalmente, hornblendas, con piroxeno residual en su interior. A su vez la hornblenda se altera a actinolita, biotita y clorita.

Dentro de este conjunto hay una variedad que se caracteriza por la presencia de cuarzo globular (3-4 mm) rodeado por una corona de placas submilimétricas de anfíbol verde. Estos cuarzos, mono o policristalinos, son interpretados como xenocristales procedentes de las rocas graníticas. Sus características mineralógicas son similares a las del resto de las granodioritas, aunque variaciones modales en cuarzo y feldespato potásico dan lugar a que algunos términos se sitúen en el campo de los granitos.

Las cuarzodioritas son rocas holocristalinas faneríticas, melanocráticas, con textura granular a intergranular, de grano fino a medio, que presentan una composición mineralógica cualitativa similar a las granodioritas, pero la proporción modal de cuarzo y feldespato potásico es mucho menor y son más ricas en máficos. El cuarzo, junto con el feldespato potásico, son de clara procedencia externa, por lo que su presencia y distribución dentro de estas rocas son variables. Existen zonas, incluso a escala de muestra de mano y lámina delgada, donde se producen concentraciones locales de cuarzo y feldespato potásico (rocas graníticas), y por tanto están empobrecidas en máficos, que dan lugar a anisotropías mineralógicas y de coloración. Las zonas menos contaminadas por los aportes ácidos muestran

una textura intergranular típica de litologías básicas. Esta anisotropía da lugar a que muestras próximas, e incluso láminas de una misma muestra, tengan composiciones modales diferentes y por tanto se clasifiquen como dioritas, cuarzodioritas o granodioritas. El cuarzo ocupa espacios, por lo general, intersticiales, aunque puede ser globuloso, de tamaño milimétrico. El feldespato potásico es xenomorfo, intersticial y puede crecer alrededor de las plagioclasas. Las texturas granofídicas también están presentes, aunque no son frecuentes.

El clinopiroxeno es un mineral esencial, aunque puede faltar en algunas muestras debido a su reemplazamiento por anfíbol. La biotita, de coloración marrón-rojiza, esta relacionada en gran parte con el anfíbol, a partir del cual se forma. En general se produce una transformación clinopiroxeno -> hornblenda -> anfíbol actinolítico -> biotita -> clorita. La plagioclasa es subidiomorfa, con zonación variable y con alteración sericítico - arcillosa parcial o total.

Las dioritas son rocas holocristalinas faneríticas con textura intergranular, de grano fino a medio, en las que sólo muy localmente aparecen crecimientos ofíticos. La escasa o nula presencia de cuarzo y feldespato potásico sugiere que se trata de las litologías menos contaminadas. El resto de los minerales son similares a los descritos para el litotipo anterior. Además, el grado de alteración del clinopiroxeno es menor, aunque también se produce una transformación progresiva a anfíbol y biotita. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) muestra zonado variable y alteración desigual, en algunos casos total, a productos sericíticos y/o arcillosos.

En cuanto a los enclaves básicos, la única muestra analizada presenta textura intergranular, con efectos granoblásticos sobreimpuestos. Está constituida por plagioclasa, biotita, anfíbol y opacos, como minerales principales, y apatito como accesorio. Biotita, anfíbol y sericita se encuentran como secundarios. La biotita aparece en crecimientos blásticos, producto de un metamorfismo térmico ocasionado por las rocas ígneas que hospedan los enclaves.

4.2.1.2. Gabrodioritas (12)

Estas rocas están íntimamente relacionadas con las facies anteriormente descritas y con frecuencia es difícil establecer las relaciones entre ambas. En unos casos las gabrodioritas parecen ser términos básicos que pasan gradualmente a la facies granodiorítica; en otros, tienen naturaleza intrusiva y cortan a las rocas más diferenciadas. En este último caso parecen elegir direcciones preferenciales de fractura, lo que sugiere que son ligeramente más tardías.

Sobre el terreno, son rocas oscuras, ricas en ferromagnesianos, de grano fino a medio, equigranulares a porfídicas, menos alteradas que las facies granodioríticas. Sólo han sido diferenciadas en cartografía donde las condiciones de afloramiento lo permiten, pero son bastante abundantes en toda la unidad central, constituyendo el polo básico de la misma. Desde el punto de vista petrográfico, son holocristalinas, faneríticas y muestran una textura intergranular, de grano fino a medio, en la que además la biotita es poiquilítica, englobando plagioclasas. Están compuestas por plagioclasa (oligoclasa-labradorita), clinopiroxeno (augita), biotita, hornblenda y opacos, como constituyentes esenciales. Como accesorios aparecen apatito y circón. El cuarzo y el feldespato potásico ocupan posiciones intergranulares y están presentes normalmente en proporciones accesorias, es decir < 5% modal, aunque en ocasiones pueden sobrepasarlas ligeramente. Clorita y esfena son los minerales secundarios más habituales. El anfíbol es escaso y procede de la transformación del piroxeno.

4.2.1.3. Granitos porfídicos y pórfidos graníticos (13)

Esta denominación agrupa un amplio grupo de litotipos que tienen en común su composición ácida y una naturaleza porfídica más o menos marcada. En realidad, en la mayoría de los casos, su origen está relacionado con la interacción y mezcla de magmas graníticos y grano o gabrodioríticos, rocas con las que aparecen espacialmente asociados. En otros, parecen intruir a las facies granodioríticas, sin evidencias de hibridación.

Sobre el terreno presentan un aspecto variado. En unos casos son granitos porfídicos, relativamente leucocráticos, con abundantes fenocristales de cuarzo, en ocasiones manteados por anfíbol, y feldespato potásico, de un tamaño de hasta 1 a 2 centímetros. En otros, son pórfidos con cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de grano fino bastante oscura. Entre ambos tipos es posible encontrar un amplio abanico de términos con texturas intermedias.

A escala de lámina delgada, el carácter porfídico se manifiesta en la presencia de fenocristales (hasta 7-8 mm) de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Algunos fenocristales de cuarzo pueden ser xenocristales. Tanto el feldespato potásico como el cuarzo parecen haber cristalizado hasta un período tardío, dado que presentan coronas irregulares de crecimiento que engloban parte de los constituyentes de la matriz. En algunos casos existen crecimientos de tipo "rapakivi" en coronas submilimétricas. La matriz, de textura alotriomórfica, es de grano fino (microcristalina), inferior a 0,25 mm, y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. La alteración es desigual y afecta fundamentalmente a las plagioclasas, con sericitización parcial y reemplazamiento por productos arcillosos. Las texturas granofídicas son frecuentes, tanto en la matriz como formando coronas cuarzo-feldespáticas alrededor de los fenocristales de feldespato potásico.

4.2.1.4. Zonas con abundantes inyecciones graníticas (14)

Se trata de una zona en la que la densidad de afloramientos graníticos, "mezclados" con granodioritas, cuarzodioritas, dioritas y gabrodioritas, hace imposible una diferenciación clara entre los componentes de ambas unidades. Frecuentemente se presentan como inyecciones de granitos que "atraviesan" las facies granodioríticas con bordes netos, sin relaciones de intrusión indicativas del emplazamiento cronológico de cada magma. Otras veces, presentan formas irregulares o mal definidas, con bordes difusos y con procesos de mezcla magmática. La edad relativa de las intrusiones no está clara, ya que los criterios frecuentemente se contradicen.

Desde el punto de vista petrográfico, en la gran mayoría de los casos, estas inyecciones son de granitos heterogranulares de grano grueso de la unidad periférica (término 16, que se describe a continuación). Excepcionalmente aparecen también granitos de grano fino, presentando entonces morfología de diques. Tienen en este caso textura aplítica y están compuestos por plagioclasa (oligoclasa, subidiomorfa-xenomorfa, de maclado complejo y escasa sericitización), feldespato potásico (xenomorfo, micropertítico, con enrejado microclínico, e inclusiones de plagioclasa) y biotita (desflecada y alterada a clorita ± epidota ± óxidos) pobre en inclusiones de circón y otros accesorios, al contrario de lo que sucede en los otros tipos de granitos.

En muchas ocasiones, los afloramientos que definen estos dos últimos términos (13 y 14) aparecen tan enmarañados que resulta imposible definir una facies mayoritaria. Para esos casos se ha definido en cartografía un término mixto (15) que corresponde a las zonas de la facies granodiorítica donde son igualmente abundantes los granitos de textura porfídica (13) y las inyecciones graníticas (14).

4.2.2. Unidad periférica

Esta unidad se dispone alrededor de la unidad central y está constituida exclusivamente por granitos de tendencia leucogranítica, cuyas diferencias residen fundamentalmente en el tamaño de grano (PESQUERA, 1985). Su expresión cartográfica es más amplia al norte de la falla de Aritxulegi que al sur, en donde se estrecha considerablemente, sobre todo en los flancos este y oeste del macizo. En función de las variaciones texturales se han diferenciado tres litotipos: i) granitos heterogranulares de grano grueso (16), ii) granitos y leucogranitos de grano fino-medio (18) iii) granitos y leucogranitos de grano medio-grueso (19).

Dentro del sector del plutón incluido en el País Vasco, los granitos heterogranulares afloran exclusivamente al sur de la falla de Aritxulegi, sobre todo rodeando al grueso de la unidad central, pero también en pequeñas masas cartografiables situadas en su interior, dispuestas mayoritariamente hacia zonas periféricas.

Los otros dos litotipos están restringidos al bloque norte del macizo. Las rocas de grano fino-medio ocupan la zona meridional y un sector situado a orillas del río Bidasoa, así como dos pequeñas apófisis desgajadas del plutón, situadas en el sector de Miazuri. Estas facies pasan gradualmente a las de grano medio-grueso, mayoritarias en el sector septentrional.

4.2.2.1. Granito heterogranular de grano grueso (16)

Se presenta como una roca holocristalina, fanerítica, leucocrática, con textura granular hipidiomórfica seriada, de grano grueso, formada principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales esenciales. En algunos puntos se observan cristales automorfos de feldespato potásico, de hasta 2 centímetros de longitud. Circón, rutilo, apatito y opacos (ilmenita) son minerales accesorios mientras que clorita,

moscovita, sericita, productos arcillosos y óxidos diversos constituyen los productos de alteración.

El cuarzo se presenta bajo diferentes hábitos: i) globular (≤1 centímetro), ii) intragranular (incluido en feldespato potásico), iii) intersticial y iv) granofídico (más raro). Los cristales mayores, globulares, forman agregados mono o policristalinos y muestran extinciones ondulantes. De forma más esporádica aparece cuarzo secundario, asociado a procesos de albitización marginal de plagioclasas, cloritización de biotita, en relación con venillas,...

El feldespato potásico, automorfo a xenomorfo, puede llegar a alcanzar tamaños superiores al centímetro, lo que confiere a estas rocas, junto con algunos cristales de cuarzo y en menor grado de plagioclasa, su aspecto heterogranular. Casi siempre presenta micropertitas, especialmente de tipo "film" y "patch", y con frecuencia maclado de tipo Carlsbad. Entre las inclusiones aparece cuarzo cóncavo, anterior al feldespato, que debe su aspecto a los procesos de corrosión producidos por la fase hospedadora.

La plagioclasa suele presentar hábito subidiomorfo, maclado diverso, tamaño milimétrico e incipiente zonado, como se desprende de la alteración selectiva de muchas de ellas, con núcleos sericitizados frente a bordes más limpios. En general se trata de una oligoclasa sódica, aunque también existe albita en bordes de cristales lixiviados y en zonas intersticiales entre granos de feldespato.

La biotita (≤ 3 milímetros), aunque no es muy abundante, es el único mineral máfico presente. Casi siempre está alterada, parcial o totalmente, a biotita verde y a clorita. La corrosión por parte del cuarzo y del feldespato potásico confiere a los cristales, en origen idio - subidiomorfos, un aspecto roto y desflecado. Es rica en inclusiones de circón, apatito e ilmenita, y durante su alteración se forman óxidos diversos y, localmente, rutilo y titanita.

La meteorización de estos granitos es un tanto atípica, ya que apenas pueden verse los clásicos bolos graníticos. En general, la roca se altera con relativa facilidad, dando lugar a suelos arenosos de color blanquecino. Estos procesos supergénicos afectan sobre todo a la biotita, que se altera a clorita y óxidos de hierro.

En algunas zonas es posible observar, además del diaclasado, una discontinuidad penetrativa que afecta a la microfábrica, de dirección este - oeste y buzamiento entre 30 y 50° al sur. Probablemente esta discontinuidad responde a zonas de fractura, cuya naturaleza no ha podido ser determinada.

Dentro de estos granitos se encuentran tres tipos de enclaves:

- Enclaves de corneanas. Son frecuentes e incluso abundantes en algunas zonas, sobre todo hacia los bordes del macizo. Suelen presentar formas angulosas y un tamaño que oscila desde apenas unos centímetros hasta enclaves cartografiables. Cuando son de pequeño tamaño sufren un fuerte metamorfismo, pudiendo convertirse incluso en agregados micáceos donde no quedan restos de la textura original. Por el contrario, cuando son de gran tamaño puede reconocerse perfectamente la estratificación. En el extremo más meridional del "stock" granítico se ha diferenciado una zona donde los enclaves de corneanas son especialmente abundantes (17).
- Enclaves básicos. Tienen formas subredondeadas, normalmente con diámetro menor de 50 centímetros, son de grano fino y color oscuro, y no son muy abundantes. En ocasiones pueden ser ligeramente porfídicos.
- Enclaves de pórfidos graníticos. En realidad sólo se han observado este tipo de enclaves en dos puntos y, en ambos casos, se trata de fragmentos subangulosos de un pórfido, con fenocristales de feldespato en una matriz de grano fino integrada por cuarzo, feldespatos y escasos melanocratos. El tamaño no sobrepasa de 15-20 centímetros.

Como se ha descrito en el epígrafe 4.1.3, en la carretera de Alcíbar al embalse de Artikutza (kilómetros 23 a 24), el granito presenta una fuerte alteración hidrotermal, asociada a fracturas, que se manifiesta en la sericitización de las plagioclasas y la cloritización de las biotitas.

4.2.2.2. Granitos y leucogranitos de grano fino-medio (18)

Esta facies aflora al norte de la falla de Aritxulegi y da lugar a los relieves de las Peñas de Aia propiamente dichos. Hacia el norte va aumentando gradualmente el tamaño de grano, pasando a los granitos y leucogranitos de grano medio-grueso (19).

Las condiciones de afloramiento son bastante buenas, sobre todo en la zona de Peñas de Aia donde la roca se encuentra prácticamente desnuda. El aspecto que presenta en estos casos es el de una roca holocristalina, fanerítica, leucocrática, con textura granular hipidiomórfica, equigranular, de grano fino a medio, afectada por tres sistemas de diaclasas bien desarrollados: N20-30°E / 70-80°E, N110-120°E / 50-60°N y N150°E /

53-60°N. Al este del monte Ursain, estos granitos tienen textura porfídica y adquieren una coloración verdosa relacionada con cloritizaciones y sericitizaciones de origen hidrotermal. Este mismo tipo de procesos se observa en la apófisis granítica de la zona de Miazuri.

La mineralogía de esta variedad petrográfica es globalmente similar a la de los granitos de grano grueso (16), ya descritos. No obstante, existen algunas diferencias reseñables, como es la presencia de fluorita, intersticial o asociada a algunos productos de alteración en algunas muestras, así como de turmalina local. También, en ocasiones, presentan moscovita secundaria formada a partir de biotita. Además, existe moscovita, intersticial, también de origen secundario, relacionada con procesos hidrotermales tardimagmáticos, más o menos localizados. Otro carácter diferenciador es la presencia de texturas granofídicas que, aunque no están generalizadas, si son representativas de esta unidad: se disponen rodeando los megacristales de feldespato potásico, como una corona plumosa, estrecha, de crecimiento íntimo de cuarzo y feldespato potásico. Estos caracteres texturales sugieren un emplazamiento más superficial de estos granitos.

Localmente aparecen muestras con una notable alteración hidrotermal, que afecta a las plagioclasas, las cuales son totalmente reemplazadas por agregados de moscovita de grano medio. Este proceso afecta también a la biotita, por lo que los productos cloríticos son más escasos en estas muestras.

4.2.2.3. Granitos y leucogranitos de grano medio-grueso (19)

La diferencia entre esta facies y la anteriormente descrita, con la que contacta de forma gradual, reside únicamente en el tamaño de grano, e incluso esta diferencia debe considerarse *grosso modo*, ya que localmente hay afloramientos prácticamente iguales en ambos términos cartográficos.

Frecuentemente, el aumento de tamaño de grano lleva aparejado una mayor heterometría, dando lugar a texturas casi porfídicas, además de una mayor vulnerabilidad ante los agentes atmosféricos que propician la alteración de la roca. Por este motivo, estas facies constituyen relieves más suaves y menos elevados que las anteriores. Los tonos de la roca varían entre blanquecinos y amarillentos, dependiendo probablemente del grado de oxidación de la biotita. El diaclasado no parece responder a sistemas regulares bien desarrollados, sino más bien parece estar relacionado con la existencia de direcciones de fracturación más o menos complejas.

4.2.3. Aureola de metamorfismo de contacto

Los efectos térmicos de la intrusión del "stock" granítico de Peñas de Aia, dan lugar al desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos encajantes.

4.2.3.1. Pizarras y grauvacas moteadas (20)

Sobre el terreno los efectos de dicho metamorfismo se manifiestan por la aparición, en los niveles pelíticos, de un moteado (pizarras moteadas) cuya presencia ha sido utilizada para establecer los límites cartográficos de la aureola. La anchura de la misma oscila entre 600 y 1000 metros al sur de la falla de Aritxulegi, y entre 100 y a lo sumo 200 ó 300 metros, al norte de dicho accidente. La explicación de estas grandes diferencias en la anchura de la aureola ha sido motivo de discusión entre diversos autores, como lo ha sido también la interpretación de las relaciones de blástesis-deformación y sus implicaciones petrogenéticas.

CAMPOS (1979) establece la existencia de dos facies metamórficas en la aureola de Peñas de Aia, con diferentes asociaciones minerales:

a) Facies de corneanas con albita - epidota en la aureola externa:
- Clorita - óxido de hierro
- Clorita - óxido de hierro - epidota
- Clorita - albita
- Albita - epidota
- Albita - biotita
- Biotita - clorita

b) Facies de corneanas hornbléndicas en la aureola interna:
- Biotita - andalucita
- Biotita - cordierita
- Andalucita - cordierita

La aureola externa está mucho más desarrollada, ya que la interna, cuando se observa, se limita a los 25 primeros metros desde el contacto del plutón.

Según este autor, a esta fase de blástesis se superpone otra, no muy intensa, de carácter hidrotermal, en la que cristaliza turmalina y se alteran los minerales previamente formados, produciéndose clorita, óxidos de hierro, sericita, titanita y rutilo.

En cuanto a las relaciones de blástesis - deformación, considera que el metamorfismo térmico es posterior a las dos esquistosidades regionales principales (F1 y F2). Establece así mismo una deformación tardía por aplastamiento ("flattening"), que supone, está relacionada con la propia intrusión del "stock". Respecto al emplazamiento de éste, basándose en el estudio de su aureola, señala que:

1. La temperatura de intrusión es bastante baja.
2. La intrusión no se realiza en una sola etapa.
3. El emplazamiento es superficial.
4. La intrusión es post-cinemática con respecto a las principales fases de plegamiento hercínicas.

PESQUERA (1985), tras un exhaustivo estudio petrográfico y mineralógico de la aureola de contacto, llega a las siguientes conclusiones:

- El metamorfismo térmico comienza a ser patente después de la 1ª fase de deformación, continuándose durante la segunda y después de ésta.
- En la aureola interna, de grado medio, se han alcanzado temperaturas de 500 a 600° C, y presiones de entre 1 y 2 kbar.
- Las desigualdades de espesor en la aureola, al norte y al sur del macizo, se debe a diferencias en la distribución de fluidos: las fases más "secas" ocasionan aureolas menos desarrolladas que las fases más ricas en fluidos.

Hay que puntualizar, que PESQUERA diferencia una primera etapa de deformación que no había sido puesta de manifiesto anteriormente. Por este motivo, la "S_2" de este autor es equivalente a la "S_1" de otros.

Las diferencias fundamentales entre las ideas expuestas se pueden resumir en los siguientes puntos:

1. Mientras que para CAMPOS, el metamorfismo térmico (y por tanto la intrusión granítica) es posterior a las etapas principales de deformación hercínica (S_1 y S_2), para PESQUERA, deformación tectónica y blástesis térmica son procesos paralelos en el tiempo.
2. Mientras que CAMPOS considera que la intrusión granítica se realizó en más de una etapa, PESQUERA sugiere que dicho proceso se produjo en un solo estadio, más o menos largo.

4.2.3.2. Brechas de contacto (21)

En la zona de Arditurri, en las proximidades del contacto con el granito de Peñas de Aia, pueden verse zonas donde los niveles pelítico - arenosos paleozoicos han sufrido una intensa brechificación, debido a la inyección de fluidos magmáticos. Las brechas, que presentan un tamaño muy variable, desde centimétrico a métrico, están separadas por venillas de un diferenciado magmático de naturaleza ácida y grano muy fino. Estos procesos van acompañados por una intensa silicificación generalizada.

4.2.4. Metamorfismo regional hercínico

El metamorfismo asociado al ciclo hercínico afecta a los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas, situado al sur de Irún (Gipuzkoa), en los alrededores del "stock" de Peñas de Aia (figura 4.3). Este Macizo está formado por una secuencia de pizarras-esquistos con intercalaciones de areniscas, calizas y conglomerados, de edad Devónico superior a Carbonífero, afectada, por lo menos, por tres fases de deformación hercínica sin-esquistosas.

Las blástesis metamórficas muestran una distribución irregular alrededor del plutón de Peñas de Aia. PESQUERA y VELASCO (1988), basándose

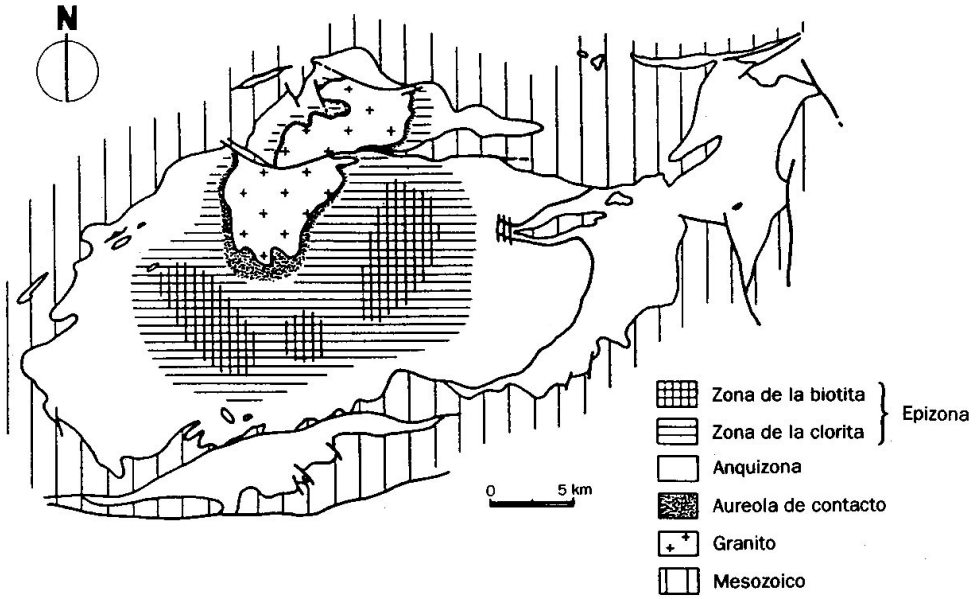


Figura 4.3.- Mapa esquemático del Macizo de Cinco Villas mostrando las diferentes zonas metamórficas (según PESQUERA y VELASCO, 1988).

EVE Ente Vasco de la Energía

en estudios petrográficos y de cristalinidad de la illita, diferencian tres sectores metamórficos: i) aureola de metamorfismo de contacto, ii) epizona, con zona de clorita y de biotita y iii) anquizona. Definen así una zonación metamórfica que alcanza su mayor intensidad en el área que rodea al macizo granítico (figura 4.3).

La anquizona está definida en rocas pelíticas por la presencia de moscovita-illita + clorita + albita ± cuarzo ± calcita, con turmalina, circón, apatito, pirita y grafito, como minerales accesorios.

En la epizona, la zona de clorita es mucho más extensa que la de biotita, localizándose esta última en varios sectores groseramente elípticos incluidos en dominio clorítico, situados al sur de la falla de Aritxulegi (figura 4.3). La paragénesis clorítica está marcada por la presencia de moscovita + clorita + cuarzo + albita ± calcita (± ankerita), y los mismos minerales accesorios que en la anquizona. La clorita define el "cleavage" principal de la roca (S_2) pero a veces puede marcar también un "cleavage" primario o ser incluso post-S_2.

La zona de biotita está definida por la presencia de asociaciones como:

- Biotita + cuarzo + plagioclasa + moscovita + cloritoide + clorita ± calcita (± ankerita).
- Biotita + cuarzo + anfíbol + plagioclasa + clinozoisita / zoisita + granate.
- Biotita + cuarzo + andalucita + moscovita. Esfena, rutilo, turmalina, circón, apatito, ilmenita, pirita y grafito, son los accesorios habituales.

Biotita, cloritoide y andalucita son minerales sin-S_2, pero que crecen también con posterioridad a F_2, igual que el anfíbol, la clorita y la albita. El paroxismo térmico regional tiene lugar durante F_2, aunque sus efectos se hacen notar con anterioridad y posterioridad a la fase de deformación principal. El hecho de que el grado de grafitización de la materia carbonosa sea similar en materiales análogos de la zona de la biotita, dentro y fuera de la aureola de contacto, sugiere que el metamorfismo de contacto y el regional son dos fenómenos estrechamente vinculados (PESQUERA, 1985).

PESQUERA y VELASCO (1988) señalan que el metamorfismo regional es sin-plutónico, tiene lugar a temperaturas próximas a los 500 °C y a presiones en torno a 1 kbar, y está relacionado con domos térmicos asociados posiblemente a la afluencia de materiales ígneos desde el manto y la base de la corteza. Este hecho explicaría la formación de biotita en niveles carboníferos de este sector, mientras que, a escala regional, la isograda de la biotita raramente se alcanza en los materiales devónicos pirenaicos (PESQUERA, 1985).

4.3. ROCAS VOLCANICAS Y SUBVOLCANICAS DEL TRIASICO.

En el Triásico, al comienzo del ciclo Alpino, el dominio Pirenaico Vasco registra una actividad magmática de naturaleza esencialmente básica, que se manifiesta, sobre todo, en la presencia de microgabros intrusivos. Estas rocas, conocidas en la literatura regional como ofitas, afloran relacionadas espacialmente con los materiales sedimentarios de edad permo-triásica. Forman en general afloramientos de reducida extensión, dispersos desde el Pirineo central hasta Cantabria, a lo largo de centenares de kilómetros, asociados casi siempre a los diapiros arcilloso-salinos del Trías superior. Su edad radiométrica se sitúa en torno a los 200 Ma, en el límite Trías-Lías (MONTIGNY *et al.*, 1982), y representan un magmatismo de afinidad toleítica ligado a la etapa "pre-rift" continental Triásico - Jurásico que precede a la apertura del Atlántico. Hasta el final del episodio triásico debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico.

Además de las rocas subvolcánicas ofíticas, la actividad volcánica durante el Triásico se manifiesta por la presencia de rocas volcanoclásticas en un nivel poco potente pero de extensión regional.

4.3.1. Rocas subvolcánicas (ofitas). (36).

Las ofitas afloran mayoritariamente envueltas en las arcillas diapíricas del Keuper formando masas de reducidas dimensiones, de morfología irregular, generalmente subcirculares a arrosariadas, y estructuras caóticas, limitadas por contactos mecánicos frecuentemente brechificados. Algunas masas están sin embargo emplazadas en los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas y del Buntsandstein adyacentes. Otras asoman a favor de determinadas fallas, especialmente jalonando la de Leiza, entre las localidades de Tolosa y Leiza.

La edad precisa y el mecanismo de emplazamiento de estas masas son aún objeto de polémica. En lo esencial, existen dos hipótesis:

1. Son materiales subvolcánicos emplazados de forma coetánea con la sedimentación de los materiales del Triásico superior, que ascendieron por fracturas del zócalo, en una época de distensión cortical.

2. Se han emplazado posteriormente como "sills" y "lacolitos", alojados en las arcillas triásicas por el efecto de "colchón" y amortiguación que éstas producen, y que han impedido su ascenso en este nivel estratigráfico.

Cada una de estas hipótesis presenta problemas. En el primer caso, cabría esperar la aparición de material efusivo, que alcanzaría el fondo marino e incluso subaéreo; y en el segundo, lo lógico sería que, al menos en parte, las ofitas "rompieran" y penetraran la base del Jurásico, generando además una aureola de contacto en las calizas liásicas. Probablemente la explicación sea una mezcla de ambas hipótesis. Desde luego, en el cuadrante de Tolosa (89-I), las calizas liásicas se depositaron sobre ofitas ya "enfriadas", mediante un contacto estratigráfico normal, y sin aureola de contacto.

Estas rocas son en general microgabros o gabros, faneríticas, de grano fino a medio, equigranulares o ligeramente porfídicas, de color verde a gris, masivas y compactas, con una mineralogía esencial relativamente uniforme, pero que presentan diferentes variedades texturales: ofíticas, subofíticas, intergranulares, intersectales, porfídicas o combinaciones de estas. La mayor parte de los afloramientos ígneos están afectados de un hidrotermalismo tardi-postmagmático que, en mayor o menor medida, incluso totalmente, modifican las paragénesis primarias. Las que están asociadas a zonas de falla presentan además, frecuentes estructuras brechoides y/o texturas blásticas, que pueden estar relacionadas en ocasiones, como en el caso de algunas ofitas asociadas a la falla de Leiza, con el metamorfismo pirenaico cretácico de grado medio-bajo. Petrográficamente se diferencian entonces varias subfacies que, a efectos descriptivos, han sido agrupadas en tres tipos: i) ofitas, ii) ofitas brechificadas y deformadas y iii) facies hidrotermalizadas.

La subfacies más frecuente la constituyen las ofitas "típicas". Son rocas holocristalinas, faneríticas, de grano fino a medio, de colores oscuros verdosos en corte fresco, de gran dureza y compacidad, afectadas frecuentemente por una intensa fracturación. La textura más frecuente es ofítica y subofítica, y las rocas están compuestas por plagioclasa cálcica (An_{60-40}) y clinopiroxeno augítico (rara vez pigeonítico), olivino y magnetita como minerales principales. Los piroxenos, con un tamaño de hasta 3 ó 4 mm, con inclusiones de plagioclasa de hasta 0,5 mm, se encuentran rodeados por una mesostasis formada por pequeños cristales de plagioclasa

(de tipo labradorita) y piroxeno con disposición subofítica y/o intergranular, menas metálicas y productos de alteración. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas (probablemente magnetita y pirita), rutilo, esfena, apatito y circón. Los minerales secundarios, procedentes todos ellos de la transformación de los principales, son hornblenda uralítica (marrón y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), epidota, biotita, menas y óxidos, y, en algunas muestras, serpentina como producto de alteración del olivino, mineral que rara vez aparece sin alterar. Frecuentemente, se desarrolla una fase de alteración hidrotermal, responsable en gran parte de la alteración de las fases primarias, con formación de epidota, que "tapiza" la roca y provoca rellenos granulares o de fracturas, clorita y, más escasamente, albita y feldespato potásico.

En función de las texturas que presentan, se pueden diferenciar en algunos afloramientos unas facies "centrales", ofíticas gruesas, e incluso glomeroporfídicas, y unas facies de "borde", de grano más fino, subofíticas. La distribución de ambas facies es irregular, ya que la disposición que se aprecia actualmente no es la generada en el momento de la intrusión, pudiendo estar mezcladas y desordenadas por los movimientos diapíricos que conducen a su emplazamiento actual.

Las ofitas mejor preservadas de los diferentes afloramientos muestran también una notable uniformidad composicional. Las variaciones más notables afectan a los contenidos en sílice (SiO_2=50-59% en peso, media de 55%) y a los álcalis (Na_2O=0,76-4,43 % en peso, media de 2,04%; K_2O=0,35-4,43% en peso, media de 1,24%). El resto de los elementos mayores ofrecen valores muy parecidos, con contenidos medios en porcentajes en peso de: Al_2O_3=14,48, Fe_2O_3+FeO = 9,34, MgO=7,24, CaO=7,70 y TiO_2=0,88 (EVE, 1995).

Su clasificación química señala que se trata fundamentalmente de basaltos, andesitas basálticas y andesitas (clasificación TAS, IUGS, 1989), que integran una asociación magmática toleítica, poco diferenciada y muy uniforme a escala regional. Geoquímicamente, estas rocas son equiparables a las toleítas de dorsal o fondo oceánico y a las toleítas continentales, aunque presentan ciertas diferencias con respecto a ambos tipos. Los datos geológicos descartan su relación con un ambiente oceánico y sugieren entonces la existencia de un magmatismo de tipo toleítico continental. Este magmatismo, de origen mantélico, intruye a favor de fracturas crustales, generadas en el ambiente de "pre-rift" continental Triásico-Jurásico que precede a la apertura del Atlántico Norte (EVE, 1995; ROSSY, 1988), sobre una corteza continental adelgazada que permite un rápido ascenso de los fundidos y explica así su escasa diferenciación. BOESS y HOPPE (1986) remarcan sin embargo la afinidad de las ofitas con rocas de fondo oceánico e interpretan este magmatismo en función de una apertura oceánica abortada, asociada a un "rift" Triásico.

Las ofitas brechificadas y deformadas afloran en una falla situada al este de Bergara (carretera a Elosua), en el cuadrante de Bergara (88-I), y asociadas a las fallas de Leiza y de Régil, en el cuadrante de Tolosa (89-I).

En los afloramientos situados en el cuadrante de Tolosa (89-I), suelen aparecer como rocas esquistosas, de colores verdosos que alternan con "bandas" en las que la textura y mineralogía original se han preservado mejor. Los minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y abundante clorita. Como accesorios se observan calcita, óxidos, epidota, esfena y opacos. Al microscopio se reconocen texturas lepidoblásticas y granolepidoblásticas. En conjunto, estas rocas deformadas muestran una orientación marcada de la clorita y disposición bandeada para el cuarzo. Localmente se pueden reconocer formas sub-redondeadas de cuarzo granoblástico. Aunque a veces es difícil reconocer la naturaleza original de la roca, parece probable que se trate de rocas básicas (ofitas) fracturadas e hidrotermalizadas, con rellenos de cuarzo, calcita, albita y clorita, y fuerte alteración de la mineralogía primaria (piroxeno: anfíbol, clorita, epidota; olivino: clorita, serpentina, óxidos de Fe; plagioclasas: sericita, clorita, epidota, calcita), y posterior o sincrónicamente deformadas (fracturadas) en condiciones de la facies esquistos verdes (albita + clorita + actinolita + epidota).

Las brechas localizadas al este de Bergara presentan como minerales esenciales plagioclasa, clinopiroxeno (augita) y anfíbol (hornblenda). Los accesorios están constituidos por epidota, clorita, biotita, óxidos y esfena. Presentan una marcada alteración hidrotermal, a favor de fracturas, a epidota, clorita, óxidos, sericita y carbonatos. Composicionalmente son andesitas o traquiandesitas y presentan una textura porfídica microgranuda, en ocasiones fluidal.

Las facies hidrotermalizadas están formadas por rocas compuestas, casi exclusivamente, por anfíbol verde claro (ferroactinolita), epidota (pistacita)

y opacos. Estas rocas se interpretan como producto de un proceso hidrotermal generalizado de las ofitas. Dada su mineralogía, se las podría denominar anfibolitas con epidota, aunque no en el sentido de anfibolita metamórfica.

4.3.2. Rocas volcanoclásticas (38)

En el apartado 2.3.3.4. se han descrito las características de "visu" y de afloramiento de estos materiales (término 38 de la cartografía). Se trata de rocas brechoides formadas por fragmentos de rocas volcánicas afaníticas, material sedimentario y material ferruginoso (más abundante en éstas que en las rocas volcanoclásticas del Cretácico superior).

Al microscopio se reconocen texturas clásticas (volcanoclásticas), brechoides y microlíticas. Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol fibroso, feldespato, clorita, sericita, óxidos y opacos. Como secundarios aparecen calcita, clorita y óxidos de hierro. Los accesorios más frecuentes son opacos y apatito. En algunos casos presentan material vítreo. Por su aspecto texturo-estructural estas rocas parecen ser el resultado de una brechificación *in situ*, ya que buena parte de los fragmentos forman un puzzle con posibilidades de encaje.

Estas brechas son de origen volcanoclástico y, según la clasificación de FISHER (1961), teniendo en cuenta el tamaño de los fragmentos, correspondería a un conglomerado volcánico o a un conglomerado poligénico volcánico.

4.4. DIQUES DE ROCAS IGNEAS BASICAS (DIABASAS)

Estos diques, que pueden alcanzar hasta 5 metros de potencia, encajan tanto en el plutón de Peñas de Aia como en materiales sedimentarios de edad comprendida entre el Paleozoico y el Cretácico inferior, siendo más frecuentes en el Complejo Urgoniano.

En las rocas ígneas del "stock" granítico, se inyectan siguiendo dos direcciones preferentes, coincidentes con los sistemas de fractura E-O y NO-SE. En el entorno paleozoico tienen tendencia a emplazarse de forma subconcordante con la discontinuidad principal, generalmente S_0 y S_1, aunque en ocasiones cortan claramente dichas estructuras.

En el sector noroeste de la cuenca, cuadrantes de Zierbena (37-III), Santurtzi (61-I), Bilbao (61-II) y Basauri (61-IV), la mayor parte de los diques presentes encajan en una estrecha banda de orientación noroeste-sureste, que está limitada por dos fallas de dirección N130° E. En esta banda, la orientación predominante de los diques oscila entre N40ºE y N50ºE, perpendiculares a la estratificación, y probablemente encajan a favor de fracturas secundarias asociadas al funcionamiento de las dos fallas que la acotan. Solamente en el cuadrante de Basauri la orientación de los diques es mayoritariamente N 160-180° E, e incluso N100°E, todas ellas direcciones de fracturas bien representadas en la zona.

Al suroeste del monte Udala, cuadrante de Bergara (88-I), aflora un cuerpo de pequeñas dimensiones que encaja en el contacto mecánico entre las facies terrígenas y calcáreas urgonianas.

Sobre el terreno aparecen como rocas holocristalinas faneríticas, de grano fino a medio, o afaníticas, de color verdoso en fractura fresca, y de tonos pardos en afloramientos alterados. Ocasionalmente, producen alteraciones en el contacto con las rocas encajantes. Esto puede verse con facilidad en las inmediaciones del barrio de Suña (Aramaio; cuadrante 87-IV, Otxandio) donde en los materiales encajantes de un dique, hasta una distancia de 4 ó 5 metros del contacto, se observan pequeños cristales de óxidos de hierro, en agregados lenticulares o en nódulos, localmente en grandes cristales idiomorfos situados en, o relacionados con, fracturas con cloritas y micas.

Las texturas más habituales en estas rocas varían entre afírica, intersectal a subofítica, de grano fino a medio, y porfídicas. La asociación

mineral más frecuente está formada por plagioclasa (andesina), anfíboles y piroxenos como minerales esenciales, y esfena, magnetita, ilmenita y otros opacos como accesorios. La alteración de la roca es muy intensa, dando lugar a la formación de epidota, clorita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, cuarzo, opacos,... Las rocas porfídicas están caracterizadas por la presencia de microfenocristales de plagioclasa y máficos cloritizados, junto con ocasionales opacos cúbicos, incluidos en una matriz de tipo intersectal de grano fino a microcristalina u, ocasionalmente, vítrea.

La clasificación petrográfica de estas rocas responde genéricamente a diabasas o microgabros espilitizados. Cuando la alteración está generalizada resulta en muchos casos prácticamente inviable precisar su composición original. La textura intersectal, con plagioclasa y minerales característicos de la transformación de fases ferromagnesianas primarias, junto con la ausencia de cuarzo y feldespato potásico, indica composiciones básicas gabroideas. Pero, en ocasiones, incluso las plagioclasas están alteradas y además aparecen minerales como albita, cuarzo y feldespato potásico rellenando fracturas e intersticios. Todo ello, unido a la fuerte descalcificación de la roca y a la formación tardía de calcita, dificulta aún más su clasificación, difícil de establecer desde criterios petrográficos y prácticamente inabordable desde el punto de vista químico.

4.5. ROCAS VOLCANICAS Y SUBVOLCANICAS DEL CRETACICO SUPERIOR

Durante el Cretácico superior se desarrolla una importante actividad magmática en la parte occidental de la Cadena Pirenaica. En la Cuenca Vasco-Cantábrica esta actividad se manifiesta en un vulcanismo submarino que da lugar a la formación de coladas, con morfología almohadillada y tabular, y depósitos volcanoclásticos (ADÁN DE YARZA, 1884, 1892; CIRY *et al.*, 1967; CUEVAS *et al.*, 1981; ROSSY, 1969, 1974, 1988; MESCHEDE, 1985, 1987; BOESS y HOPPE, 1986; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990; CARRACEDO y LARREA, 1998 a y b). Los materiales efusivos se depositan intercalados con los sedimentos marinos flyschoides de edad Cretácico superior, que más tarde formarán el Sinclinorio de Bizkaia. Solamente en la localidad de Arminza (Bizkaia) estos materiales aparecen interestratificados de forma puntual en las formaciones del Complejo Supraurgoniano. Los depósitos volumétricamente más importantes se localizan en el flanco norte y en el cierre del Sinclinorio, a lo largo de los valles de los ríos Urola y Deba (Gipuzkoa), y en las cercanías de las localidades de Barrika, Errigoiti y Gernika (Bizkaia); en el flanco sur, se encuentran sólo en las proximidades de la ría de Bilbao. Pequeñas intrusiones ("sills", lacolitos, pequeños "stocks" y diques sin-volcánicos), que forman parte del sistema de almacenamiento y alimentación de las lavas, afloran en relación con la secuencia volcánica.

El ambiente submarino del medio de emisión y de depósito queda patente en la asociación de litofacies presente. La mayor parte de las lavas tienen estructura almohadillada y están asociadas a depósitos de sistemas turbidíticos y pelágicos, que ocupan la zona central y más profunda de la Cuenca (CASTAÑARES *et al.*, 1997). La fuerte vesiculación de las rocas y la existencia de productos piroclásticos restringen el ambiente a una cuenca de escasa profundidad, probablemente menor de 700-800 metros.

La composición de las lavas varía entre basaltos (plagioclasa ± augita), traquiandesitas y traquitas (feldespato alcalino ± anfíbol). Las traquitas son rocas minoritarias dentro del complejo volcánico y los afloramientos más importantes están situados en Arrate, Málzaga y Astrabudua; sin embargo, casi siempre aparecen fragmentos traquíticos formando parte de los materiales volcanoclásticos en toda la Cuenca. En algunos casos,

como en el monte Axpe (Astrabudua), proximidades de Bilbao, algunas masas traquíticas de aspecto lávico y muy potentes (100-150 metros), sin estructuras internas, podrían configurar un domo o una lámina intrusiva (ROSSY, 1988). Las pequeñas masas intrusivas ("sills", lacolitos y "stocks") están constituidas por gabros, doleritas y, con menor frecuencia, teschenitas y picritas. Los diques están formados sobre todo por rocas de composición basáltica (microgabros, teschenitas, basaltos) y en menor proporción traquiandesítica y traquítica.

Todas las formaciones, volcánicas y subvolcánicas, están afectadas, en mayor o menor medida, por un metamorfismo hidrotermal (espilitización) que se desarrolla en condiciones límite entre las facies zeolita y prehnita-pumpellita. La espilitización se materializa en procesos de desvitrificación y en el reemplazamiento de las fases ígneas primarias por minerales de baja temperatura. La paragénesis de las rocas básicas (basaltos *s.l.*: lavas, volcanoclastitas y rocas intrusivas) está constituida casi siempre por albita + clorita + esfena + carbonatos + minerales magmáticos (clinopiroxeno, algunas veces anfíbol y excepcionalmente plagioclasa cálcica), acompañados en proporciones muy variables por uno o varios de los siguientes minerales: prehnita, pumpellita, epidota, hematites, mica blanca, adularia y más raramente grandita, laumontita y analcima. En las rocas más diferenciadas, traquitas, las transformaciones son menos espectaculares dado que la composición inicial magmática (feldespato alcalino y plagioclasa sódica) es poco apta para desarrollar cambios importantes. Las fases esenciales de estas rocas son unos feldespatos de baja temperatura (albita y/o adularia) junto con clorita, mica blanca, esfena, epidotas y, de manera excepcional stilpnomelana e hidrogranate. La analcima en las teschenitas es de origen primario y también secundario (fracturas, reemplazando a plagioclasa, o impregnando de forma difusa la matriz de la roca). Las transformaciones metamórficas se producen a temperaturas de ~200° C y a presiones menores de 1 kbar, en un ambiente estático, en ausencia de toda deformación penetrativa, y en presencia de fluidos que, a partir de las medidas de isótopos estables (oxígeno, hidrógeno), parecen estar constituidos esencialmente por agua de mar, eventualmente modificada por reacción con sedimentos (ROSSY, 1988). La influencia de los fluidos implica mayores cambios mineralógicos sobre los productos muy porosos y/o vacuolares y/o fracturados ("pillow-lavas" vesiculares, depósitos volcanoclásticos,...) que sobre los materiales coherentes, poco vacuolares y no fracturados (coladas tabulares masivas, diques,...).

Aunque las rocas están espilitizadas en grado variable, los litotipos asociados (basaltos alcalinos a traquitas), la secuencia de cristalización y la composición de los clinopiroxenos y anfíboles, así como la geoquímica de elementos traza, es típicamente alcalina. En los basaltos y diques asociados, el diópsido, frecuentemente cromífero, pasa a baja presión a salitas ricas en Al y Ti, acompañados a veces por kaersutita; en las traquitas se encuentran augitas y ferroaugitas y, en algunos casos, aegirina y arfvedsonita (ROSSY, 1988). Los perfiles de Tierras Raras ($[La/Yb]_n$ = 10-20) son también característicos de rocas alcalinas (ROSSY, 1988).

Dataciones micropaleontológicas realizadas sobre las intercalaciones sedimentarias permiten asignar al vulcanismo una edad comprendida entre el Albiense superior y el Santoniense (RAT, 1959; CIRY *et al.*, 1967; JEREZ, 1968; LAMOLDA *et al.*,1983; CASTAÑARES *et al.*, 1997). Dataciones K-Ar efectuadas sobre diques de alimentación ofrecen edades variables entre 104 y 83 Ma (MONTIGNY *et al.*, 1986), coincidentes con las micropaleontológicas.

El magmatismo alcalino está relacionado con un marco anorogénico, asociado al funcionamiento de un "rift" y/o una falla transformante que afecta en cualquier caso, a una corteza continental (MESCHEDE, 1985; BOESS y HOPPE, 1986; ROSSY, 1988; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990).

4.5.1. Coladas, masivas y con estructura en "pillow"

Las diferencias entre coladas masivas y de lava almohadillada solamente pueden establecerse a nivel estructural. Prácticamente todas las rocas de este grupo son porfídicas, suelen presentar textura intersectal a fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopilítica) y vesicular. Composicionalmente se distinguen dos facies extremas, basaltos, más o menos espilitizados, y traquitas.

Coladas de lavas almohadilladas

Las coladas almohadilladas están constituidas por el apilamiento de pequeñas unidades de flujo o tubos, de morfología groseramente cilíndrica. Estos tubos, que en sección transversal recuerdan a almohadas

o sacos, presentan habitualmente una serie de estrechamientos sucesivos, normalmente suaves, que les confieren un aspecto abudinado (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000). Su trazado es sinuoso e irregular, con bruscos cambios de dirección y frecuentes bifurcaciones. Los tubos alcanzan hasta 200 metros de longitud y las secciones transversales, generalmente elípticas a subcirculares, tienen un diámetro variable entre 0,1 y 2 metros. Cuando las lavas descansan sobre un sustrato liso presentan una base plana (CUEVAS *et al.*, 1981), exhibiendo entonces secciones semicirculares. En ocasiones pueden excavar el sustrato formando peperitas. La potencia de las coladas almohadilladas varía entre la de un simple tubo y más de 100 metros. Los tubos están a menudo separados por material hialoclastítico y/o sedimentario, con frecuencia cementado por calcita, pero pueden llegar a estar incluso soldados entre sí. A veces, intercalados normalmente en depósitos volcanoclásticos, afloran pequeñas bolsas o sacos de lava completamente desarraigados, que se forman por el desprendimiento de lava en el frente de avance de los tubos.

Los tubos almohadillados constituyen normalmente unidades de emplazamiento y de enfriamiento simples. Son en general cilindros de lava macizos, masivos o con estructura concéntrica y/o radial. Esta estructura está marcada, por: i) una zonación concéntrica mineralógico-textural, ii) la disposición de las vesículas y iii) la presencia de diaclasas de enfriamiento radiales y/o concéntricas (CUEVAS *et al.*, 1981; ROSSY, 1988). En la parte central se preservan a veces cavidades o túneles de drenaje, de sección circular o elíptica, alargándose en el mismo sentido que los tubos, con dimensiones visibles de hasta 1 metro de diámetro y 3 metros de longitud. Con cierta frecuencia estos túneles están ocupados por minerales hidrotermales (calcita, cuarzo, ceolitas, datolita, etc). A veces se reconocen también pequeñas cavidades, normalmente esféricas y de escala centimétrica, que pueden ser el resultado de la acumulación de gases.

La zonación mineralógico-textural está marcada por el paso gradual de un borde hialino, que forma una corteza externa de unos pocos milímetros de espesor, a un núcleo cada vez más cristalino. El borde vítreo, producto del brusco enfriamiento de la lava en contacto con el agua del mar, está a menudo enmascarado por la desvitrificación y, en ocasiones, cuando las lavas se superponen de forma muy rápida y a elevada temperatura, ni siquiera existe (ROSSY, 1998). Hacia el núcleo, además de aumentar el grado de cristalinidad, se produce también un incremento en la frecuencia de aparición y en la talla de los fenocristales (plagioclasa y augita).

Las vacuolas, de morfología equidimensional (esférica a ligeramente ovoide), se disponen tanto aisladas (< 1 mm a < 1 cm) como coalescentes (dobles, triples,...). Su distribución en las lavas se materializa de diversas formas: i) se sitúan en la parte superior (techo) de los tubos, ii) se acumulan en la zona central y/o en bandas concéntricas formando frentes de vacuolas y iii) ocupan de forma anárquica toda la sección. Ocasionalmente las lavas presentan vesículas cilíndricas, alargadas, de tipo "pipe", de hasta 10 centímetros de longitud y 1,5 centímetros de diámetro, que se disponen de modo groseramente radial desde la zona central o se restringen a la zona externa, pero siempre perpendiculares a su superficie (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000). En general, las vacuolas están ocupadas por calcita y/o clorita, formando amígdalas, pero los rellenos pueden ser múltiples y de mineralogía muy variada.

La contracción térmica que sufren las rocas durante el enfriamiento provoca en ocasiones la aparición de diaclasas, que adoptan mayoritariamente disposiciones radiales y/o concéntricas. Las diaclasas concéntricas se disponen aproximadamente paralelas al margen del tubo y a las superficies de flujo. Normalmente son menos patentes, más raras y discontinuas que las diaclasas radiales, y tienen mayor presencia y continuidad en las partes externas que en las internas. En algunos tubos, sobre todo de diámetro grande (2-3 metros), hay diaclasas columnares radiales, de base pentagonal o hexagonal de hasta 6 centímetros de lado, cuyos vértices confluyen en su centro; su expresión superficial es un mosaico poligonal de tipo caparazón de tortuga (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000).

La aparición conjunta de diaclasas radiales o columnares radiales y concéntricas provoca la formación de una característica brechificación que afecta a la parte externa o a la totalidad de la almohadilla. Se originan así unas "pillow-brechas" hialoclásticas monomícticas, con estructura en puzzle o en mosaico y contactos gradacionales con la roca coherente, salvo que el diaclasado afecte a toda la lava (hialoclastitas *in situ*; "pillow-brechas" *in situ*). Estructuras primarias como las cortezas o anillos vítreos, frentes de vacuolas, vesículas tipo "pipe", etc., pueden continuarse a través de los diferentes clastos. En ocasiones las fracturas están ocupadas

por productos secundarios, especialmente calcita, que unen o cementan los diversos bloques y remarcan aún más la estructura en puzzle de la brecha.

Petrográficamente se pueden diferenciar, a grandes rasgos, los siguientes tipos (SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990):

- Lavas amigdaloides. Son rocas basáltico espilíticas, de textura amigdaloide (vesicular), compuestas por plagioclasa sódica (albita–oligoclasa), clinopiroxeno, algo de anfíbol, opacos, y minerales de baja temperatura (clorita, calcita, óxidos, albita, prehnita, etc). Las vacuolas (1–10 mm) pueden llegar a constituir hasta más del 50% de la roca y están rellenas de minerales de baja temperatura, con predominio de calcita y clorita. Son probablemente el litotipo más abundante dentro de las "pillows".

- Lavas porfídicas. Son basaltos espilitizados amigdaloides, caracterizados por la presencia de fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa en una matriz microlítica intersectal compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, opacos, óxidos, calcita y clorita. Los fenocristales de plagioclasa alcanzan tamaños de hasta 1.5 mm, maclados y a veces zonados, con diversos grados de alteración a calcita y clorita. Los fenocristales de piroxeno alcanzan tamaños de hasta 3 mm, a veces están zonados y suelen aparecer alterados a calcita, óxidos, clorita, etc. Las amígdalas están rellenas de calcita y clorita.

- Lavas ricas en clinopiroxeno. Son rocas basálticas en las que el clinopiroxeno (augita) es la fase más abundante. Están compuestas además por plagioclasa (oligoclasa–andesina) y magnetita, con cantidades accesorias de apatito y esfena. Calcita, cuarzo, óxidos, albita, clorita, anfíbol, etc, rellenan vacuolas y fracturas, y son también minerales de alteración. El clinopiroxeno aparece como fenocristales, menores de 6 mm, zonados y maclados, a veces seriados y/o formando parte de la matriz. La plagioclasa aparece casi siempre restringida a la matriz y más raramente como fenocristales, siendo en algunas ocasiones accesoria. La matriz muestra un grado de cristalinidad variable: vítrea (normalmente desvitrificada) a micro–criptocristalina; forman la matriz microlítica intersectal: piroxeno, plagioclasa, cloritas, carbonatos, productos ferruginosos, apatito y esfena. Las vacuolas son escasas y aparecen rellenas de clorita y calcita.

- Lavas traquíticas. Son lavas afíricas microlíticas, esporádicamente porfídicas (fenocristales de feldespato, con frecuentes desmezclas pertíticas), de textura traquítica fluidal más o menos desarrollada. Están formadas por plagioclasa sódica y/o feldespato alcalino (sanidina a anortoclasa), esporádico piroxeno y/o anfíbol sódico (accesorio), y opacos, calcita, clorita y esfena. Microtexturas esferulíticas y microvariolíticas son frecuentes. Las vacuolas son escasas. En general las "pillow-lavas" traquíticas son de mayor tamaño (1-3 metros de diámetro) que las basálticas, no tienen matriz "interpillow" y no están acompañadas por "pillow" brechas.

Coladas tabulares o masivas

En contraposición a las coladas compuestas almohadilladas, las coladas tabulares son unidades de flujo simples, tabulares y de aspecto masivo casi generalizado, cuya potencia varía entre 1 y 60 metros. La superficie inferior es irregular mientras que el techo es relativamente liso y coherente, aunque de forma muy local y puntual se observan replegamientos con morfologías cordadas, típicas de lavas "pahoe-hoe" (CUEVAS *et al.*, 1981). También en ocasiones se preservan brechas auto-hialoclásticas, a techo y/o muro de algunas coladas, *in situ* o ligeramente movidas, dando lugar a lavas con estructuras muy parecidas a las de tipo "aa".

En las coladas tabulares se encuentran, sin embargo, en ocasiones algunos elementos estructurales y texturales que las caracterizan, como son (CUEVAS *et al.*, 1981): i) estructuras fluidales, ii) distribución regular de vacuolas, iii) variaciones del grado de cristalinidad, iv) diferentes tipos de diaclasados, v) presencia de enclaves, normalmente cognates.

Las estructuras fluidales están marcadas por la orientación de los fenocristales presentes en las lavas, especialmente de plagioclasa, y por la orientación de la matriz, con textura de tipo fluidal o traquítica. El aplastamiento de las vacuolas también señala direcciones de flujo. Estructuras de tipo láminar aparecen también en la base de ciertas coladas.

Con frecuencia, las vacuolas son mayores y se concentran hacia el techo de las coladas, pudiendo incluso existir diferentes frentes de vacuolas dentro de una misma colada.

Las variaciones en el grado de cristalinidad se reflejan sobre todo en la existencia de bordes vítreos a microcristalinos a muro y a techo, y en un

aumento de la granularidad hacia el interior de las coladas, manifiesta también en el incremento de tamaño y abundancia de los fenocristales (≤ 2 cm).

En las coladas son frecuentes diferentes tipos de diaclasados: perpendiculares y/o paralelas a techo y muro, diaclasas en disyunción columnar, o combinaciones de ellos. Las más espectaculares son las disyunciones columnares, excelentemente desarrolladas en la localidad de Fruiz (Bizkaia). Los prismas basálticos, de 1 a 35 metros de longitud, tienen base pentagonal o hexagonal, de 10 a 30 centímetros de lado. Normalmente las columnas son rectas y perpendiculares a techo y muro de las coladas, pero en ocasiones están curvadas, sobre todo hacia muro. Los prismas están cortados a veces por un diaclasado laminar perpendicular, de diferente espaciado (10 centímetros a 2 metros). La intersección de ambos tipos de diaclasas originan brechas hialoclastíticas monomícticas, con bloques de tamaño a veces decimétrico, con estructura en puzzle o en mosaico, que pueden considerarse también como un tipo particular de hialoclastitas *in situ*. Las diaclasas están ocupadas y cementadas en ocasiones por calcita, cuarzo, epidota, clorita, prehnita, mica blanca, carbonato, epidota y pumpellita.

Petrográficamente se pueden distinguir varias litologías (SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990):

- Basaltos y/o andesitas basálticas. Están formadas por augita en fenocristales (hasta 2 cm) zonados y maclados y/o formando parte de la matriz; plagioclasa, en fenocristales (1–2 cm) y/o formando parte de la matriz; opacos, a veces en cantidades importantes; y, como accesorios más frecuentes, apatito y esfena. En ocasiones se encuentran pseudomorfos de olivino. Los minerales secundarios son: clorita, calcita, albita, cuarzo, opacos, anfíbol, biotita, sericita, prehnita, pumpellita y epidota. La textura general varía entre porfídica–glomeroporfídica en matriz intersectal, microlítica intersectal e intergranular (subofítica) o ligeramente fluidal. La presencia de vacuolas rellenas de calcita y/o clorita es frecuente. Presentan enclaves centimétricos a decimétricos, redondeados o elípticos, algunos con texturas acumulativas, ricos en piroxeno y más rara vez olivino.

- Traquiandesitas. Son rocas caracterizadas por el predominio de plagioclasa microlítica prismática, formando agregados semi-radiales o bien con orientaciones de flujo más o menos netas; los fenocristales son escasos, y son en general afíricas. El piroxeno está ausente o es muy poco abundante, formando entonces parte de la matriz. La esfena aparece en proporciones notables. Destaca la textura microlítica (a veces pseudoesferulítica, traquítica) formada por plagioclasas dispuestas sobre un fondo clorítico con calcita y opacos. Es frecuente la presencia de vacuolas rellenas de clorita, calcita, albita y cuarzo.

- Traquitas. Son rocas de color gris–rojizo con escasos fenocristales de feldespato alcalino, a veces pertítico, en una matriz afanítica compuesta fundamentalmente por microlitos de feldespato alcalino y plagioclasa sódica. Los microlitos presentan habitualmente disposiciones fluidales de tipo traquítico. Los minerales ferromagnesianos son escasos y de pequeño tamaño; aparece biotita, pequeños cristales de anfíbol verde (hastingsita?), epidota, opacos, y esfena. En un fragmento de traquita englobado en una lava, se ha encontrado aegirina, mineral que junto con la arfvedsonita y la richterita han sido citados por ROSSY (1974) en estas lavas.

Organización de las coladas

Las coladas no representan normalmente episodios efusivos aislados. Casi siempre están incluidas en sucesiones volcánicas de notable espesor (≤ 1000 metros) en las que alternan en el tiempo y en el espacio coladas almohadilladas, coladas tabulares, materiales piroclásticos y depósitos volcanoclásticos resedimentados de forma sineruptiva (CUEVAS *et al.*, 1981; ROSSY, 1988). El desarrollo de uno u otro tipo de coladas, tabulares o almohadilladas, es función de la relación volumen / velocidad de emisión de lava (CUEVAS *et al.*, 1981). Las variaciones en el caudal de las fisuras emisoras controlan estas alternancias: cada vez que el aporte magmático se ralentiza, las coladas tabulares de lava desaparecen dejando paso a las "pillow" lavas.

Las "pillow" lavas están alimentadas y se enraízan normalmente en diques, disminuyendo el diámetro de los tubos hacia posiciones distales. Sin embargo, algunas coladas tabulares potentes (> 12 metros) terminan a veces en lavas almohadilladas, cuando al final de su recorrido se canalizan en tubos con caudal más moderado. En estos casos, el sistema coladas tabulares-coladas almohadilladas es muy similar en su organización al de las coladas "pahoe-hoe" subaéreas: una colada tabular (colada maestra) conduce la lava desde el centro emisor hasta zonas distales, allí la colada maestra se ramifica en un sistema de tubos (sistema de tubos distributarios) de hasta 4 metros de diámetro, aunque normalmente en

torno a 2-3 metros, ya con estructura típicamente almohadillada (sección circular, diaclasas radiales y concéntricas,...), a partir de los cuales surgen nuevas unidades de flujo almohadilladas, con secciones transversales de alrededor de 1 metro de diámetro, que se adelgazan y diversifican progresivamente hacia las posiciones más distales - frente de la colada - (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000). La longitud del subsistema almohadillado, es decir, tubos distributarios-tubos del frente de la colada, alcanza en algunos casos los 200 metros de longitud.

El drenaje de la lava que alimenta a los tubos almohadillados desde el interior de la colada tabular provoca en ocasiones la formación de cavidades o túneles en la misma. El hundimiento del techo de los túneles origina unas brechas de talud o gravitatorias (brechas de "talus"), monomícticas, muy heterométricas, clastosoportadas y soldadas. Si la colada tabular desarrolla en las partes más externas una disyunción columnar, las brechas están nutridas por fragmentos de lava con formas prismáticas (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000).

4.5.2. Rocas volcanoclásticas

El término volcanoclástico se utiliza en el sentido de FISHER (1961), agrupando a un amplio espectro de rocas que tienen en común su origen volcánico y su estructura/textura clástica o fragmental, independientemente de la forma y tamaño de las partículas, sea cual sea el mecanismo generador de los fragmentos, y sin tener en cuenta los procesos de transporte y deposición implicados en su génesis.

Los depósitos presentan tamaños de clastos muy variables, desde lutita (cinerita) a brechas y conglomerados. La composición de los clastos volcánicos, allí donde pueden reconocerse, es variada: traquitas, basaltos porfídicos, basaltos microlíticos, vidrios, cristales y fragmentos de cristales (feldespatos fundamentalmente), fragmentos escoriaceos a pumiceos, ...

En función del mecanismo de fragmentación implicado en su génesis se pueden diferenciar varios tipos de depósitos: i) piroclásticos, ii) autoclásticos, iii) hialoclásticos, iv) gravitatorios, v) resedimentados, vi) peperitas y vii) epiclásticos.

<u>Depósitos piroclásticos</u>

Los depósitos formados por la acumulación de fragmentos generados directamente en explosiones volcánicas, son relativamente escasos. Constituyen depósitos estratificados homogéneos o granoclasificados, de escasa potencia (<1 a 10 metros), que aparecen intercalados con otras facies volcánicas, volcanoclásticas y materiales sedimentarios. En función de su granulometría se pueden distinguir dos tipos: tobas de lapilli a tobas finas, de composición basáltica o traquítica, y brechas, esencialmente traquíticas.

Las tobas, de tamaños variables entre lapillis (2-64 mm) y cenizas finas (<1/16 mm), están formadas por cristales y fragmentos de cristales, "glass-shards", clastos juveniles (lapillis y cenizas sideromelánicos y/o palagonitizados, escorias, pómez, ...) y fragmentos líticos cognates y accesorios. Los cristales son feldespatos, piroxenos, opacos, esfena, apatito y productos cloríticos. Los fragmentos de roca son de lavas basálticas (microlíticas, porfídicas microlíticas, amigdaloides, escoriaceas, vítreas) o traquíticas (porfídicas, fluidales, pumiceas...). Frecuentemente, los fragmentos se han consolidado durante el depósito, desarrollando texturas fluidales soldadas con escasa o nula matriz formada por vidrio, productos cloríticos, material ferruginoso y carbonatos, en el caso de las facies básicas, y agregados felsíticos a esferulíticos, en el caso de los traquitoides. En otras ocasiones están cementados por minerales secundarios, especialmente calcita, clorita, cuarzo, óxidos de hierro, albita, ...

Las brechas son normalmente masivas, aunque están a veces groseramente granoclasificadas, pasando a techo a facies volcanoclásticas más finas. Son heterométricas, con clastos líticos cognates y accesorios, de talla variable entre unos milímetros y 70 centímetros, mayoritariamente traquíticos, aunque con presencia menor de fragmentos básicos y líticos sedimentarios. Los clastos traquíticos son, sin embargo, petrográficamente variados, incluyendo tipos afíricos desvitrificados (felsíticos o esferulíticos), tipos porfídicos con matriz traquítica o microlítica, tipos más o menos vesiculares, e incluso facies sieníticas y cineríticas. También hay cristales o fragmentos de cristales, de feldespato alcalino, plagioclasa, piroxeno, biotita y esfena. El cemento, poco abundante es felsítico, casi criptocristalino, rico en sílice, con clorita, opacos y a veces carbonatos, y puede proceder de la recristalización de cenizas. La heterogeneidad textural sugiere que estas brechas proceden de la fragmentación de edificios volcánicos complejos, que incluyen facies volcánicas y subvolcánicas, esencialmente traquíticas (ROSSY, 1988).

ROSSY (1988) hace referencia a un tipo particular de formaciones brechoides que denomina, con carácter descriptivo, brechas con "minipillows". Las mini-"pillows" son "bolas" basálticas (redondeadas u ovoides), de tamaño inferior en general a 10 centímetros, formadas esencialmente por vídrio desvitrificado, vesiculares o no, que aparecen dispersas en una matriz heterométrica formada por fragmentos vítreos; los carbonatos intersticiales cementantes son poco frecuentes y escasos. El vidrio, salpicado con raros cristalitos o microlitos, es opaco y está fuertemente coloreado en rojo–marrón (hidróxidos de hierro). Probablemente proceda de la evolución de un vidrio taquilítico. En la parte externa desarrollan un borde frío continuo y neto, posiblemente sideromelánico en origen.

En algunos afloramientos aparecen facies intermedias entre brechas con "minipillow" y brechas de "pillow", con presencia de algunas "pillow-lavas". La presencia de estas facies sugiere que las brechas con "minipillow" podrían tener su origen en la fragmentación de "pillow-lavas". En zonas de elevada pendiente, la parte interna de las coladas, todavía líquida, puede fluir a través de la corteza rota formando pequeños borbotones de lava que, en contacto con el agua, desarrollan un borde frío continuo. La matriz puede estar formada por fragmentos de la corteza sólida de las "pillow" y "minipillow" (hialoclastitas) y piroclastos finos generados en "sprays" de lava. El proceso de fragmentación puede desarrollarse igualmente a partir del desprendimiento, caída, rápido acúmulo y rotura de bolas de lava a partir del frente de las coladas, en situaciones de elevada pendiente. Las bolas, con lava fundida todavía en el interior, caen y se estrellan contra el suelo, se fragmenta la costra solidificada y el fundido liberado forma las "minipillows" y el material vítreo de la matriz, que se mezclan con los fragmentos de la costra sólida.

SCHMINCKE *et al.* (1983) consideran que formaciones similares a las brechas con "minipillow" pueden tener su origen en fuentes de lava submarinas, iguales a las que se dan en los estilos eruptivos subaéreos Stromboliano y Hawaiano. Las "minipillow" pueden ser bombas de lava submarinas, y la matriz, partículas de lava más finas (lava "spray") emitidas en fuentes de lava y enfriadas de forma brusca en contacto con el agua. Tales fuentes de lava están probablemente restringidas a ambientes de aguas relativamente poco profundas (STAUDIGEL y SCHMINCKE, 1984; DIMROTH y YAMAGISHI, 1987; DOLOZI y AYRES, 1991) o, en aguas más profundas, a breves periodos de descarga excepcionalmente vigorosa (SMITH y BATTIZA, 1989).

La autobrechificación explosiva de las lavas almohadillas muy ricas en gases podría también favorecer la aparición de formaciones con "minipillows".

Depósitos Autoclásticos

Los depósitos autoclásticos son de origen muy diverso. Hay depósitos hialoclásticos, autobrechas, depósitos gravitacionales ("talus") e incluso explosivos. En algunos casos su origen puede ser mixto.

Las brechas almohadilladas de "explosión" están formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosa, de tamaño centi-decimétrico inmersas en una matriz tobácea, más fina, en proporciones variables. Los fragmentos, que pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilítica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo. La matriz está compuesta por piroclastos finos (tamaño lapilli) en avanzado estado de alteración, que produce clorita, epidota y calcita. Su formación se relaciona con explosiones producidas en el interior de las lavas almohadilladas, que fracturan la corteza rígida y fría. Sin embargo, parte de estos fragmentos pueden ser simplemente de origen hialoclástico o proceder de la rotura de la costra externa, necesaria para permitir el avance de la lava.

Las facies autoclásticas ("flow breccias"), autobréchicas-hialoclásticas, están relacionadas con el avance y enfriamiento de las coladas, situándose a techo y/o muro de las mismas en contacto gradual hacia el interior coherente. Se forman cuando la lava está todavía en movimiento: la corteza externa fría se fragmenta mientras el interior de la colada está todavía en movimiento. Los fragmentos son monomícticos, angulosos y tienden a la redondez con el movimiento. Presentan esfericidad media, tamaño centimétrico y bordes difusos. El depósito varía entre clasto soportado, a veces con textura en puzzle, y matriz soportado. La composición mineral de los fragmentos es similar a la de la matriz que los engloba, aunque la cristalinidad y el color son diferentes. En los casos observados son rocas vítreas, a veces desvitrificadas, con cristales aislados de plagioclasa y numerosas vacuolas, que presentan textura fluidal. La alteración y los rellenos ofrecen una mineralogía variada: calcita y/o clorita y/o cuarzo

en vacuolas, en agregados desordenados y/o radiales, y como rellenos en fracturas.

Las hialoclastitas se forman debido a la fracturación y desintegración de la corteza externa de las lavas por enfriamiento. De este modo se generan depósitos de grano fino-medio, poco potentes (≤ 1 metro), preservados sobre todo en el material situado entre los tubos almohadillados. Pero también se forman depósitos hialoclásticos en las porciones de lava afectadas por varios sistemas de diaclasas, generadas durante el enfriamiento, que se intersectan delimitando clastos. En el caso de las lavas almohadilladas se producen por la intersección de fracturas radiales, con disyunción columnar o no, y fracturas concéntricas. En las lavas tabulares afecta a las porciones en las que se desarrolla conjuntamente una disyunción columnar y una laminar. Los clastos de lava individualizados, cuyo tamaño (centimétricos a decimétricos) depende inicialmente de la densidad de los diaclasados, pueden permanecer *in situ* (hialoclastitas *in situ*), sueltos, con textura en puzzle, o bien ser cementados por calcita u otros minerales hidrotermales. Sin embargo, en una cuenca submarina inestable pueden ser fácilmente movilizados e implicados en procesos sedimentarios, dando lugar a brechas resedimentadas.

Un tipo peculiar de brechas, que por su origen podrían considerarse como un tipo particular de brechas gravitacionales ("talus"), se forman por el hundimiento gravitacional del techo de túneles o cavidades de drenaje en coladas tabulares basálticas, que normalmente presentan disyunción columnar y/o laminar. Se trata de brechas soldadas, monomícticas y muy heterométricas, clasto soportadas, pobres en matriz, nutridas por clastos lávicos columnares, de tamaño variable, entre unos pocos centímetros y varios metros cúbicos (CARRACEDO *et al.*, 1999, 2000). En relación con el hundimiento de pequeños túneles de drenaje en coladas almohadilladas también se pueden formar brechas de "talus".

Depósitos volcanoclásticos resedimentados

Los depósitos resedimentados resultan de la movilización sin-eruptiva, transporte y sedimentación de facies volcanoclásticas no cementadas-soldadas previas. En este sentido, las facies piroclásticas y autoclásticas citadas anteriormente son casi todas ellas, más o menos, susceptibles de verse implicadas en este tipo de procesos y generar depósitos resedimentados. Sin embargo, el tipo más abundante de depósitos resedimentados son los acúmulos de "pillow-brechas".

Las brechas nutridas por fragmentos de "pillows" ("pillow–brechas", CARLSLISLE, 1963) son las formaciones volcanoclásticas más características. Son niveles más o menos continuos (decamétricos a kilométricos), de potencia variable entre 1 y 100 metros, mayoritariamente de tendencia monomíctica masiva, formados por el acúmulo de fragmentos procedentes de la rotura de "pillow-lavas". El tamaño de los fragmentos varía entre unos milímetros y 70 centímetros. El cemento está formado por carbonatos, en casos más raros acompañado por "chert". La matriz está constituida por piroclastos de tamaño ceniza, material sedimentario y fragmentos volcánicos hialoclastíticos finos, de tipo bloque, astillosos, y "glass-shards", procedentes del descascarillado térmico de las "pillow", o de la fricción de los propios bloques de "pillow"; en ocasiones puede estar ausente. La presencia de fragmentos de otras rocas volcánicas y/o sedimentarias de tamaño brecha aumenta a medida que lo hace la matriz y conforme disminuye el número de clastos, cada vez más pequeños y más redondeados, de "pillow".

La brechificación de las lavas puede ser provocada por diversos mecanismos: i) por enfriamiento, ii) explosiones en el interior de las "pillow", iii) autohundimiento del techo de los túneles de lava, iv) hundimiento debido al peso de coladas situadas por encima, ... Estas brechas, formadas más o menos *in situ*, pueden ser removidas por el flujo continuado de la lava interior más dúctil, por deslizamiento a favor de pendientes empinadas, por intrusiones de magma en la pila volcanoclástica,... El desplome gravitacional de los flancos de los conos de "pillow" y volcanes submarinos, facilitado por sacudidas sísmicas asociadas a la actividad tectono–volcánica, puede provocar y/o facilitar la rotura y el desprendimiento de "pillow-lavas" autoclastificadas e incluso de "pillow-lavas" coherentes. Estos disturbios producen modificaciones que varían desde cambios ligeros de la fábrica clástica original en puzzle, con rotación y separación de los clastos, hasta el movimiento gravitacional total, deslizamiento, transporte y resedimentación. La resedimentación de las hialoclastitas o fragmentos líticos genera brechas resedimentadas monomícticas en capas. Las capas separadas pueden ser gradadas o no (normal o inversa) y en general están mal clasificadas, con tamaños variables entre unos milímetros y varias decenas de centímetros, albergando en ocasiones secciones almohadilladas enteras aisladas.

Existen relaciones gradacionales complejas entre las "pillow-lavas" coherentes, las "pillow" brechas más o menos *in situ*, y las "pillow-brechas" resedimentadas, especialmente cerca de la fuente. Algunas secuencias de "pillow-lavas" resedimentadas presentan un decrecimiento lateral en tamaño de grano con la distancia a la fuente. Aunque la fábrica en puzzle se pierde, los clastos en las "pillow-brechas" resedimentadas retienen las formas características de la fragmentación y las estructuras internas.

CUEVAS *et al.* (1981) reconocen en el área Deba–Urola tres tipos de acúmulos de brechas de almohadillas rotas. Cada tipo indica un estadio evolutivo del proceso de fracturación de una primitiva colada de lava almohadillada:

Tipo A) Acúmulos de fragmentos angulosos (20 - 30 centímetros) de almohadillas, sin ordenamiento interno ni clasificación y matriz muy escasa. Además de los fragmentos volcánicos hay algunos calcáreos. El cemento es eminentemente de calcita.

Tipo B) Acúmulos de fragmentos de almohadillas parcialmente redondeados. La matriz piroclástica, de tamaño arena, puede superar el 10%. El cemento es carbonatado y hay algunos fragmentos calizos. No se observa clasificación por tamaños.

Tipo C) Acúmulos de fragmentos de almohadillas, muy heterométricos y parcialmente redondeados, y grandes bloques (hasta varios metros) de coladas masivas y de estratos calizos. La matriz es abundante, puede superar el 30% de la roca, y está formada por material piroclástico, retrabajado o no. Los ejes mayores de los fragmentos se sitúan paralelos a la estratificación. El cemento es escaso y, en todos los casos, calcáreo.

El origen de estas formaciones es olistostrómico. Los niveles de tipo A representan el inicio de la fracturación de una colada de tipo "pillow–lavas" y su situación es próxima a la de la colada original. En los de tipo B, el recorrido de la avalancha de material volcánico es mayor. Por último, los niveles de tipo C representan olistostromos similares a los descritos en rocas sedimentarias, pero nutridos esencialmente por material volcánico.

En algunos afloramientos se puede observar que las brechas de "pillow" se sitúan a techo de coladas de "pillow–lavas". ROSSY (1988) cita como característica la siguiente sucesión de muro a techo: i) colada de "pillow–lavas", ii) zona de transición a las brechas, con formas y tamaños anormales de los tubos, con un aumento importante del número de almohadillas de pequeño tamaño (10–20 centímetros de sección), y frecuentes "pillow-brechas" hialoclásticas *in situ*, y iii) brechas de "pillows" bien desarrolladas, cementadas normalmente por carbonatos. Estas formaciones se generan por la rotura del equilibrio en la parte superior de la colada debido a un aumento de la pendiente y/o a movimientos en la parte inferior todavía fluida (ROSSY, 1988).

Peperitas

CASTAÑARES *et al.* (1998) señalan la presencia de formaciones peperíticas, de escala milimétrica a métrica, en relación con episodios intrusivos someros traquíticos - traquiandesíticos y coladas de lavas almohadilladas basálticas, situadas en el sector de Errigoiti-Fruiz. Las peperitas están formadas por fragmentos lávicos intercalados en fangos carbonatados y margosos.

Rocas epiclásticas

Son rocas mixtas formadas por componentes volcánicos, retrabajados por procesos sedimentarios, y componentes sedimentarios originales. Suelen presentar estructuras sedimentarias (grano selección, superficies de erosión, laminación, etc.). Este grupo se ha subdividido según el tamaño de grano en tobas y cineritas. Las cineritas forman niveles muy poco potentes totalmente alterados.

4.5.3. Sills

Los "sills" son cuerpos ígneos tabulares que intruyen, paralelos a la estratificación de las rocas de caja, tanto en los materiales terrígenos del Complejo Supraurgoniano como en el Complejo Volcánico. Su potencia varía entre 1 y 15 metros aunque excepcionalmente alcanzan hasta varias decenas de metros.

Son fundamentalmente gabros y diabasas, afectados por importantes transformaciones mineralógicas secundarias, en los que el anfíbol es un mineral esencial, junto con analcima esporádica. La presencia de este último mineral les confiere un carácter teschenítico (ROSSY, 1988). También hay diques de afinidad picrítica, con abundante olivino, representados sobre todo en la zona de Elgoibar y Soraluze-Placencia de las Armas (SÁNCHEZ CARRRETERO *et al.*, 1985; ROSSY, 1988).

Dentro del grupo gabros y diabasas con anfíbol y analcima, ROSSY (1988) distingue entre teschenitas con olivino, sin olivino y sienoteschenitas.

Las teschenitas más características y mejor conservadas son rocas de textura dolerítica y grano fino, compuestas por olivino (>5%), clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe y Ti, anfíbol en coronas sobre piroxeno o en cristales individuales, biotita y analcima. El olivino está normalmente pseudomorfizado por carbonatos y presenta inclusiones de espinela. Feldespato alcalino intersticial y tardío, y apatito están también presentes. Las teschenitas sin olivino se diferencian de las anteriores fundamentalmente en la ausencia de olivino y, en ocasiones, en la presencia de anfíbol poiquilítico de hasta 1 centímetro. Las sienoteschenitas son rocas más leucocráticas que presentan una mineralogía similar a las teschenitas sin olivino, pero entre ellas existen diferencias modales y texturales: el clinopiroxeno es escaso y el anfíbol más abundante pero no es poiquilítico, el feldespato potásico es más precoz en la secuencia de cristalización, igual que los óxidos de Fe y Ti y el apatito.

En las facies teschenítica (*s.l.*), los clinopiroxenos varían composicionalmente entre diópsidos cromíferos y salitas, el anfíbol entre kaersutita, pargasita y hastingsitas u hornblendas hastingsíticas, y las plagioclasas entre An_{70} y An_{20}. La analcima es intersticial y tardía.

Los gabros y diabasas son rocas holocristalinas, faneríticas a afaníticas, de aspecto granular y/o microgranular, con textura variable entre intergranular-intersectal y ofítica, en ocasiones ligeramente porfídicas. Su mineralogía esencial está integrada por clinopiroxeno (≤ 5 mm; augita) y plagioclasa (1-3 mm; oligoclasa-labradorita). Como accesorios aparecen ± olivino magnetita, ortopiroxeno, esfena, anfíbol, biotita, ± feldespato potásico, rutilo y apatito. La alteración, salvo en raras excepciones, es intensa: la plagioclasa se transforma en calcita, sericita y epidota, y el piroxeno se uralitiza, alterándose a clorita, epidota, calcita, menas, anfíbol y biotita. De entre las menas metálicas destaca el hematites, que en ocasiones llega a ser muy importante. Ocasionalmente aparece serpentina mostrando textura mallada, posiblemente pseudomorfizando a olivino. Rellenando fracturas e intersticios se encuentra calcita, prehnita, epidota, clorita y albita. Con frecuencia la alteración es tan intensa que los litotipos resultantes son espilíticos. Esta facies se diferencia básicamente de las teschenitas con anfíbol en dos aspectos fundamentales (ROSSY, 1988): uno su carácter menos alcalino (ausencia de kaersutita o analcima, piroxeno más silíceo, plagioclasas más cálcicas, a veces hasta An_{90},...) y otra en su carácter esencialmente anhidro (piroxeno y plagioclasa, como fases esenciales).

Las picritas son rocas holocristalinas, afaníticas, de grano fino (<1 mm), con textura dolerítica a subofítica, a veces algo porfídicas, compuestas por olivino (70-45% modal), clinopiroxeno (25-22%), plagioclasa (4-17%), magnetita, anfíbol, biotita y clorita. En las variedades porfídicas, el olivino (1-4 mm), idiomorfo, aparece englobado en una matriz de grano fino (<1 mm) con textura dolerítica a subofítica. En otros casos, el olivino (fase cúmulus) está englobado poiquilíticamente por piroxenos (fase intercúmulus) y la plagioclasa, muy escasa, es prácticamente intersticial (fase intercúmulus). El olivino tiene una composición muy homogénea (Fo_{90-88}) mientras que, por el contrario, los piroxenos varían composicionalmente entre diópsido cromífero y salitas, y las plagioclasas entre An_{80} y An_{50} (ROSSY, 1988). El olivino está alterado parcial o totalmente a serpentina y magnetita, y el piroxeno está uralitizado con transformación a anfíbol, biotita y clorita. Estas rocas son también excepcionales desde el punto de vista geoquímico, y se caracterizan por presentar elevados contenidos en MgO (23 % en peso) y bajo contenido en Al_2O_3 (7% en peso). El contenido en el resto de los óxidos es bajo: SiO_2 = 50%, Fe_2O_3 = 2,5%, FeO=8%, CaO=3,8%, Na_2O=0,4%, K_2O=0,6%, TiO_2=0,9%, MnO=0,2% y H_2O=5,3% (EVE, 1995).

Bajo el epígrafe de "sills" se incluyen también pequeños "stocks" (< 1 km^2 de extensión) o lacolitos (<300 metros de potencia), con relaciones intrusivas discordantes con el encajante. En el contacto desarrollan en ocasiones bordes de grano más fino, e inducen un ligero metamorfismo térmico a las rocas de caja. Son microgabros o diabasas. Están formados por rocas holocristalinas, faneríticas, de grano fino a medio, con textura intergranular (intersectal) a ofítica, con cierta tendencia porfídica, formadas por augita, biotita, plagioclasa. Como accesorios están presentes apatito y magnetita-ilmenita y, como secundarios, muy abundantes, clorita, calcita, óxidos y sericita, procedentes de la transformación de las fases primarias. Están situados en la zona de Artxanda-Sondika (cuadrante de Bilbao, 61-II), y en el valle del río Urola (cuadrante de Zumarraga, 88-II), fundamentalmente.

4.5.4. Cuerpos tabulares discordantes.

Los diques afloran a lo largo de todo el complejo volcánico, intruyendo tanto a las lavas y formaciones volcanoclásticas, como a las rocas sedimentarias. Son especialmente abundantes en el valle del río Urola,

Málzaga, Errigoiti, y en las cercanías de Bilbao. Su potencia varía entre 1 y 5 metros y producen débiles efectos térmicos sobre los materiales encajantes o sobre fragmentos de los mismos englobados a modo de enclaves. Las paredes de los diques son en general netas, pero en ocasiones pueden desarrollar bordes de tipo peperítico. En la mayor parte de los casos son diques masivos, coherentes, escasamente vacuolares. Sin embargo, algunos presentan vacuolas estiradas y orientadas de forma paralela a los contactos. A veces presentan también bordes fríos, afíricos y micro-criptocristalinos, gradando hacia el centro a facies más porfídicas e incluso, en algunos de potencia importante, a facies granudas. En los bordes desarrollan con frecuencia diaclasas perpendiculares a las paredes, que en casos favorables son columnares, con disyunción penta-hexagonal más o menos perfecta; en algunos casos afecta al dique en su totalidad. También, en ocasiones, están afectados por una disyunción laminar o paralela a las paredes, coincidente a veces con bandeados de flujo.

Texturalmente varían desde tipos afíricos micro-criptocristalinos, fluidales, a porfídicos con matriz micro-criptocristalina, en ocasiones vesiculares y / o amigdalares; más rara vez son de tipo diabásico - intersectal. Su mineralogía está compuesta por clinopiroxeno alterado, plagioclasa, opacos, esfena, apatito, raro anfíbol, y diversos minerales de alteración: epidota, clorita, calcita, óxidos,...En la rocas amigdalares el relleno de las vesículas es de calcita y clorita. En las variedades porfídicas los fenocristales son de augita y plagioclasa.

4.6. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

4.6.1. Análisis químicos

Durante la realización de la cartografía a escala 1:25.000 del País Vasco se han realizado 30 análisis químicos de los materiales del Complejo Volcánico, tomados en los cuadrantes de Bergara (88-I) y Eibar (63-III). Estos análisis aportan datos de elementos mayores y algunos trazas (Cu, Zn, Ni, Cr, Sr) que permiten caracterizar a *grosso modo* la naturaleza del magmatismo pero que son insuficientes para establecer de una forma precisa su marco geodinámico.

Con posterioridad a la realización de las hojas 1:25.000, el EVE (1995) realiza el Mapa de la Comunidad Autónoma a escala 1:100.000. En este Mapa se incluyen datos de análisis químicos nuevos y más completos (elementos mayores y trazas, incluyendo tierras raras), que han permitido realizar un tratamiento más moderno y eficaz de la problemática volcánica.

Todos estos análisis químicos son incorporados ahora en esta memoria y tratados de forma conjunta. Además, con objeto de recoger y ofrecer la mayor información disponible actualmente, se han incorporado también análisis recogidos de la bibiografía, concretamente de los trabajos de ROSSY (1988) y CABANIS y LE FUR BALOUET (1990). Los datos estadísticos descriptivos, del conjunto de datos utilizado, aparece en la tabla 1.

4.6.2. Caracterización geoquímica

Las rocas volcánicas de edad cretácica del País Vasco presentan notables variaciones mineralógicas y/o texturales relacionadas con una importante actividad hidrotermal postmagmática. Consecuencia de ello, la mineralogía primaria es reemplazada por fases de baja temperatura que acarrean desiguales, aunque notables, variaciones químicas, tanto a escala local como regional.

Este hecho advierte de la escasa fiabilidad de las clasificaciones basadas en datos químicos para este tipo de rocas. A título orientativo se han proyectado los diversos datos de análisis de rocas en el diagrama

	Diques (n = 32)				Sills (n = 36)				Traquitas (n = 10)				Coladas masivas (n=28)				"Pillow-lavas" (n = 54)			
	M	m	x	stdev	M	m	x	stdev	M	m	x	stdev	M	m	x	stdev	M	m	x	stdev
Si O_2	61,03	31,37	47,74	5,90	61,03	41,36	48,22	4,36	67,84	54,42	63,71	4,02	60,92	37,73	48,09	4,37	59,34	31,64	45,21	6,06
Ti O_2	5,68	0,92	3,27	1,07	6,32	0,91	3,72	1,29	1,86	0,35	0,66	0,45	4,52	2,00	3,27	0,86	5,50	1,17	3,07	0,77
Al_2O_3	17,72	7,46,	14,74	2,19	16,96	6,84	13,81	2,15	19,97	16,57	18,22	1,09	19,16	13,38	15,79	1,89	22,00	11,37	15,00	2,11
Fe_2O_3	11,54	0,00	4,96	3,84	12,77	0,48	4,03	2,96	5,54	0,06	2,35	1,95	11,53	0,00	4,07	3,42	12,60	0,12	5,06	3,20
Fe O	9,26	0,00	5,77	2,18	12,08	0,00	6,16	3,00	6,00	0,00	1,42	1,85	11,60	0,00	5,72	3,41	9,87	0,00	4,07	3,32
Mn O	0,37	0,06	0,18	0,06	0,26	0,06	0,17	0,04	0,47	0,00	0,12	0,14	0,41	0,06	0,20	0,08	0,34	0,03	0,16	0,06
Mg O	23,90	0,14	6,44	4,07	23,90	3,06	7,70	4,39	4,04	0,14	0,87	1,15	8,82	1,18	5,81	2,12	10,01	1,08	5,74	2,38
Ca O	20,92	0,61	7,88	4,22	14,00	0,61	7,71	3,27	4,75	0,10	1,02	1,40	14,57	0,73	6,37	3,43	20,92	1,55	8,65	4,53
Na_2O	5,07	0,30	2,68	1,24	4,70	0,30	2,55	1,23	8,00	4,64	5,65	1,02	5,44	0,48	3,37	1,05	6,24	0,68	3,16	1,29
K_2O	3,91	0,15	1,41	0,96	2,59	0,06	1,00	0,67	6,04	2,73	4,50	1,03	5,85	0,17	1,67	1,32	5,73	0,21	1,54	1,14
P_2O_5	1,09	0,53	0,80	0,24	0,68	0,14	0,36	0,23	0,49	0,09	0,25	0,21	1,00	0,28	0,54	0,25	1,24	0,21	0,72	0,26
H_2O	14,92	0,21	5,40	3,20	9,29	1,08	4,80	2,01	4,63	0,73	1,81	1,39	12,44	2,81	5,21	2,77	14,29	1,94	7,68	3,16
Ba	1499	170	833	515	1508	130	621	501	877	260	569	436	1365	221	554	388	4001	101	949	1092
C					113	77	95	25	100	100	100		38	38	38		169	78	110	30
Co	454	5	125	164	108	12	68	33	40	5	20	18	454	19	99	158	615	5	55	114
Cr	1688	5	185	394	883	4	359	398	24	5	12	8	333	10	100	99	545	5	207	157
Cs					5	1	3	3	0	0	0		1	0	0	0	2	0	1	1
Cu	49	10	22	11					10	10	10		34	10	16	10				
Hf					8	5	6	3	7	7	7		5	3	4	1	8	3	5	1
Ni	500	5	98	118	272	16	159	117	81	5	27	36	179	25	71	45	235	10	101	64
Rb	73	5	30	25	60	5	29	20	88	40	59	25	51	14	29	16	60	5	28	16
Sc					36	12	24	16	12	12	12		24	23	24	1	33	11	25	6
Sr	1353	134	697	306	1250	336	796	292	367	143	254	111	1674	43	693	402	1321	209	734	312
Ta					8	5	6	2	7	7	7		5	3	5	1	9	3	6	2
Tb	9	3	5	2	1	1	1	0	3	3	3		1	1	1	0	1	1	1	0
Th	13	4	7	4	9	1	6	3	23	8	14	8	6	2	4	1	12	3	6	3
U	4	1	3	1	5	0	2	2	4	1	2	1	2	0	1	1	3	0	1	1
V	311	106	212	76	410	212	286	86	46	5	26	29	402	88	272	134	351	47	243	92
Y	50	26	31	8	30	14	23	7	65	27	46	27	35	24	29	5	45	18	30	9
Zn	515	26	88	142					57	57	57		76	41	53	13				
Zr					402	220	311	129	294	294	294		215	135	180	41	379	102	253	74
La	83,28	37,11	54,21	15,60	68,60	14,37	44,86	19,43	123,00	55,20	89,34	33,90	69,60	24,60	41,97	14,23	78,18	23,00	50,07	17,01
Ce	162,00	75,94	106,47	28,22	121,00	33,55	80,34	37,00	210,00	162,00	186,00	33,94	146,00	65,20	88,45	29,75	158,00	44,00	85,59	36,37
Nd	66,64	35,36	46,02	10,42	54,72	15,79	36,91	16,51	90,29	58,39	74,34	22,56	64,10	30,20	41,98	15,54	71,68	23,05	44,26	16,04
Sm	12,68	7,05	8,94	1,98	10,03	3,62	7,24	2,78	16,71	9,61	13,16	5,02	12,50	5,40	7,30	2,70	13,53	3,80	7,37	3,04
Eu	3,93	2,30	3,02	0,67	3,80	1,23	2,58	0,86	3,39	2,58	3,02	0,41	4,40	1,70	2,40	0,92	5,28	1,50	3,05	1,08
Gd	10,41	5,50	7,14	1,64	7,52	3,03	5,74	1,93	12,03	7,28	9,66	3,36	9,70	4,70	6,58	2,20	10,25	4,31	6,88	1,92
Dy	8,45	4,77	5,77	1,28	5,64	2,51	4,27	1,32	12,23	4,91	8,57	5,18	6,80	3,80	5,20	1,27	8,63	3,19	5,50	1,65
Er	4,10	2,07	2,53	0,71	2,56	1,12	1,89	0,60	5,49	2,42	3,96	2,17	2,90	1,80	2,33	0,48	3,85	1,48	2,49	0,70
Yb	3,88	1,86	2,29	0,71	5,14	0,98	2,32	1,90	5,89	2,33	4,11	2,52	2,40	1,80	2,15	0,23	3,71	1,35	2,12	0,68
Lu	0,56	0,25	0,32	0,11	0,30	0,15	0,23	0,07	0,81	0,34	0,58	0,33	0,40	0,30	0,32	0,04	0,51	0,19	0,31	0,09

Tabla 1.-Composición de los diversos episodios magmáticos (n = número de análisis químicos; M = máximo; m = mínimo; x = media; stdev = desviación standard). Datos extraidos de E.V.E. (inéditos), SÁNCHEZ CARRETERO et al. (1985), ROSSY (1988), CABANIS y LE FUR BALOUET (1990).

EVE Ente Vasco de la Energía

TAS (Na_2O+K_2O *vs.* SiO_2; IUGS, 1989; sin recalcular a 100%, libres de H_2O y CO_2; figura 4.4) observándose que, además de la gran dispersión de los puntos –particularmente los correspondientes a "pillow-lavas"–, se pone de manifiesto el carácter bimodal del vulcanismo. Los términos menos diferenciados se proyectan preferentemente en los campos de los basaltos y traquibasaltos o, incluso, en sectores ultrabásicos, mientras que las litologías más diferenciadas lo hacen en el campo de las traquitas. Los términos intermedios tienen escasa representación en el magmatismo.

En el diagrama SiO_2 *vs.* Zr/Ti (WINCHESTER y FLOYD, 1977; figura 4.5), cuya efectividad en la clasificación y caracterización de rocas volcánicas alteradas es elevada, se observa que las rocas básicas se proyectan en los campos de las basanitas y de los basaltos alcalinos. La única muestra de traquitas con Zr, analizado se sitúa en el límite entre los campos de las traquiandesitas y las fonolitas.

a) Elementos mayores

Son los que mejor reflejan los efectos de las alteraciones postmagmáticas. De la observación de los datos químicos (tabla 1) se extrae que los procesos de hidratación y carbonatación ligados a la espilitización y relleno de fracturas y vacuolas son importantes, a tenor de las grandes variaciones en los contenidos en H_2O (< 15% en peso) y CaO (< 21% en peso) respectivamente.

La geoquímica de elementos mayores pone de manifiesto la afinidad química existente entre litologías hipoabisales, diques y "sills", y volcánicas, masivas y almohadilladas. Merece destacar el carácter más "básico" de las "pillow-lavas", asociado sin duda a su vesicularidad (con vacuolas rellenas de calcita ± clorita), lo que provoca que presenten elevados contenidos en volátiles (H_2O hasta un 14% en peso) y CaO (hasta casi 21%). Es preciso insistir en que estas características son reflejo de la mineralización secundaria y no de la composición primaria de las lavas.

La gran variabilidad en la concentración de elementos mayores de los litotipos más básicos ratifica su carácter espilítico. En comparación con litologías basálticas alcalinas normales, las rocas básicas exhiben un fuerte descenso en CaO no calcítico, en ferromagnesianos y en sílice, y un notable aumento en el contenido en volátiles (H_2O) y álcalis (Na_2O y K_2O). Las traquitas son composicionalmente más homogéneas, mostrando con menor intensidad el efecto de la espilitización.

Los contenidos en algunos de los elementos químicos considerados más inmóviles, como Ti y P, pone en evidencia el carácter alcalino de este magmatismo. Esta alcalinidad se traduce principalmente en los elevados contenidos medios de TiO_2 (3.07-3.72 %) y P_2O_5 (0.3-0.8%) en las rocas básicas, así como en los valores de la relación TiO_2/P_2O_5 inferiores a 7 (CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990).

b) Elementos traza

Los diagramas multielementales normalizados frente al MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts; PEARCE, 1982 modificado por CABANIS, 1986; figura 4.6) manifiestan las tendencias geoquímicas de las litologías de la Cuenca Vasca, permitiendo además efectuar comparaciones entre ellas y/o con rocas de otros ambientes geodinámicos (figura 4.6). Los litotipos estudiados están enriquecidos con respecto a los basaltos de fondo oceánico (MORB) en la mayor parte de los elementos traza considerados; tan sólo los elementos más compatibles (Sc, Cr) presentan valores inferiores a los de normalización. En general, los perfiles de los diagramas multielementales

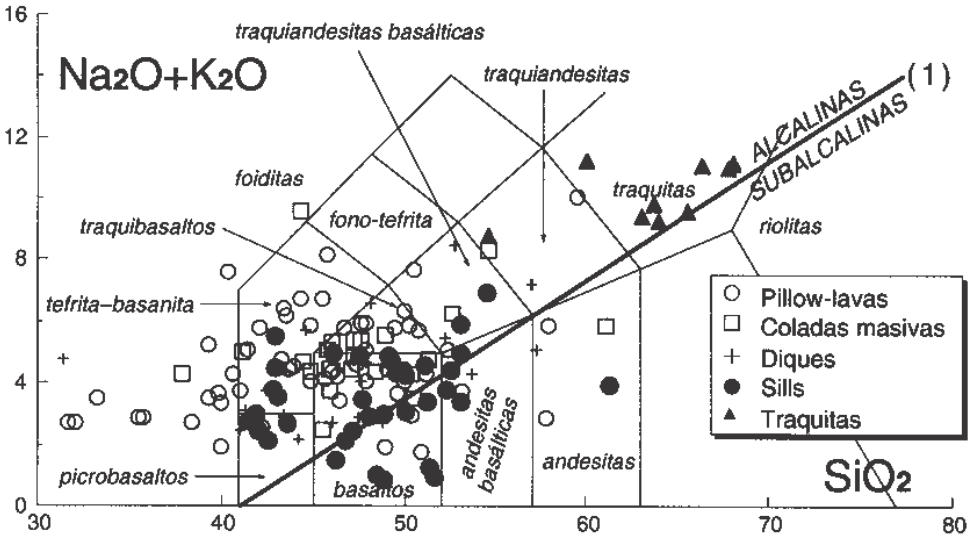


Figura 4.4.- Diagrama Si O2 vs. Na2 O + K2 O (diagrama TAS, IUGS, 1989) para las rocas del magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco Cantábrica. La línea (1) separa los campos de las rocas alcalinas y subalcalinas (McDONALD's, 1968, in IRVINE y BARAGAR, 1971).

tienen la típica morfología en "joroba" de las rocas de intraplaca, tanto alcalinas como toleíticas, definida por el mayor enriquecimiento en los elementos más incompatibles (Rb, Ba, U, Th). Destaca como característica más relevante del magmatismo vasco, el marcado enriquecimiento en prácticamente todos los elementos representados en los diagramas, excepto Tb, Sc y Cr, con respecto a rocas de diferentes marcos geodinámicos, acrecentándose las diferencias en los elementos más incompatibles (Ba, U,

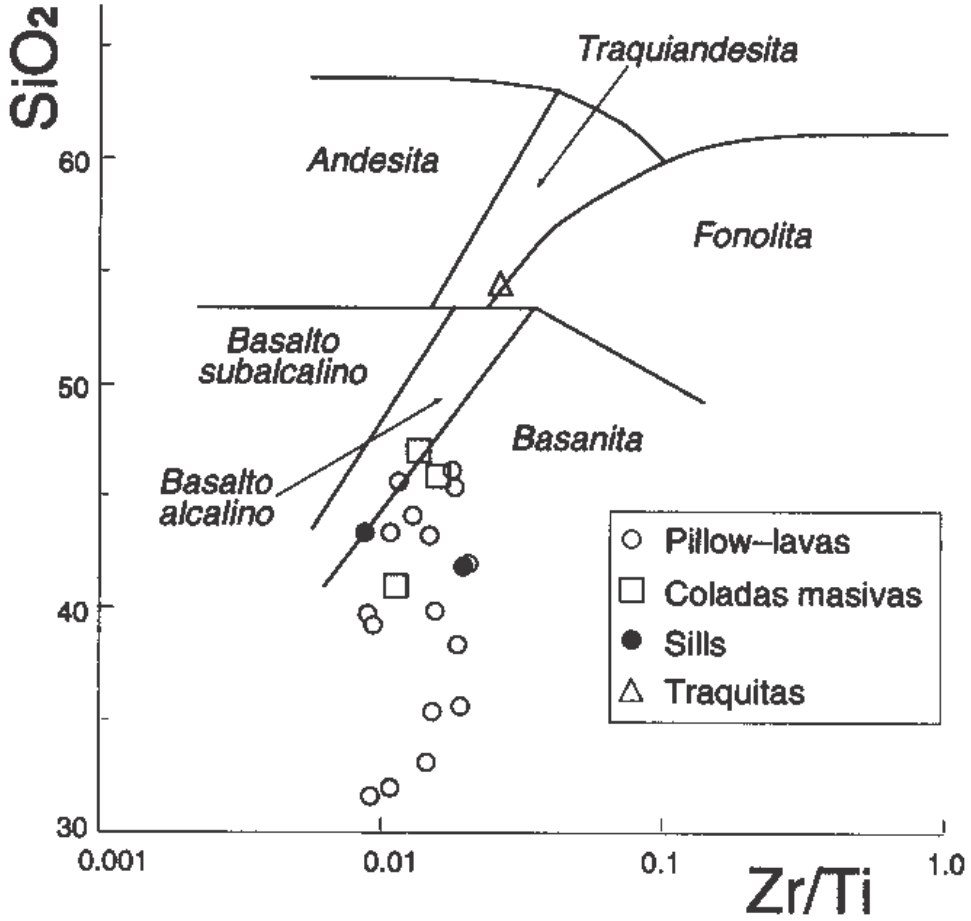


Figura 4.5.- Diagrama Si O2 vs. Zr/Ti para las rocas del magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco Cantábrica (WINCHESTER y FLOYD, 1977)

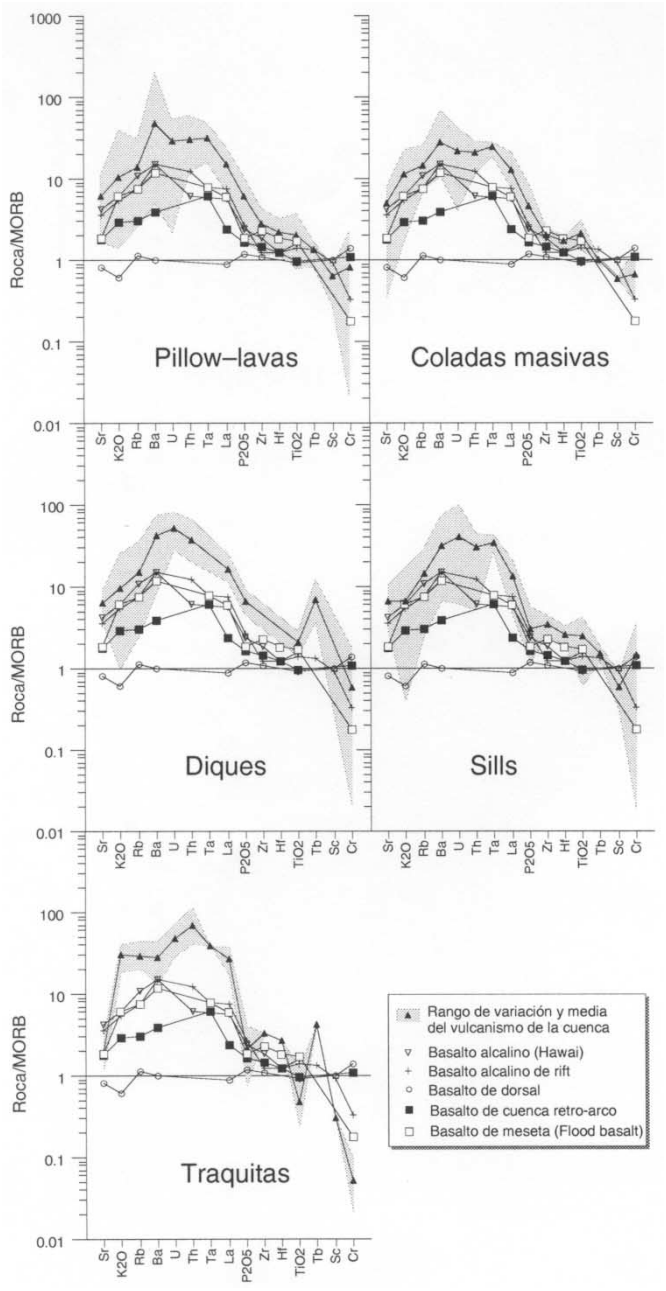


Figura 4.6.- Comparación entre diagramas multielementales normalizados frente al MORB (PEARCE,1982; modificado por CABANIS, 1986) de las rocas de la Cuenca Vasco Cantábrica. Los datos de los basaltos de diferentes ambientes geodinámicos han sido tomados de WILSON (1989).

EVE Ente Vasco de la Energía

Th y Ta). Los elementos considerados como móviles (Sr, K, Rb, Ba; PEARCE, 1983) presentan una notable variación, probablemente consecuencia de la espilitización.

Comparando los diagramas obtenidos para los valores medios de cada grupo, se observa una notable semejanza en los espectros de las rocas lávicas ("pillow-lavas" y rocas volcánicas masivas). Los diagramas correspondientes a los episodios intrusivos (diques y "sills") son también muy semejantes entre sí y ligeramente más convexos que los de las manifestaciones efusivas. Las traquitas, las litologías más ácidas y de carácter geoquímico más homogéneo, presentan diagramas algo más enriquecidos en los elementos más incompatibles y ligeramente más empobrecidos en los más compatibles.

c) Tierras raras

Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrito (EVENSEN *et al.*, 1978) de los diques, los "sills", las coladas masivas y las "pillow-lavas" son muy semejantes (figura 4.7). Se caracterizan por presentar elevados contenidos en REE (tabla 1), mayor enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) que en pesadas (HREE) y fuerte fraccionación general. Además en algunos espectros se observa una anomalía positiva en Eu y geometría cóncava a nivel de las tierras raras más pesadas (HREE, Yb-Lu). Todas estas peculiaridades son típicas de las rocas básicas de series alcalinas y transicionales. Las anomalías positivas en Eu pueden estar ligadas a un enriquecimiento secundario durante la espilitización, tal y como señalan CABANIS y LE FUR BALOUET (1990).

Las traquitas, aunque con espectros de forma parecida, son algo más ricas en REE que las demás manifestaciones ígneas (figura 4.7; tabla 1).

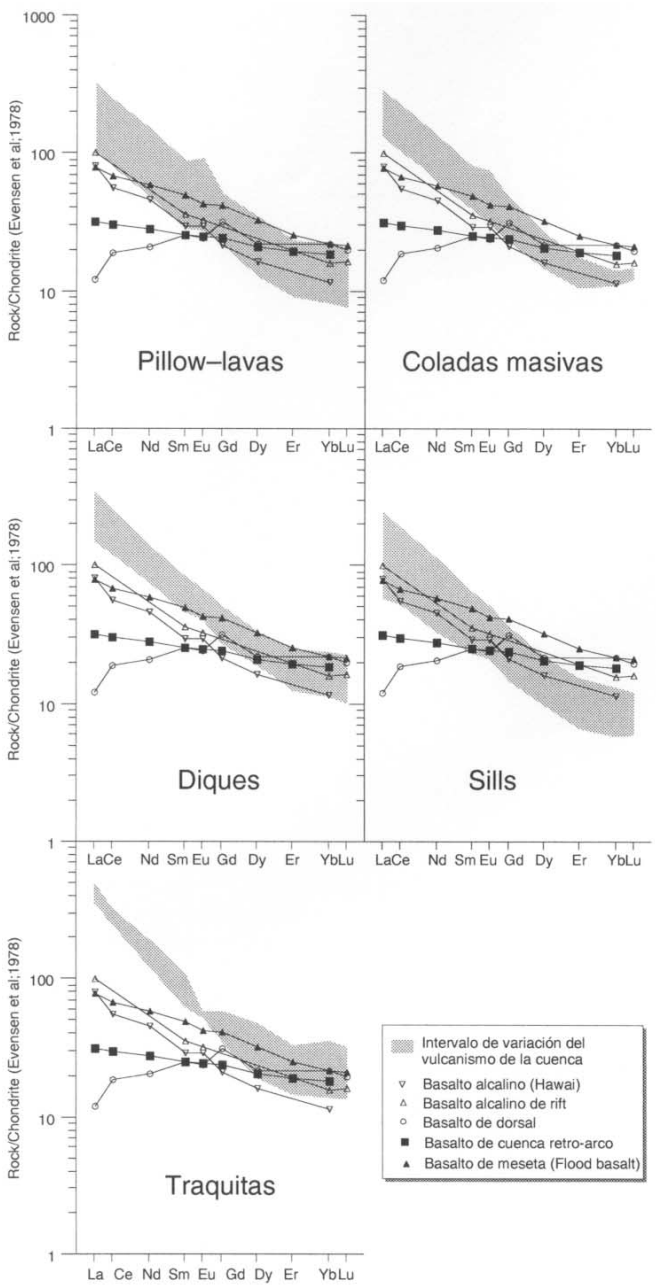


Figura 4.7.- Diagramas de Tierras Raras normalizados a condrito (EVENSEN et al., 1978) para los diferentes grupos magmáticos.

4.7. NATURALEZA DEL MAGMATISMO DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA Y MARCO GEODINAMICO

A pesar de las importantes transformaciones secundarias que afectan a los productos magmáticos, el carácter típicamente alcalino de este magmatismo está confirmado en base a:

i) la presencia de una asociación bimodal basaltos alcalinos – traquitas (diagrama TAS, figura 4.4),
ii) la aparición de rocas subsaturadas como las teschenitas.
iii) la existencia de minerales típicos de las series alcalinas (diópsido, salitas ricas en Fe y Ti, kaersutita, aegirina, ardvedsonita, hastingsita, analcima,...),
iv) los contenidos elevados en TiO_2, Na_2O y P_2O_5,
v) la geoquímica de elementos traza, con contenidos altos de elementos higromagmatófilos como Th y Ta (> 2 ppm), y relaciones interelementales afines a dominios alcalinos no orogénicos distensivos (tabla 2) como: Th/Ta ≈ 1, Ta/Hf > 0,8, Ta/Tb > 5, Y/Nb > 1, Zr/Ti ≥ 0.01 (JORON y TREUIL, 1977; WINCHESTER y FLOYD, 1977; WOOD *et al.*, 1979; CABANIS, 1986; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990).
vi) las relaciones de elementos altamente incompatibles son comparables con las del vulcanismo alcalino de islas como Terceira (Azores) y con el, también alcalino, de la cadena de los Puys en el Macizo Central Francés, asociado al sistema de "rifts" centroeuropeos (tabla 2).
vii) los diagramas de elementos traza normalizados frente al MORB señalan la notable riqueza en elementos traza incompatibles de las rocas más básicas, característica de las rocas alcalinas.
viii) la importante fraccionación de los espectros de REE, muy enriquecidos en LREE (La, Ce de 100 a 200 veces condrito) frente a las HREE (10 a 20 veces condrito) (ROSSY, 1988).

Diversos diagramas de discriminación tectonomagmática ponen además de manifiesto nuevamente el carácter alcalino del magmatismo estudiado, relacionándolo con sectores anorogénicos de intraplaca (figuras 4.8 y 4.9).

Si se comparan los datos de elementos traza de las rocas básicas analizadas con los de otras rocas basálticas de ambientes geodinámicos de intraplaca en diagramas normalizados (figura 4.9), se observa que la forma de los perfiles de variación y los contenidos en los elementos traza se aproximan a los de las rocas alcalinas de isla oceánica y de "rift" intracontinental, pero también a los de magmas toleíticos relacionados con regiones continentales de "flood basalts", cuyos perfiles son muy similares a los alcalinos (WILSON, 1989). Las rocas estudiadas tampoco tienen aparentemente afinidad geoquímica con los basaltos toleíticos de isla oceánica, más empobrecidos en elementos traza incompatibles y K que los alcalinos del mismo ambiente (WILSON, 1989). La afinidad alcalina y de intraplaca parece evidente también a la luz de estos datos. Sin embargo, los perfiles de variación son mas parecidos a los de las series alcalinas de Faial (Azores), el Bajo Languedoc y la fosa del Jordán (CABANIS, 1988; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990), relacionadas con fallas transformantes, en ambientes tanto oceánicos como continentales, que a los de "rift" intracontinental e isla oceánica (figura 4.10).

La espilitización y sus posibles efectos sobre la geoquímica de estas rocas impone una cierta cautela a la hora de establecer conclusiones en base a estos datos. Sin embargo, un ambiente estrictamente oceánico

	Th/Hf	Th/Ta	Th/La	Th/U	La/Ta
Cuenca Vasco-Cantábrica	1,05	0,96	0,12	4,18	8,54
Dorsales oceánicas:					
Famous	0,32	1,03	0,1	2,2	10,3
IPOD leg 45	0,05	0,76	0,04	2,4	19,0
Islas a lo largo de dorsales:					
Haniches (Mar Rojo)	0,5	1,2	0,11	3,8	10,9
Terceira (Azores)	1,0	1,1	0,12	3,8	9,6
Afar (Boina)	0,4	1,2	0,09	2,9	13,3
Cadena Puys (Macizo Central)	1,2	1,19	0,12	3,8	9,92
Zona de subducción	2-3	8-11	0,2-0,3	2,1	4,0
Islas intraplaca (Marquesas)	0,8	1,5	0,15	3,0	10,0

Tabla 2.- Relaciones interelementales medias de las rocas volcánicas cretácicas de la Cuenca Vasco Cantábrica y otros volcanismos de diversos ambientes geodinámicos.

EVE Ente Vasco de la Energía

es descartable en función de los datos geológicos. El marco geodinámico más posible es entonces una zona de "ritf" o una falla transformante, relacionadas en cualquier caso con un ambiente continental.

La fuente mantélica, posiblemente similar a la de los basaltos de isla oceánica, se localiza probablemente bajo la litosfera, hallándose enriquecida en LREE en el momento de la fusión parcial, con una relación $(La/Yb)_n$ próxima a 5 (ROSSY, 1988, ROSSY *et al.*, 1992). Las tasas de fusión más débiles se encuentran en la zona de Eibar, incrementándose progresivamente hacia el norte, hacia Elgoibar. Las tasas de fusión más

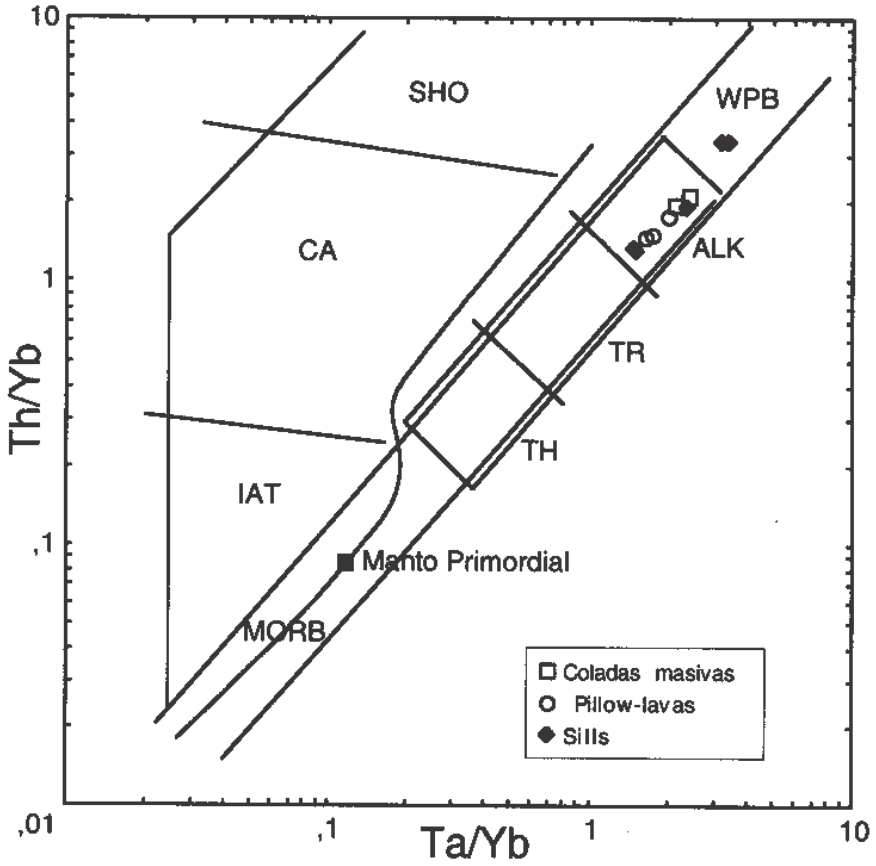


Figura 4.8.- Diagrama Th/Yb vs.Ta/Yb de discriminación tectonomagmática para las rocas ígneas cretácicas de la Cuenca Vasco Cantábrica

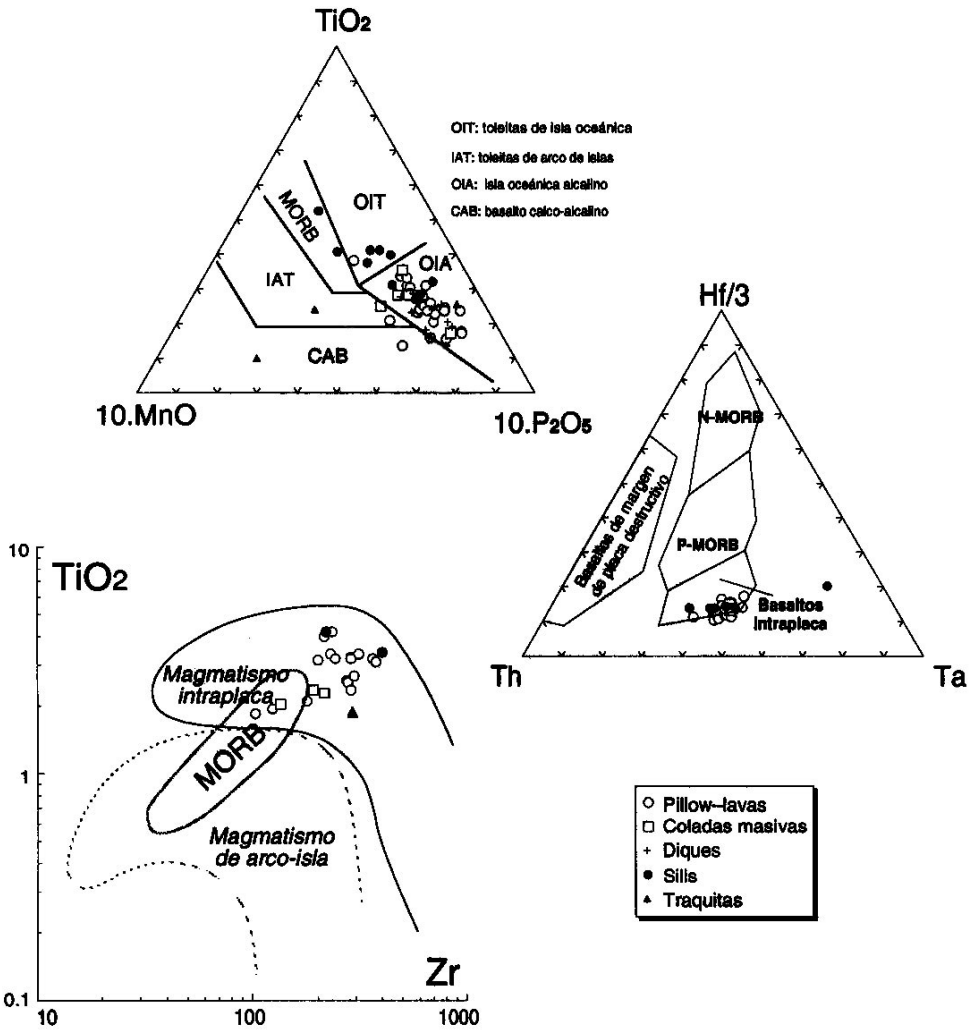


Figura 4.9.- Diagramas de discriminación tectonomagmática para el magmatismo de la Cuenca Vasco Cantábrica: Ti O2 - Mn O - P2 O5 (MULLEN, 1983), Hf-Th-Ta (WOOD et al., 1979) y Ti O2 - Zr (GALE y PEARCE, 1982).

EVE Ente Vasco de la Energía

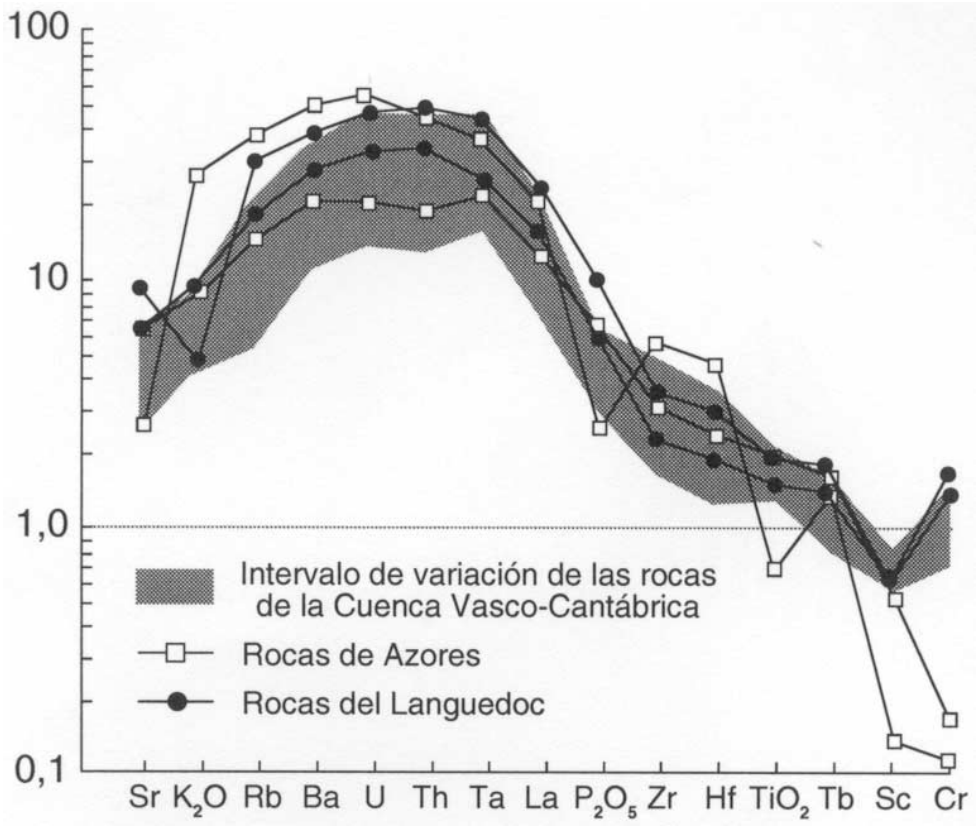
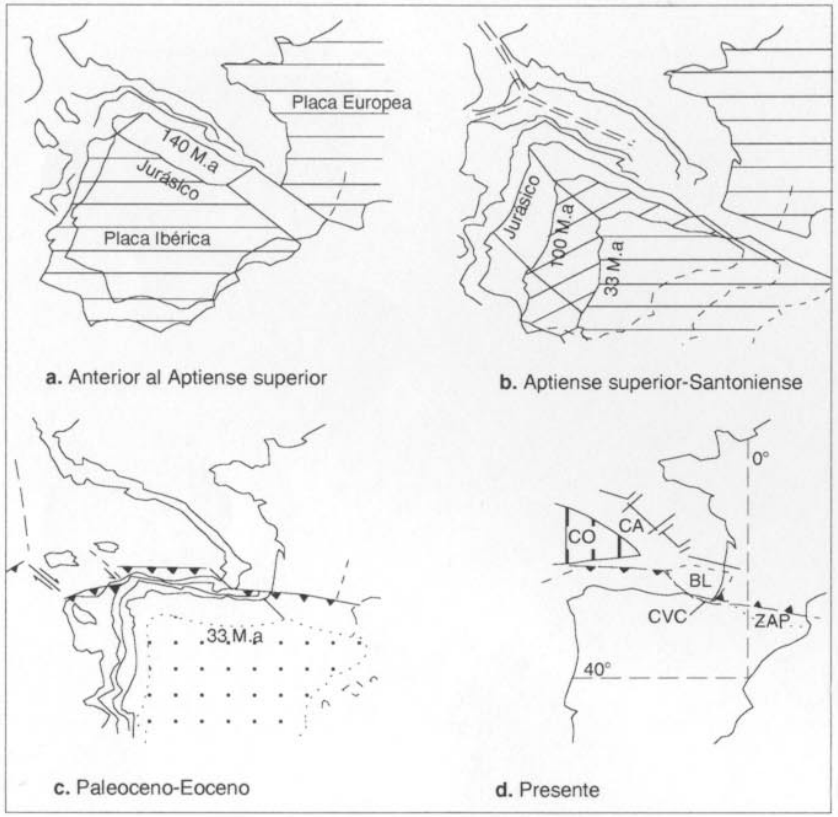


Figura 4.10.- Diagrama multielemental normalizado frente al MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) de las rocas magmáticas cretácicas de la Cuenca Vasco Cantábrica y litologías similares de Azores y Languedoc (CABANIS, 1985, modificado)

elevadas se localizan en la zona de Bilbao. Los datos geoquímicos confirman el cogenetismo entre rocas básicas extrusivas e intrusivas, incluidas las teschenitas (ROSSY, 1988). Las rocas más diferenciadas, traquitas y sienitas con analcima, derivan de la cristalización fraccionada de los basaltos alcalinos y gabros-teschenitas, respectivamente (ROSSY, 1988; AZAMBRE *et al.*, 1992; ROSSY *et al.*, 1992; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990).

El magmatismo cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica está relacionado con la formación del Atlántico Norte e íntimamente ligado a los procesos que condicionan la apertura del Golfo de Bizkaia y el desplazamiento antihorario de Iberia hacia el sureste (figura 4.11), entre 110 y 85 Ma (BOESS y HOPPE, 1986; ROSSY, 1988). Los productos volcánicos submarinos son la expresión más occidental de la provincia alcalina cretácica, ligada a la zona de "rift" nord-pirenaica (ROSSY, 1988). Este ámbito puede corresponder a una zona de falla transformante cretácica de escala litosférica, situada entre las placas Europea e Ibérica, en la cual se apoya la deriva con movimiento senestro y rotación antihoraria de Iberia (Aptiense terminal - Campaniense). Localmente se producen situaciones extensionales y de adelgazamiento crustal que implican la superposición de un ambiente de "rift" sobre el contexto general de tipo transformante (LE PICHON *et al.*, 1971; MATTAUER, 1985; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990; AZAMBRE *et al.*, 1992; ROSSY *et al.*, 1992).

Esta situación geodinámica permite encuadrar los dos grupos de hipótesis que se han propuesto para situar el magmatismo alcalino del Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica en un marco geotectónico concreto: i) una zona de "rift" en corteza continental (SOUQUET *et al*, 1977; AZAMBRE y ROSSY, 1976; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990; MESCHEDE, 1985; MESCHEDE, 1987) y ii) una zona de falla transformante (figura 6.11) (BOESS y HOPPE, 1986; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1990; CABANIS y LE FUR BALOUET, 1990).



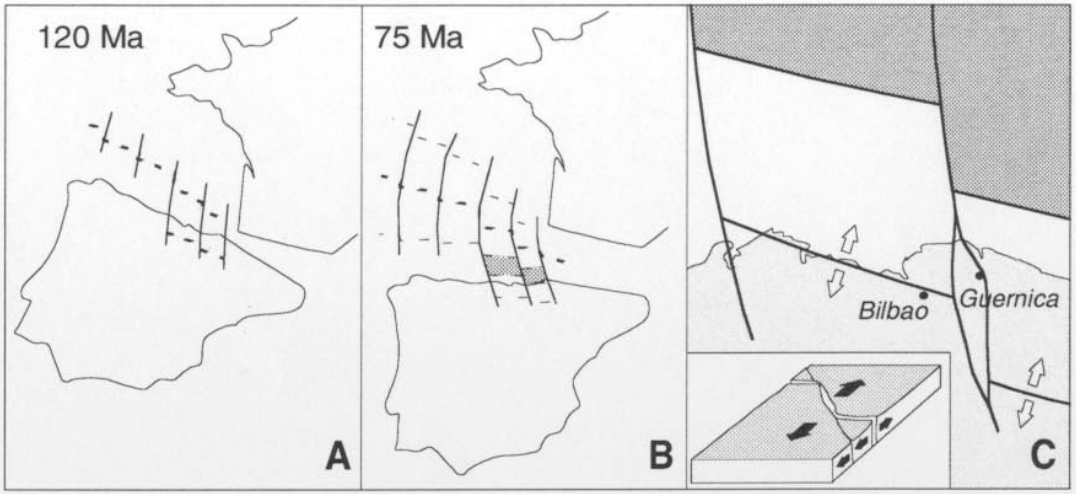


Figura 4.11.- Derecha: esquema geotectónico del entorno del Golfo de Bizkaia durante el Cretácico, señalando la situación de las fracturas que controlan el magmatismo (basado en BOESS y HOPPE,1986). A la izquierda: movimientos relativos entre las placas Ibérica y Europea en relación con la apertura del Golfo de Bizkaia: a) pre-rifting, b) apertura oceánica, c) subducción parcial de Europa bajo Iberia, d) situación actual. CA: Cuenca Armoricana; CVC; Cuenca Vasco Cantábrica; BL: Bloque de las Landas; ZAP: Zona Axial Pirenaica; CO: Corteza oceánica.

5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

5.1. INTRODUCCION

El territorio de la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV) corresponde casi en su totalidad a la Cordillera Vasco-Cantábrica (o Pirineos Vasco-Cantábricos), la cual representa la terminación occidental de la Cadena Pirenaica. Incluye además los terrenos de antepaís correspondientes a la depresión del Ebro, y restos de un zócalo premesozoico (Hercínico) que aflora en el extremo oriental de la misma. En términos de cuenca sedimentaria, la CAPV se sitúa casi íntegramente dentro de la llamada Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC; e. g. RAT, 1988), área de sedimentación eminentemente mesozoica, limitada al oeste, sur y este por macizos paleozoicos. A continuación se analizaran los aspectos evolutivos más relevantes de esta cuenca, ya que su historia viene marcada por eventos tectónicos importantes, los cuales se enmarcan dentro de un evento más amplio: la fase de apertura del Golfo de Bizkaia y giro de la Placa Ibérica respecto de la Europea. La parte más meridional de la CAPV, la Rioja Alavesa, queda integrada en la Cuenca Terciaria del Ebro, cuyo origen, aproximadamente hacia el Eoceno superior, se sitúa con posterioridad al plegamiento de los materiales de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Los materiales aflorantes aportan información de dos grandes ciclos y de sus respectivos eventos orogénicos: el Ciclo Hercínico y el Ciclo Alpino.

Los materiales paleozoicos aflorantes son muy limitados, ocupando un área muy restringida y proporcionando una visión muy parcial respecto a su estratigrafía y estructura.

No ocurre lo mismo respecto a los materiales mesozoicos y terciarios, que ocupan la casi totalidad del área a estudiar, y que dan fe de los procesos deposicionales y deformacionales asociados al Ciclo Alpino. Son abundantes los estudios relacionados con la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca, los cuales han sido abordados por diversos autores, entre los que destacan RAT (1983), GARCÍA-MONDÉJAR (1982, 1989, 1996) y GARCÍA-MONDÉJAR *et. al.*, (1996), que aportan una visión bastante precisa. Dichos autores enmarcan estos estudios en un cuadro geodinámico más amplio en el que se tienen en cuenta los desplazamientos relativos de las placas ibérica, europea y africana.

Los trabajos sobre aspectos puramente estructurales en la Cuenca Vasco-Cantábrica son bastante escasos, y muy descriptivos; en general el conocimiento de las grandes estructuras alpinas es muy superficial, tanto en lo referente a su geometría como a su cinemática.

5.2. CICLO HERCINICO

5.2.1. Deformación hercínica

5.2.1.1. Introducción

Los únicos materiales del zócalo premesozoico que afloran en la Comunidad Autónoma Vasca son los correspondientes al macizo de Cinco Villas, así como otros afloramientos menores de muy poca entidad y muy tectonizados que aparecen a favor de la falla de Régil.

Estos materiales corresponden en su totalidad al Paleozoico superior (Devónico superior-Carbonífero inferior) y aunque aportan pocos datos respecto a la evolución tectosedimentaria del Ciclo Hercínico, reflejan con claridad los procesos deformacionales e ígneo-metamórficos que marcan el final del mismo.

Un estudio detallado de las deformaciones sufridas por los materiales paleozoicos durante dicha orogenia, permite distinguir el número de las mismas, sus relaciones temporales y buena parte de sus caracteres geométricos; pero no así la geometría de las estructuras mayores, ni sus relaciones cartográficas, debido a la ausencia de niveles guía y/o contactos litológicos que se puedan continuar de manera fehaciente en el campo. Esto último se ve agravado por la existencia de una compleja tectónica de fractura, que ha jugado repetidamente sobre los mismos accidentes, en condiciones diversas, tanto de orientación de esfuerzos como de tipo de deformación frágil/dúctil. Las características estructurales del Paleozoico son necesariamente complejas debido, tanto a la superposición de las Orogenias Hercínica y Alpina, como a la deformación adicional de bóveda producida por el "stock" granítico de Peñas de Aia.

Son varios los trabajos precedentes que han abordado este tema con mayor o menor profundidad, destacando por su importancia y por ser relativamente recientes: CAMPOS (1979), HEUSCHMIDT (1977) y AIZPIRI

et. al. (1984). Estos últimos autores hacen un breve resumen de las conclusiones a las que llegan los dos anteriores.

CAMPOS (1979) establece 2 fases de plegamiento hercínicas y 2 alpinas:

Fase 1.—Da pliegues tumbados isoclinales (P_1) de flanco inverso bien desarrollado con esquistosidad de flujo subhorizontal (S_1), subparalela a la estratificación (S_0). La S_0 y la S_1 se diferencian bien en las charnelas de los pliegues.

Las direcciones de los pliegues de esta fase son N-S y NE-SO. La dispersión oscila en 15°.

Fase 2.—Da pliegues similares y también isopacos. En relación con los pliegues de F_2 se desarrolla una esquistosidad (S_2) poco penetrativa que crenula a la S_1.

Las direcciones de los pliegues dan dos máximos, uno NE-SO (pliegues P_{2a}) y otro NO-SE (pliegues P_{2b}). Según el autor los P_{2b} pueden ser conjugados de los P_{2a}.

Además de estas 2 fases en el Hercínico hay:

-Una deformación adicional de bóveda debida a la intrusión del granito de Peñas de Aia.

-Una fase hercínica tardía que produce "kink - bands".

-Estructuras de dirección E-O que coinciden con estructuras alpinas.

-Al final de la etapa hercínica se desarrollan fracturas que funcionarían por compresión durante la Orogenia Alpina. Son las fallas del borde S y NO del macizo y la falla de Aritxulegi.

HEUSCHMIDT, 1977 establece en la Orogenia Hercínica 4 fases:

Fase 1.—Desarrolla pliegues isoclinales N-S vergentes al oeste y una esquistosidad S_1 subparalela a la estratificación (S_0). Asociada a esta fase se producen fallas normales N-S.

Fase 2.—Pliegues isopacos de eje E-O. El plano axial es subvertical. Hay una S_2 poco desarrollada de dirección N 90°-100° E, con buzamientos al N y al S. Se producen fallas inversas E-O.

Fase 3.—Da pliegues en caja muy abiertos, disimétricos e isopacos de dirección NO-SE, vergentes al NE. La S_3 es de dirección N 130° E, con buzamientos al suroeste.

Fase 4.—Pliegues rectos e isopacos N-S de plano axial subvertical; puede haber una S_4 pero es casi inexistente. Se desarrollan fallas inversas N-S.

Posteriormente a la Orogenia Hercínica se desarrolla una fracturación que lleva asociados diques de cuarzo:

-Fallas normales N-S (a veces mineralizadas), con filones de cuarzo subverticales.

-Fallas normales E-O y filones de cuarzo subverticales.

-Fallas normales NE-SO y filones de cuarzo subverticales.

Por su parte AIZPIRI *et. al.*, 1984, proponen un nuevo esquema estructural, en parte coincidente con los anteriores. Distinguen las siguientes fases:

1ª Fase: Son pliegues isoclinales tumbados, difíciles de observar y escasos, cuya dirección, aunque problemática, parece ser norteada. Se acompaña de una esquistosidad ("slate cleavage") S_1 muy tendida y subparalela a la S_0. Pueden tener cizallas asociadas.

2ª Fase: Son pliegues angulares de longitud de onda decimétrica, plano axial subvertical y dirección N 40°-60° E. Producen una crenulación de la S_1 que puede transformarse en planos de discontinuidad, coincidiendo con los planos axiales de los pliegues. Por tanto daría una familia de diaclasas, aproximadamente N 50° E, cuyo desarrollo inicial es desconocido. En las proximidades del granito de Peñas de Aia pueden observarse variaciones en su disposición.

3ª Fase: Son pliegues angulares con características semejantes a los de la 2ª Fase y dirección NO (N 300-320°). En el área estudiada está poco desarrollada. A escala microscópica origina una crenulación que coincidiendo con los planos axiales de los pliegues puede originar discontinuidades.

Durante la realización de esta cartografía se ha reconocido claramente la fase I de CAMPOS, HEUSCHMIDT y AIZPIRI. PESQUERA (1985) admite una deformación anterior a esta fase I, la cual no ha sido distinguida en este estudio.

La fase II se reconoce en toda la zona, con características semejantes a las descritas por CAMPOS. Además, en este trabajo se han reconocido otras deformaciones, asociadas a bandas de deformación (cizalla) frágil/

	HEUSCHMIDT (1977)	CAMPOS (1979)	AIZPIRI, *et al.* (1984)
FASE I	Pliegues isoclinales y cabalga-mientos asociados. Dirección = N-S Esquistosidad de flujo. Vergencia al O.	Pliegues tumbados isoclinales. Dirección = N-S Esquistosidad de flujo	Pliegues isoclinales tumbados. Dirección = N-S Esquistosidad ="slaty cleavage"
FASE II	Pliegues isopacos subverticales. Dirección = E-O Esquistosidad de crenulación	Pliegues angulares a isopacos subverticales. Dirección = dos direcciones conjugadas NE-SO y NO-SE Esquistosidad de crenulación	Pliegues angulares subverticales Dirección NE-SO. Esquistosidad de crenulación.
FASE III	Pliegues abiertos decamétricos. Dirección =NO-SE. Vergencia al NE		Pliegues angulares subverticales Dirección NO-SE
FASE IV	Pliegues isopacos subverticales Dirección = N-S	Deformación adicional de abombamiento	

Cuadro 5.1. Ensayo de correlación de fases tectónicas, según autores.

dúctil, que en buena parte coinciden en orientación con las directrices de la fase II y que pueden llevar a confusión, ya que algunos de los pliegues que se originan son semejantes a los de la fase II.

Un ensayo de correlación entre las fases propuestas por los distintos autores se refleja en el cuadro 5.1. Según se observa en él, existe unanimidad entre todos los autores en cuanto a la definición de la primera fase hercínica. La fase II de CAMPOS con dos sistemas conjugados, se corresponde perfectamente con las fases II y III de AIZPIRI y de HEUSCHMIDT, si bien con este último autor hay discrepancia respecto a la fase II, a la que propone una dirección E-O y el resto de los autores NE-SO. Por último la fase IV es, para HEUSCHMIDT, de plegamiento con dirección N-S, y para CAMPOS de abombamiento.

En el presente trabajo, la descripción de las distintas fases hercínicas se adaptará a los criterios de AIZPIRI *et al.* (1984).

5.2.1.2. Primera Fase (F_1)

Es la responsable de la estructuración más patente en los materiales del macizo. Es reconocible a todas las escalas, originando estructuras que van desde la micro a la megaescala.

Da lugar a grandes pliegues isoclinales, de geometría similar, con esquistosidad de plano axial bien desarrollada, que originalmente debieron ser tumbados o muy vergentes, y de direcciones próximas al norte.

La esquistosidad es penetrativa en todos los materiales, aunque en algunos bancos grauváquicos se desarrolla peor. En materiales de litología alternante de pizarras y grauvacas es frecuente observar cómo queda refractada en los bancos más groseros.

Las estructuras visibles en el campo, generadas en esta fase, son, además de la esquistosidad, charnelas de escala centimétrica a decimétrica, muy raramente métrica, que se ponen de manifiesto cuando afectan a algún nivel areniscoso. Se trata de charnelas de geometría similar, con engrosamiento de las mismas y adelgazamiento de flancos, que son atravesadas por la esquistosidad principal de fase I con un ángulo muy alto. Asimismo, es muy frecuente observar estructuras de tipo "mullion" y "rods" de cuarzo.

Las directrices principales de esta primera fase son N-S a N 20° E, aunque localmente, estas directrices pueden estar giradas hasta E-O.

A escala microscópica se pueden observar estas mismas relaciones entre S_0, marcada por los niveles más groseros, y S_1. En los planos de S_1 se desarrolla una blástesis/neoformación de clorita y/o mica blanca, así como una reorientación de minerales laminares primarios y orientación por "aplanamiento" de granos de cuarzo.

5.2.1.3. Segunda Fase (F_2)

Las estructuras generadas durante esta fase son principalmente pliegues métricos de plano axial muy erguido y de geometría cilíndrica, acompañados de una esquistosidad de crenulación que se desarrolla de forma desigual. Según las diferentes áreas, y dentro de un mismo área dependiendo de la litología, puede estar presente o no. Cuando las areniscas son dominantes apenas se desarrolla.

Los ejes de los pliegues de esta fase llevan una disposición general ENE-OSO a E-O. Al microscopio se observa cómo la esquistosidad de

crenulación S_2 afecta a la S_1. A veces no se llega a desarrollar la S_2, apareciendo sólo un microplegado de crenulación.

Se ha podido comprobar en el campo que deformaciones de este tipo se asocian a bandas de cizalla dúctil/frágil. No se ha podido comprobar sin embargo, que éstas afecten a pliegues y/o esquistosidad de la fase II, por lo que es presumible que esta fase sea el resultado de una deformación no homogénea que se resuelve en deformación areal limitada a bandas. Esto explicaría la existencia de pliegues con directrices conjugadas, citados para esta fase por CAMPOS (1979).

5.2.1.4. Tercera Fase (F_3)

Durante esta fase, se desarrollan pliegues de características muy similares a los inmediatamente anteriores, si bien de dirección casi ortogonal a ellos, preferentemente NO-SE. Estos pliegues han sido interpretados por CAMPOS (1979) como conjugados con los anteriores, y agrupados según dicho autor en una única fase tectónica.

Según indica HEUSCHMIDT (1977), los pliegues en cuestión presentan en ocasiones vergencia NE, si bien lo más normal es que sus planos axiales sean siempre próximos a la vertical.

5.2.2. Otras deformaciones

5.2.2.1. Tectónica frágil

La tectónica frágil tiene un gran desarrollo dentro de los materiales paleozoicos. Es de una gran complejidad y presenta rasgos de haber sufrido reactivación, en muchos casos durante la Orogenia Alpina.

Se reconocen fracturas y zonas de fractura que forman un bajo ángulo con la esquistosidad de fase I, o de dirección subparalela a ésta, por lo que se supone que deben ser de edad relativa tardi/sincinemáticas de F_1, y de carácter inverso. Estas fracturas pueden haber jugado también después de la F_2, cuando la disposición de los materiales paleozoicos era diferente, funcionando como fallas de salto en dirección y/o en buzamiento.

Afectando a estas fracturas subparalelas a S_1, aparecen otras que forman ángulos mayores con ella de carácter fundamentalmente frágil y juego diverso, desde normales a inversas y también con salto en dirección.

5.2.2.2. Cizallas

Asimismo, se han cartografiado bandas de cizalla con una dilatada actividad en el tiempo, siendo posiblemente sus últimos movimientos tardihercínicos o alpinos. Sus directrices son N 60-70° E, que vienen a coincidir con las directrices generales de las deformaciones alpinas.

5.2.2.3. Deformación de bóveda del "stock" granítico de Peñas de Aia

Al observar la cartografía geológica, un hecho que llama rápidamente la atención, es la perfecta adaptación de la esquistosidad principal a la forma del "stock" granítico de Peñas de Aia. La interpretación de este hecho ha sido motivo de discrepancias entre algunos autores. Así por ejemplo, mientras que CAMPOS (1979) lo explica como una deformación de bóveda debida a la intrusión del propio "stock", y por tanto posterior a la fase tectónica principal; para PESQUERA (1985), deformación tectónica e inyección magmática son procesos simultáneos en el tiempo, de tal forma que la adaptación de la esquistosidad principal es un fenómeno primario (sincinemático) (figura 5.1).

5.2.2.4. Tectónica tardihercínica

Desde el Estefaniense hasta el Pérmico, el orógeno hercínico, consolidado y frío, es fracturado y roto como consecuencia de los últimos eventos tectónicos (tectónica tardihercínica de PARGA, 1969). Durante esta época se forma una amplia red de desgarres, entre los que destacan los de dirección NE-SO, NO-SE y E-O.

La tectónica de desgarre tardihercínica se desarrolla en un período de tiempo de unos 30 m.a., desde finales del Westfaliense hasta el Pérmico inferior, y responde a un esquema de deformación frágil con una dirección de acortamiento próxima a N-S (ARTHAUD y MATTE, 1975).

Todos los autores coinciden en señalar un importante accidente tardihercínico a lo largo de la Cadena Pirenaica, coincidiendo con la actual falla Norpirenaica y de Leiza-Régil, que se prolongaría hacia el oeste a lo largo del margen continental nor-ibérico, sirviendo de límite entre las placas ibérica y europea. Esta falla jugaría posteriormente como falla transformante durante la apertura del Golfo de Bizkaia (LE PICHON, *et al.* 1971, MATTAUER y SEGURET, 1971, etc.).

Las fallas tardihercínicas constituyen un elemento estructural importante en la Cadena Vasco-Cantábrica, así como en las demás zonas alpinas, y cuencas terciarias peninsulares, puesto que su reactivación durante la distensión mesozoica, controló la ubicación y geometría de las cuencas. Durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial, reactivándose como fallas inversas o desgarres.

Dentro del área de estudio, muchos de los accidentes mayores de la Cadena Vasco-Cantábrica se interpretan como fallas tardihercínicas reactivadas, que jugaron un papel importante en la configuración de la cuenca. Conviene destacar en este sentido, además de la falla de Leiza-Régil, la falla de Bilbao, que sirve de límite entre las unidades de Yurre y Oiz. Otras fracturas importantes son un conjunto de fallas subparalelas, de dirección NE-SO, que representan el límite occidental actual del macizo de Cinco Villas, y que se supone jugaron durante la sedimentación mesozoica configurando un alto fondo en el área correspondiente a dicho macizo.

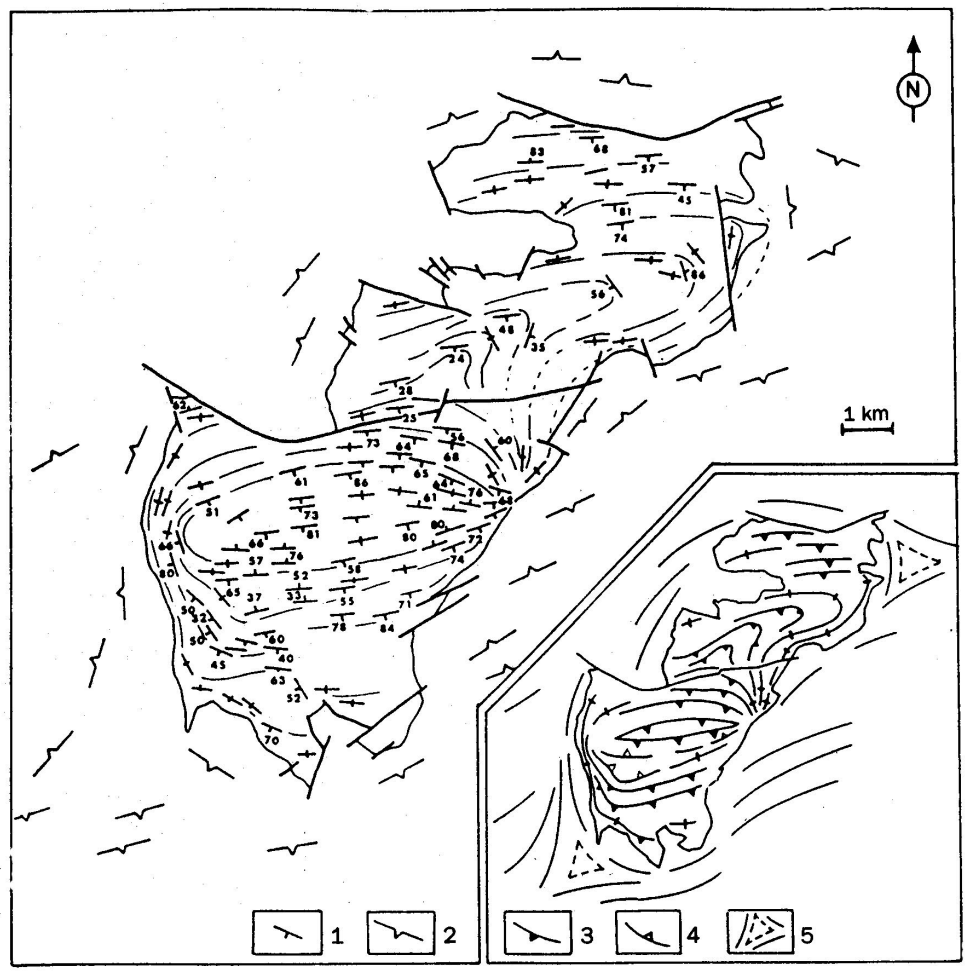


Figura 5.1.- Trayectoria de la esquistosidad regional en el macizo de Cinco Villas (según PESQUERA, 1985).

5.3. CICLO ALPINO

5.3.1. La Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC)

Situada en la parte septentrional de la Placa Ibérica, la Cuenca Vasco-Cantábrica forma parte del margen continental de la misma. Su historia activa comprende desde hace algo más de 200 m.a. hasta hace unos 40 m. a., por lo que recibió una sedimentación principalmente mesozoica. Estos materiales se plegaron en el ciclo alpino y hoy dia forman la parte oriental de la Cordillera Cantábrica, continuación estructural hacia el oeste de la Cordillera Pirenaica, junto con materiales paleozoicos asociados.

Además de la CAPV, su extensión abarca áreas de otras Comunidad Autónomas (Navarra, Castilla-León, Cantabria y Asturias), siendo sus límites naturales los indicados por Rat en 1988 (figura 5.2):

- Al oeste queda limitada por el macizo paleozoico asturiano. El límite actual entre los montes asturianos y los materiales mesozoicos coincide aproximadamente con lo que pudo ser la antigua línea de costa durante la vida de esta cuenca.

- Al sur, su límite en épocas activas estaba definido por el macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda. Hoy en día, el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria marca el límite entre la cadena plegada Vasco-cantábrica y la Cuenca Terciaria del Ebro, cuenca de sedimentación principalmente continental creada una vez se plegaron los materiales de la CVC.

-Al este limita con los macizos paleozoicos vascos (Bortziri o Cinco Villas y Alduides). Ademas de estos macizos, su limite estructural viene marcado por la Falla de Pamplona (principalmente expresada en superficie por la alineación de diapiros navarros, *sensu* FEUILLÉE y RAT, 1971), accidente que la separa de la Cuenca Surpirenaica (*e. g.* PAYROS, 1997). Esta importante fractura queda fuera de la CAPV, en territorio de Navarra. Según RAZIN (1989), esta falla habría actuado en la fase sinorogénica como rampa lateral de cabalgamientos en desarrollo (obsérvese su relación actual con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria; ver figura 5.3). Para MARTÍNEZ-TORRES (1989), habría actuado como falla de transferencia de esfuerzos, y según ENGESER y SCHWENTKE (1986), por ella se habrían resuelto la colisión y subducción de la placa Ibérica bajo la Europea.

-El límite norte es el borde-talud de la plataforma continental actual, en el Golfo de Bizkaia, cuyos materiales constituyen la prolongación hacia "offshore" del mismo conjunto geológico.

La historia geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica comienza con la extensión post-hercínica de la corteza continental en el Pérmico y termina con el cierre de la cuenca por el plegamiento alpino en el Eoceno superior. Su origen está ligado a la apertura del Golfo de Bizkaia. La placa Ibérica se llegó a desplazar respecto de Europa unos 180 km (ROEST y SRIVASTAVA, 1991) o, según otros autores, 80 km (SIBUET y COLLETTE, 1991).

Esta historia geológica se resume en la creación de dos fases principales de extensión (ligadas a "rifting"), en el Triásico inferior y en el Jurásico superior-Cretácico inferior, separadas de sendas fases de calma tectónica relativa en el Jurásico inferior-medio y Cretácico superior-Terciario temprano. En estas últimas etapas, la subsidencia fue más uniforme y amplia (RIAZA, 1984; RAT, 1988).

Las primeras fases de adelgazamiento cortical comenzaron en el Pérmico, hecho que se puede considerar el nacimiento de la CVC. No obstante, el "rifting" verdadero comienza en el Triásico inferior. En este momento, la extensión y subsidencia de la corteza estuvieron controladas por fallas NO-SE (e. g. Fallas de Ventaniella y Bilbao, *sensu* GARCÍA-MONDÉJAR, 1986). Debido a la extensión, se formaron áreas de sedimentación eminentemente continental limitadas por fallas. En esta fase de "rifting" se reactivaron estructuras hercínicas previas del zócalo paleozoico (ZIEGLER, 1982).

Durante el Jurásico inferior y medio cesó la actividad tectónica asociada al "rifting" y se implantó una sedimentación marina afectada por subsidencia uniforme y amplia.

En el Jurásico superior comienza la segunda etapa de "rifting" con los primeros movimientos kimméricos (PUJALTE, 1981). Esta etapa termina en el Cretácico inferior cuando comienza la etapa de expansión oceánica (GARCÍA-MONDÉJAR, 1989). En este intervalo se produjo la deriva de Iberia hacia el SO (*e. g.* BOILLOT, 1984). Fueron típicos los "grabens" wealdenses, cuencas limitadas por fallas con sedimentación continental y transicional a marina (PUJALTE, 1981). Posteriormente, en el Aptiense se produjo una fase transgresiva que permitió la implantación de una sedimentación marina, caracterizada por plataformas carbonatadas originadas en altos

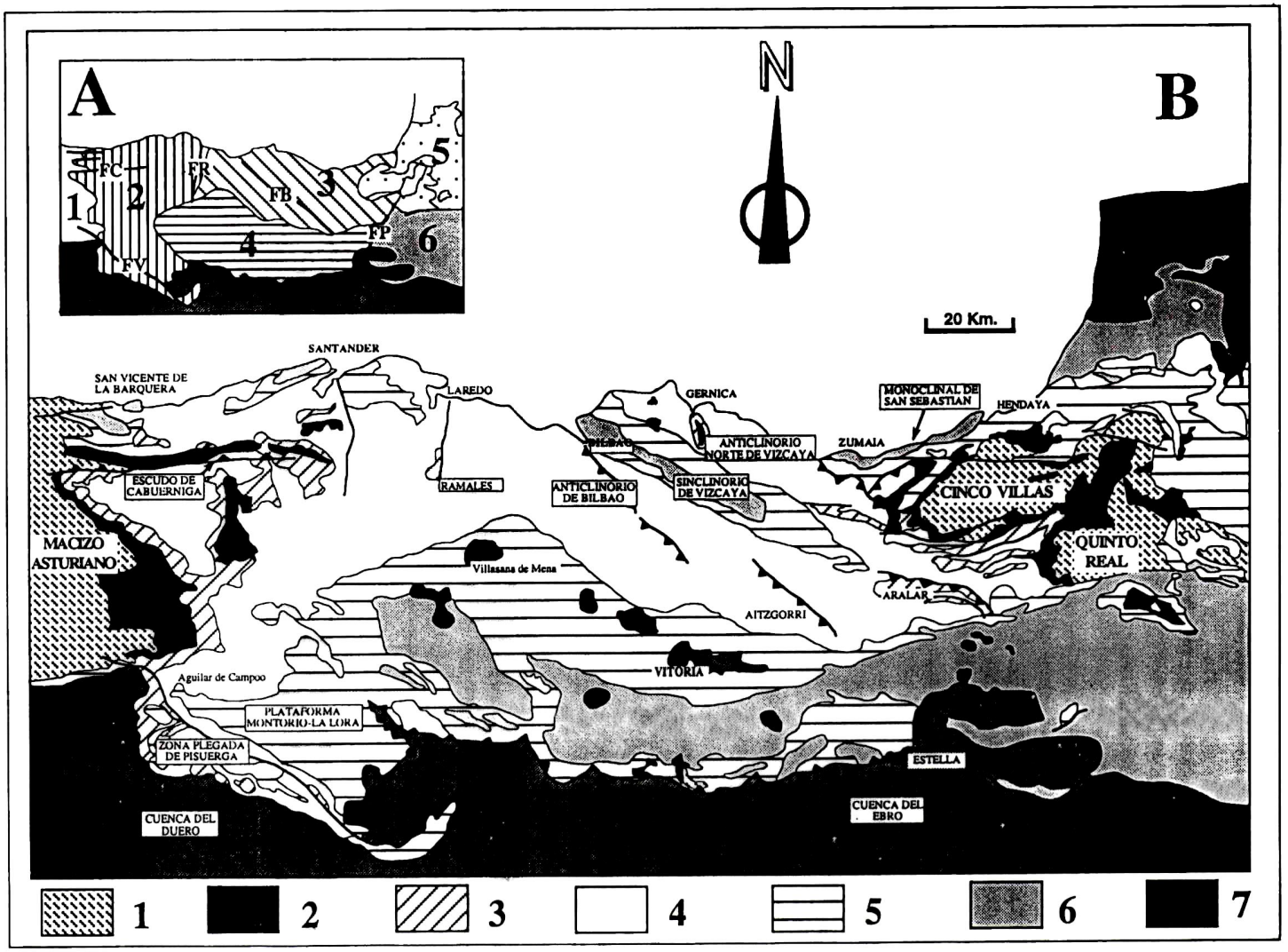


Figura 5.2.- Configuración geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica y sus principales unidades. Las fallas principales están señaladas con trazo grueso. A: Principales dominios de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1; Macizo Paleozoico Asturiano; 2; Dominio Periasturiano (o Bloque Santanderino); 3: Arco Vasco; 4: Dominio Navarro-Cántabro (o Bloque Alavés); 5: Zona Norpirenaica; 6: Bloque Navarro del Ebro (o Zona Subpirenaica); 7: Depresión del Duero; 8: Depresión del Ebro. FR: Falla de Ramales; FB: Falla de Bilbao; FP: Falla de Pamplona; FV: Falla de Ventaniella y FC: Falla de Las Caldas. B: Esquema geológico y principales estructuras de la Cuenca Vasco-Cantábrica; 1: Paleozoico; 2: Triásico; 3: Jurásico; 4: Cretácico inferior; 5: Cretácico superior; 6: Terciario preorogénico; 7: Terciario postorogénico y Cuaternario (según RAT *et al.*, 1983; FEUILLÉE y RAT, 1971)

EVE Ente Vasco de la Energía

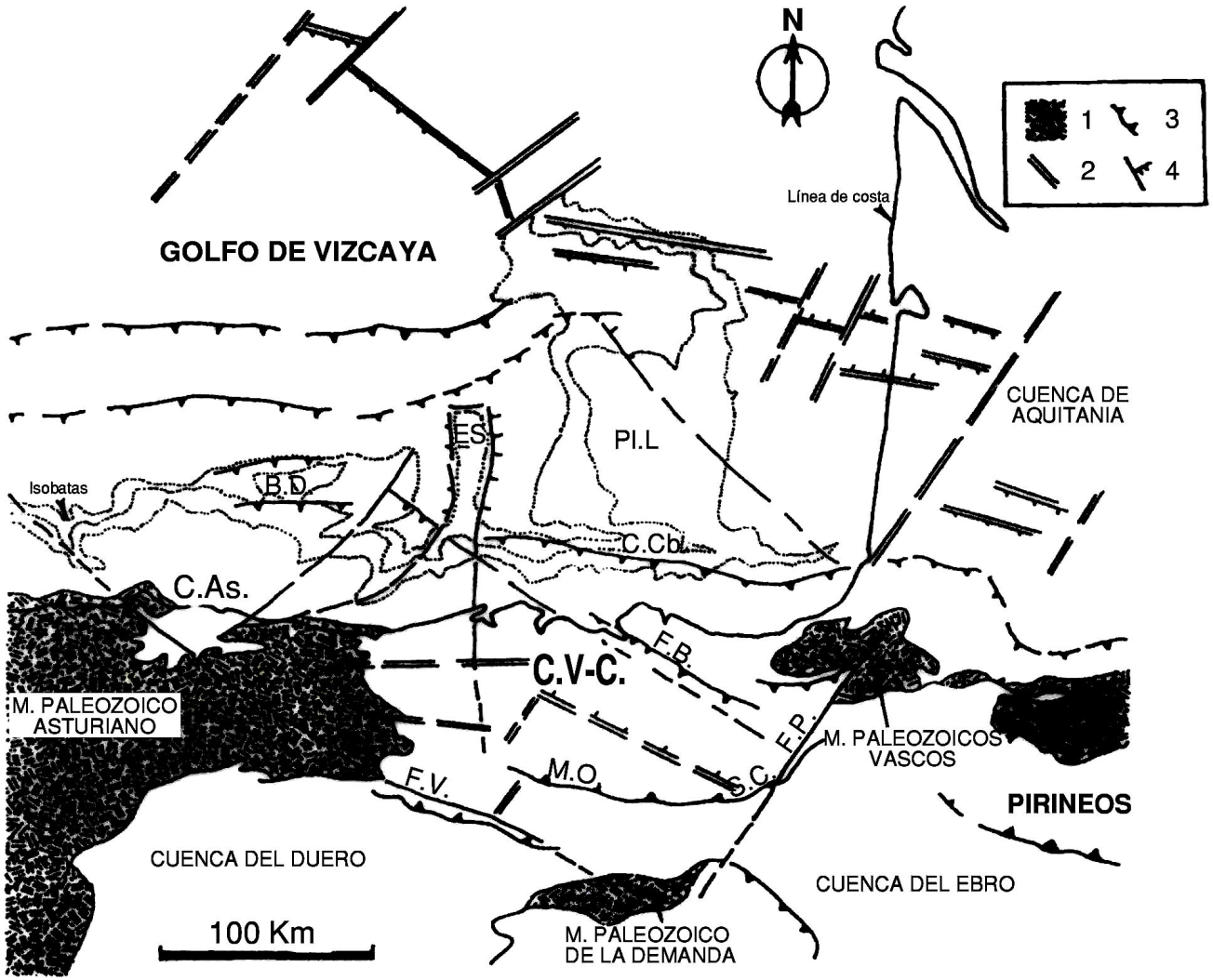


Figura 5.3.- Contexto estructural y límites de la Cuenca Vasco-Cantábrica. 1. Afloramientos del zócalo paleozoico; 2. Fallas normales o de desgarre mesozoicas; 3. Cabalgamientos paleógenos; 4. Fallas normales o de desgarre paleógenas (algunas de ellas con actuación también en el Mesozoico). CVC. Cuenca Vasco-Cantábrica; C As. Cuenca Asturiana; B.D. Banco Le Danois; ES. Espolón de Santander; C. Cb. Cañón de Capbreton; Pl L. Plataforma de Las Landas; M. O. Montes Obarenes; S.C. Sierra de Cantabria; F.V. Falla de Ventaniella (también denominada Falla Cantábrica o Falla de Ubierna); F.P. Falla de Pamplona (alineación de los diapiros navarros); F.B. Falla de Bilbao. Isobatas en brazas, equidistancia 500. Modificado de DERÉGNAU COURT y BOILLOT (1982) y RAT (1988).

relativos ("horst") y rodeadas por areas terrígenas ("grabens"). Así pues, en el Aptiense se produce el cambio de "rifting" intracontinental a una fase de hundimiento por estiramiento cortical.

A partir del Aptiense superior, Iberia comenzó a rotar en el sentido contrario a las agujas del reloj, es decir hacia el SE, a favor de fallas transformantes (LE PICHON *et al.*, 1971) de dirección NO-SE y régimen sinistral (*e. g.* ENGESER *et. al.*, 1984), las cuales originaron cuencas "pull-apart".

Durante el Albiense se incrementó la extensión y la subsidencia, formándose un surco "flysch" en la zona de sutura entre placas Ibérica y Europea (RAT, 1988), lugar donde posteriormente se originaría el Sinclinorio de Bizkaia. En el Albiense superior se produce el cambio de "rifting" a "spreading", lo que conllevó, por una parte, un mayor aporte de material terrígeno a la CVC y, por otra parte, la extrusión de rocas volcánicas submarinas, es decir, la creación de corteza oceánica, en la zona del Sinclinorio de Bizkaia (MONTADERT *et. al.*, 1979; RAT *et. al.*, 1982; MATHEY, 1986).

Posteriormente, continúa la etapa de expansión oceánica (*"spreading"*), y un adelgazamiento de la corteza continental. Hasta el final del Santoniense tiene lugar un hundimiento progresivo de toda la CVC. Como consecuencia se origina una etapa transgresiva y el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas marinas. En el Santoniense superior cesa el vulcanismo submarino, finalizándose la expansión oceánica. A partir de este momento se produce el cambio de margen pasivo a margen activo, con subducción de la corteza oceánica bajo la Placa Ibérica. El reflejo de esta etapa es el comienzo de una nueva regresión marina y el depósito de series "flysch" ligadas a prismas de acreción tectónica que se crean en el borde de la placa cabalgante.

El plegamiento alpino de la CVC comienza en el Eoceno superior y dura hasta el Oligoceno (RAT, 1988). Tras esta fase compresiva comenzó un régimen extensivo que aún perdura.

5.3.2. Tectónica sinsedimentaria: generalidades de la Cuenca Vasco-Cantábrica

La Cuenca Vasco-Cantábrica se sitúa en la terminación occidental de los Pirineos, compartiendo estructuras y paleo-estructuras con esta cadena. El registro sedimentario, aunque continuo, está marcado por una serie de hitos tecto-sedimentarios que han condicionado el estilo de la sedimentación (morfología, potencia, secuencias deposicionales, etc.). Este capítulo trata de abordar la historia de la tectónica sinsedimentaria, desde el Carbonífero hasta el Terciario.

Al final del Ciclo Hercínico la placa ibérica formaba parte de la zona de megacizalla que afectaba a la Cordillera Hercínica, la cual se hallaba limitada por dos sistemas de fallas transformantes, uno al norte denominado accidente noribérico y otro al sur denominado accidente norafricano o zona de fractura de Gibraltar. Como consecuencia del movimiento de estas fallas, se desarrolló en el interior de la placa ibérica un importante sistema conjugado de cizallas menores, que favorecieron el desarrollo de cuencas tensionales subsidentes, con una geometría típica de “semigraben”, en las que se acumuló un gran espesor de sedimentos continentales.

Desde el Pérmico superior hasta el Jurásico inferior, el régimen en la Cadena Vascocantábrica es claramente distensivo, incluyendo el depósito de las facies Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y parte de las series carbonatadas jurásicas.

Las secuencias del Lías corresponden generalmente a plataformas carbonatadas, controladas fundamentalmente por eustatismo. A partir del Jurásico medio, una segunda etapa de “rifting”, que se prolongará durante el Jurásico superior, compartimentará la cuenca en altos fondos y cubetas, que se articularán a través del rejuego de fallas tardihercínicas y de otras nuevas. Esto generará discordancias locales de los materiales suprayacentes (post-kimméricos), claramente observables en la terminación oriental del Arco Vasco, ligadas únicamente al basculamiento de bloques (tectónica distensiva) y no a una fase compresiva. Alguna de estas fallas, talladas en el borde del paleomacizo de Cinco Villas, permitió la erosión de material paleozoico, y el acúmulo de depósitos jurásicos en la periferia del macizo (Jurásicos de orla de macizo).

En el Cretácico inferior, durante el depósito de los materiales del denominado Complejo Urgoniano, la Cuenca Vascocantábrica estaba compartimentada por un sistema de fracturas, que controlaba la subsidencia diferencial, condicionando la presencia de bancos carbonatados insulares y/o de "offshore", y la presencia de facies de talud y cuenca (surco). Estos sistemas carbonatados de plataforma se instalaban sobre bloques basculantes, limitados por fallas lístricas, en una corteza

continental en extensión. Hacia el Aptiense medio-superior se produce una compartimentación generalizada de las plataformas urgonianas, por reactivación de numerosas fallas lístricas, dividiendo a estos materiales en dos grandes secuencias (megasecuencias) de somerización.

Este dispositivo paleogeográfico es reflejo del inicio de la apertura del Atlántico a favor de una zona transformante, que da lugar a una red de fallas con clara componente sinistral, que condicionan la existencia de fosas romboidales (tipo "pull-apart"). Son desgarres sinistrales, como las fallas de Leiza, de Régil, de Aulestia-Azkoitia, de Bilbao-Alsasua y de Durango, que forman parte de un mismo sistema. Relacionados a estos desgarres se generaron toda una serie de estructuras de direcciones aproximadas NO-SE, E-O y N-S, así como un diapirismo incipiente, cuya influencia en la sedimentación fue notoria en el Aptiense-Albiense (e. g. GÓMEZ-PÉREZ, 1994; ROSALES, 1995; AGIRREZABALA, 1996; GARCÍA-MONDÉJAR *et. al.*, 1996; ARANBURU, 1998 y LÓPEZ-HORGUE, 2000). Al mismo tiempo, la posición elevada del manto superior provoca un gradiente térmico anómalo (hipertermia), determinando un metamorfismo mesozoico que en la Cuenca Vasco-Cantábrica se puede observar en dos bandas paralelas a las fallas de Leiza y de Régil.

La sedimentación de los materiales del Complejo Supraurgoniano está condicionada claramente por un dispositivo tecto-sedimentario heredado de la época anterior. Los surcos más profundos (en términos relativos) son rellenados con los materiales del "Flysch" Negro, con facies de talud y cuenca turbidítica, en un contexto de extensión de cuenca. La posición de los cinturones de facies aboga por un claro control tectónico; la falla de Bilbao limita las formaciones de Valmaseda y Durango; la falla del Oria limita las facies de “fan-delta” (formación Oyarzun) de otras más profundas ("Flysch" Negro), etc... Pequeños bloques aislados ("horst"), permitieron el desarrollo esporádico de facies de plataforma carbonatada (con facies similares a las urgonianas), coexistiendo con los materiales supraurgonianos.

Durante el Cretácico superior, los surcos axiales creados serán rellenados por los materiales turbidíticos del "Flysch" Norpirenaico ("Flysch" del Cretácico superior), coexistiendo hacia el sur (hacia el continente) con facies de plataforma carbonatada. Este episodio, coincide de nuevo con una subida generalizada del nivel del mar y con una nueva “expansión” de la cuenca, debido fundamentalmente a eustatismo. En este momento se produce el depósito de rampas someras carbonatadas, de extensión kilométrica, en zonas meridionales de la CVC, las cuales presentaban un tránsito gradual hacia el NE a rampas distales con sedimentación profunda (*e. g.* FLOQUET, 1991)

A finales del Cretácico, las condiciones geodinámicas del margen continental del norte de España cambiaron progresivamente, y se inicia la subducción en el Golfo de Bizkaia, provocando importantes cambios sedimentarios y paleogeográficos (PUJALTE *et al.*, 1988, 1992). La evolución de la tectónica sinsedimentaria genera dos macrosecuencias: la macrosecuencia A (Campaniense-Paleoceno), coetánea con el cambio de condiciones, de distensivas a compresivas, y la macrosecuencia B (a partir del Eoceno inferior), que señala el inicio de la división de la Cuenca Vascocantábrica en diferentes subdominios, aislados por pliegues o bucles de amplio radio (PUJALTE *et al.*, 1989, 1993; PAYROS, 1997) (figura 5.4).

El inicio de las condiciones compresivas durante el Paleoceno supone un acortamiento generalizado de dirección aproximada norte-sur. Las fallas previas se reactivan; así, las grandes fallas longitudinales adquieren el carácter de fallas inversas, generando zonas elevadas y sometidas a erosión submarina. Las fallas NE-SO, que interconectaban con las anteriores, adquieren el carácter de desgarres sinistrales, y controlan parte del depósito de la macrosecuencia A (PUJALTE *et al.*, 1989).

A partir del Oligoceno, las áreas de sedimentación se trasladan paulatinamente hacia el sur; como consecuencia de esto, los materiales continentales se depositan en parte sobre las cuencas extrusionadas y, preferentemente, fuera de ellas (Cuenca del Ebro).

Hacia el final del Eoceno-comienzo del Oligoceno comienza la fase principal del plegamiento alpino, generándose una intumescencia en el sur (proto-cabalgamiento de la Sierra de Cantabria) que separa el surco de la Cuenca Miranda-Treviño en el norte, del surco de la Cuenca del Ebro, en el sur. La primera queda configurada como una cuenca de tipo “piggy back", mientras que la segunda se configura como una cuenca típica de antepaís ("foreland").

A partir del Oligoceno, y como consecuencia de los fuertes movimientos orogénicos alpinos, las aguas del mar comienzan a retirarse, se produce un confinamiento del área, y se inicia una sedimentación continental. El Terciario continental de la Cuenca Miranda-Treviño constituye una cubeta-

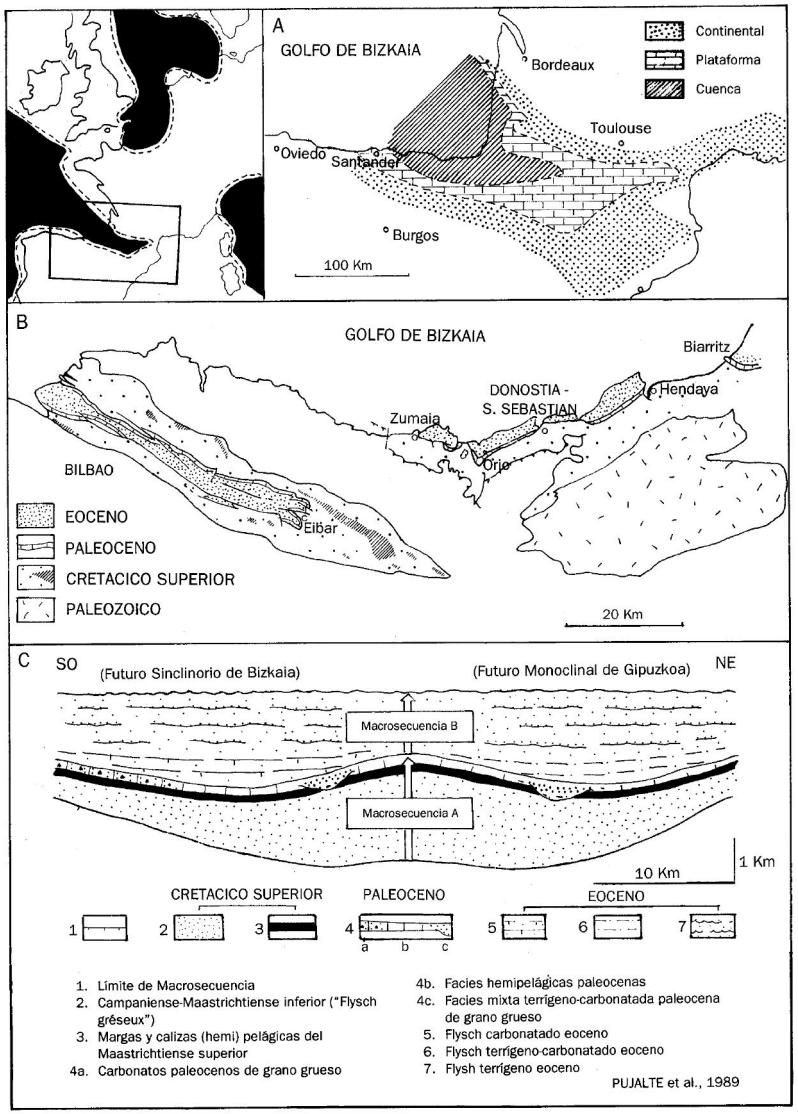


Figura 5.4.- A) Marco paleogeográfico del dominio pirenaico durante el Paleoceno (modificado de PLAZIAT, 1975)
B) Mapa de afloramientos del Cretácico superior-Terciario del País Vasco
C) Perfil reconstruido de la Cuenca Vasco-Cantábrica oriental en el techo del Eoceno inferior como referencia.

sinclinal que muestra una fuerte asimetría, originada por el desplazamiento sinsedimentario del eje de la cubeta hacia el norte; al mismo tiempo, al sur del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria se producía el relleno del surco de la Cuenca del Ebro.

5.3.3. Fases de deformación alpinas

El estudio de las estructuras originadas por la orogenia alpina se limita en este trabajo a las localizadas en la Cadena Vascocantábrica. En la Cuenca del Ebro la deformación es prácticamente nula y, cuando existe, está controlada por el emplazamiento de los materiales anteriores sobre ellos.

La estructuración de la Cadena Vasco-Cantábrica es de tipo polifásico y se ha producido en un lapso de tiempo amplio: los primeros movimientos orogénicos de tipo alpino se produjeron en la etapa neokimmérica, en el Jurásico superior, siendo la etapa principal la generada entre el Eoceno superior y el Oligoceno. En algunos casos es problemática la datación de las distintas fases, por la dificultad de sistematizarlas y de correlacionarlas con sus correspondientes depósitos sinorogénicos.

Posiblemente, todas las estructuras alpinas reconocidas en la Cadena Vascocantábrica respondan a una deformación progresiva, en la que se produce un acortamiento N-S, al que se superpone una componente rotacional sinextral inducida por el juego del accidente de zócalo que fosiliza el Sinclinal de Miranda-Treviño; ello implicaría que las estructuras, aunque tienen una cierta sucesión temporal, podrían haber funcionado a la vez, condicionadas sólo por su posición en la cadena, la ductilidad de los materiales afectados y su posición respecto al campo de esfuerzo.

En adelante, se aludirá frecuentemente a las unidades estructurales distinguidas en este trabajo (figura 5.13), así como a los dominios tectónicos definidos por FEUILLÉE y RAT (1971), divisiones que serán tratadas con detalle en los apartados posteriores.

5.3.3.1. Fase I

Tradicionalmente, en la Cadena Vasco-Cantábrica se consideran como estructuras de fase I al conjunto de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos, que se disponen según las directrices regionales.

En la rama norte de la cadena (entre la Unidad de Oiz y el Sinclinal de Miranda-Treviño), las primeras estructuras reconocidas son pliegues, fallas

inversas y cabalgamientos de plano axial vertical, o vergente al norte, que evolucionan longitudinal y transversalmente a la cadena.

Longitudinalmente se observa un cambio en el rumbo de las estructuras, que varía desde direcciones NO-SE en el sector occidental y central de la cadena, a E-O o incluso NE-SO en la Unidad de Oiz y en la de San Sebastián (Arco Vasco de FEUILLÉE y RAT, 1971), describiendo con ello un viraje hacia el norte. Los ejes de pliegues de primera fase, y las lineaciones de intersección asociadas (L_1), suelen ser horizontales, si bien muestran una clara dispersión provocada por las fases posteriores; la dispersión también refleja el viraje de estas estructuras (figura 5.5).

Este dispositivo arqueado da lugar a que las estructuras cambien también lateralmente, siendo más evolucionados los pliegues en aquella parte del arco donde se disponen perpendiculares a la dirección de mayor acortamiento (próxima a N-S). El efecto del arqueamiento no sólo tiene reflejo en las estructuras de plegamiento, sino también en las estructuras discontinuas (fallas y cabalgamientos) subparalelas a las capas, que pueden pasar lateralmente de fallas en dirección a auténticos cabalgamientos.

Transversalmente, las estructuras de fase I varían también de forma muy acusada. En la Unidad de San Sebastián y en el Anticlinorio de Bilbao, se desarrollan pliegues bastante evolucionados, vergentes al norte, cuyo plano axial se horizontaliza progresivamente en esa dirección. En la mitad meridional de la Unidad de Gorbea y en el Sinclinal de Miranda-Treviño, las estructuras consisten en pliegues cilíndricos muy laxos, de amplio radio y plano axial subvertical, en los que predominan los mecanismos de flexión y/o flexodeslizamiento y fracturación. Asociada a los pliegues más evolucionados se desarrolla una esquistosidad penetrativa (S_1) de plano axial, patente sobre todo en los materiales menos competentes.

Estas observaciones válidas a escala de la cadena, lo son también a escalas más reducidas, tal y como indican CUEVAS *et al.* (1982), en el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia, donde señalan cómo el plano axial de los pliegues de primera fase se horizontaliza de forma progresiva en las proximidades de las fallas inversas.

La geometría de los pliegues de fase I no sólo está controlada por su posición en la cadena, sino también por la litología de los materiales afectados. En los materiales competentes, y en bancos muy potentes, se desarrollan pliegues cilíndricos de amplio radio, en los que se producen deslizamientos entre capas. En los niveles margosos se desarrollan pliegues similares, en los que se produce un engrosamiento en las zonas de charnela y un adelgazamiento en los flancos; entre uno y otro extremo se dan multitud de casos intermedios, más o menos complicados según la secuencia de los materiales plegados.

Un dato cartográfico que llama ostensiblemente la atención es el cambio de estilo de deformación que se observa en la terminación perianticlinal del gran Anticlinorio de Bilbao, en su zona de entronque con la Unidad de Gorbea y con el Sinclinal de Miranda-Treviño, donde se observa que los pliegues son más apretados en los materiales del Cretácico inferior (Aptiense-Albiense inferior), y que se van amortiguando hacia los materiales más modernos. Este dispositivo cartográfico parece indicar que las estructuras de fase I se iniciarían como bucles en la cuenca durante el Cretácico inferior, que condicionarían la sedimentación de las distintas secuencias en ese momento, y su posterior evolución. Hay que señalar la posibilidad de que dichos bucles estén asociados a un evento compresivo y no a una etapa distensiva como generalmente se acepta.

Por último, hay que incluir también como estructuras de fase I un conjunto de cabalgamientos de dirección paralela a los pliegues anteriores, que se desarrollan preferentemente en el Dominio del Arco Vasco y que, como aquellos, tienen vergencia al NE. Los cabalgamientos están más desarrollados en las zonas centrales del Arco Vasco, debido a que las estructuras se disponen ortogonalmente a la dirección de máximo acortamiento; a medida que se incurvan las capas, se amortiguan los cabalgamientos, que lateralmente pasan a fallas con una cierta componente en dirección.

Un cabalgamiento muy característico es el de Pagoeta, que superpone materiales del Triásico-Cretácico inferior (pertenecientes a la Unidad de Oiz) sobre otros más modernos del Cretácico superior (Unidad de San Sebastián), y en el que aparece involucrado el zócalo paleozoico. Los desplazamientos calculados para dicho manto son, al menos, de 8 kilómetros.

Cabalgamientos asociados a los pliegues de fase I han sido descritos por CUEVAS *et al.* (1982) en el Sinclinorio de Bizkaia. Las estructuras reconocidas son fallas inversas que cortan con un ángulo uniforme a las capas, y en otros casos son auténticos cabalgamientos paralelos a las mismas.

Un buen ejemplo de estructura cabalgante al norte con una componente horizontal es, entre otras, la Falla de Bilbao, que se asocia a un pliegue

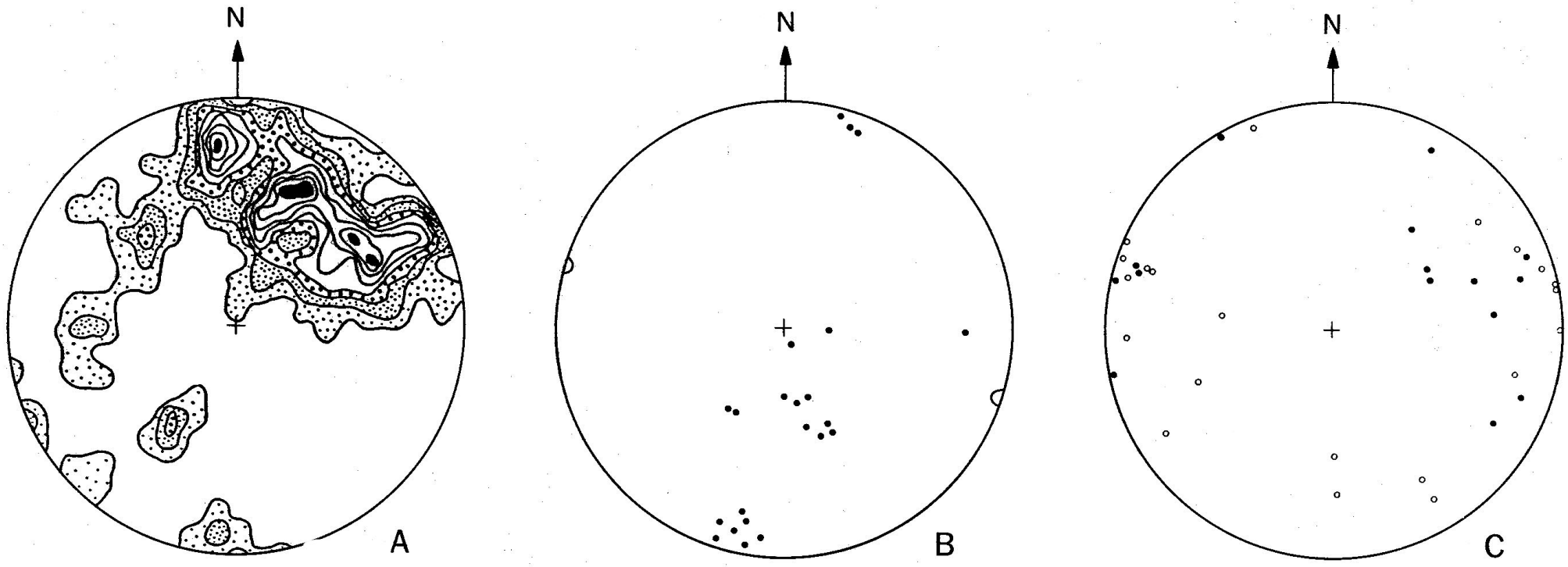


Figura 5.5.- Proyección estereográfica, en el hemisferio inferior, de los elementos microestructurales correspondientes a la primera y segunda fase alpinas (según E.V.E.-I.T.G.E., 1991)
A) Proyección de 95 polos de la esquistosidad de primera fase (S_1).
B) Proyección de los polos de la esquistosidad de segunda fase (S_2).
C) Distribución de los ejes de pliegues y lineaciones de intersección de la primera fase (B_1, LS_0S_1 círculos llenos) y de la segunda fase (B_2, LS_1S_2, círculos vacíos).

EVE Ente Vasco de la Energía

volcado al norte que llega a invertir la serie, y cuya traza se sigue a lo largo de todo el territorio de la Comunidad Autónoma Vasca. Dicha falla se sigue hacia el oeste por Cantabria, donde ha sido sondeada en las proximidades de Castro Urdiales; estos datos, sintetizados por CAMARA (1989), se expresan en la figura 5.6.

En la Unidad de Oiz, los materiales más modernos afectados por la primera fase alpina de deformación son de edad Luteciense. En el Sinclinal de Miranda-Treviño, el registro sedimentario, muestra algunas discontinuidades dentro de la serie del Cretácico superior y Neógeno, reflejo posiblemente del inicio de la estructuración. Fuera de la Comunidad Vasca, en el área de Santander, se conocen escamas de cabalgamiento (Unidad de Saja) que se emplazan sobre materiales oligocenos. En base a estos datos se interpreta que la primera fase es de edad Eoceno-Oligoceno, y pertenece por tanto a la Fase Pirenaica.

De todas formas, estas dataciones reflejan el bloqueo y cierre de las estructuras; es muy posible que su inicio sea mucho anterior, y que empezara ya a finales del Cretácico inferior, tal y como se deduce del juego sinsedimentario de algunas estructuras anteriormente mencionadas; de ser esto cierto, habría que aceptar que el desarrollo de las estructuras comprende un lapso de tiempo amplio que oscilaría desde el Albiense-Cenomaniense hasta el Eoceno-Oligoceno, momento del bloqueo de las mismas.

5.3.3.2. Fase II

Se atribuye a esta fase un conjunto de estructuras visibles a distintas escalas, de dirección subparalela a la anterior, cuya característica principal es presentar vergencia contraria a aquellas.

Las estructuras más características de fase II se localizan en la Unidad de la Sierra de Cantabria, en el borde meridional del área de estudio, donde se reconocen un conjunto de pliegues y cabalgamientos vergentes al sur, asociados todos ellos a una estructura mayor, conocida como frente cabalgante de la Sierra de Cantabria. Dicha estructura sobremonta los materiales de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca de antepaís, representada por los terciarios de la Cuenca del Ebro (figura 5.7).

En la Unidad de la Sierra de Cantabria (parte meridional del Dominio Navarro-Cántabro de FEUILLÉE y RAT, 1971), las estructuras vergentes al sur son las primeras y mejor reconocidas. En general se han correlacionado con las estructuras retrovergentes de las Unidades de Oiz e Igorre (Dominio del Arco Vasco de los anteriores autores). La propuesta realizada en este trabajo, al individualizar estructuralmente la Unidad de la Sierra de Cantabria del resto de los materiales de la Cadena Vasco-Cantábrica, implica el cuestionamiento de dicha correlación y permite plantear otras posibilidades, entre ellas que sean estructuras de fase I coetáneas con las anteriores.

Los pliegues reconocidos en la Sierra de Cantabria (rama sur de la Cadena) son pliegues isopacos de geometría cilíndrica, próximos a la clase 1B de RAMSAY (1977), con el flanco norte más desarrollado que el sur, el cual puede estar laminado por fallas inversas menores, que se desarrollan aprovechando los niveles menos competentes (arenas en facies Utrillas y margas turonienses) y provocan en ocasiones la superposición de algunas estructuras.

El mecanismo de formación de estos pliegues se inicia por un proceso de "buckling" con intervención de más de un mecanismo de deformación, de los cuales la cizalla paralela al límite de capas, y la deformación longitudinal, deben ser los más importantes (MARTÍNEZ TORRES, 1982).

El frente de la Sierra de Cantabria tiene un trazado cartográfico de dirección E-O, y corresponde a la rampa frontal de un manto desplazado hacia el sur; además, se desarrollan rampas laterales, que se manifiestan actualmente bien como pliegues, o como fallas o asociaciones de fallas transversales al cabalgamiento.

En el Dominio del Arco Vasco, CUEVAS, *et al.* (1982) señalan la presencia de fallas inversas retrovergentes que afectan a las estructuras de fase I, y que determinan la aparición de secuencias invertidas desligadas del resto de la sucesión.

Fuera del área de estudio, en el Escudo de Cabuérniga (Cantabria; ver figura 5.2), se reconoce una estructura anticlinal de dirección E-O, vergente y cabalgante hacia el sur, que corta a un conjunto de pliegues anteriores de dirección NO-SE (de fase I) que aparecen en la zona del puerto del Escudo.

Otra estructura imputable a esta fase, es una esquistosidad de fractura no penetrativa, que fue puesta de manifiesto por primera vez en Bilbao por ÁLVARO (1976), y que se extiende según dicho autor desde las proximidades de Bilbao hasta el extremo sur del macizo de Cinco Villas, (figura 5.8). Se trata de una esquistosidad de fractura, grosera, que define microlitos

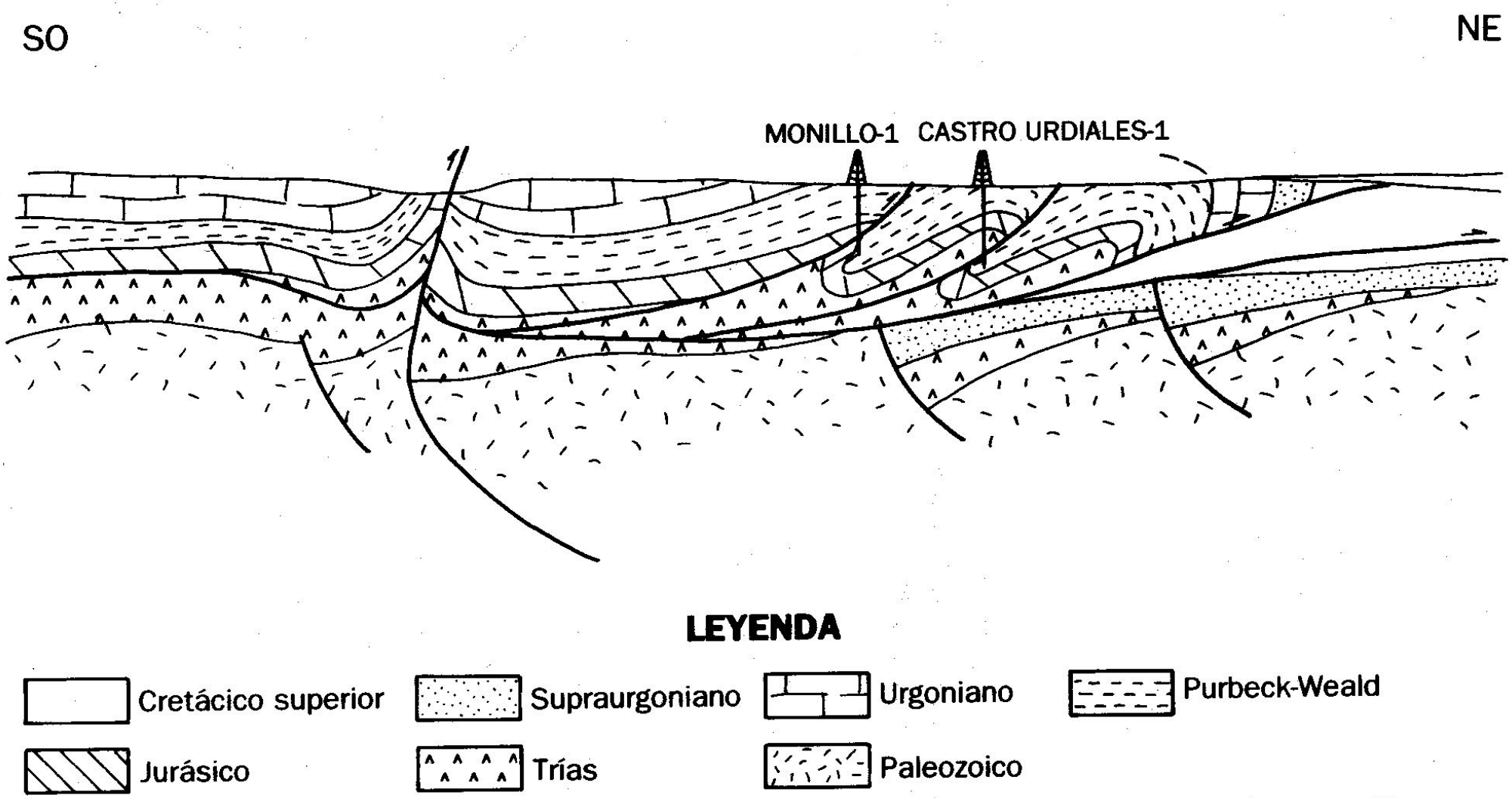


Figura 5.6.- Terminación del Anticlinorio de Bilbao en las proximidades de Castro Urdiales, según CÁMARA (1989).

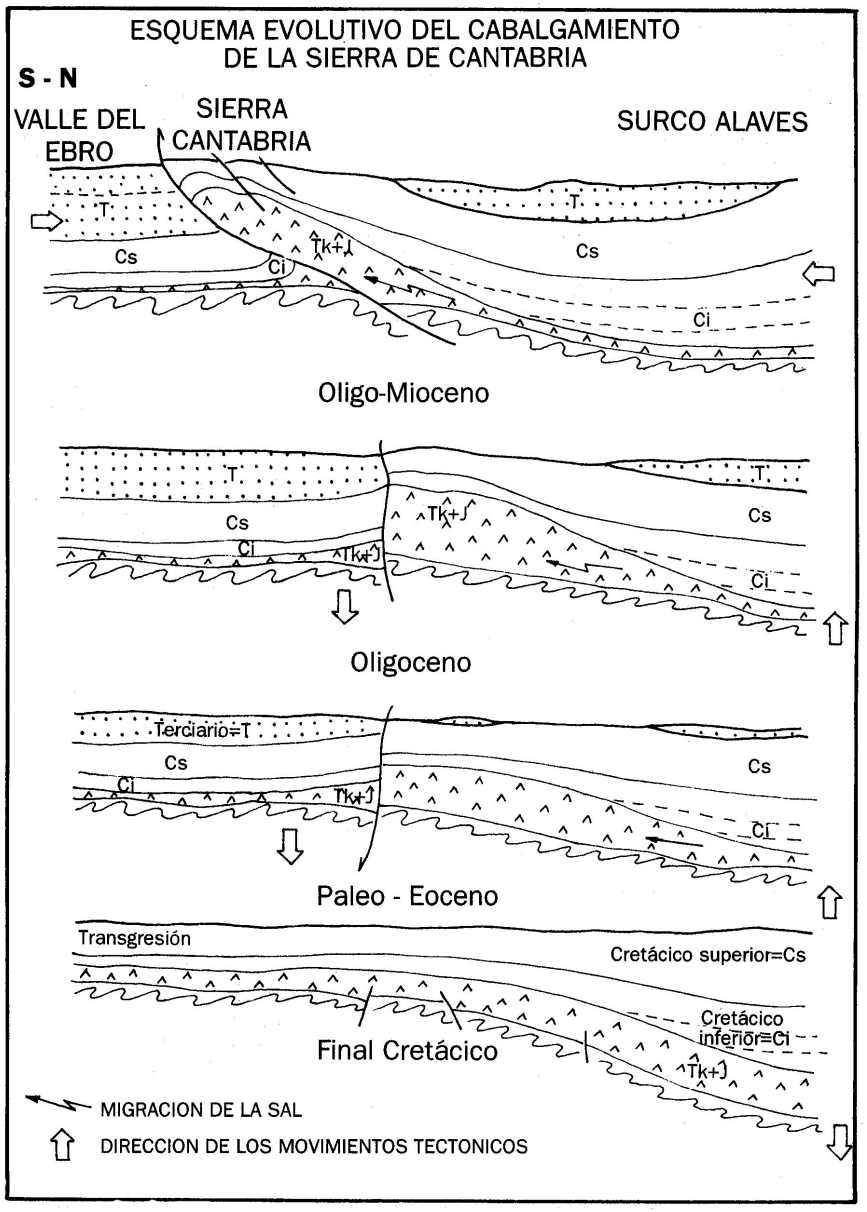


Figura 5.7.- Esquema evolutivo del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, según MARTINEZ TORRES (1982).

centimétricos preferentemente en materiales margosos o limosos. No se reconocen a escala cartográfica estructuras de plegamiento asociadas a dicha esquistosidad, cuya máxima incidencia parece que se restringe a un alabeamiento de las estructuras previas. Su orientación varía de ONO-ESE, a E-O con buzamientos hacia el norte.

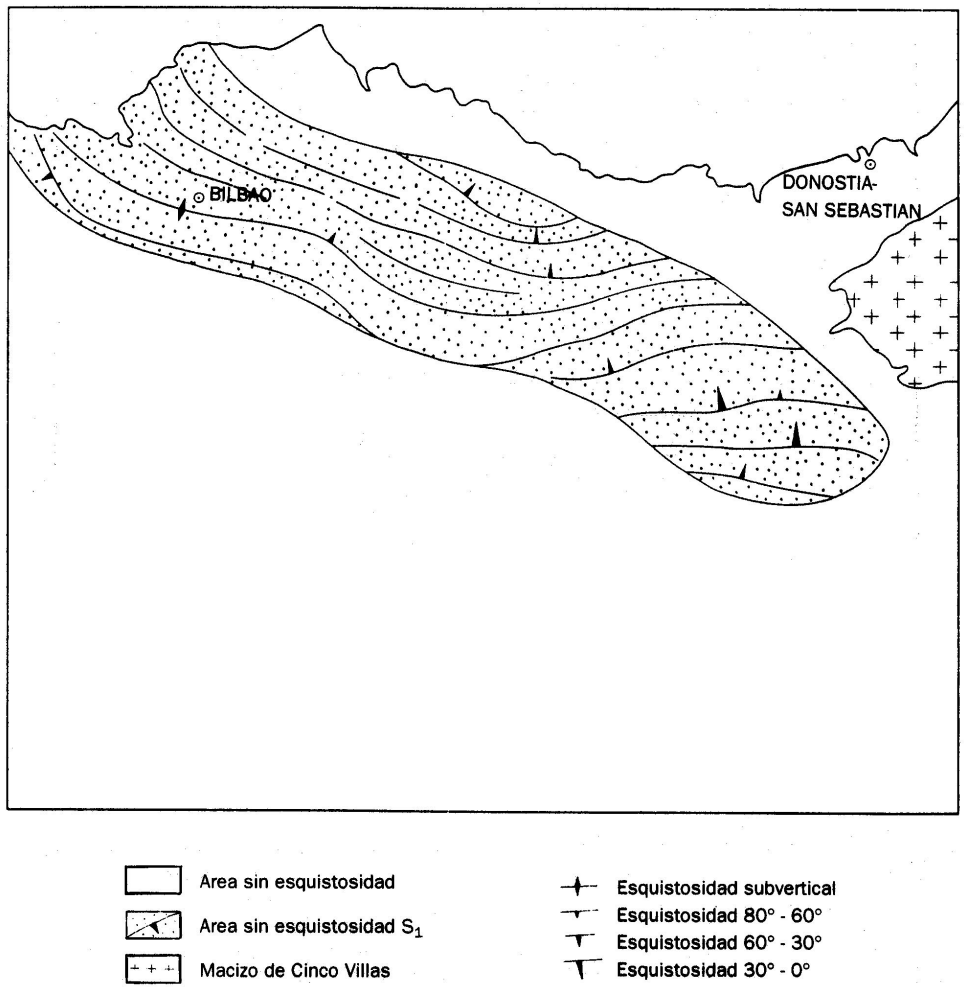


Figura 5.8.- Distribución y disposición de las microestructuras de segunda fase retrovergente (esquistosidad S_2, y planos axiales de micropliegues B_2) según ÁLVARO (1976).

Según E.V.E.-I.T.G.E. (1991), la antiforma de Aulestia asociada a la Falla de Aulestia-Azkoitia, en el Dominio del Arco Vasco, es una interferencia de pliegues de primera y segunda fase; se trata de una estructura anticlinal en cuyo núcleo aflora el Wealdense, que se considera afectada en el núcleo por una falla normal. El anticlinal, de fase I, se supone que presentaba originalmente una disposición axial muy tumbada, vergente al NE y rumbo NO-SE; posteriormente fue plegado durante la fase II, desarrollándose fallas inversas y pliegues vergentes hacia el SO, adoptando la disposición que actualmente se observa. El estudio de plegamiento de esta estructura sugiere una edad post-eocena para esta fase II.

Por último, se debe señalar la dificultad de reconocer estas estructuras en el campo, e indicar que algunas de las discontinuidades interpretadas como fallas normales con hundimiento de su labio meridional son, en realidad, cabalgamientos retrovergentes.

5.3.3.3. Fase III

Con posterioridad a las estructuras de fase I, se desarrollan en el Dominio del Arco Vasco pliegues muy laxos de plano axial subvertical, y subcoaxiales con aquellas; estas estructuras trastocan los pliegues de fase I y los cabalgamientos previos, que pierden así su disposición original, que en este dominio debió ser próxima a la horizontal. Estructuras imputables a esta fase han sido descritas por CUEVAS *et al.* (1982) en el Sinclinorio de Bizkaia, donde citan la presencia de pliegues "chevron" de plano axial vertical, posteriores a los de fase I.

Estas estructuras han podido formarse como respuesta a los mismos esfuerzos que originaron las de fase I, aunque algunos autores hablan de una deformación monofásica progresiva; en el presente trabajo se les da un tratamiento individualizado, ya que se pueden aislar perfectamente en el campo, sin que ello excluya la posibilidad arriba indicada.

5.3.3.4. Fase IV

Las últimas estructuras visibles en la Cordillera Vasco-Cantábrica son pliegues y fallas cuyo rumbo es ortogonal a la cadena, y que se disponen de forma radial al Arco Vasco.

Estos pliegues no desarrollan ninguna estructura penetrativa, y aunque se sabe que afectan a las estructuras de fase I, se desconocen sus relaciones temporales con las estructuras de fase II y fase III.

Estructuras de fase IV se han reconocido al oeste de Gernika, donde se observa un pliegue aislado de amplitud hectométrica, de dirección NNE-SSO, que afecta a las rocas volcánicas del Cretácico superior; dicha estructura se sigue durante unos 10 km, y se amortigua hacia el sur. Otra estructura de fase IV se reconoce en la Sierra de Aralar, donde se localizan un par de pliegues cilíndricos de plano axial vertical, de dirección próxima a N-S que producen, con las estructuras de fase I (anticlinal de Aralar), una interferencia del tipo I de RAMSAY. Otra estructura similar a la anterior se localiza en la Unidad de Gorbea, en las proximidades de Murgia, donde se observa una interferencia entre dos sistemas de pliegues perpendiculares (figura 5.9); se da además la circunstancia de que una estructura de fase IV, anticlinal, alinéa los diapiros de Murgia y Salinas de Añana.

Quizás el punto donde mejor se pueden reconocer las estructuras imputables a esta fase sea al norte de Tolosa, en las secuencias cretácicas que afloran inmediatamente al norte de la traza del manto de Pagoeta, zona de grandes curvaturas en el Arco Vasco. En este punto se observa un tren de estructuras muy norteadas, de plano axial subvertical, que producen algunas interferencias características, como el gancho de Zárate (figura 5.10).

En este trabajo, las estructuras de Fase IV se independizan de las anteriores, y dada su disposición radial al Arco Vasco se suponen formadas en relación con él, resolviendo los acortamientos derivados de la formación del mismo. Otros autores piensan que estas estructuras son coetáneas con las de fase I ó III, y explican los cambios de dirección observados sobre la base de variaciones locales del campo de esfuerzos, inducidos por el funcionamiento de desgarres del zócalo.

5.3.3.5. Fracturación alpina

Uno de los rasgos estructurales más relevantes de la Cadena Vasco-Cantábrica, es la presencia de importantes fallas, paralelas unas, y otras oblicuas o transversales a las estructuras alpinas.

Como ya se indicó, muchas de estas fracturas son en realidad accidentes tardihercínicos, que han jugado un papel relevante durante el desarrollo y evolución de la cuenca, y han sido reactivadas durante la tectogénesis alpina.

La fracturación no se distribuye de forma homogénea en todo el territorio de la Comunidad Vasca. Las zonas más fracturadas corresponden

a las zonas más plegadas y deformadas, pudiéndose distinguir dos áreas fracturadas, una correspondiente a la Sierra de Cantabria, y otra que incluiría el área comprendida entre el Anticlinorio de Bilbao y el mar Cantábrico.

Toda la estructura del Anticlinorio de Bilbao muestra un conjunto de fallas longitudinales anastomosadas que complica enormemente su cartografía. Las fallas se cortan con ángulos inferiores, por lo general, a

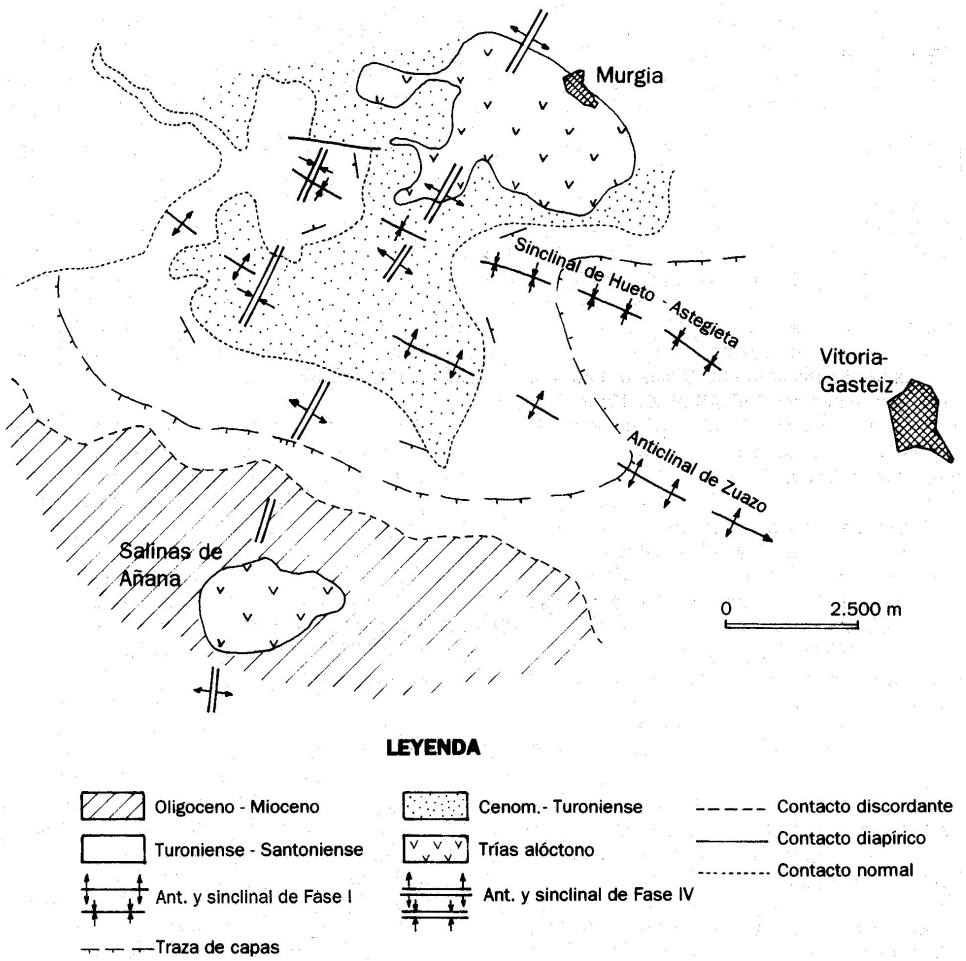


Figura 5.9.- Interferencia de pliegues de fase I y fase IV, en las proximidades de Murgia

30°, y la rotación de los bloques delimitados por las fallas principales y sus asociadas (*sensu* RIEDEL, 1929) sugieren un sentido de desplazamiento general dextro (figura 5.11). Todo este sistema de fallas se supone relacionado con una falla de zócalo de igual dirección, reactivada en épocas alpinas como un desgarre dextroso (E.V.E.-I.T.G.E., 1991). El sistema de fallas aludido está más desarrollado en el extremo noroccidental del Anticlinorio de Bilbao; hacia el sureste disminuye la densidad de fracturas, y éstas pasan lateralmente a fallas inversas o cabalgamientos. Este cambio en el estilo e intensidad de la fracturación está condicionado por el cambio de rumbo que experimentan las capas y fallas, respecto al campo de esfuerzos regional, que hacia el sureste se disponen ortogonales a la dirección de máximo acortamiento.

Un accidente de capital importancia en el Dominio del Arco Vasco es la falla de Leiza, que se supone es la prolongación de la falla norpirenaica. Este accidente se reconoce dentro de la Comunidad Autónoma Vasca al sur del macizo paleozoico de Cinco Villas (Bortziri), y se prolonga hacia el oeste por un par de fallas anastomosadas, conocidas como fallas de Régil y de Aulestia-Azkoitia. La historia de estas fallas es compleja, comenzando como una falla o conjunto de fallas transformantes sinistras en el Cretácico inferior. El juego de estas fallas provoca un ascenso del manto superior y origina un gradiente geotérmico anómalo, que se traduce en un metamorfismo mesozoico que afecta claramente a los materiales precenomanienses. Algunos datos apuntan a que este metamorfismo afecta incluso a los materiales más bajos del Cretácico superior. Durante el Cretácico superior es posible que estas fallas funcionen originando hacia el sur un surco hundido, en el que existen importantes acopios de materiales volcánicos que podrían haber utilizado estas fallas, u otras asociadas a ellas, como vías de ascenso. Estas fracturas se vuelven a reactivar en el Paleógeno como fallas inversas o cabalgamientos, que afectan a los materiales que previamente las fosilizaban.

En el extremo oriental del Arco Vasco se reconocen también fallas de desgarre sinistro, como la falla del Oria-Urumea, presumiblemente conjugada con la de Bilbao, las cuales dan conjuntamente una dirección de acortamiento próxima a N-S (aproximadamente N 16°E), congruente con las direcciones de plegamiento regional.

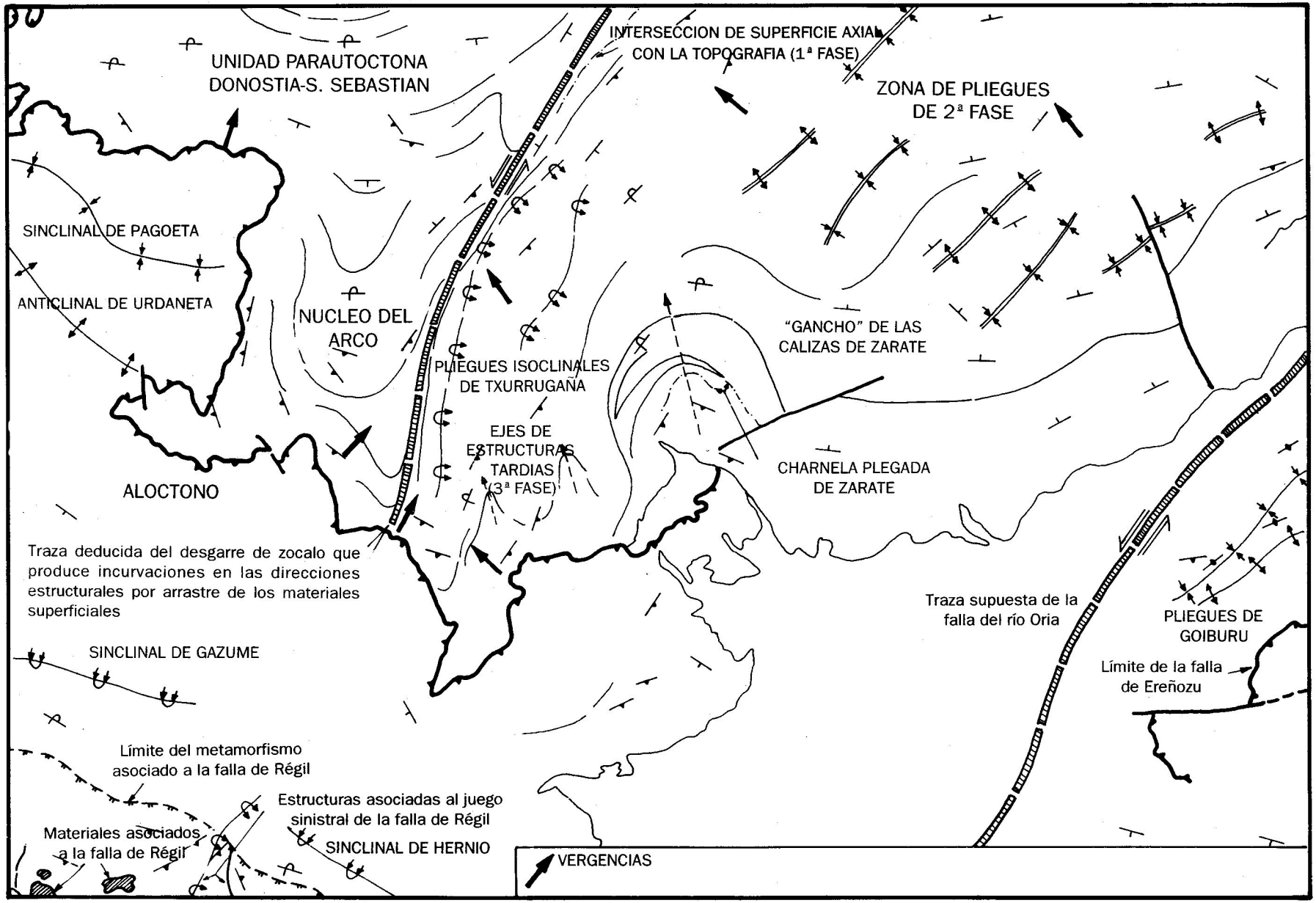


Figura 5.10.- Interferencia de pliegues de fase I, cabalgantes, y pliegues de fase IV al norte de Tolosa.

EVE Ente Vasco de la Energía

Las fracturas principales reconocidas entre el Anticlinorio de Bilbao y el mar Cantábrico son, casi en su totalidad, fallas tardihercínicas reactivadas que, al menos durante la tectogénesis alpina, muestran movimientos congruentes con una dirección de acortamiento próxima a N-S (en realidad no existe una correspondencia exacta entre la orientación de las fallas y la del campo de esfuerzos, pero ello es debido posiblemente a que se trata de accidentes antiguos reactivados).

En la Sierra de Cantabria, que es otra de las áreas fracturadas de la Cadena Vasco-Cantábrica, se reconoce un conjunto de fallas subparalelas a las directrices tectónicas, de dirección E-O a ENE-OSO, que se localizan inmediatamente al norte del frente cabalgante. Estos accidentes se interpretan como fallas normales, formadas como respuesta al relajamiento de las estructuras compresivas; alguna de ellas, como la falla de Montoria-Pipaón parece controlar el relleno de la cuenca terciaria de Lagrán-Bernedo.

Por último, indicar que en la Cordillera Vasco-Cantábrica no existe un sistema generalizado de fallas distensivas postorogénicas, como sucede en otras cadenas alpinas, aunque se reconocen fallas normales como las descritas en la Sierra de Cantabria, con un desarrollo local motivado por fenómenos puntuales.

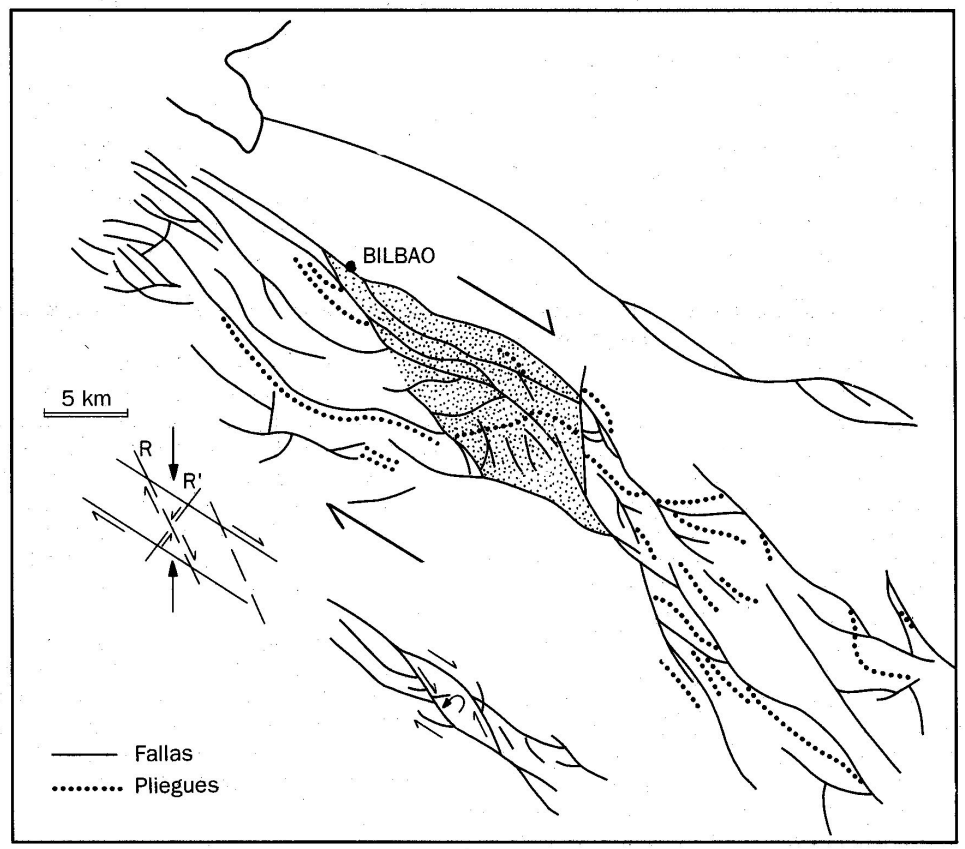


Figura 5.11.- El cizallamiento destral del Anticlinorio de Bilbao, según E.V.E-I.T.G.E., 1991.

EVE Ente Vasco de la Energía

5.4. DESCRIPCIÓN POR UNIDADES ESTRUCTURALES

5.4.1. Introducción

La división propuesta en la introducción del capítulo de estratigrafía para el estudio de los materiales aflorantes en la Comunidad Autónoma Vasca, se ha realizado en una primera aproximación en base a datos estructurales; no obstante y como se ha señalado anteriormente, los procesos estructurales y sedimentológicos en la Cuenca Vasco-Cantábrica están íntimamente relacionados y se afectan mútuamente, de forma tal, que la división que se propone tiene connotaciones de ambas índoles.

La disposición original de los materiales en la Cuenca Vascocantábrica, que en conjunto forman un prisma engrosado hacia el norte (que pasa de potencias de varios centenares de metros en la Sierra de Cantabria hasta 12.000 ó 13.000 metros en el Dominio del Arco Vasco), condiciona totalmente la deformación. Lo mismo sucede con una serie de irregularidades, unas longitudinales y otras transversales a las directrices estructurales actuales, condicionadas por el movimiento de fallas del zócalo, que se traducen en cambios laterales de facies, variaciones de espesor, biseles sedimentarios, etc. Durante la tectogénesis alpina estas discontinuidades van a funcionar como cabalgamientos o fallas de desgarre, y posiblemente muchas de estas fracturas sean la zona de raíz de mantos y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria.

El dispositivo estructural y la evolución tectónica de la Cuenca Vasco-Cantábrica se complican aún más por la existencia de un nivel de despegue regional, constituido por las margas y evaporitas del Keuper, que condiciona la formación de cabalgamientos y mantos, que producen repeticiones de series. Una idea bastante generalizada es que la cobertera (materiales situados a techo del nivel de despegue regional) esté en gran medida desligada del zócalo (Paleozoico y Triásico en facies Buntsandstein-Muschelkalk); con esta idea se han realizado muchos de los cortes regionales de la Cadena Vasco-Cantábrica, como es el de la Síntesis Geológica a escala 1:200.000 realizada por el E.V.E.-I.T.G.E. (1991). Los cortes así realizados plantean a escala regional un problema de falta de espacio, que es posible resolver si los accidentes de la cobertera se prolongan en el zócalo, y se enraizan en antiguas fallas del mismo; de esta forma las traslaciones y movimientos en la horizontal en la cobertera, se resuelven en el zócalo como movimientos en la vertical o en dirección. En definitiva, lo que se propone es que el zócalo queda involucrado en la estructuración alpina (lo cual queda confirmado, por ejemplo, en el manto de Pagoeta), y que la mayoría de las estructuras tangenciales alpinas, por lo general de suaves buzamientos, enraizan en fallas de zócalo de disposición más vertical.

En este orden de ideas, se plantea, por ejemplo, la posibilidad de que el manto de Pagoeta enraice en la falla de Leiza y que el frente cabalgante de la Sierra de Cantabria se enraice en una falla de traza vertical que discurre bajo el Sinclinal de Miranda-Treviño. Con esta perspectiva, se ha realizado un corte general de la Cadena Vasco-cantábrica, que se expresa en la figura 5.12, donde se reflejan las ideas anteriormente expuestas.

En trabajos anteriores, la Unidad de Gorbea; Franja Karrantza-Llanada Alavesa, Sierra de Cantabria y Sinclinal de Miranda-Treviño, se han considerado como parte de la zona externa de la cadena, y en los cortes generales del País Vasco aparecen los dos primeros desligados del zócalo a favor del Trías Keuper margosalino; en esos mismos esquemas, las zonas internas se asocian al borde septentrional del Dominio del Arco Vasco, donde la cobertera aparece también despegada y corrida hacia el norte.

5.4.2. División estructural de la Cadena Vasco-Cantábrica.

FEUILLÉE y RAT (1971) dividen la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) actual, es decir la cadena plegada vasco-cantábrica, en cuatro dominios estructurales (figuras 5.2 y 5.3):

-El Arco Vasco. Corresponde a la zona noreste de la CVC. Está constituido por los macizos paleozoicos vascos (Bortziri o Cinco Villas y Aldudes o Quinto Real) y los materiales mesozoicos y cenozoicos plegados comprendidos entre la Falla de Pamplona, al este y la Falla de Ramales al oeste. Comprende a su vez cuatro conjuntos estructurales:

- *Monoclinal de San Sebastián*. En este conjunto se integran los materiales del Cretácico superior y Eoceno situados entre Zumaia y Hendaia.

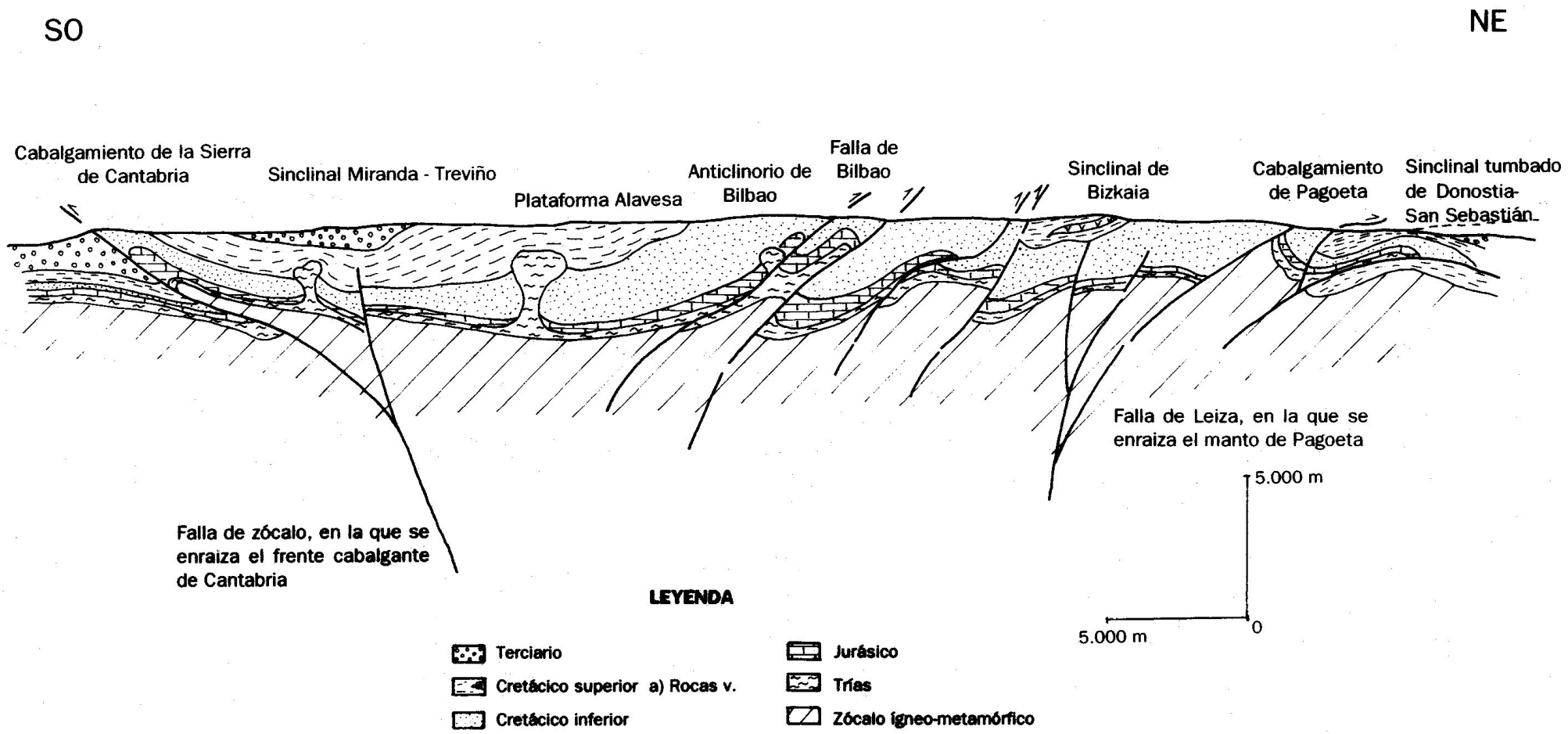


Figura 5.12.- Corte geológico general interpretativo de la Cadena Vascocantábrica.

- ***Anticlinorio norvizcaíno***. Su eje de dirección aproximada N120°E discurre entre el macizo paleozoico de Bortziri y el anticlinal de Gernika. Compuesto por materiales del Jurásico y Cretácico inferior.
- ***Sinclinorio de Bizkaia o de Oiz-Punta Galea***. Ocupa el sector central del Arco Vasco. Se extiende con dirección N120°E entre la Falla de Leiza y Getxo. Sus materiales son principalmente del Cretácico superior y del Paleógeno.
- ***Anticlinorio de Bilbao***. En él afloran principalmente materiales del Cretácico inferior. Paralelo a los anteriores conjuntos, se extiende aproximadamente desde la zona de Castro-Urdiales (Cantabria) hasta la Sierra de Aitzgorri, en los confines de Álava, Navarra y Gipuzkoa.
- El Dominio Navarro-Cántabro o Bloque Alavés. Zona de suave plegamiento situada al sur de la CVC, representada ampliamente en Álava. Comprende materiales del Cretácico superior y Terciario, así como intrusiones diapíricas del Keuper.
- El Dominio Peri-Asturiano o Bloque Santanderino. Situado en parte de las provincias de Cantabria, norte de Burgos y Palencia. Sus afloramientos son mayoritariamente del Triásico, Jurásico y Cretácico inferior. No queda comprendido en la CAPV.
- Bloque Navarro o Zona Surpirenaica. Situado al este de la alineación de diapiros navarros (expresión superficial de la Falla de Pamplona). Está constituido por materiales cretácicos y terciarios. No se engloba en la CAPV.

Esta división estructural en grandes conjuntos o dominios puede ser matizada ahondando en la extensión y funcionamiento de estructuras de rango mayor que han jugado un importante papel en la orogenia alpina y, en la mayoría de los casos, de manera sinsedimentaria en etapas previas. Estas estructuras son en su mayoría, líneas de fractura que individualizan unidades estructurales con características diferenciadoras y con materiales sedimentarios de historia evolutiva similar. A su vez, siempre que la cantidad de datos lo ha permitido, estas unidades se dividen en sectores cuyos límites son estructuras importantes pero de menor extensión.

Las Unidades estructurales en que se ha dividido la Cadena Vasco-Cantábrica, concretamente la parte correspondiente a la Comunidad Autónoma del País Vasco, son las siguientes (figura 5.13):

-Unidad de San Sebastián. Bloque de Ereñozu. En él se integran los materiales paleozoicos del macizo de Bortiziri (Cinco Villas) aflorantes en la

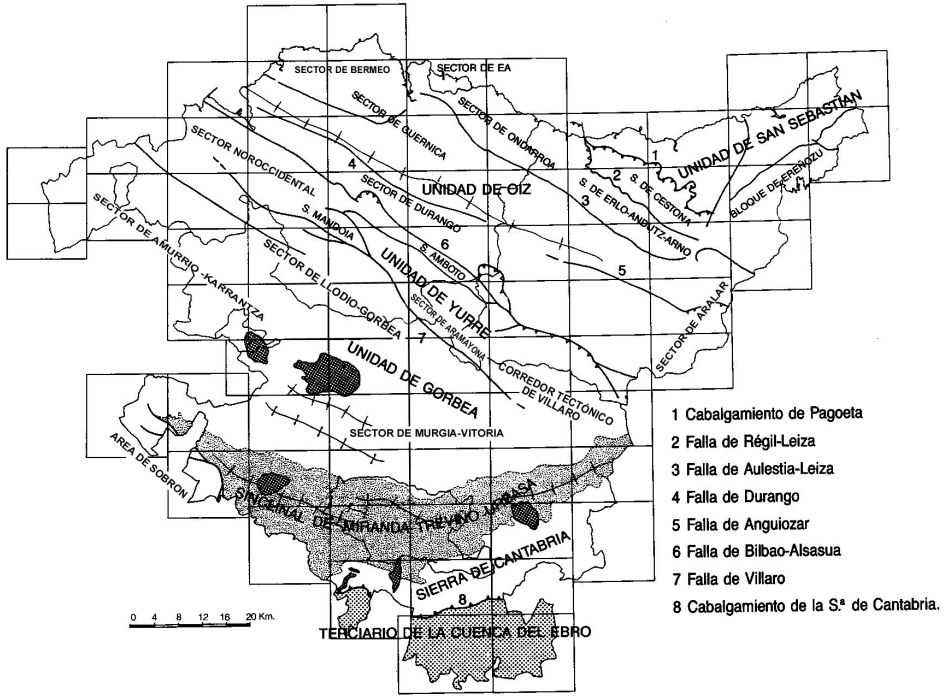


Figura 5.13.- Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco

CAPV, y materiales mesozoicos y cenozoicos inmediatamente circundantes. Sus límites son las fallas de Ereñozu y Elatzeta, la falla del río Oria y la falla de Leiza.

-Unidad de San Sebastián. Comprende el Monoclinal de San Sebastián y la zona de gran deformación al sur de éste. Su límite norte se situaría en el "offshore" cantábrico, siendo sus límites meridionales el cabalgamiento de Pagoeta y las fallas de Ereñozu y Elatzeta. Corresponde a la parte nororiental del Arco Vasco de FEUILLÉE y RAT (1971).

-Unidad de Oiz. Coincide aproximadamente con el resto del Arco Vasco. De organización compleja, se divide en varios sectores. Sus límites son: al norte, el cabalgamiento de Pagoeta y su continuación aproximada en el "offshore" cantábrico; al sur, la falla de Bilbao-Alsasua.

-Unidad de Yurre. Coincide aproximadamente la zona axial del anticlinorio de Bilbao, inmediatamente al sur de la falla de Bilbao-Alsasua. Su límite meridional lo constituye el sistema de fracturas que constituye la falla de Villaro o corredor de Villaro.

-Unidad de Gorbea. Se corresponde con el Dominio Navarro-Cántabro o Bloque Alavés de FEUILLÉE y RAT (1971). Limita al norte con la Unidad de Yurre y al sur con la Cuenca del Ebro.

-Franja Karrantza-Llanada Alavesa. Comprende la parte septentrional de la Unidad de Gorbea. Constituye una serie monoclinal buzante al sur, que coincide aproximadamente con el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao.

-Sinclinal de Miranda-Treviño. Estructura plegada situada al sur de la anterior y compuesta por materiales terciarios. Sus límites con la Plataforma Alavesa y la Sierra de Cantabria son estratigráficos, tomándose como tal la discordancia basal del Maastrichtiense.

-Sierra de Cantabria. Franja meridional del Dominio Navarro-Cántabro de FEUILLÉE y RAT (1971). Constituye el límite sur de gran parte de la Cadena Vasco-Cantábrica.

-Unidad de la Cuenca del Ebro. Situados al sur del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, los materiales terciarios poco tectonizados que conforman esta unidad constituyen el antepaís de la cadena de plegamiento.

5.4.3. Unidad de San Sebastián. Bloque de Ereñozu

Se trata de la unidad más antigua de la CAPV, ya que está constituida principalmene por materiales paleozoicos (Carbonífero-Devónico) del macizo de Bortziri o Cinco Villas. Limita al norte con la Unidad de San Sebastián (*s.s.*) y al sur con los sectores de Zestoa, Erlo y Aralar, todos ellos de la Unidad de Oiz (figura 5.14).

Las características estructurales del Paleozoico de esta zona son necesariamente complejas debido, tanto a la superposición de las Orogenias Hercínica y Alpina, como a la deformación adicional de bóveda producida por el "stock" granítico de Peñas de Aia.

La falla de Leiza aparece pues, en el extremo sur de la Unidad, como un accidente de primera magnitud, que lleva una dirección aproximada N 100°

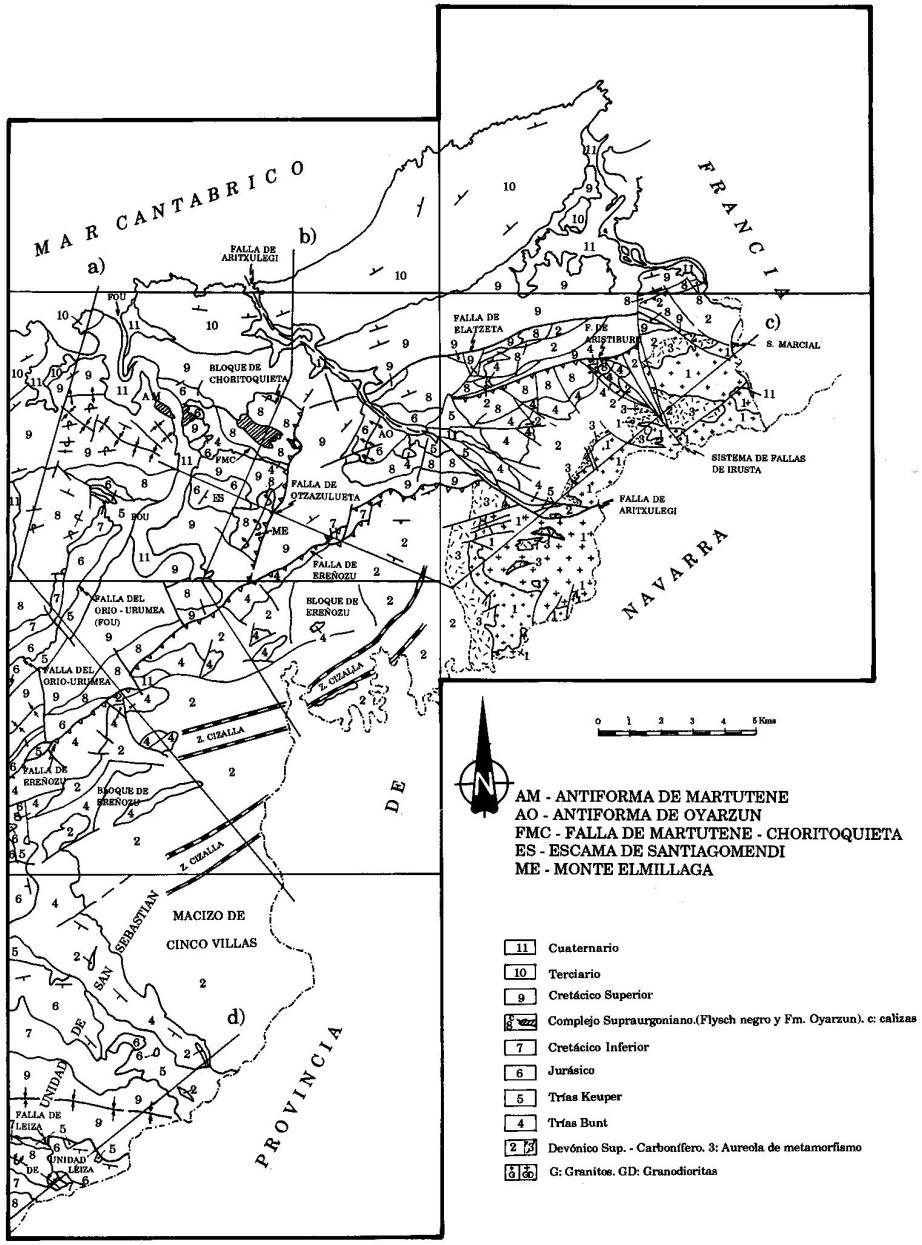


Figura 5.14.- Esquema tectónico del extremo nororiental de la CAPV

EVE Ente Vasco de la Energía

E. Está retocada por fracturas posteriores, de dirección NE-SO y NO-SE, y se encuentra jalonada por afloramientos de ofitas, de Trías-Keuper y de pizarras del Paleozoico.

La geometría y el juego con que se manifiesta actualmente la falla, llevan a interpretarla como una falla inversa. Este carácter ha sido adquirido probablemente durante las condiciones existentes en la primera fase de deformación alpina, de fuerte vergencia al norte; pero, como ya se ha apuntado, este juego debió ser posterior a otros, seguramente de desgarre, en los que se facilitó el arrastre de rocas del manto superior/corteza inferior. Asimismo, este hecho provocó un gradiente térmico anormalmente alto que ocasionó un metamorfismo de carácter dinamotérmico en una banda ceñida al recorrido de la falla (manto de los mármoles, de LAMARE, 1936), cuyas dimensiones son variables, entre varios cientos de metros y algunos kilómetros (en Navarra).

El metamorfismo detectado en el área cartografiada no pasa de grado bajo (epizona), como ha sido expuesto mediante un estudio de la cristalinidad de la illita, por ZUAZO (1986).

Al norte de la falla de Leiza no se observan estructuras claramente vergentes al norte, o al menos no aparecen flancos invertidos, sino siempre sucesiones en flancos normales, de pliegues no esquistosos, cuyo núcleo está ocupado por materiales triásicos (nivel de despegue) o, se apoyan sobre el paleozoico de Cinco Villas en contacto discordante.

Únicamente al norte de la falla de Leitza se pueden observar directrices N 70° E (anticlinal de Berrobi-Belaunza) que se corresponden con las de la rama oriental del Arco Vasco (FEUILLÉE y RAT, 1971). El cambio de dirección de las estructuras de una rama a otra del Arco Vasco, se ha interpretado como el resultado de los arrastres que sobre la cobertera mesozoica provocaría un desgarre sinistral profundo, de acuerdo con RIAZA, 1984.

Existe un accidente de disposición paralela a la falla de Leitza, que limita al norte la depresión intermedia (puerto de San Antón) y que se continúa hacia Navarra. Este accidente llega a sacar alguna cuña de materiales paleozoicos, pero se pierde rápidamente hacia el oeste, entre materiales del Trías Keuper.

Otras fracturas de menor importancia que afectan a la cobertera mesozoica, son las de dirección NE-SO de salto en buzamiento y plano muy vertical, que aparecen con una notable densidad en la zona del monte Gaztelu.

La falla inversa de Ereñozu y Mangonea. La falla de Ereñozu limita el borde noroeste del macizo de Cinco Villas (Bortziri). Se trata de una falla inversa de dirección N 60° E cuyo plano buza aproximadamente 40° SE. Presenta gran continuidad lateral, chocando al NE con la falla de Aritxulegi y amortiguándose al SO en los materiales del Trías Keuper del sector de Villabona. Se trata, por tanto, del límite NO del Bloque de Ereñozu. Este, es el resultado directo de la compresión al SE del zócalo que, mediante la falla de Ereñozu se ha desplazado hacia el NO. Su mayor salto debe producirse en las inmediaciones de Ereñozu, donde pone en contacto materiales paleozoicos con el "flysch del Cretácico superior". La magnitud del salto es difícil de evaluar, ya que los materiales en este área sufren bruscos cambios de potencia así como importantes discordancias entre las diferentes formaciones. No obstante, se estima un salto cercano a los 2000 metros. No son muchos los puntos en los que se puede observar esta falla. Al sur, en las proximidades del río Leizaran se puede observar en la trinchera del gaseoducto, donde aparecen inyectados varios cuerpos microgranudos de naturaleza básica. Otro punto de observación se encuentra situado al norte de Ereñozu en la pista que va de Larrain al caserio de Akola. La falla de Mangonea está íntimamente relacionada con esta. Se trata de una falla de componente inversa, pero con un salto mucho menos importante que la anterior.

La falla de Aritxulegi. Se trata en realidad de un amplio corredor tectónico, formado por varias escamas tectónicas y brechas, de dirección E-O, que pasa a NO-SE en la zona de Ergoien. Donde han podido verse superficies de falla, estas buzan entre 50° y 70° al sur. Es un accidente con importante componente de desgarre dextroso (en torno a los 2 km), así como salto inverso de cierta consideración. Probablemente se formó a favor de un importante "graben" sinsedimentario (figura 5.15).

La falla de Elatzeta. Se trata de una fractura de dirección aproximada E-O a ENE-OSO y buzamiento hacia el sur. Tiene salto inverso (ver corte geológico I-I' del cuadrante de Irún-Ventas, 65-I y III), aunque probablemente se encuentre asociada a un complejo sistema de fallas de desgarre. Es bastante probable que sea una falla originada por la reactivación de antiguas fracturas sinsedimentarias, ligadas a la formación del paleoalto de San Narciso-Zubelzu (ver figura 5.15). No es posible conocer la magnitud del salto, debido a los bruscos cambios de potencia e importantes discordancias

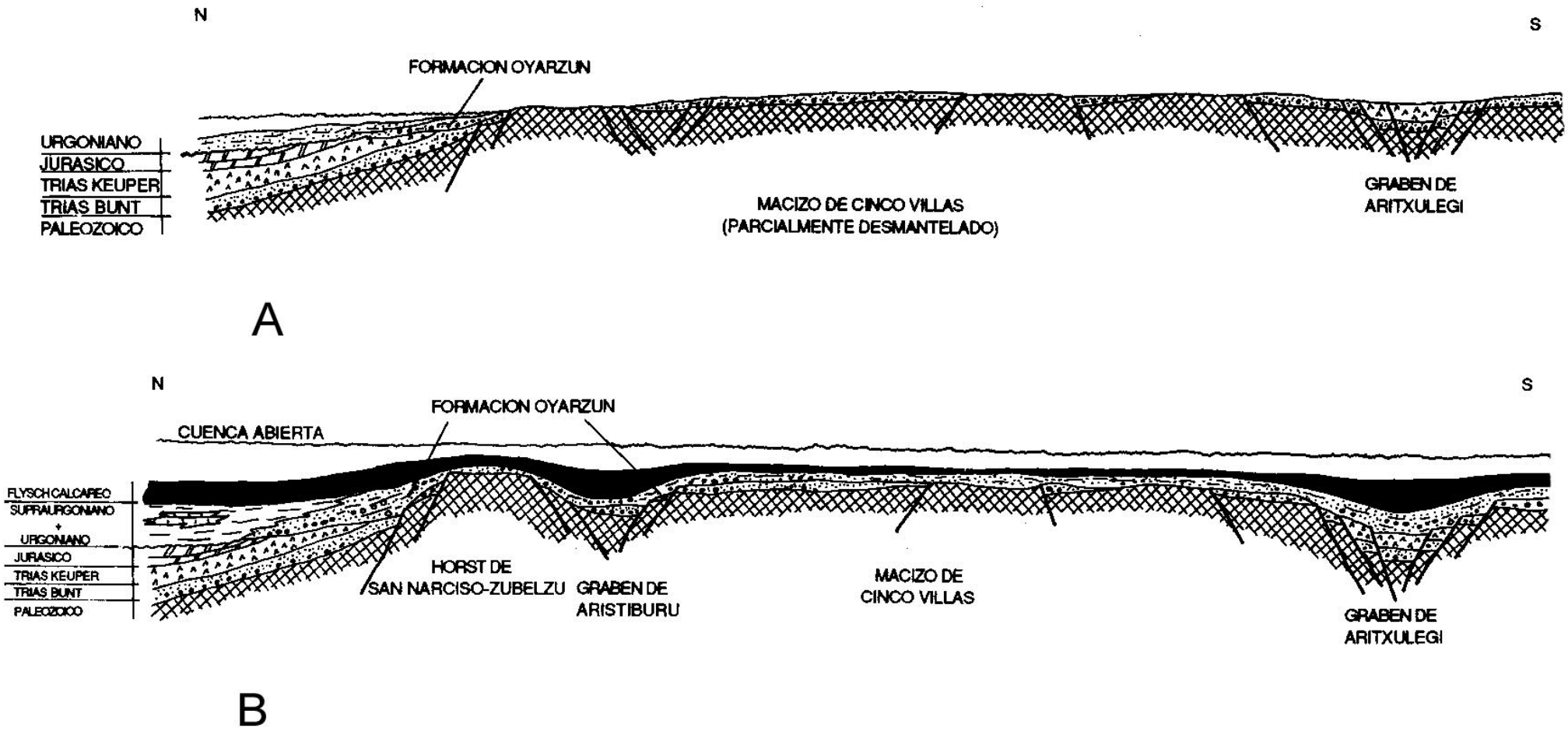


Figura 5.15.- **A. esquema tectosedimentario de la zona noroeste del Macizo de Cinco Villas en el periodo Aptiense. B. Esquema tectosedimentario de la zona noroeste del Macizo de Cinco Villas en el Cretácico superior.**

entre las diferentes formaciones, pero sin duda deben superarse 150 metros.

Fallas de Aristiburu y Altamira. Estos accidentes limitan un "graben" tectónico, donde los materiales mesozoicos han sido deformados entre los bloques paleozoicos de Cinco Villas y San Narciso-Zubelzu dando lugar a un supuesto sinclinal muy apretado (ver corte geológico I-I', del cuadrante de Irún-Ventas). La primera de ellas es subparalela a la falla de Elatzeta, en tanto que la segunda se interpreta como una falla retrovergente producida por el ascenso del macizo de San Narciso-Zubelzu. En ambos casos el salto es muy difícil de precisar.

Sistema de fallas de San Marcial. Se trata de un sistema de fracturas de dirección NO-SE, y probable buzamiento al NE, relacionado con la terminación occidental de la falla de Pitiers. Su desarrollo ha estado condicionado por la existencia de un "graben" sedimentario, situado entre los macizos paleozoicos de San Marcial y Cinco Villas, donde se depositaron materiales del Cretácico superior, que actualmente presentan un grado de deformación muy importante (figura 5.15). El movimiento principal de este sistema de fallas es, posiblemente, de desgarre destro.

Sistema de fallas de Irusta. Este sistema está integrado por, al menos, seis fracturas que afectan tanto al granito, como a su cobertera. Todas ellas tienen una dirección NO-SE a NNO-SSE y buzamiento variable entre 50° y 70° al NE. Hacia el sureste, todas ellas confluyen en una sola fractura que continúa hacia Navarra, fuera ya de los límites de la CAPV. Parecen estar relacionadas con otros importantes sistemas de fracturas, igualmente de dirección NO-SE y buzamiento al NE, que afectan al granito de Peñas de Aia y cuya continuación fuera del granito resulta extremadamente difícil de precisar (ver cartografía). Una de las características más importantes de estos accidentes es que, frecuentemente, van acompañados por un relleno de siderita con sulfuros accesorios.

La deformación continua en la cobertera mesozoico-terciaria es relativamente escasa en comparación con las fracturas. En el monte Auzisko se puede observar un sinclinal tumbado de vergencia norte. Al norte de Ereñozu se ha cartografiado una estructura anticlinal en cuyo núcleo afloran areniscas y conglomerados de la "Formación Oyarzun". Parte del flanco norte de esta estructura se encuentra cortada por una fractura de dirección N 80° E.

Bandas de cizalla compleja. Se han cartografiado al sur de Pagoaga y en el monte Kaumene, ambas en el cuadrante de Andoain (64-IV). Se trata de zonas con deformación principalmente hercínica, aunque posiblemente sus últimos movimientos sean tardihercínicos o, incluso, alpinos. Presentan unas directrices N 60-70° E, que vienen a coincidir con las directrices generales de las deformaciones alpinas en esta rama del Arco Vasco. Al sur de Pagoaga, se han cartografiado diversas cuñas de conglomerados y areniscas pertenecientes a la base del Trías Buntsandstein, elongados según las directrices generales de la banda. Se trata de bandas de cizalla complejas, de 600 a 750 metros de potencia, cuyas deformaciones principales están constituidas por bandas de 1 a 5 metros de potencia, de cizallas frágil-dúctil de buzamiento variable (en ocasiones subhorizontales o curvadas) que llevan asociados pliegues laxos de plano axial subvertical y en ocasiones pliegues métricos cilíndricos. Presentan abundantes exudaciones de cuarzo e incluso inyecciones de cuerpos ígneos de naturaleza básica a través de planos de debilidad. Las directrices de las cizallas y pliegues, coinciden por lo general con las directrices generales de las bandas (N 60-70° E); no obstante se han medido dentro de éstas diversos pliegues y fracturas de direcciones N 25-45° E, probablemente vestigios de movimientos precedentes.

5.4.4. Unidad de San Sebastián

5.4.4.1. Introducción

Esta unidad estructural ocupa el extremo nororiental del Arco Vasco (*sensu* FEUILLÉE y RAT, 1971). Su característica principal viene dada por la presencia de pliegues, formados en varias fases de deformación post-eocena, con superficie axial subhorizontal, que en ocasiones son isoclinales. Por ejemplo, la estructura deducida para este dominio en el cuadrante de Zarautz es la de un gran pliegue de superficie axial subhorizontal que implica a todos los materiales aflorantes (figura 5.16). Esta estructura, de acusada vergencia norte sugiere el carácter alóctono de esta unidad que se debe superponer a otra no aflorante. Es decir probablemente existirá un cabalgamiento "basal" cuya traza debe aflorar en el "offshore" cantábrico, al norte de Zarautz, cuya traza en esta zona formaría el límite septentrional de la unidad.

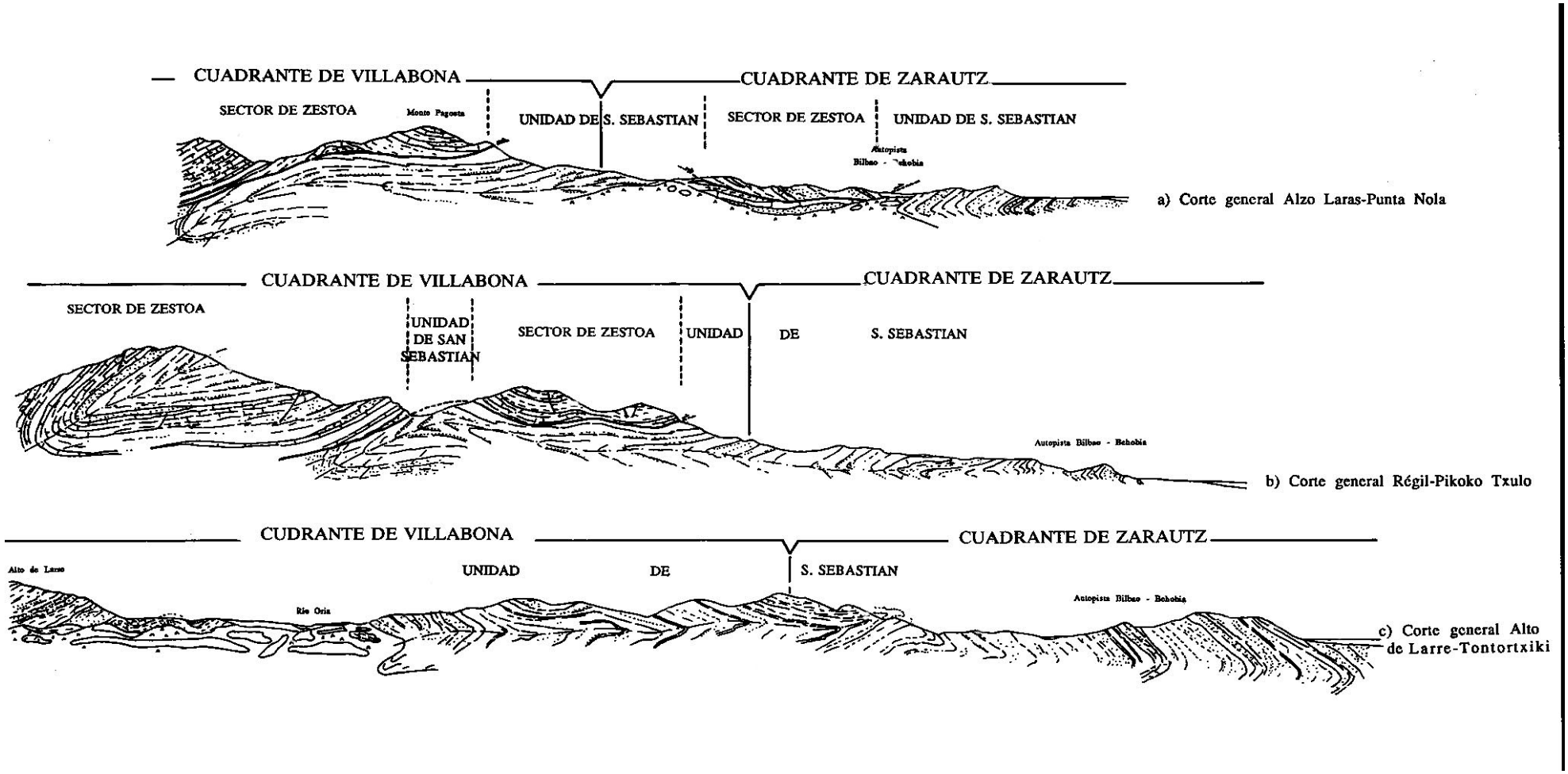


Figura 5.16.- Cortes estructurales generales

EVE Ente Vasco de la Energía

En una segunda etapa de deformación, mucho menos importante, aunque no menos evidente, se originaron pliegues de interferencia cuyos ejes son, aproximadamente N 165° E (ver esquema estructural de la figura 5.10). Estos pliegues generan interesantes figuras de interferencia ("gancho" de calizas de Zárate y disposición en "caja de huevos" que presentan los pliegues del cuadrante noreste de la hoja 1:25.000 de Villabona). El límite suroriental de este dominio lo constituye la falla de Ereñozu, siendo el cabalgamiento de Pagoeta, su límite suroccidental. Destaca la presencia de los bloques alóctonos de Indamendi y Zarautz relacionados con el cabalgamiento de Pagoeta y que se disponen sobre las series de esta Unidad.

En esta zona del Arco Vasco se produce la incurvación de las direcciones estructurales generales del área, pasando de la dirección regional N110-120°E a N60-70°E.

- Según RAT, 1959. En el sector se ponen de manifiesto dos fases de compresión. La primera origina las estructuras N 120° E. La segunda, casi perpendicular, origina el cabalgamiento hacia el noroeste del macizo de Bortziri (Cinco Villas) y la torsión de las estructuras.

- MANGIN y RAT, 1961. Diferencian dentro del Arco tres grandes conjuntos morfoestructurales: la banda monoclinal costera; el arco anticlinal y el Sinclinorio de Bizkaia. Señalan como un límite estructural bien definido el límite occidental de los macizos paleozoicos vascos, que únicamente afloran en la rama oriental del Arco.

- FEUILLÉE y RAT, 1971. Tratan con detalle este aspecto e indican que: en el Eoceno superior el Arco Vasco ya está plegado y sin duda desgarrado de su primitiva continuidad con la cadena pirenaica; al mismo tiempo, bajo los efectos de compresiones más intensas en su parte oriental, toma su curvatura".

- CAMPOS, 1979, cuyos estudios de carácter tectónico-estructural son los más completos en el sector cita: "A nuestro entender, se trata de dos direcciones tectónicas independientes, sin que exista un verdadero arqueamiento progresivo de unas a otras. Mientras que las estructuras NO-SE son coherentes con el acortamiento general de la Cuenca Vasco-Cantábrica las estructuras N 60° E parecen guardar relación con accidentes del substrato de historia compleja y probablemente responsables del trazado paleogeográfico. La cronología relativa de estos dos sistemas de accidentes no es claramente deducible y es muy posible que ambos sistemas de estructuras sean casi contemporáneos, representando el de dirección N 60° E una adaptación al borde del bloque paleozoico sobreelevado".

- RIAZA, 1984 indica que tanto el Arco Vasco como el Santanderino tienen una génesis común y resume lo siguiente: "En el marco de la formación del Golfo de Bizkaia, la existencia de fallas de dirección aproximada N 20° E ha sido evidenciada desde hace tiempo. El papel que jugaron estas fallas durante la apertura, viene ligado al movimiento de traslación de la península con respecto a Europa, momento en que actúan como fallas normales. Durante la etapa de compresión y cierre parcial del Golfo de Bizkaia estas zonas de fractura se comportan como fallas de desgarre produciendo incurvaciones de las direcciones estructurales por arrastre de los sedimentos superficiales: Arco Santanderino y Arco Vasco".

Esta variedad de hipótesis es el reflejo del grado de incertidumbre que existe con respecto a este tema. No obstante, la hipótesis que explica más satisfactoriamente los datos cartográficos es la de RIAZA, 1984. Vamos a apuntar una serie de hechos que la apoyan:

1.- La estructura deducida para este sector del Arco Vasco (cuadrantes de Villabona, 64-III, y Zarautz, 64-I) y del margen cantábrico está constituida por un apilamiento de escamas o unidades tectónicas superpuestas. Esto es coherente con la existencia de un margen plegado causado por la subducción de la placa europea bajo la ibérica.

2.- El ángulo que forman las directrices en este sector es mucho más acusado que en la totalidad del Arco, tomado en su conjunto. Es decir, aparece un amortiguamiento de los arrastres hacia el norte.

3.- Existe un arqueamiento progresivo de todos los elementos: estratificación y esquistosidad, así como de todas las estructuras lineales: ejes de pliegues e incluso paleocorrientes. Con objeto de poder visualizar este arqueamiento progresivo se han señalado en la cartografía una serie de líneas estructurales. El trazado de estas líneas recuerda perfectamente los arrastres que puede producir un desgarre sinistral de dirección aproximada N 20° E.

Con estos datos se ha señalado, en el esquema estructural de la figura 5.10, la traza deducida de dos importantes desgarres del zócalo N 20-30, que afectan al borde de la placa cabalgante y que se prolongan hacia el sur

en los materiales más rígidos y profundos de la placa ibérica, produciendo una arrastre general, en el caso de la más occidental, e incluso importantes salidas de material triásico, como es el caso de la supuesta falla del río Oria. Abundando en esto último, ya no parecen "casualidades geológicas" los afloramientos triásicos de San Pedro (cuadrante de Villabona, 64-III) e incluso el "diapiro de Zarautz", que ocupan una posición "crítica" justo en la zona de inflexión del arco. Al menos su relación espacial con estos accidentes profundos parece quedar clara.

5.4.4.2. El diapiro y el "klippe" (isleo tectónico) de Zarautz.

A continuación se discutirán con detalle dos estructuras diferentes, aunque igualmente polémicas y relacionadas entre sí. Las dos se sitúan en el sector occidental de la Unidad de San Sebastián y son las que provocan las complicaciones cartográficas locales que se observan en este sector. Algunos de los antecedentes que existen al respecto son:

- Los primeros trabajos regionales (LAMARE 1936, RAT 1959) no hacen alusión a estas estructuras, que tampoco tienen reflejo en estas cartografías.

- JEREZ MIR (1968), cita por primera vez "... un isleo tectónico en las inmediaciones meridionates de Zarautz y perturbaciones de la cadena terciaria costera, justo en el entorno frontal del manto aludido".

- En la cartografía del territorio histórico de Gipuzkoa a escala 1:50.000 de JEREZ MIR *et al.* (1971) se refleja cartográficamente esta estructura.

- En la Hoja MAGNA de S. Sebastián (1973) estos materiales no se consideran como un isleo, y se cita: ..."Es el estudio de su borde N el que nos ha decidido por la autoctonía ya que el Complejo Urgoniano del corazón del afloramiento queda soterrado en esa vertiente bajo el Terciario".

- Con la realización de los sondeos de la autopista Bilbao-Behobia (Europista, CESA) se pone de manifiesto por primera vez la existencia de un diapiro de Keuper oculto bajo el Cuaternario de la depresión de Zarautz.

- El informe de Euroestudios (1975) utiliza estos datos e incluye una cartografía a escala 1:5.000, y se realizan nuevos sondeos mecánicos. Cita ... "la presencia de un diapiro localizado bajo la llanura de Zarautz...".

- JORG HANISCH, en diversos trabajos desde el año 1974, se dedica monográficamente a estudiar el diapiro de Zarautz. Es sin duda el autor que más exhaustivamente estudia el tema, y emite la hipótesis más aceptada hasta la actualidad, quizás por no existir otra. Los aspectos fundamentales de esta hipótesis son:

1. El diapiro de Zarautz alcanzó ya el fondo marino durante el Paleoceno. Esta afirmación la basa en varios puntos fundamentales:
   -El color rojo de las series Maastrichtienses-Danienses.
   -La presencia de brechas y conglomerados en el Maastrichtiense-Daniense, que atribuye a un efecto de extrusión submarina de masas diapíricas.
   -Los cambios de potencia de las series en las inmediaciones del diapiro.
   -El patrón de paleocorrientes.
2. El isleo tectónico de Zarautz es un klippe "alojado" en el diapiro. Posteriormente se revisará punto por punto esta hipótesis.

- Incidiendo de nuevo en el tema, HANISCH (1978), compara este diapiro "sinsedimentario" con el conocido "Sigs bee knoll" del Golfo de Méjico.

- HANISCH y PFLUG (1974), estudian de manera monográfica las brechas y conglomerados, que suponen asociadas a la actividad del diapiro durante el tránsito Cretácico-Terciario. Afirman que estos conglomerados se han formado y redondeado durante el movimiento ascendente del diapiro de Zarautz.

- KRUIT *et al.* (1975), admiten esencialmente la hipótesis de HANISCH, aunque apuntan como una alternativa, que los materiales mesozoicos del "isleo" pueden representar únicamente un bloque de materiales autóctonos arrastrados por el efecto de ascenso del diapiro.

- CAMPOS (1979), cita que: "...la geometría de la estructura de Zarautz puede ser explicada por efectos de un diapirismo más o menos complejo en el detalle, sin necesidad de invocar a la aloctonía del Cretácico inferior"; y en otro punto: "...la disposición de los horizontes invertidos sugiere que haya sido originada por el propio movimiento ascensional y perforante de la masa salina".

- VAN VLIET (1982), admite sólo en parte la hipótesis de HANISCH y plantea numerosas dudas al respecto: "...así pues, existen algunas incertidumbres acerca de la naturaleza del diapiro marino "intracuencal" de HANISCH".

- ROSELL *et al.* (1985) admiten la presencia de un diapiro sinsedimentario basándose en el "onlap" detectado en algunas de las secuencias deposicionales por ellos definidas para este sector.

Como puede verse, se trata ciertamente de una estructura polémica, y la confusión creada al respecto tiene su fundamento en dos causas mayoritariamente: la ausencia de datos cartográficos de detalle, no sólo de esta área, sino de su entorno; y el desconocimiento debido a la no integración de los datos regionales (series, litologías...).

La hipótesis de **HANISCH** es, por el momento, la más elaborada y, generalmente, la más aceptada. La idea básica es que el diapiro alcanzó ya el fondo del mar durante el final del Cretácico. Sin embargo, basa esta afirmación en unas premisas que son falsas o inexactas. Veamos:

1. Atribuye el color rojo de las margas del Maastrichtiense a la difusión y redepósito en el fondo marino de los materiales del Keuper. Como es sabido, esto es inexacto: el color rojo en estas series es un rasgo de carácter regional a la escala de la Cuenca, que puede interpretarse como resultado de una sedimentación lenta, marina profunda (pelágica).
2. Asocia las brechas y conglomerados del Maastrichtiense-Daniense de Orio a la extrusión submarina de masas diapíricas, es decir, que se han formado durante el ascenso de una masa evaporítica. Conglomerados similares de la misma edad se encuentran en numerosos puntos de la Cuenca (Bergara, Ermua, monte Oiz, etc), y no únicamente rodeando a masas diapíricas. Su significado es otro muy distinto y hay que invocar, entre otras causas, la erosión de una plataforma adyacente (ver capítulo de Sedimentología, donde se interpreta el significado de estos conglomerados).
3. Fundamenta gran parte de sus afirmaciones en los cambios de potencia de las series en las inmediaciones del diapiro. Estos cambios, sin embargo, son siempre muy pequeños (cita cambios en medidas parciales de 11,5 a 11,0 metros; de 14,70 a 14,45 metros) que en cualquier caso pueden ser asumibles al error propio del método de correlación "de campo", especialmente en estas zonas tan recubiertas. Además, la correlación de las series a uno y otro lado de la depresión de Zarautz no es, ni mucho menos, evidente. Estos pequeños cambios, si los hay, no dejan de ser normales en este tipo de sedimentación.
4. El patrón de paleocorrientes del área (ver capítulo de Sedimentología), con varias fuentes de aporte, no hace pensar en absoluto en la existencia de un relieve sinsedimentario relevante, ya que no se produce ninguna perturbación por la que sea necesario invocar esta morfología.

Una vez revisados los antecedentes y las hipótesis más importantes, se expondrán una serie de argumentos:

1.- Los materiales del Cretácico inferior situados al sur de Zarautz constituyen un isleo tectónico. Su disposición cartográfica no deja lugar a dudas. Estos materiales forman parte de una unidad alóctona, cuyo desplazamiento hacia el norte provoca importantes pliegues de arrastre en los materiales infrayacentes (ver figura 5.16).

2.- El ascenso y perforación del diapiro es post-Eoceno. Resulta evidente a la vista de la cartografía y las líneas estructurales dibujadas ayudan a comprender mejor este hecho. La deformación que muestran las series es la típica de un empuje vertical, de manera que las capas y las líneas estructurales dibujan dos "domos", uno al norte del isleo y otro al sur de éste (domo de Laurgain). La existencia del domo oculto de Laurgain viene además corroborada por un pequeño asomo de Trías (ver cartografía y figuras 5.16 y 5.17).

3.- La superficie axial de los pliegues de arrastre aparece plegada, adaptándose a la forma del diapiro. Este hecho proporciona una cronología relativa.

Basándose en esto, es posible afirmar que el ascenso y perforación del diapiro es posterior a la traslación del cabalgamiento, provocando un empuje vertical y deformando las series ya plegadas. A partir de aquí se pueden emitir dos hipótesis, una un tanto "simplista" (el hundimiento/ colapso y disolución posterior de la bóveda es la causa de la preservación de un "retazo" del cabalgamiento a baja cota) y otra, que probablemente se ajuste más a la realidad de los hechos observados y a la dinámica de la tectónica salina. Los puntos fundamentales de esta hipótesis vienen esquematizados en la figura 5.17.

5.4.4.3. Estructuras de la zona oriental

Las antiformas de Martutene y Oiartzun. Estas dos estructuras localizadas en el cuadrante de San Sebastián (64-II), cuya última actividad ha sido sin duda tardía (como lo demuestra el giro de la esquistosidad en la antiforma de Oiartzun y los repliegues de superficies axiales en la de Martutene), debieron constituir desde muy antiguo (probablemente desde el Jurásico terminal, y con toda seguridad desde el Albiense) antiformas o umbrales previos, como lo demuestran las relaciones sedimentarias, que

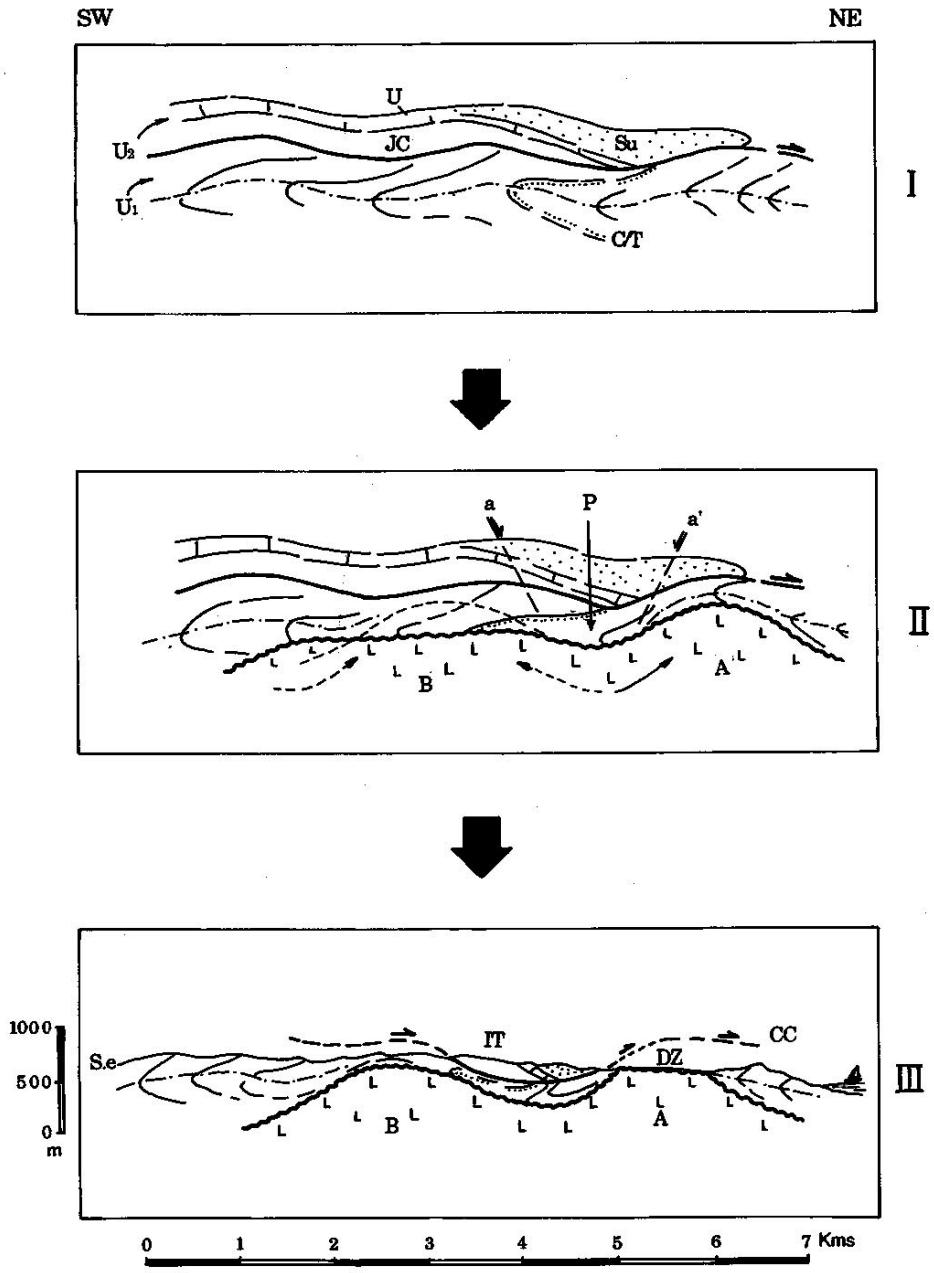


Figura 5.17.- Esquema evolutivo del "klippe" y del diapiro de Zarautz

I. Fase principal de deformación. Creación de grandes estructuras al norte y empilamiento de la U_2 (Unidad de Oiz, sector de Zestoa) sobre la U_1 (San Sebastián). Una fase de deformación posterior pliega la superficie de corrimiento y la superficie axial de los pliegues de arrastre.

C/T Tránsito Cretácico - Terciario
Su Supraurgoniano
U Urgoniano
JC Jurásico + Cretácico inferior

II. Etapa de intumescencia. En relación con la actividad tardía de desgarres sinistrales de zócalo, que provocaron la inflexión del Arco Vasco, se produce un ascenso de material salino. Junto a una primera intumescencia (A) se forma un sinclinal debido a la migración de la sal hacia ésta, lo que provoca un mayor gradiente de presión (P) que hace migrar la sal hacia el centro de la intumescencia. Este efecto se produce también en el sentido inverso, formándose otra intumescencia a sur de la primera (B), dibujada a trazos. La deformación que provoca este sinclinal "interintumescencias" hace que un trozo de la U_2 (el comprendido entre las fracturas a y a') quede "alojado" en él, a una cota más baja que el resto de la unidad.

III. Disposición actual. La situación a cota más baja ha permitido su preservación, mientras que el resto de la unidad cabalgante ha sido erosionada.

S.e. Superficie de erosión actual
IT Isleo tectónico de Zarautz
CC Cadena costera
DZ Depresión de Zarautz. constituye una cubeta de suberosión típica de climas húmedos en la que se ha erosionado el techo del diapiro, que queda recubierto por unos 30 metros de materiales plio-cuaternarios.
A Diapiro de Zarautz
B Domo de Laurgain (ver corte I-I' del cuadrante de Zarautz, 64-I)

EVE Ente Vasco de la Energía

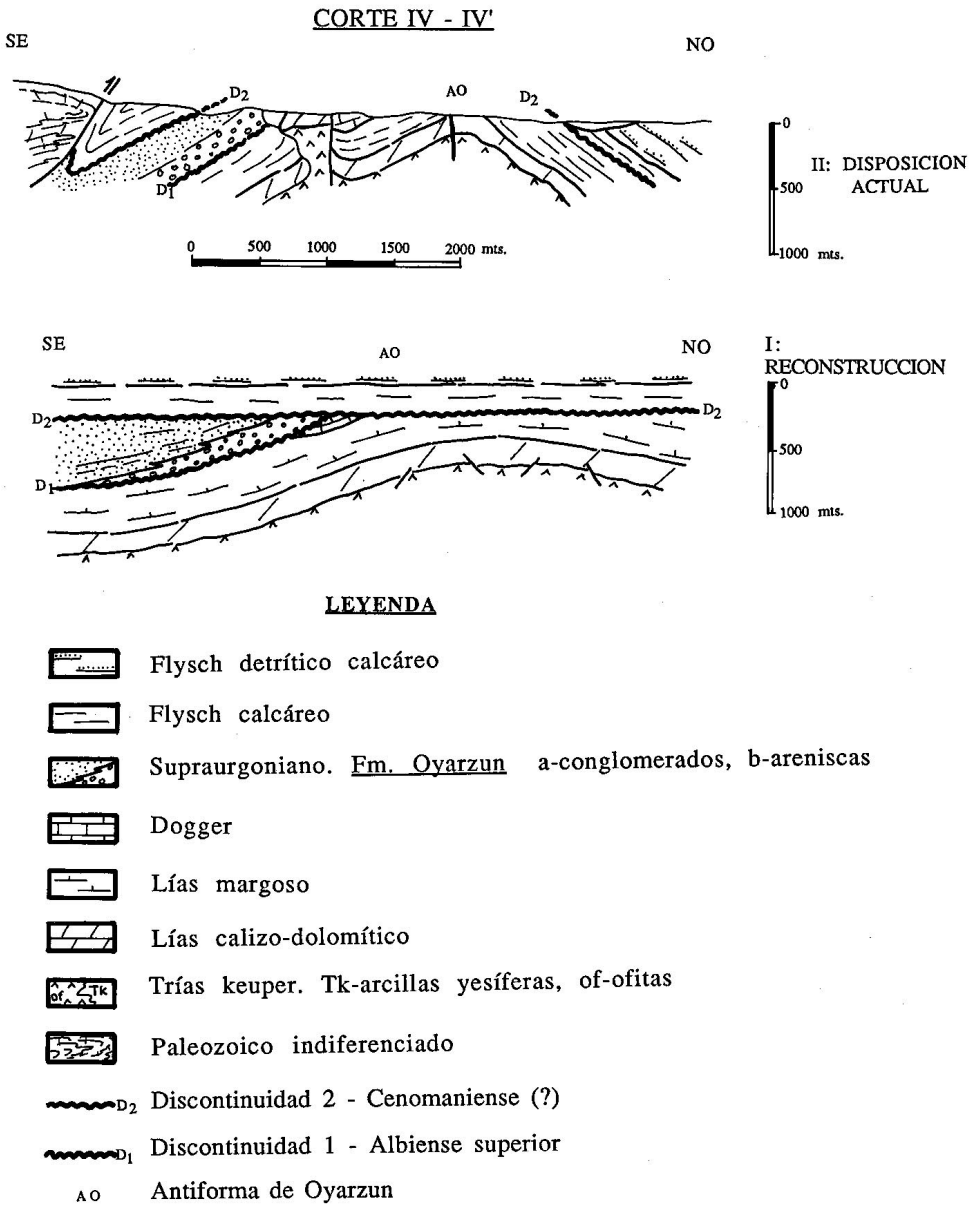


Figura 5.18.- Ejemplo de una estructura heredada: la antiforma de Oiartzun

evidencian paleoaltos muy acusados (figura 5.18). No es por tanto una casualidad que en la antiforma de Martutene las margas del Cenomaniense se apoyen de forma discordante sobre calizas de la formación Oyarzun. Lo que no es posible asegurar, es cual fue la causa de estos umbrales previos: pliegues laxos "tempranos", actividad diapírica (intumescencias) o fallas de zócalo, o bien si fue la conjunción de algunas de estas posibles causas. En cualquier caso, los materiales del Trías han llegado a "extruir" en el núcleo de ambas.

La zona de falla de Aritxulegi constituye una lineación muy importante que, desde la ría de Pasaia se extiende hacia el sureste a lo largo de varias decenas de kilometros. Al igual que ocurría con la falla de Oria-Urumea, se trata de una falla de zócalo con una actividad dilatada (sismo detectado en la ría de Pasaia el 19.3.1854 de intensidad V, catálogo del IGN, 1983), en la que actualmente se observa una cierta componente sinistral (ver en la cartografía los arrastres en sus inmediaciones; figura 5.19). Sin embargo, al igual que ocurría con la falla de Oria-Urumea se encuentran cambios significativos en las series a uno y otro lado de la falla, como es la reducción de potencias del Flysch del Cretácico superior: 500 metros al suroeste y 250 metros -e incluso menos- al noreste. No obstante, una característica llama poderosamente la atención: afecta más intensamente a los materiales cuanto más antiguos son éstos (aunque con algunos matices). Esto provoca una disminución visible de desplazamientos de sureste a noroeste de manera que, en los materiales paleozoicos del cuadrante de Irún-Ventas (65-I y III), el salto parece máximo, mientras que, como se puede observar en la cartografía, el desplazamiento en los materiales más modernos (Eoceno inferior) de la cadena costera es casi nulo. Dos pueden ser las interpretaciones más evidentes:

a) Se trata de una falla antigua (¿Hercínica?) que ha ido perdiendo actividad con el tiempo, quedando amortiguada y fosilizada de una manera continua y progresiva.
b) El salto se "resuelve" mediante el desplazamiento hacia el noroeste del bloque de Ereñozu en un momento determinado. Este hecho vendría confirmado por la desaparición de la falla de Ereñozu contra la falla de Aritxulegi en el cuadrante de Irún-Ventas (65-I y III).

La zona de falla de Oria-Urumea (figuras 5.10 y 5.19). Es un accidente de zócalo que continúa activo en la actualidad, como lo demuestra la serie

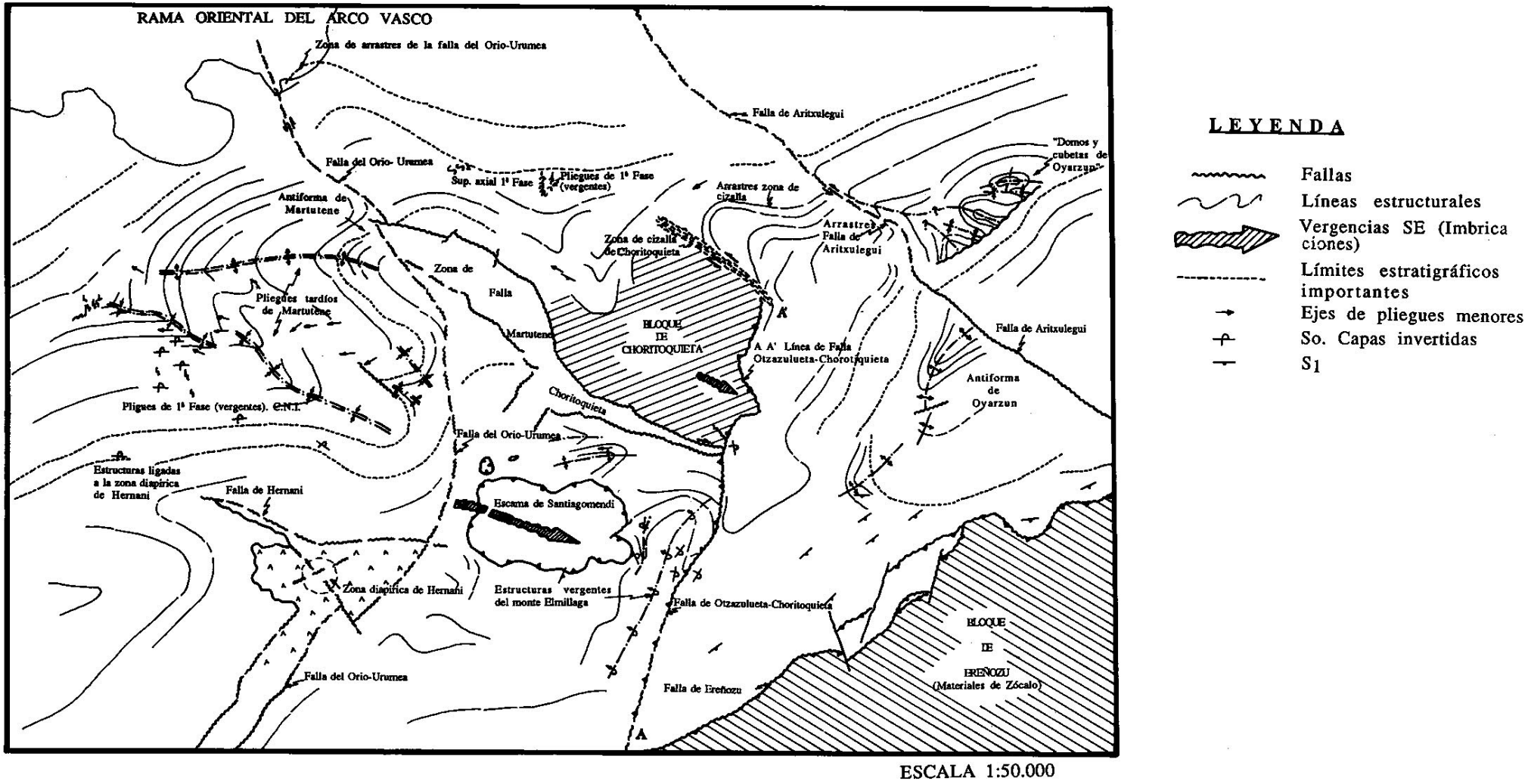


Figura 5.19.- Principales elementos estructurales del cuadrante de San Sebastián (64-II)

de sismos detectados en esta lineación: 14.12.1885; 24.12.1885; 29.1.1928 y 9.5.1935 (este último con una intensidad III), según el catálogo del IGN (1983). Esta falla presenta un salto que llega a ser en el extremo sur de más de 2.000 metros (disminuye hacia el norte), siendo el labio oeste el levantado. Tiene una componente de desgarre sinistral, como lo demuestran los arrastres de la cadena costera cerca de San Sebastián. En las inmediaciones de Hernani el Trías Keuper forma una estructura diapírica, en la zona de intersección de esta falla con la de Hernani (figura 5.19), que ha permitido la extrusión del material arcilloso-salino. Todas estas características no hacen sino confirmar los movimientos últimos de esta falla. Sin embargo, el cambio brusco de potencias del "Flysch" del Cretácico superior a ambos lados de la falla (1.200 metros al oeste y 500 metros al este), la discordancia erosiva del "Flysch" calcáreo sobre calizas urgonianas y el límite occidental de la formación Oyarzun coincidiendo con esta lineación, hablan de forma inequívoca de un funcionamiento, al menos intermitente, desde el Albiense, limitando un paleoalto al este y un surco hacia el oeste.

La falla de Easo. Pone en contacto calizas urgonianas con los materiales margosos del Lías. Presenta una dirección variable, girando de N 60° E a N 15° E y buzando unos 45° al sureste. Se trata de una fractura íntimamente relacionada con la extrusión del Trías Keuper a lo largo de la zona de falla de Oria-Urumea en el cuadrante de Andoain (64-IV).

5.4.4.4. Relación entre los diferentes elementos estructurales: un claro ejemplo de tectónica de zócalo y cobertera.

Lo que se va a desarrollar a continuación se comprende perfectamente a la vista de la figura 5.20. Es decir, de qué manera están estrechamente interrelacionados los siguientes elementos estructurales (figura 5.19):

- Falla de Oria-Urumea
- Escama de Santiagomendi
- Estructuras plegadas del monte Elmillaga
- Bloque de Txoritokieta
- Zona de falla Martutene-Txoritokieta
- Zona de cizalla de Txoritokieta
- Falla de Otzazulueta-Txoritokieta
- Falla y bloque de Ereñozu.

Todos ellos responden a una causa común: el "empuje" del zócalo de Cinco Villas hacia el noroeste. El choque de este zócalo con el del bloque levantado al oeste de la falla de Oria-Urumea (el zócalo estaría aquí unos 2.000 metros más alto) provoca imbricaciones de la cobertera hacia el propio macizo, creando estructuras ciertamente retrovergentes, como la escama de Santiagomendi, los pliegues de vergencia sureste del monte Elmillaga, la falla de Otzazulueta, etc...

En la fase de formación de las imbricaciones y de adaptación de la cobertera a los empujes, una parte de los materiales de ésta, más rigidos (como son las areniscas, conglomerados y calizas de Txoritokieta), se mueven de forma "solidaria" y de forma claramente disarmónica con el entorno tipo "flysch" más dúctil, y forman el bloque (semirígido) de Txoritokieta, que se desplaza hacia el sureste, limitado por una falla inversa frontal: la de Otzazulueta-Txoritokieta y por dos zonas tectonizadas laterales, la zona de falla de Martutene-Txoritokieta por el suroeste, y la zona de cizalla (dúctil-frágil) de Txoritokieta por el noreste (figura 5.19). Esta zona de cizalla (dominantemente dúctil) es la causante de una banda de esquistosidad paralela a ella y de importantes arrastres, muy visibles en la cartografía, y que sugieren un movimiento relativo sinistral de la zona de cizalla.

El Bloque de Ereñozu es el resultado directo de la compresión hacia el noroeste del zócalo que, mediante una zona de debilidad (falla de Ereñozu), se ha desplazado en ese sentido una distancia máxima estimada en unos 2 kilometros.

5.4.5. Unidad de Oiz

5.4.5.1. Introducción

Corresponde con el área geográfica comprendida entre la Falla de Bilbao-Alsasua, al sur, y el Cabalgamiento de Pagoeta, al norte. Las directrices estructurales principales son NO-SE. Representa la parte septentrional de un dominio estructural más amplio definido como Arco Vasco (FEUILLÉE y RAT, 1971). En su ámbito se podría localizar la continuación de la Falla Norpirenaica (*e. g.* MATTAUER, 1968; CHOUKROUNE y MATTAUER, 1978), expresión superficial del límite entre las placas Ibérica y Europea. Este

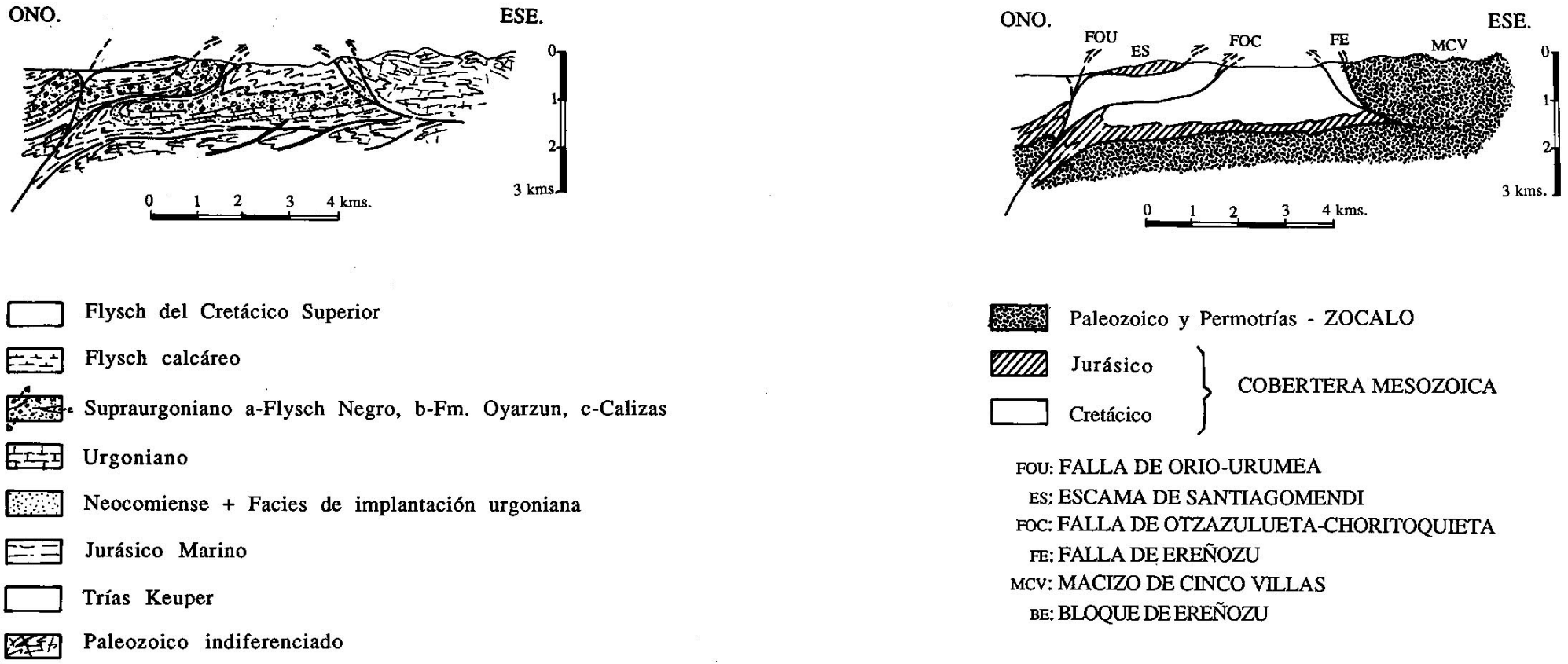


Figura 5.20.- Relación entre los elementos estructurales; un claro ejemplo de tectónica entre zócalo y cobertera.

hecho es ampliamente debatido. Así, por ejemplo, ciertos autores sugieren que la falla de Leiza y su continuación hacia el noroeste por fracturas importantes del Arco Vasco sean la prolongación del accidente norpirenaico y, por tanto, la expresión de un posible límite cortical (*e. g.* BOILLOT *et al.*, 1973; RAT, 1988; EVE, 1995; MATHEY et. al., 1999). Estas ideas se apoyan en la presencia de peridotitas, granulitas y materiales mesozoicos metamorfizados a lo largo del denominado Manto de los Mármoles (LAMARE, 1936), asociado a la falla de Leiza.

La falla de Bilbao-Alsasua, límite meridional de esta unidad de Oiz, será contemplada en el siguiente capítulo de la Unidad de Igorre, por lo que aquí se aludirá directamente a estructuras de interés asociadas a ella.

Al igual que en otras unidades, se contempla la división de este gran área estructural en sectores que presentan características estructurales comunes y/o están diferenciados por accidentes de importancia.

La principal estructura de la Unidad de Oiz, aparte de sus accidentes limitantes, es el Sinclinorio de Bizkaia o de Oiz-Punta Galea, plegamiento de directriz NO-SE situado en la franja centro-meridional de esta región estructural.

5.4.5.2. Sector de Zestoa

Se sitúa entre dos accidentes importantes: la falla de Régil al sur, y el cabalgamiento de Pagoeta al norte. El desgarre de Itxaspe sirve de límite

noroccidental. Forma parte de la terminación suroriental del Anticlinorio norvizcaíno (*sensu* FEUILLÉE y RAT, 1971).

El cabalgamiento de Pagoeta es un accidente de vergencia norte que separa el Dominio de San Sebastián (autóctono relativo) del de Oiz (alóctono). En el corredor del Oria (cuadrante de Villabona, 64-III), se ha calculado un salto relativo superior a 7 kilómetros. En la hoja de Zumaia (63-II), el frente de cabalgamiento se puede observar, únicamente, en el extremo sureste del cuadrante (isleo de Indamendi, barranco de Altzolaras). A partir de la falla de Golzibar-Zestoa (ver figura 5.21), en las proximidades de Iraeta, hacia el noroeste, el cabalgamiento de Pagoeta está afectado por una falla inversa de vergencia sur cuyo salto impide visualizar la traza cartográfica del cabalgamiento. En el extremo noreste de la hoja de Azkoitia (63-IV) se sitúa una banda de esquistosidad relacionada con el frente del cabalgamiento de Pagoeta.

En el sector de Zestoa no existen características estructurales que sugieran diapirismo con certeza. Cabe mencionar la aparente estructura en domo del Urgoniano situado al oeste de Zestoa, cuyo origen diapírico puede estar apoyado por la hidroquímica de las aguas del balneario de Zestoa de carácter clorurado y sulfatado.

5.4.5.3. Sector de Erlo-Andutz-Arno

Es un bloque de dirección NO-SE delimitado por las fallas, de igual dirección, de Régil-Leiza y Aulestia-Azkoitia, las cuales llegan a confluir en el bloque norte del cabalgamiento de Aralar, en el cuadrante de Tolosa (89-I). Su límite noroccidental es el desgarre de Itxaspe. Corresponde, junto al sector de Zestoa, a la terminación suroriental del Anticlinorio norvizcaíno (FEUILLÉE y RAT, 1971).

El desgarre de Itxaspe se sigue cartográficamente durante al menos 10 kilómetros antes de alcanzar la costa a la altura de punta Aitzuri. Se trata de una fractura antigua, de zócalo, que durante el Cretácico inferior controló la sedimentación urgoniana condicionando el paso de plataforma carbonatada (complejo arrecífal del Andutz) a materiales de cuenca. Posteriormente, durante la orogenia alpina, la fractura se reactivó funcionando como un desgarre. Su traza es de dirección N-S, excepto en su mitad meridional que se torna N 30° E, aunque no es descartable que un ramal continúe más o menos N-S, hasta la falla de Aulestia-Azkoitia (ver figura 5.21). En las proximidades de este accidente, las directrices se arquean y adoptan una orientación N-S aproximadamente. Se ha interpretado esta posición estructuralmente anómala, como debida al arrastre producido por el desplazamiento relativo del bloque este hacia el sur, durante la última etapa de funcionamiento del desgarre del Andutz. Sin embargo, parece claro, que este accidente ha tenido un juego anterior con un movimiento relativo de los bloques contrario al descrito (ver figura 5.22); es decir, el bloque oeste experimentó un desplazamiento relativo hacia el sur, originando la flexión por arrastre del contacto Supraurgoniano-margas de Itziar; en el bloque este, probablemente coetánea con esta etapa 1 del desgarre de Itxaspe, se originó la falla inversa del Andutz.

La falla inversa del Andutz presenta una traza cartográfica de dirección N-S y pone en contacto los materiales urgonianos del macizo del Andutz con otros más recientes (urgonianos y supraurgonianos). Hacia el sur, dentro de la hoja de Azkoitia (63-IV), la prolongación de este accidente debe corresponder con toda probabilidad, a la falla inversa del Erlo. Por el norte, la falla inversa del Andutz va aumentando su salto relativo, hasta que termina bruscamente contra el desgarre de Itxaspe.

En la fase principal de plegamiento post-eocena se originan grandes pliegues vergentes al norte, así como fallas inversas y cabalgamientos con la misma vergencia, tales como las fallas de Régil y Leiza. Estas se hacen cada vez más vergentes, cabalgando hacia el norte el resto de las series, y generando estructuras congruentes con ello:

—Anticlinal de Urkizu - falla de Régil - sinclinal del Hernio y su réplica en:

—Anticlinal del Otsabio - falla de Leiza - sinclinal de Lizarza.

La falla de Régil o accidente de Arzallus (EVE 1985) permite la extrusión de bloques cartografiables (a veces de varios kilómetros) de Paleozoico e incluso rocas ígneas (granitos). La cartografía muestra evidencias de un funcionamiento como falla de desgarre sinistral (arrastres y pliegues). A pesar de esto, los afloramientos de rocas "exóticas" arrastradas no muestran la distribución elongada que cabría esperar en este tipo de accidentes; por el contrario, se presentan en bloques más o menos equidimensionales.

Las series muestran una deformación y un metamorfismo bien definidos en una banda de aproximadamente un kilómetro, exclusivamente al norte

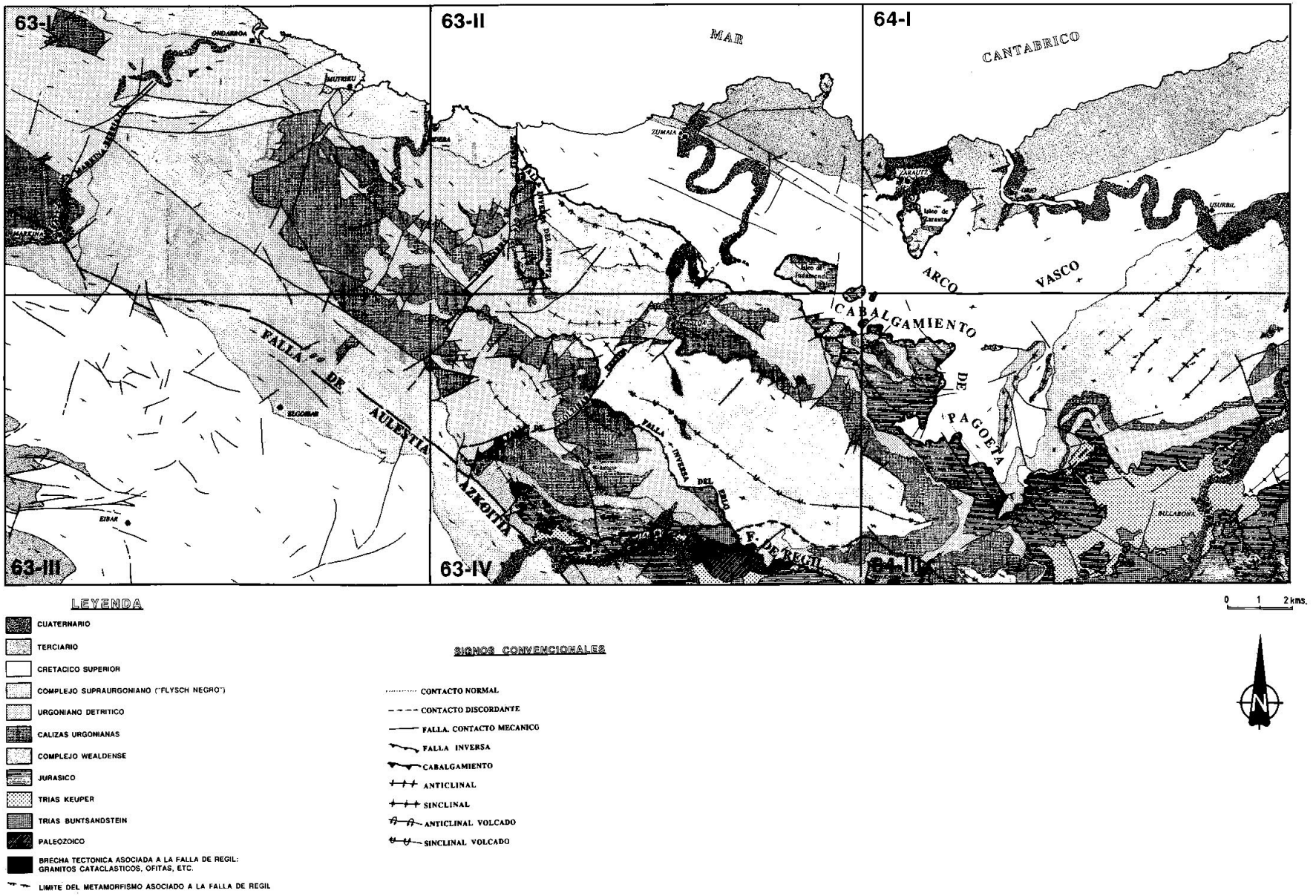


Figura 5.21.- Esquema geológico de la zona comprendida en los cuadrantes de Ondarroa, Zumaia, Eibar, Azkoitia, Zarautz y Villabona. Situación de los accidentes tectónicos más importantes.

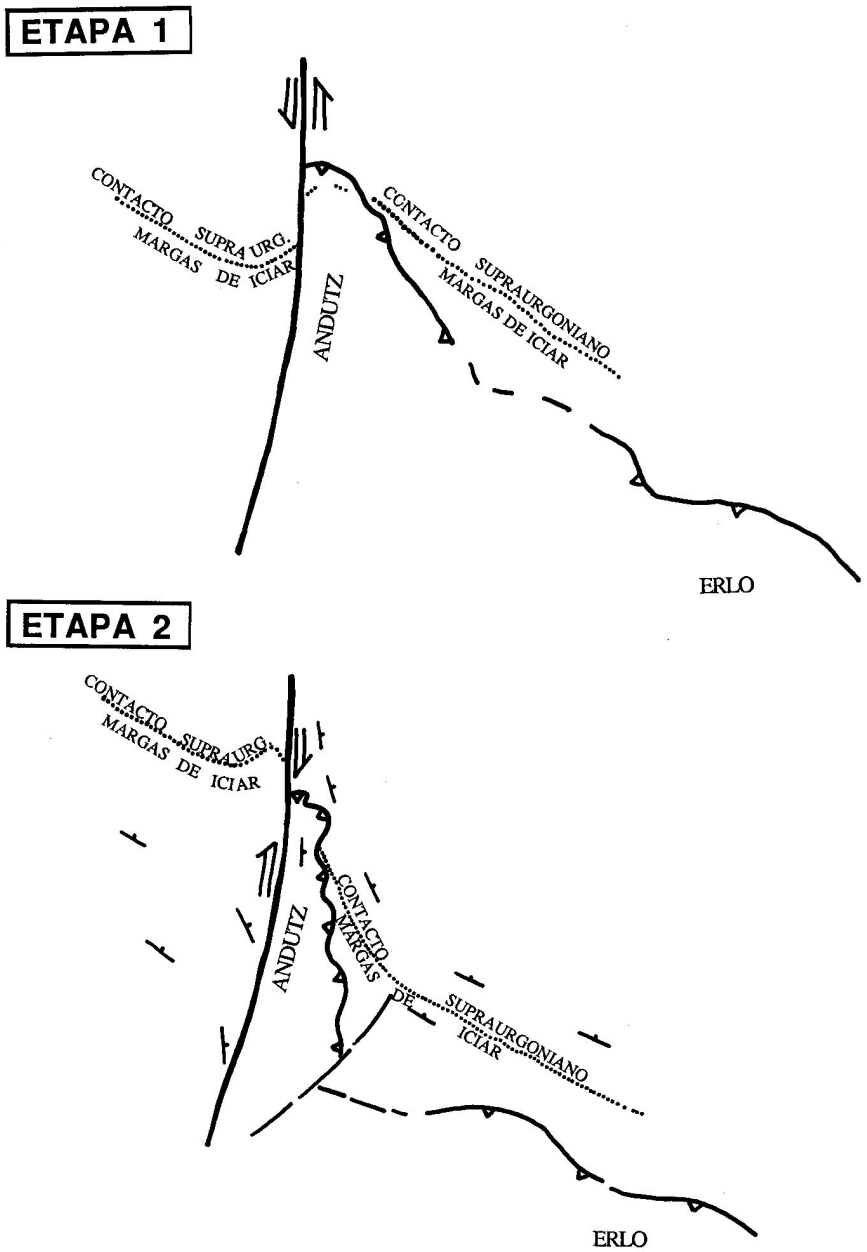


Figura 5.22.- Funcionamiento del desgarre de Itxaspe

del accidente. Se trata de un metamorfismo de grado bajo. También hay evidencias de una actividad hidrotermal probablemente tardía.

La disposición geométrica actual de este accidente recuerda a una zona abierta en la que los materiales plásticos del Trías Keuper parecen rellenar los huecos.

Hacia el oeste (cuadrante de Azkoitia, 63-IV) el accidente parece desaparecer, totalmente solapado por una unidad alóctona (ver figura 5.21). La banda de metamorfismo es, de la misma manera, cortada de forma brusca hacia el oeste, por una unidad alóctona.

Esta "sutura" puede en cierto modo continuar activa, ya que en sus proximidades se localizan epicentros de pequeños seismos, el último del que se tienen datos registrados aconteció el 1 de abril de 1979, a una profundidad de 10 kilómetros.

A partir de estos puntos se pueden establecer algunas hipótesis sobre el funcionamiento de este accidente "antiguo":

1. La edad y régimen del primer funcionamiento resultan difíciles de precisar, aunque se puede tratar de uno de los antiguos accidentes de desgarre profundos ligados a la "etapa transformante" de la apertura del Golfo de Bizkaia durante el Cretácico (RIAZA, 1984). El juego de estos accidentes era de tipo sinistral.

2. A favor de este accidente y a lo largo del tiempo debió existir un, más o menos importante, flujo térmico y una "zona" de metamorfismo, en principio simétrica, a ambos lados de la fractura.

3. Durante la etapa de cierre parcial del Golfo de Bizkaia (Eoceno) se produce una fase importante de deformación (compresiva), que provoca una acusada vergencia al norte de las estructuras; un apilamiento de unidades y "salida" de material triásico a favor de las fracturas preexistentes. Estos sucesos provocan una serie de "efectos" en esta zona de fractura:

- Solapamiento -en parte- de la zona de fractura por una unidad alóctona procedente del sur. Esto trae como consecuencia la geometría actual de la banda de metamorfismo y la desaparición hacia el oeste de la zona de fractura (ver figura 5.21).
- "Inyección" a través de la zona de fractura de material triásico (arcillas, yesos, ofitas) acompañado en algunos casos de bloques del Paleozoico, Permotrías, Lías y granitoides.

4. La actividad hidrotermal que se pone de manifiesto en algunos materiales ha podido ser más o menos continua en el tiempo.

5. Hacia el este parece incuestionable que la Falla Norpirenaica y parte de la falla de Leiza han jugado durante el Terciario como un desgarre sinistral (CHOUKROUNE, 1976). Esto, junto con los hechos observados, lleva a pensar que el último juego importante de este accidente ha debido ser también como desgarre sinistral.

Por último queda aún otra cuestión: ¿qué ocurre con este accidente hacia el oeste?. La figura 5.21 es muy gráfica a este respecto y de ella se desprenden tres soluciones:

1.- La falla tiene un relevo en "escalón" en la falla de Aulestia-Azkoitia, a través de un accidente N 80° E situado bajo el Cuaternario.

2.- La falla continúa paralela al "corredor de esquistosidad" solapada por una unidad alóctona y, por lo tanto, oculta. La situación de pequeños seísmos avala en cierto modo esta hipótesis.

3.- La tercera solución es intermedia, es decir, el accidente se bifurca en dos ramas, una paralela al corredor de esquistosidad y la otra constituida por el relevo "en escalón", falla de Aulestia-Azkoitia, que es continua hasta la ría de Gernika.

Al norte de Alegría (cuadrante de Tolosa, 89-I), la falla de Leiza se presenta verticalizada o buzando al norte, con una esquistosidad asociada que da vergencia sur, pero con un carácter muy local. Asimismo en la zona de Legorreta aparece localmente una S_2 de fractura, con espaciado centimétrico, que buza al norte y que corta la esquistosidad de la fase principal, aunque mantiene una dirección subparalela a ésta.

5.4.5.4. Sector de Ondarroa

El sector de Ondarroa se sitúa en la parte central del Anticlinorio norvizcaíno (FEUILLÉE y RAT, 1971). Está delimitado al noroeste por el anticlinal de Gernika, al suroeste por la falla de Aulestia-Azkoitia y al sureste por el desgarre de Itxaspe. Al igual que el sector de Bermeo, es probable que este sector corresponda a un bloque cabalgado de vergencia noreste, cuya traza cabalgante se sitúe hoy día en áreas submarinas de "offshore".

La falla de Gernika–Ibarrangelua es una falla de dirección SSO - NNE (figura 5.23), cuya traza cartográfica puede seguirse desde la ciudad de Gernika hasta la costa en las proximidades de Ibarrangelua (cuadrante de Elantxobe, 38-IV), donde dicha traza cartográfica queda jalonada por la presencia de un extenso afloramiento de materiales triásicos. Este accidente se ha comportado como un desgarre sinistral, al menos en sus últimos movimientos. Su funcionamiento ha producido un efecto cartográfico importante, puesto que desplaza y gira el anticlinal de la ría de Gernika, originando así la orientación anómala que ahora muestra. Asimismo, la falla de Aulestia-Azkoitia queda desplazada por este accidente. Como consecuencia de todo ello, la falla de Aulestia-Azkoitia separa bloques en los cuales la orientación de los materiales aflorantes es muy distinta, reflejándose claramente este aspecto en la cartografía geológica.

La falla inversa de Ereño–Ispaster atraviesa la parte noroccidental del sector, aproximadamente en dirección E-O. Es una falla inversa de vergencia norte que hacia el oeste termina contra la falla de Gernika - Ibarrangelua; hacia el este su traza cartográfica alcanza la línea de costa y no se conoce su continuación a partir de ese punto. En su mitad occidental, el plano de falla se caracteriza por valores de buzamiento elevados, mientras que hacia el este, la traza cartográfica delata un plano más tendido. Al igual que ocurre con otros accidentes estructurales ya descritos, la historia de la falla de Ereño - Ispaster debe ser bastante compleja, tratándose probablemente, en origen, de una falla sinsedimentaria cretácica que limitaba por el sur una pequeña cuenca. Esta hipótesis ha sido reflejada en los cortes II - II' y III - III' del cuadrante de Elantxobe (38-IV); en dichas secciones se intuye la existencia de un accidente similar al norte, en la zona ahora ocupada por el mar.

El sinclinal del Natxitua–Bedarona es una estructura de orientación aproximada este – oeste localizada al sur de Ea (cuadrante de Elantxobe, 83-IV). Aunque puntualmente la estructura queda rota y desplazada por la acción de diversas fracturas, cartográficamente puede seguirse durante varios kilómetros. Por el oeste, el sinclinal de Natxitua termina bruscamente contra la falla de Gernika - Ibarrangelua, mientras que hacia el este, cerca de la línea de costa, en el paraje de Olabarri, la estructura se curva, orientándose NE–SO. Probablemente, la orientación anómala de esta estructura está condicionada por la morfología original del surco sedimentario en el que se depositaron los materiales que la forman. Este surco estaría orientado en dirección este - oeste y en él se depositó

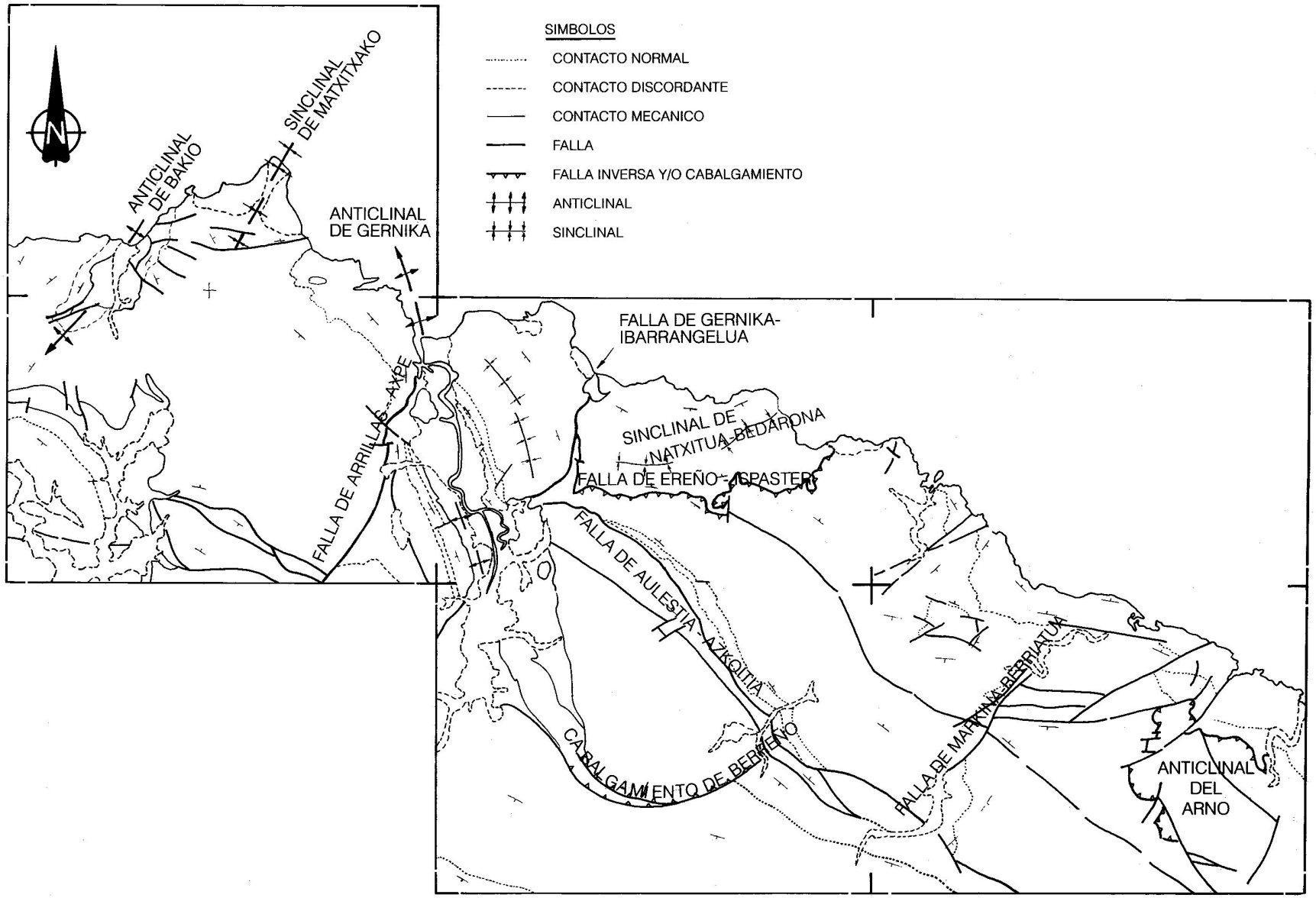


Figura 5.23.- Esquema estructural del cuadrante de Elantxobe (38-IV) y sus adyacentes

EVE Ente Vasco de la Energía

la potente secuencia supraurgoniana que allí aflora, así como las facies brechoides urgonianas que delatan la proximidad de los márgenes del surco.

La antiforma de Berriatua aflora en el cuadrante de Ondarroa (63-I). Es de dirección N100° E aproximadamente y en el núcleo afloran materiales urgonianos (calizas y margas de Itziar) que hacia los flancos dejan paso a los sedimentos del "Flysch Negro". Presenta un grado de deformación variable; en el extremo norte, los pliegues son isopacos, muy suaves y no tienen vergencias; sólo presentan algunas fracturas poco importantes en el contacto entre las calizas de Mereludi y las margas de Itziar, probablemente debido a la diferencia de competencia entre las mismas. Hacia el centro se produce un pequeño incremento en la deformación que da lugar a pliegues relativamente suaves y pequeñas fracturas. En la costa (flanco norte) hay que destacar un cambio en las características de los pliegues, que en este caso son angulares, isopacos y con claras vergencias al norte (pliegues en rodilla). En el flanco sur, coincidiendo con importantes fracturas, la deformación se hace más intensa, con constantes repliegues y fallas; estos pliegues son generalmente angulares e isopacos.

Por el oeste, la estructura antiforme puede seguirse hasta la zona de Mutriku, en donde la deformación se hace más intensa con presencia de materiales triásicos (probablemente inyectados a favor de estructuras), accidentes de vergencia norte (falla inversa de San Blas, que monta las calizas urgonianas sobre las margas de Itziar y los materiales supraurgonianos suprayacentes), además de un gran número de fallas de dirección variable de N 10° E a N 140° E.

El anticlinal del Arno forma un suave y amplio pliegue, en cuyo núcleo afloran materiales urgonianos y, en los flancos, series pertenecientes al "Flysch Negro", que presentan un comportamiento diferente ante los esfuerzos tectónicos y sufren un plegamiento más intenso y apretado.

La falla de Markina-Berriatua es de dirección N 20° E aproximadamente y puede seguirse desde la falla de Aulestia-Azkoitia por el sur, hasta la zona de Berriatua (cuadrante de Ondarroa, 63-I) por el norte. Cartográficamente se resuelve como una zona de fracturación intensa, con múltiples planos de falla, que corre por debajo de los materiales cuaternarios de Markina, el balneario de Urberuaga y las proximidades del núcleo urbano de Berriatua. Más hacia el norte resulta difícil seguir su traza cartográfica; puede ocurrir que la fractura se amortigüe, o bien que continúe oculta por los sedimentos aluviales del río Artibai, hasta chocar con la fractura de dirección E-O que separa las margas de Itziar del "Flysch Negro" en Ondarroa; incluso puede pensarse que a la altura de la ermita de Santo Domingo la zona de fractura sea desplazada unos dos kilómetros hacia el este y a partir de ahí se seguiría por los caseríos Kategi, Aranaga y Goldona hasta la costa al oeste de Mutriku.

En cualquier caso, la falla de Markina-Berriatua (figura 5.23) representa con toda seguridad la reactivación alpina de una falla sinsedimentaria cretácica que controló la extensión de las facies carbonatadas urgonianas, originando los materiales calcáreos resedimentados que afloran al sur y al este del núcleo urbano de Markina. En la mitad oriental del cuadrante de Ondarroa (63-I), las calizas urgonianas del monte Arno quedan limitadas hacia el oeste por una alineación tectónica orientada N 20° E aproximadamente, extendiéndose desde la falla de Larruskain por el sur hasta las proximidades de Mutriku por el norte. En detalle, la fractura que marca el contacto de las calizas con el "Flysch Negro" se encuentra muy trastocada por pequeños accidentes E-O, fallas inversas de pequeño salto, etc. Sin embargo, parece ser una fractura de la misma familia que la de Markina-Berriatua y con significado paleogeográfico y evaluación histórica muy similar. AGIRREZABALA y GARCÍA-MONDÉJAR (2000) demuestran la existencia de un bloque elevado ligado a esta falla, el cual experimentó erosión submarina en el Albiense superior; esta denudación fue discontinua, causada por pulsos de levantamiento y deformación tectónicas de poca duración.

5.4.5.5. Sector de Bermeo

Este bloque, delimitado al sur por la falla de Aulestia-Azkoitia y al este por la falla de Arrillas-Axpe, consta de estructuras de plegamiento y fracturación frecuentemente ortogonales a las directrices NO-SE dominantes en la Unidad de Oiz. Ambos grupos de estructuras de este sector, pliegues y fallas, forman parte de una unidad alóctona cabalgante que agruparía los cuadrantes de Mungia, Armintza y Bermeo, y parte del de Getxo, y cuya traza cartográfica no aflora en tierra, sino que se encuentra en "offshore" a una cierta distancia al norte de la línea de costa (figura 5.24). El sector de Bermeo constituye la terminación noroccidental del Anticlinorio norvizcaíno (FEUILLÉE y RAT, 1971).

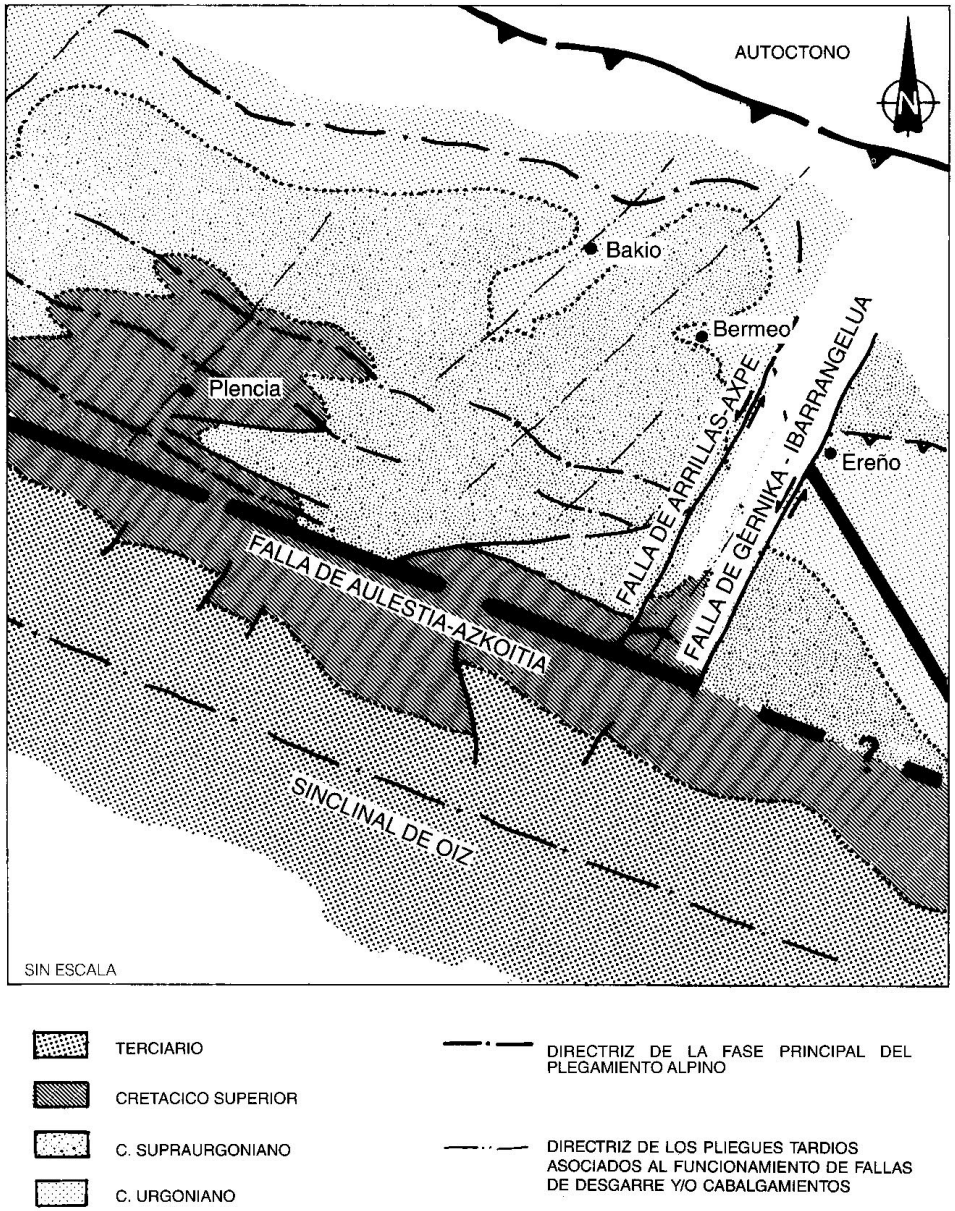


Figura 5.24.- Esquema estructural idealizado para la zona cubierta por el cuadrante de Bermeo (38-I) y sus adyacentes.

La falla de San Lorenzo de Mesterika-Bakio, de dirección aproximada norte - sur, puede seguirse desde Bakio hasta la zona de Botiolas, en el cuadrante de Lezama (62-I). En su intersección con la falla de Aulestia - Azkoitia, en Larrauri, condiciona la salida de materiales triásicos que tienen una extensa representación cartográfica. Más hacia el norte, la traza cartográfica de la falla discurre entre materiales de la formación Deva, hasta quedar definitivamente oculta por los depósitos aluviales del río. Resulta aventurado realizar mayores precisiones sobre el funcionamiento de esta falla, sin embargo cartográficamente resulta claro que, hacia el oeste de la fractura las intercalaciones de rocas volcánicas son muy escasas y poco potentes; adicionalmente, a esa misma altura se produce un importante cambio de facies en los materiales del Cretácico superior.

El sinclinal de Gorliz queda englobado en los cuadrantes de Getxo (37-IV) y de Arminza (37-II). Es una amplia estructura cartográfica de orientación N 120° E (NO - SE), dirección característica de las estructuras originadas en la fase principal (Fase I) del plegamiento alpino. En su núcleo aflora el Flysch detrítico - carbonatado del Cretácico superior. El flanco sur se encuentra intensamente tectonizado por la acción de varias fracturas que verticalizan e incluso invierten las capas. Entre el sinclinal de Gorliz y el sinclinal de Punta Galea debe existir una estructura anticlinal que actualmente se encuentra rota y enmascarada por un cortejo de fallas de dirección NO - SE asociadas a la falla de Aulestia – Azkoitia. Su representación cartográfica es compleja debido a la gran cantidad de fallas que cortan la estructura y al intenso grado de deformación interna que muestra. En la zona de Astondo - cabo Villano, flanco norte del sinclinal de Gorliz, la orientación de los materiales y las estructuras (NE-SO) son claramente anómalas y la deformación que presentan los materiales es considerablemente mayor que en el resto de la estructura. Aquí los pliegues muestran vergencia norte con flancos invertidos, sugiriendo la presencia o la proximidad de una falla inversa o cabalgamiento de dirección NE-SO (N 50° E aproximadamente) cuya traza cartográfica probablemente quede oculta bajo el mar, puesto que, aunque en esta zona se han cartografiado varias fallas, las de mayor salto muestran régimen normal y probablemente se han originado en una etapa posterior.

El anticlinal de Bakio y el sinclinal de Matxitxako, se alinean según la dirección N 30° E (NE-SO) aproximadamente. El primero de ellos

tiene el núcleo ocupado por materiales triásicos; en los flancos afloran rocas sedimentarias de edad Albiense inferior-medio, con discordancias progresivas entre los diferentes tramos, que quizá indiquen una etapa de halocinesis sincrónica con la sedimentación, aunque no se descarta que las discontinuidades sedimentarias estuvieran originadas por fenómenos previos al ascenso de los materiales triásicos y de mayor envergadura tectosedimentaria. En cualquier caso, estas estructuras de orientación N 30° E se sobreimponen a las más generales NO-SE, estando restringidas a la zona septentrional de la falla de Aulestia-Azkoitia. En este bloque, y concretamente al oeste de la falla de Arrillas-Axpe, las series son predominantemente detríticas, sin la presencia de grandes paquetes de calizas masivas, por lo que en general, responden a los esfuerzos tectónicos con un estilo de deformación dúctil. Se cree que estos pliegues tardíos N 30° E, son estructuras asociadas al funcionamiento del desgarre de Aulestia-Azkoitia.

Asociadas a estos pliegues se distinguen algunas fallas NE-SO y NO-SE, de pequeño salto, que apenas trastocan los contactos estratigráficos.

La falla de Arrillas-Axpe tiene una orientación N 20° E y puede seguirse desde las proximidades de Errigoiti, en la hoja de Lezama (62-I), hasta la zona de Axpe - Busturia, en el cuadrante de Mungia (38-III). Se trata de un desgarre asociado al funcionamiento de la falla de Aulestia - Azkoitia. Tal y como se ha representado en las figuras 5.23 y 5.24, esta fractura, junto con la de Gernika – Ibarrangelua, desplaza y hace rotar el anticlinal de la ría de Gernika, propiciando la orientación anómala que actualmente presenta esta estructura con respecto al resto de las estructuras cartografiadas en la zona.

5.4.5.6. Sector de Gernika

Se trata de la porción estructural más amplia del la Unidad de Oiz, abarca desde la costa occidental vizcaína hasta la zona situada al norte de la falla de Angiozar-Olaberria, donde ésta es su límite meridional. Asimismo, la falla de Durango sirve de límite sur en el resto del área. El límite septentrional es la falla de Aulestia-Azkoitia.

En la franja meridional se sitúa el Sinclinorio de Oiz - Punta Galea o Sinclinorio de Bizkaia, disponiéndose paralelamente a la falla de Durango, en dirección NO-SE. En el núcleo de esta estructura afloran materiales terciarios de edad Eoceno medio. Esta estructura puede seguirse a lo largo de unos 50 kilómetros entre Punta Galea y Eibar - Bergara en donde se sitúa su cierre perisinclinal. Su plano axial es vertical y en su flanco sur muestra una serie de pliegues menores de orden kilométrico como los que se han representado en la zona de Algorta - Martiartu (cuadrante de Getxo, 37-IV). Asimismo, dentro de la hoja de Getxo, el núcleo de la estructura queda limitado por el norte y por el sur entre dos corredores de fallas que cortan y hacen desaparecer parte de los flancos del Sinclinorio.

Cartográficamente el flanco sur está más o menos afectado por fracturas en toda su extensión hacia el sureste. Las fallas de Lauros (figura 5.25) forman un corredor de fracturas inversas de vergencia norte, a favor del cual el flanco sur del Sinclinorio cabalga sobre su zona axial, llegando a montar materiales paleocenos sobre eocenos. Hacia el noroeste, atraviesa

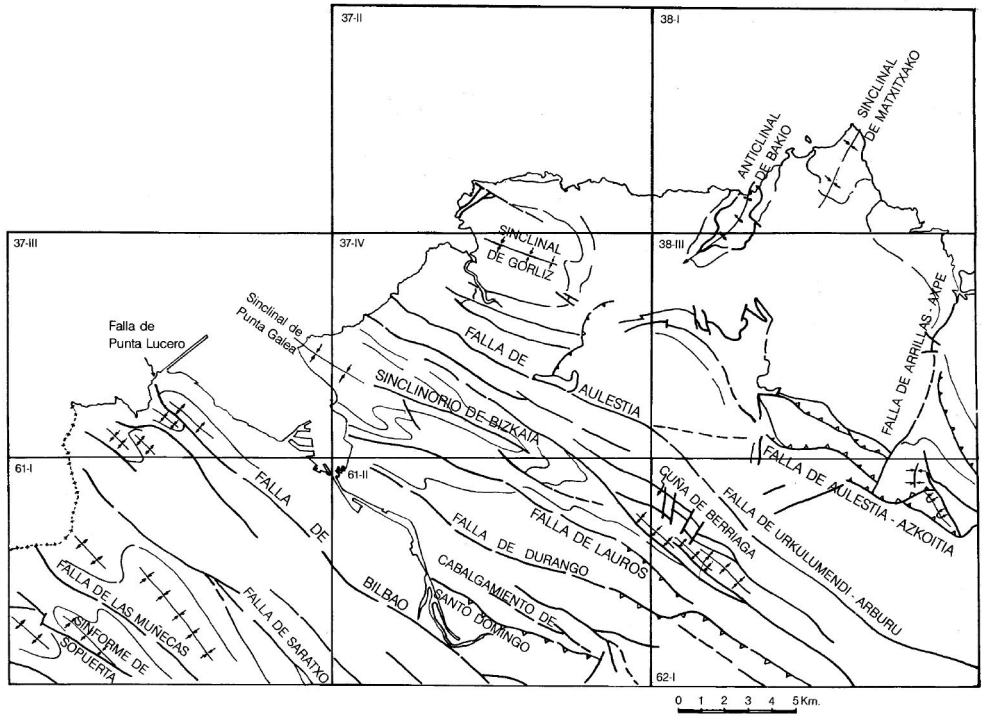


Figura 5.25.- Esquema tectónico simplificado del cuadrante de Getxo (37-IV) y su entorno

la charnela de uno de los pliegues angulares noroccidentales del sinclinorio (zona de Unbe).

En el cuadrante de Durango (62-IV), el flanco norte del sinclinorio se presenta como un potente monoclinal buzante al suroeste, en donde los materiales aflorantes no están afectados por fracturas importantes y solamente se observan algunos pliegues menores. En este mismo cuadrante, el núcleo del Sinclinorio esta formado por una sucesión de anticlinales y sinclinales a veces afectados por fallas. Son pliegues concéntricos de gran radio, prácticamente sin vergencia, con algunos pliegues de arrastre sobre todo en los niveles lutíticos intercalados entre bancos más competentes (pliegues decimétricos). A veces pueden observarse charnelas, más o menos amplias formadas por un conjunto de suaves pliegues afectados por pequeñas fracturas. El cierre periclinal (cuadrante de Eibar, 63-III) se resuelve por medio de un conjunto de anticlinales y sinclinales bastante apretados y frecuentemente afectados por fracturas, con dirección aproximada N 100° E y vergencia al norte. En las alternancias flyschoides de edad terciaria que afloran en la zona de Osma, Mallabia, Goitana y Trabakua, se desarrollan pliegues menores con morfología angular.

La falla de Ugarriaga-Zokolegi, directamente asociada al Sinclinorio, se observa en varios puntos del talud de la carretera Bergara-Elosua, después de pasar el barrio de Ugarriaga-Azpikoa. Al suroeste, en las inmediaciones de Bergara presenta inyecciones de Trías Keuper (arcillas y yesos), probablemente en su intersección con otras fracturas. Al nordeste, en el talud de la carretera, presenta una brecha de cantos ígneos diversos (ofitas, andesitas, dioritas, etc) muy alterados a epidota y cloritas, y con abundantes diseminaciones de oligisto especular. Esta fractura pierde rápidamente importancia al nordeste (Zokolegi) y muy probablemente sea relevada por la falla Arana-Elosua. Esta última puede observarse en el talud de la carretera Elosua-Azkoitia. En este punto pone en contacto materiales del complejo volcánico con margas del Cretácico superior. En las inmediaciones de la fractura es muy frecuente observar estas margas esquistosadas y tectonizadas.

La otra gran estructura que limita por el norte este sector, falla de Aulestia–Azkoitia, es un importante accidente estructural de orientación NO - SE cuya traza cartográfica exhibe una notable continuidad, pudiendo seguirse desde la zona del Río Oria, en el extremo oriental del País Vasco, hasta la costa occidental de Bizkaia, pasando por las proximidades de Azkoitia, Aulestia y Gernika. En el cuadrante de Elantxobe (38-IV), la falla de Aulestia - Azkoitia se pierde contra la falla de Gernika - Ibarrangelua. El juego de esta última desplaza la traza cartográfica de la primera hacia el sur.

Probablemente se trata de un accidente cortical antiguo, heredado del ciclo hercínico y, en consecuencia, con una historia compleja y dilatada a lo largo del tiempo. Asimismo, es muy posible, que la representación de la falla de Aulestia-Azkoitia se resuelva en varios planos de fractura; uno de ellos ha servido para separar los sectores de Ondárroa y Gernika. En su última etapa de funcionamiento se ha comportado como un desgarre dextral, aunque con anterioridad ha podido tener otro tipo de movimiento. En las proximidades de la falla se desarrolla una esquistosidad muy penetrativa que llega a obliterar la estratificación. Durante el Cretácico superior condicionó la salida de los materiales volcánicos, probablemente en su intersección con otras fracturas de dirección N 20-40° E. Cartográficamente, las rocas volcánicas intercaladas con los sedimentos del Cretácico superior, así como los sills encajados a diversas alturas de la serie, quedan restringidos al sur de este accidente. Regionalmente los materiales volcánicos presentan sus mayores potencias en las proximidades de la falla de Aulestia-Azkoitia, lo cual sugiere una cierta relación genética entre las rocas volcánicas que afloran en el flanco norte del Sinclinorio de Bizkaia y este accidente tectónico. En el cuadrante de Getxo (37-IV) su traza cartográfica queda representada como un corredor de fallas que discurre desde el noroeste (playa de Arrietara) hasta el sureste (Atxuri - Mungia). En el extremo noroeste, este corredor de fallas tiene una anchura de un kilómetro aproximadamente, mientras que hacia el sureste algunas de las fracturas se abren englobando importantes cuñas de materiales de edad Cretácico superior principalmente, como son las que existen en la zona de Garai - Sertutxa y Zabalondo. Más hacia el este, en el cuadrante de Mungia (38-III), estas cuñas se cierran en la zona de Meñakabarrena, donde también se produce la interferencia con la falla de San Lorenzo de Mesterika-Bakio (ver sector de Bermeo).

La cuña de Berriaga, de dirección NO-SE, se extiende a lo largo de más de 10 kilómetros por los cuadrantes de Getxo (37-IV), Bilbao (61-II) y Lezama (62-I). El contacto sur de la cuña presenta escasa deformación en general;

por el contrario, el contacto septentrional es un cabalgamiento vergente al noreste que monta materiales maastrichtienses sobre los eocenos.

La falla de Urkulumendi-Arburu cruza diagonalmente todo el cuadrante de Lezama (62-I). Esta falla, subvertical o buzante al sur, pone en contacto directo la serie campaniense con materiales terciarios de la zona axial del Sinclinorio, de forma que entre ambos conjuntos, gran parte de la serie maastrichtiense no está representada. Las observaciones realizadas en otros cuadrantes parecen indicar caracteres de desgarre para este accidente.

El anticlinal de la ría de Gernika es una estructura cuya orientación actual es N 160° E aproximadamente, en clara colisión con el resto de estructuras cartografiadas en esa zona. En el núcleo afloran materiales de edad triásica, y en los flancos se encuentran materiales jurásicos y del Cretácico inferior, en serie prácticamente continua. Hacia el nordeste evoluciona a una estructura sinclinal de igual dirección. En la hoja de Mungia (38-III) afloran parcialmente el núcleo y el flanco oeste del anticlinal, que queda interrumpido por la falla de Arrillas - Axpe; hacia el sureste ocurre algo similar y tanto los dos flancos como la zona de núcleo son cortados por la falla de Gernika - Ibarrangelua. El anticlinal de la ría de Gernika presenta sentido de inmersión hacia el noroeste y su orientación inicial debió ser N 120° E (NO-SE) por lo que cabe pensar que se originó durante la primera fase de deformación ya mencionada. La orientación anómala que actualmente muestra esta estructura es consecuencia de la rotación que la acción combinada de las fallas, de Arrillas - Axpe y Gernika - Ibarrangelua, ha producido en este bloque estructural por ellas delimitado.

El cabalgamiento de Berreño ocupa la parte central de la hoja de Gernika-Lumo (62-II). Presenta un plano muy tendido, con vergencia sur, que pone los materiales de la formación Deva, encima de la serie del Cretácico superior. En el frente del cabalgamiento llega a producirse una esquistosidad subhorizontal muy penetrativa, pudiendo incluso obliterar la S_0 e invertir las series. En el bloque levantado se observa una tectonización intensa con pliegues vergentes al sur, de flanco norte largo y flanco sur corto e invertido en numerosas ocasiones. Esta estructura queda restringida a las proximidades de la falla de Aulestia-Azkoitia, y probablemente oculte alguno de sus planos muy cerca de su intersección con la de Gernika-Ibarrangelua, por lo que el cabalgamiento de Berreño se considera genéticamente ligado al funcionamiento de ambos desgarres (ver figura 5.23).

En la zona de Zumarraga, el sector de Gernika presenta estructuras que son la continuación de las líneas principales de deformación de dirección NO-SE hasta ahora expuestas.

El sinclinal de Zumarraga es la estructura más importante. Este nombre engloba todas aquellas estructuras originadas por el cierre del Sinclinorio de Bizkaia en materiales del complejo volcánico (figura 5.26). El cierre de esta estructura es complejo y en su núcleo se produce un abombamiento anticlinal más o menos desarrollado. Este cierre presenta una falla N-S que pone en contacto las series del Complejo volcánico, con buzamientos pronunciados, al oeste, con series de la formación calcárea del Cretácico superior. Esta falla de dirección norte-sur, vertical, posiblemente corresponda a una "rampa" asociada a las fallas N 105-115° E (*e. g.* Angiozar-Olaberria, sistema de fallas de Régil, sistema de fallas de Legorreta-Matxinbenta). Esta estructura es fácilmente observable en cartografía, debido a la gran cantidad de diques (sills) básicos que hay en el área y que sirven de "niveles guía". El sinclinal de Zumarraga presenta ligera vergencia norte, que en ocasiones desarrolla una esquistosidad de plano axial, muy penetrativa en los materiales margosos. Parte del flanco sur de la estructura se encuentra cortado por la falla de Angiozar - Olaberria.

El anticlinal de Atxarabeltz-Azarikuma (Matxinbenta) es, a primera vista, de difícil interpretación. Esto es debido, por una parte, a la existencia de una serie terrígena que muestra escasas superficies de referencia, además de ser poco conocida en cuanto a sus relaciones verticales y laterales. Por otra parte, la existencia de varias barras carbonatadas (calcareníticas en su mayoría) puede dar lugar a falsas interpretaciones (repeticiones tectónicas) si no se tiene en cuenta que son al menos dos las barras existentes en la serie urgoniana. La estructura de la zona es la que se refleja en el corte III-III' del cuadrante de Zumarraga (88-II), en donde se puede observar una estructura anticlinal con flancos en calizas y calcarenitas, y núcleo en facies de implantación urgoniana. Hacia el sureste la estructura se complica con fracturas que no parecen ocasionar grandes saltos (figura 5.26). La esquistosidad generalizada que aparece en toda la estructura se mantiene sensiblemente paralela al contacto mecánico que separa los

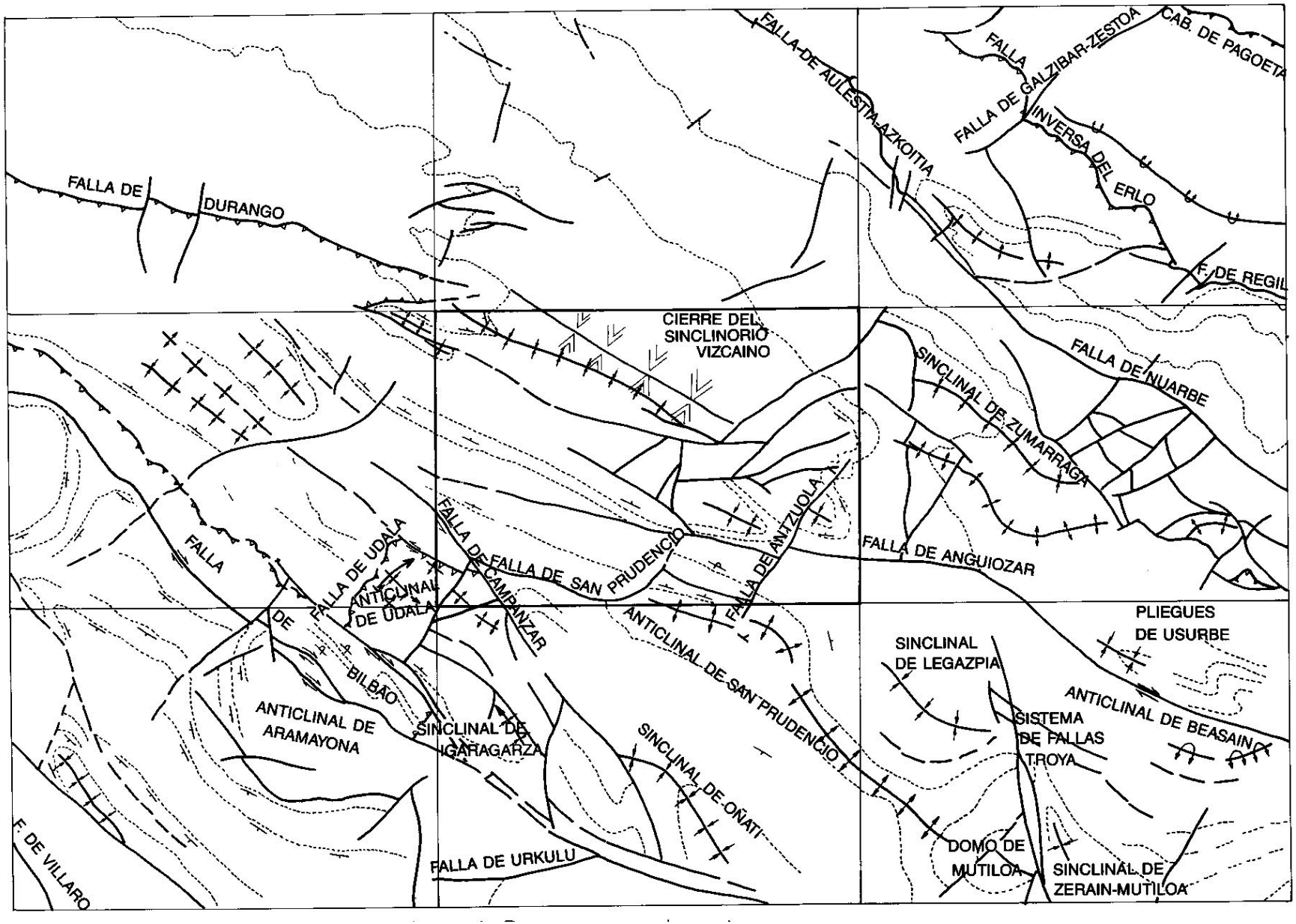


Figura 5.26.- Esquema estructural del cuadrante de Bergara (88-I) y sus adyacentes

EVE Ente Vasco de la Energía

materiales urgonianos de los del Cretácico superior. Se han visto pliegues asociados a la esquistosidad en los materiales del Cretácico superior. En la estructura anticlinal de Atxarabeltz, esta esquistosidad se dispone bastante oblicua a la estructura cartografiada, pasando de un lado a otro de la misma sin cambio de orientación. Este hecho apoya con más fuerza la hipótesis de la relación entre la esquistosidad y el accidente de Legorreta - Matxinbenta, accidente que corta estructuras de plegamiento. Las estructuras observadas tanto dentro de la banda de materiales urgonianos, como al sur y norte de la misma (en el Cretácico superior y Supraurgoniano, respectivamente) son de vergencia norte, aunque sin desarrollo acusado (ausencia de flancos invertidos bien desarrollados). También se ha observado en los materiales del Cretácico superior próximos al contacto sur, un plegamiento por "buckling", de clara vergencia norte, que produce para estos materiales acortamientos superiores al 60%. Las fracturas que acompañan a la estructura presentan un plano subvertical, o en ocasiones ligeramente vergente al norte.

La falla de Nuarbe, de dirección N 115° E, pone en contacto materiales urgonianos con los del Supraurgoniano. Se inscribe dentro del denominado "sistema de fallas Régil-Leiza" (cuadrante de Tolosa, 89-I) y representa la continuación de la fractura de Aulestia-Azkoitia. El origen de este sistema de fallas se remonta a los últimos movimientos hercínicos (tardihercínicos), habiendo rejugado a lo largo de la Orogenia alpina. En origen, la falla de Nuarbe pudo comportarse como falla normal de bajo ángulo, originada por los sucesivos adelgazamientos de la corteza, y transformarse en falla de desgarre a lo largo de las sucesivas reactivaciones sufridas durante la Orogenia alpina. En la actualidad se presenta como un accidente vertical, con movimientos de desgarre sinistral. Otra característica importante de esta falla es la intensa deformación que presentan los materiales del Supraurgoniano (labio sur), mientras que los materiales del Jurásico y Cretácico inferior situados en el labio norte, constituyen una serie monoclinal poco deformada o con pliegues laxos (inflexión de Altzarte y anticlinal de Beizama).

La zona plegada de Usurbe se localiza al norte de la falla de Angiozar – Olaberria, en el cuadrante de Beasain (88-IV). Presenta un desarrollo de pliegues apretados, de escala hectométrica-kilométrica, con planos axiales subverticales y una cierta tendencia a formas o figuras tipo "caja de huevos". Raramente se ha observado en estos pliegues flancos inversos bien desarrollados, excepto en la parte más oriental de la hoja. Estas estructuras pliegan capas deformadas previamente por "buckling", de modo que son algo posteriores (deformación monofásica progresiva). La esquistosidad (S_1 ó S_p) en la zona plegada del Usurbe es muy intensa y penetrativa, congruente con las estructuras y subvertical o con fuertes buzamientos al sur. La deformación en esta serie llega a desarrollar "mullions" que evolucionan incluso a "boudinage". En esta serie los pliegues menores asociados son siempre de flanco largo-flanco corto, tipo "Z". Se ha observado localmente una S_2, de fractura, subhorizontal, y con un espaciado centimétrico que define "microlitones" con desarrollo local de "kink-bands" de escala decimétrica.

5.4.5.7. Sector de Durango

El sector meridional de la Unidad de Oiz, está limitado al sur por la falla de Bilbao-Alsasua y al norte por un accidente paralelo a ésta formado por la falla de Angiozar-Olaberria y su continuación hacia el noroeste, la falla de Durango.

La falla de Bilbao-Alsasua divide longitudinalmente el Anticlinorio de Bilbao en los cuadrantes de Zierbena (37-III) y Bilbao (61-II). Esta falla se presenta como un cabalgamiento de vergencia noreste, de gran salto vertical en la zona, el cual se va amortiguando hacia el noroeste convirtiéndose en un desgarre dextro de escaso desplazamiento. Así, en esta zona, el Anticlinorio aparece cortado por una serie de fracturas subparalelas al eje del mismo, frecuentemente rellenas de cuarzo, y que funcionaron como fallas inversas de vergencia norte o como desgarres dextros de salto variable. Entre estas se distinguen:

-Las fallas del corredor de Ugarte-Kastresana, son posiblemente resultado del desgarre del sinforme de Arraitz y del antiforme de Miribilla-Ollargan. Estaría limitado al norte por la falla de Malmasin (cuadrante de Basauri, 61-IV), con multitud de repliegues decamétricos asociados, vergentes al noreste, con flancos invertidos (afloramientos excepcionales en el túnel de Malmasin, cuadrante de Basauri). Enlaza con la falla de Bilbao a la altura de Basurto-Iralabarri.

-El cabalgamiento de Santo Domingo, neto en su parte central, se pierde hacia el noroeste y es cortado por las fallas de Etxebarri (rampa lateral)

hacia el sureste. Tiene gran desarrollo de pliegues vergentes al noreste y fuerte esquistosidad. En la zona del meandro de Etxebarri y en la subida de Begoña a Santo Domingo (cuadrante de Bilbao, 61-II) se observan multitud de fallas inversas de vergencia norte. En esta última área, el cabalgamiento principal parece sufrir algunas inflexiones paralelas a los pliegues de San Roque, lo que podría indicar su plegamiento a causa de los desgarres sinestrosos tardíos del corredor de Artxanda. La traza cartográfica de este cabalgamiento se sigue hasta el puerto del Abra, por donde discurriría bajo el mar. Su orientación es NO-SE y delimita, junto a la falla de Punta Lucero, un corredor que presenta un grado de deformación más intenso que el resto de las zonas cartografiadas en la hoja, y en el cual intruyen gran número de diques de rocas subvolcánicas. Estos diques encajan en fracturas de segundo orden producidas por el funcionamiento de ambas fallas.

En el cuadrante de Mondragón (88-III), la falla de Bilbao-Alsasua lleva asociadas otras fracturas paralelas de cierta importancia como, por ejemplo, las responsables de la aparición de una estrecha franja de facies Weald en el frente norte de la Sierra de Aloña. Asimismo, se distinguen fallas asociadas muy verticalizadas o con fuertes buzamientos al sur, con un juego principal de falla inversa de poco salto. En las cercanías de estas fallas se observan pliegues asociados de dirección N 135° E. En este mismo cuadrante, la falla de Bilbao-Alsasua tiene características de desgarre dextro. Debido a su funcionamiento, muy dilatado en el tiempo, el régimen de funcionamiento dextro puede corresponder exclusivamente a la última etapa de este accidente. En etapas anteriores han podido tener un régimen sinistral o incluso haber funcionado como falla inversa y/o cabalgamiento.

La falla de Durango separa los sectores de Gernika y Durango (al suroeste), dentro de la Unidad de Oiz. En la parte oriental del cuadrante de Bilbao (61-II) presenta escaso salto aparente y su influencia se manifiesta tan sólo por la verticalización de las series. Sin embargo, hacia el noroeste aumenta su salto inverso con vergencia norte, llegando a montar las rocas volcánicas del Albiense superior sobre los niveles santonienses del Flysch detrítico–carbonatado. Hacia el sureste, presenta también carácter inverso con vergencia norte, amortiguándose dentro de la hoja de Durango (62-IV). En los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Bergara (88-I), todavía puede seguirse alguna fractura que pudiera ser la continuidad de la falla de Durango. Éste es un accidente estructural antiguo, cuya actividad durante la sedimentación de los materiales cretácicos queda atestiguada por la frecuente presencia de facies de brechas sedimentarias y olistolíticas en las proximidades de su traza cartográfica.

Otra falla de dirección NO-SE atraviesa los materiales eocenos que afloran en el núcleo del Sinclinorio, tiene una continuidad lateral importante, y en su proximidad se desarrollan otras fracturas y pliegues menores asociados, produciéndose una encurvación de la estratificación y ejes de pliegues debido al arrastre de la falla.

Asimismo, en la hoja de Durango (62-IV), se han cartografiado una serie de fracturas, de orientación NNE-SSO, que afectan casi exclusivamente a los materiales de edad Cretácico superior del sector de Durango. Aunque ninguna de estas fallas presenta saltos demasiado importantes, hay gran número de ellas y sus movimientos desplazan los contactos de los diferentes términos produciendo arrastres y orientaciones anómalas de los planos de estratificación. Se trata de una familia de fracturas que, probablemente, sean estructuras secundarias asociadas al funcionamiento de las grandes fallas de dirección NO-SE; concretamente, éstas que aquí se describen quedan restringidas entre la falla de Durango y la falla situada por debajo de los materiales cuaternarios del río Ibaizabal.

Al sur de la falla de Durango, los materiales del Cretácico superior, que constituyen parte del flanco sur del Sinclinorio, se encuentran formando un monoclinal buzante al norte, afectado por numerosas fracturas y repliegues. Estos últimos no son fácilmente observables en el campo debido al recubrimiento existente y la mala calidad de los afloramientos; sin embargo, quedan delatados por los frecuentes cambios de dirección y buzamiento que muestra la estratificación. Cuando estos pliegues se observan, puede comprobarse que se trata de pliegues concéntricos, isopacos y sin vergencias claras. En consecuencia, es evidente que los materiales aflorantes en este flanco presentan un grado de deformación bastante superior al observado en el flanco norte.

La falla de Amorebieta es un accidente de dirección N 120° E aproximadamente que discurre paralela a la falla de Durango. Su traza cartográfica discurre por los cuadrantes de Galdakao (62-III), Lezama (62-I) y Bilbao (61-II); hacia el suroeste también continúa en el cuadrante de Durango (62-IV), aunque aquí discurre casi siempre oculta por los depósitos cuaternarios del río Ibaizabal. Su plano es prácticamente vertical y a lo largo

de todo su trazado pone en contacto los materiales de la formación Durango (bloque sur) con las margas y margocalizas cenomanienses. Pudiera tratarse de la reactivación durante la orogenia alpina de un accidente antiguo que actuó ya durante la sedimentación de los materiales cenomanienses. Este hecho parece avalado por la presencia, en la inmediata proximidad de la falla de Amorebieta, de dos cuñas de materiales supraurgonianos incluidos en las margas y margocalizas cenomanienses; dichos cuerpos detríticos albocenomanienses pueden ser en origen grandes olistones deslizados durante el depósito de las margas cenomanienses, y quizás su separación y caída a la cuenca puede estar relacionada con el funcionamiento de esta falla.

La falla de Kanpanzar es un desgarre sinistral asociado a la falla de Bilbao-Alsasua. Delimita junto a la falla principal, una gran cuña donde se encuentran las estructuras más importantes originadas por la interferencia de las fases 1 y 3, es decir: cabalgamiento retrovergente de Udala, inflexión de Santa Agueda e inflexión de Oñate. Las dos primeras estructuras se interpretan como el resultado de un empuje hacia el noroeste contrarrestando el empuje principal, hacia el sureste en el labio norte. La "inflexión de Oñate" se ha interpretado como un gran arrastre asociado al funcionamiento del desgarre principal.

La falla de Angiozar-Olaberria es un accidente de dirección N 110° E, continuación estructural de la falla de Durango, con el bloque norte hundido. La traza cartográfica que muestra su plano denota que se trata de un accidente muy verticalizado, habiéndose deducido en el cuadrante de Beasain (88-IV) una componente de salto en dirección dextro. En la parte central de la hoja de Bergara (88-I), esta fractura pone en contacto materiales margosos de edad Cretácico superior (bloque norte) con la secuencia supraurgoniana; pero hacia el oeste su traza discurre entre materiales supraurgonianos, lo cual dificulta su reconocimiento, quedando su presencia delatada en estos casos por la existencia de pliegues de arrastre cuyos ejes se inclinan hacia el oeste. En la parte este de la hoja de Bergara, la falla de Angiozar-Olaberria es desplazada por una fractura de dirección N 50° E, a la altura de Antzuola. A través de ella, en la zona de Peña Bizkarra, se inyecta una masa de ofitas (y otros materiales triásicos) de representación cartográfica considerable. La deformación de esta falla se "resuelve" hacia el este, en el cuadrante de Ataun (114-I), en la falla inversa del frente de Aralar.

El anticlinal de San Prudencio (figura 5.26) se localiza en la parte noreste del cuadrante de Mondragón (88-III); es una estructura orientada en dirección NO-SE que puede seguirse cartográficamente durante varios kilómetros, terminando por el sur en el domo de Mutiloa y sistema de fallas de Troya (Beasain, 88-IV). Es vergente al norte y en su núcleo afloran materiales urgonianos (margas de San Prudencio). El flanco sur no presenta complicaciones, manteniéndose relativamente constante la dirección y cantidad de buzamiento de los estratos; sin embargo, el flanco norte se encuentra fracturado en algunas zonas, y son frecuentes los pliegues menores en rodilla e inversiones de capas. El cambio de dirección que muestra el eje del pliegue en la parte norte del cuadrante de Mondragón, es debido al arrastre producido por una fractura NNE-SSO que, aunque con poca representación en esta hoja, puede seguirse durante varios kilómetros a través del cuadrante de Bergara (88-I).

El sinclinal de Oñati es una estructura orientada NO-SE y contigua por el sur al anticlinal de San Prudencio; al igual que éste, tiene una importante continuidad cartográfica, aunque hacia el sur queda truncada por la falla de Aitzgorri. El flanco sur del sinclinal está deformado por pliegues de ejes norte-sur, que son estructuras menores producidas por el funcionamiento de la falla de Aitzgorri; éstas afectan también al plano axial del sinclinal de Oñati, pero hacia el norte, lejos ya de la falla, quedan amortiguados.

La falla de Bexoazketa es una fractura de dirección N-S que discurre por el valle del mismo nombre poniendo en contacto la zona de Udala con el Supraurgoniano de la Unidad de Oiz. Es difícil sobre el terreno establecer sus características, sin embargo, a juzgar por el entorno estructural, parece tratarse de un accidente inverso con importante componente de desgarre sinestro.

En el cuadrante de Beasain (88-IV), los movimientos halocinéticos durante el Aptiense medio originan la formación del domo de Mutiloa (figuras 5.26 y 5.27). Esta intumescencia precoz, apenas tiene reflejo en la sedimentación, exceptuando la formación de pequeñas fallas en el flanco este de la intumescencia (Sistema de Fallas de Troya); no obstante, con el tiempo evoluciona a una mayor asimetría en su flanco oriental, con la formación de un surco perimetral muy pronunciado hacia el este. En el Albiense medio la intumescencia controlará la potencia de las series (más potentes hacia el este - surco de Zegama) y modificará el

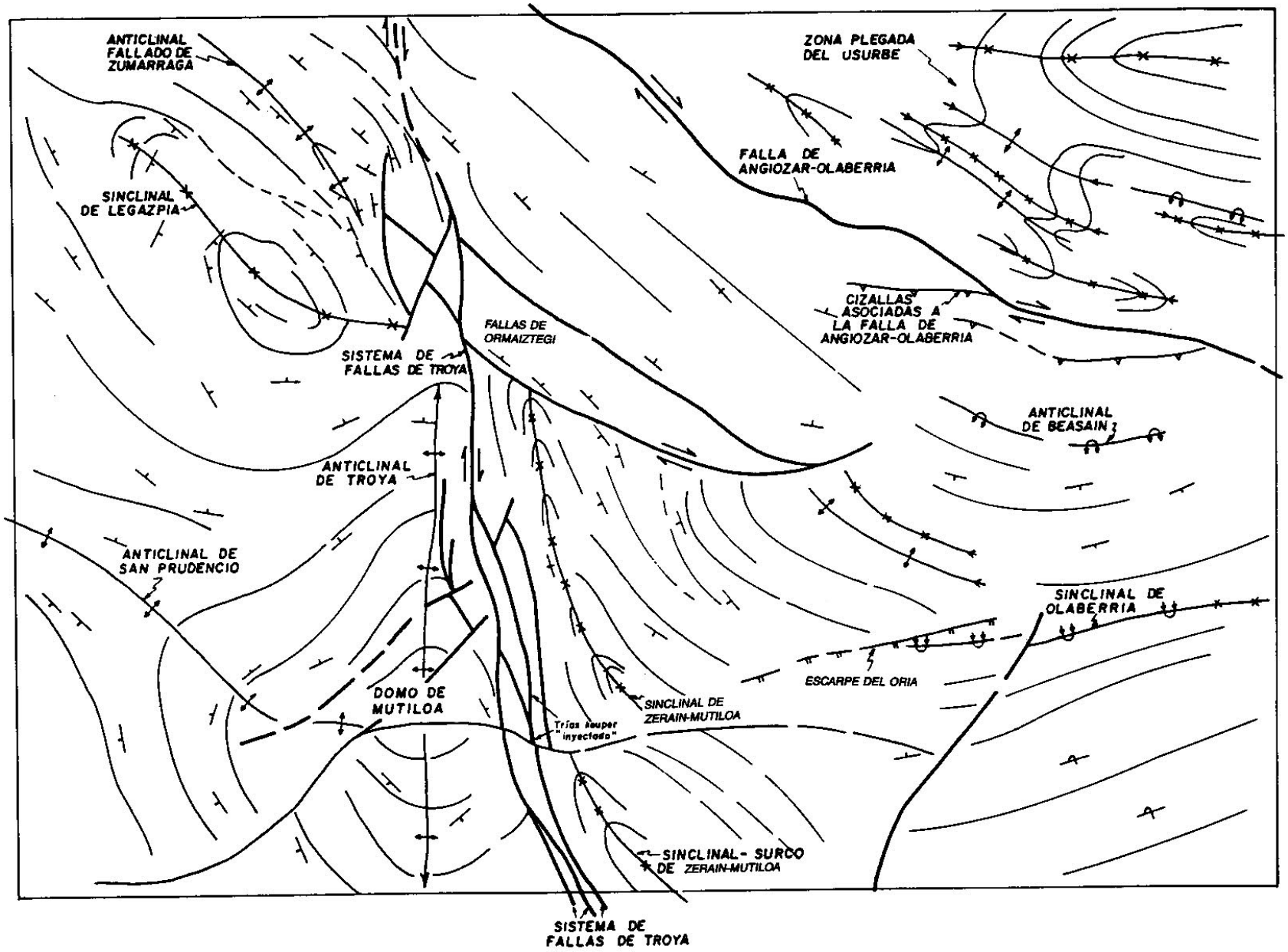


Figura 5.27.- Elementos estructurales del cuadrante de Beasain (88-IV)

EVE Ente Vasco de la Energía

tipo de sedimentación en su entorno hacia el Albiense superior (parte alta) generando un relleno "excepcional" en el surco oriental, ya muy pronunciado (cf. aptdo. de Sedimentología, en lo referente a la "Megabrecha de Sagu-Soro").

El sistema de fallas de Troya (SFT) se originó durante el Aptiense medio, en el flanco este del domo (intumescencia entonces) de Mutiloa. Al menos durante todo el Albiense evolucionará hundiendo progresivamente el labio oriental, con la formación de un surco pronunciado. La tectónica terciaria acentuará el carácter original del SFT, configurándolo tal y como se presenta ahora, como un sistema de fallas subverticales, que hunden progresivamente hacia el este, con un salto en buzamiento total (considerando el sistema), superior a 2.000 metros y con una cierta componente de salto en dirección dextral, del orden de 700 metros como máximo y que disminuye hacia el norte (obsérvese en la cartografia el desplazamiento de un sill básico). La apariencia de importante arrastre (kilométrico) que exhiben las capas al este del SFT esta motivada por la disposición original de estas en el surco perimetral del domo en su flanco este, subparalelo en origen al SFT, surco que se hereda y que aparece actualmente como un sinclinal (sinclinal de Zerain-Mutiloa).

Las fallas de Ormaiztegi limitan un bloque hundido que permite el afloramiento del techo del Supraurgoniano y la base del Flysch del Cretácico superior. Son cortadas y desplazadas por el SFT en su última fase de actuación.

El escarpe del Oria (figura 5.27), es una morfología típica que se puede atribuir al efecto del tectonismo cuaternario, siendo el más claro exponente de éste.

El sinclinal de Olaberria y el anticlinal de Beasain son estructuras claramente vergentes, que llegan a desarrollar un flanco inverso y una esquistosidad de plano axial, congruente, que buza unos 70-80° al sur.

El anticlinorio de Zegama (cuadrante 113-II) presenta dos zonas con características estructurales bien diferentes. La zona este está constituida por el cierre periclinal de una gran estructura desarrollada ampliamente al noreste y conocida como anticlinal de Aralar. Dicho cierre, que buza al suroeste, está constituido aquí por varios pliegues menores cuyos ejes buzan en el mismo sentido. Son pliegues suaves, poco apretados, afectados por un sistema de fallas paralelo que provoca en su proximidad verticalizaciones locales de la serie. La dirección de los ejes varía de N 80° E a N 110° E. Al oeste, el cierre periclinal enlaza con una zona tectónicamente distinta, constituida por una potente serie monoclinal buzante al sur, localmente bastante verticalizada, y aparentemente más moderna. Aunque no se observa con claridad por causa de los recubrimientos, existe un accidente N 40° E que separa estas dos zonas. El régimen de dicho accidente es difícil de determinar pero quizá podría responder a una rampa lateral del cabalgamiento norte del anticlinal de Aralar (figura 5.28).

El flanco norte de la estructura limita con una importante falla muy verticalizada que buza fuertemente al sur y que, en el corte del puerto de Etxegarate, provoca verticalización e incluso inversión de la serie. Podría considerarse como una falla inversa a la que quizá se asocia cierto movimiento de desgarre. Hacia el oeste, en la carretera a Kortabarria, pone en contacto materiales de muy distinta edad, generando en su proximidad un plegamiento N 150° E suave que afecta a estructuras previas muy apretadas. Hacia el norte, la falla parece vertical o buzante al norte y pone en contacto un bloque suroeste tectonizado de edad Aptiense, con un bloque donde los materiales, presumiblemente del Albiense superior-Cenomaniense, están muy replegados según un sistema preferente de pliegues norte-sur. Este accidente, ya en el cuadrante de Beasain (88-IV), se dispone completamente N-S, constituyendo el "sistema de fallas Troya" (SFT).

En el núcleo del anticlinorio de Zegama se reconoce un plegamiento paralelo que genera estructuras menores N 130° E a distintas escalas. Se trata de pliegues suaves algo trastocados por fallas paralelas N 130° E, por lo general verticalizadas o con fuertes buzamientos al sur. Éstas tienen una actuación compleja como fallas inversas de poco salto, con cierto componente de desgarre, y en su proximidad los pliegues N 130° E son más apretados, con flancos más verticalizados, llegando ocasionalmente a invertirse. La componente de cizalla individualiza bloques con movimientos relativos entre sí. Si el juego de desgarre es sinistro, se genera un plegamiento más o menos apretado N 150° E. Si es dextro origina estructuras este-oeste menos importantes, como fallas inversas y pliegues con cierta vergencia sur.

En el flanco sur del anticlinorio disminuye la frecuencia de los pliegues. Únicamente se reconocen ya algunas estructuras falladas de este tipo,

afectando al contacto Urgoniano - Supraurgoniano. El resto del flanco sur constituye en general una serie monoclinal buzante al sur, aunque afectada por el mismo sistema de fallas inversas y de desgarre, que provocan verticalizaciones e inversiones locales en la serie, así como pliegues paralelos muy verticalizados.

La falla de Zegama se presenta, al menos en su parte más septentrional, como una falla inversa vergente al sureste, y parece pertenecer al mismo sistema que el domo de Barbari-Mutiloa (figura 5.28 y 5.29). En la proximidad de este accidente se reconocen pliegues menores asociados, vergentes al sureste. La dirección de los ejes N 20° E es algo oblicua y parece responder a un juego de desgarre dextro. En su continuidad, al sur de Zegama, se manifiesta como una falla N 40° E, claramente tardía puesto que corta a las estructuras principales N 120° E. La figura cartográfica que origina sugiere una actuación como falla de desgarre dextro.

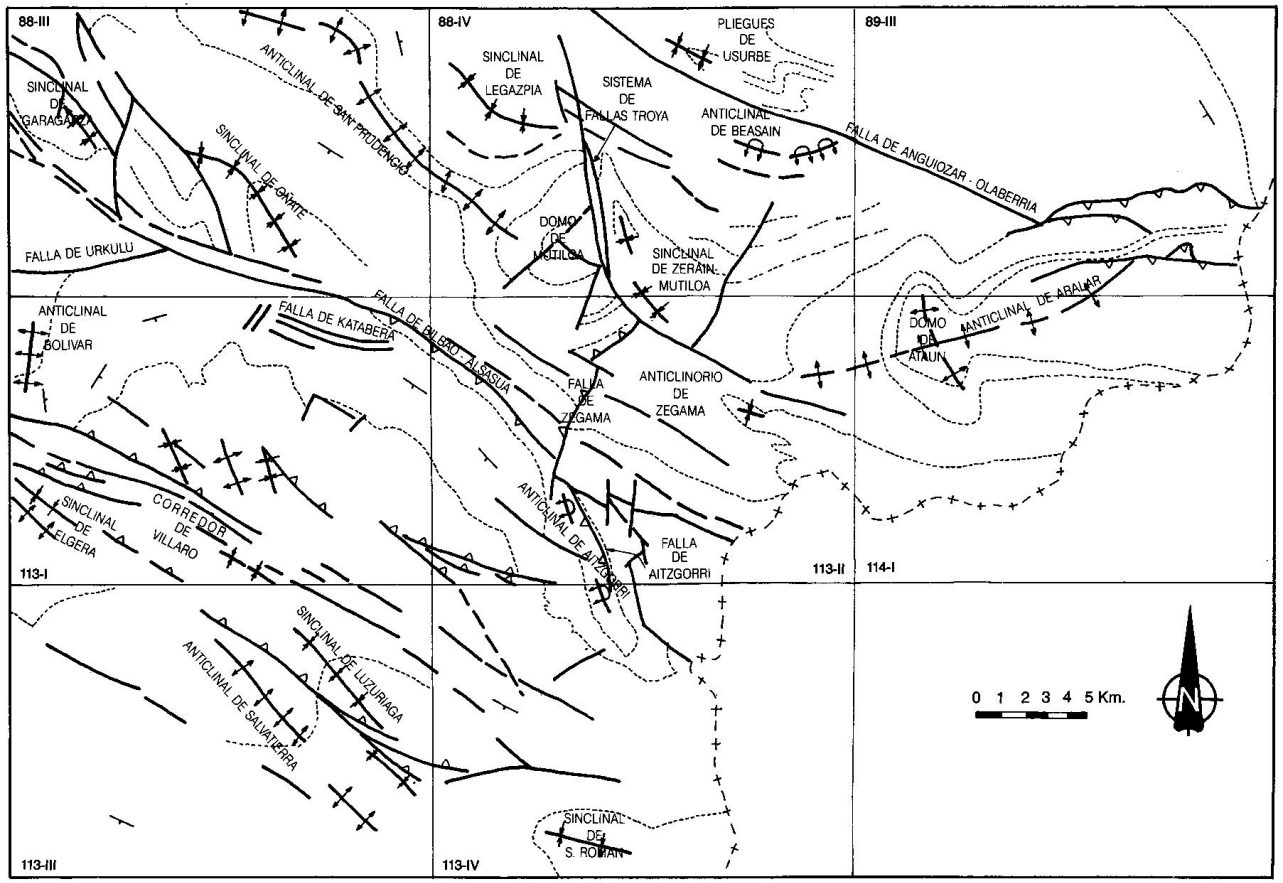


Figura 5.28.- Esquema estructural del entorno del cuadrante de Zegama (113-II) y sus adyacentes. Principales elementos estructurales.

5.4.5.8. Sector de Aralar

Corresponde a la terminación suroriental del sector de Durango en el ámbito de la Sierra de Aralar. Este sector presenta directrices estructurales principalmente E-O. Se divide en dos zonas limitadas por el cabalgamiento de Aralar, importante accidente donde se enraíza la falla de Angiozar-Olaberria. La zona meridional comprende el cuadrante de Ataun (114-I) y la mitad sur del de Ordizia (89-III), y su estructura principal es el Anticlinal de Aralar. La zona septentrional corresponde al área situada entre el cabalgamiento de Aralar y las fallas de Aulestia-Azkoitia y Leiza; queda, por tanto, comprendida en las hojas de Ordizia (89-III) y Tolosa (89-I), principalmente.

El cabalgamiento de Aralar y la falla inversa de Amezketa responden a la deformación del flanco norte de la estructura anticlinal dominante en la Sierra de Aralar. Una componente de cizalla oblícua permitió este desplazamiento en sentido NNO. El anticlinal de Aralar evoluciona hacia el oeste-suroeste a un cierre periclinal donde se dibuja una estructura en domo. Este accidente, denominado domo de Ataun (figura 5.28), presenta dos directrices antiformes, una correspondiente al eje del anticlinal de Aralar y otra definida por otro eje anticlinal de dirección aproximada NNO-SSE. Según esta última, el núcleo del domo de Ataun presenta una vergencia en sentido oeste-suroeste, desarrollando una estructura de pliegue anticlinal fallado en la charnela, encontrándose tumbado

según la vergencia expuesta en su parte sur. Asimismo, las esquistosidades que presenta en su núcleo son coherentes con los planos axiales de ambos accidentes. Todos estos datos inducen a pensar en una génesis relacionada con la interferencia de esfuerzos de dirección aproximada N-S (génesis del anticlinal de Aralar) con otros de dirección ONO-ESE, generados quizás en una etapa posterior a la creación de la antiforma principal. No se tienen evidencias de actuaciones halocinéticas en la génesis del domo de Ataun.

El bloque situado al norte del cabalgamiento de Aralar representa la continuación del sector de Gernika, en una zona donde las estructuras hasta ahora dominantes (NO-SE) sufren un giro a directrices generales E-O.

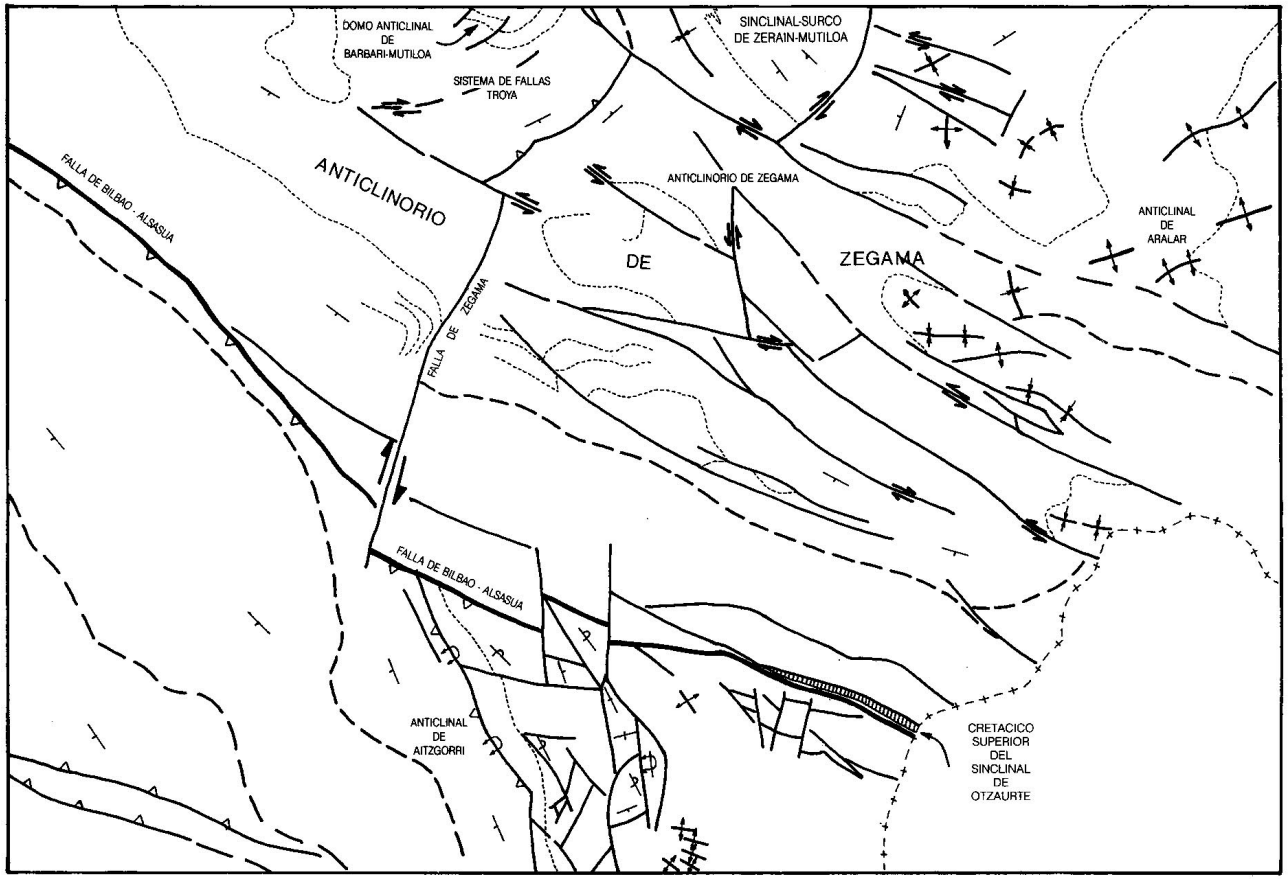


Figura 5.29.- Elementos estructurales del cuadrante de Zegama (113-II).

La serie de este bloque, básicamente margosa, del Cretácico superior, se presenta muy plegada y con esquistosidades muy marcadas. Se observan estructuras congruentes con las vergencias generadas por el accidente de Aralar y con un posible cierre del Sinclinorio de Bizkaia, consistentes en pliegues con ejes de dirección N 110° E y esquistosidad de plano axial de dirección N 110° E, buzando 60-80° al sur.

5.4.6. Unidad de Yurre

5.4.6.1. Introducción

Geográficamente, se trata de una franja NO-SE que ocupa la zona central de la Comunidad Autónoma del País Vasco, entre los cuadrantes de Santurtzi (61-I), en Bizkaia, y Asparrena (113-IV) en Álava. Está limitada al norte por la falla de Bilbao-Alsasua y al sur por otro accidente de gran importancia regional conocido como falla de Villaro. A escala regional constituye una banda muy tectonizada y con lineaciones NO-SE, más o menos coincidente con el núcleo de una gran estructura de plegamiento, el Anticlinorio de Bilbao, el cual muestra una completa interferencia de estructuras compresivas y otras propias de un corredor de desgarre. El extremo noroccidental se configura como una zona de nexo estructural hacia zonas con directrices E-O en la parte oriental de Cantabria. Este giro de estructuras es notorio en el sector de Amurrio-Karrantza, que será posteriormente comentado en la Unidad de Gorbea. El límite con esta última unidad, la falla de Villaro, será contemplado al desarrollar la unidad mencionada, aunque se tratarán a continuación ciertos aspectos de interés sobre este accidente.

A nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica, esta unidad representa la parte meridional del Arco Vasco, unidad estructural definida por FEUILLÉE y RAT (1971).

Las fallas de Bilbao-Alsasua y de Villaro son dos accidentes de gran importancia regional y de régimen

muy complejo. Se consideran el reflejo actual de dos de los grandes accidentes tardihercínicos que compartimentaron la cuenca condicionando la sedimentación durante gran parte del Mesozoico, y que han sufrido una reactivación compleja durante las sucesivas fases de la orogenia, actuando como fallas inversas y fallas de desgarre.

Las fallas que delimitan sectores en esta unidad presentan ciertas características comunes entre sí. Casi todas ellas son verticales o fuertemente buzantes al sur. Localmente, presentan una evidente actuación como fallas inversas vergentes al norte, mientras en otros puntos parece más clara una actuación como fallas de desgarre. Aunque de menor rango, estas fallas podrían considerarse similares a las fallas de Bilbao-Alsasua y de Villaro. Algunas se originan, y todas ellas participan, de la misma dinámica compresiva y de desgarre de los grandes accidentes, originando bloques con movimientos relativos entre sí. Así se explicaría la tectónica tan compleja que caracteriza la unidad, y que vendría determinada por la interferencia local de las estructuras compresivas regionales N120°-140°E, con el movimiento relativo de los bloques.

La falla de Bilbao-Alsasua puede seguirse desde la costa vizcaína, en la zona de Santurtzi-Muskiz, por el oeste, hasta los alrededores de Alsasua por el este, donde el accidente continúa por el valle de Sakana (Navarra) fuera de los limites de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Es una falla de dirección NO-SE con una historia compleja y dilatada en el tiempo. Fue activa ya durante la sedimentación de los materiales urgonianos y supraurgonianos en los que condiciona importantes cambios de facies, limitando el surco (Sinclinorio) subsidente, de una zona de paleoalto en donde se depositó el gran edificio carbonatado de Aramotz. Este aspecto se encuentra particularmente bien reflejado en el cuadrante de Elorrio (87-II). En esta zona, su representación cartográfica más evidente es un plano de falla inversa de vergencia norte, que monta los materiales de la Unidad de Yurre sobre los de la Unidad de Oiz. La componente vertical del salto de esta falla se desconoce, aunque dentro del cuadrante de Elorrio, éste no parece ser muy grande. No obstante, más hacia el sureste, en el cuadrante de Mondragón (88-III), la falla de Bilbao - Alsasua se manifiesta como un desgarre dextro; esta disparidad no debe sorprender, si se tiene en cuenta que el accidente es complejo y ha estado involucrado en todas las fases de deformación que han tenido lugar durante el ciclo alpino en esta parte de la Cuenca. En consecuencia su resolución cartográfica ha de ser asimismo compleja, y en este sentido es muy probable que fallas con la misma orientación, que cortan los materiales del Complejo Supraurgoniano al sur de Euba (cuadrante de Galdakao, 62-III) sean, en realidad, diversos planos del mismo gran accidente.

La Unidad de Yurre se divide a su vez en sectores, diferenciados bien por accidentes de menor entidad o bien por tratarse de zonas con transferencia de estructuras.

5.4.6.2. Sector noroccidental

Se encuentra limitado al sur por el sistema de fallas de Valnero y Alén-Areta, el cual forma parte de la terminación noroccidental del accidente de Villaro. El límite septentrional es la falla de Bilbao-Alsasua. Este sector queda comprendido en las hojas de Trucíos (60-II), Zierbena (37-III), Santurtzi (61-I), Bilbao (61-II), Güeñes (61-III) y Basauri (61-IV).

5.4.6.2.1. Flanco meridional del Anticlinorio de Bilbao

En el flanco meridional del Anticlinorio de Bilbao, los buzamientos son muy suaves, entre 20° y 45°, constituyendo una serie monoclinal de gran continuidad a escala regional.

El anticlinal en su conjunto aparece cortado por una serie de fallas subparalelas a las estructuras de Fase I, que funcionan como inversas de vergencia norte o como desgarres dextros de salto variable. Entre las que atraviesan el flanco sur, pueden destacarse (ver figura 5.30) la falla de Alén y la falla de Valnero.

La falla de Alén es un accidente de trazado muy neto, de dirección aproximada N 130° E, que buza fuertemente al sur. En la corta de la mina de Alén (cuadrante de Trucíos, 60-II) se presenta con una brecha de falla de potencia métrica en la que se distinguen filones de cuarzo, de morfología tabular de dirección N 150° E y buzamiento al sur. Origina además silicificaciones locales (algunas bastante extensas) en el labio norte. En la corta de la mina Federico se muestra sin embargo como una fractura muy neta con ausencia de la banda de brechificación y sin silicificaciones. Más al noroeste, a su paso por el barranco de Peñalba (Trucíos), origina suaves pliegues de dirección este–oeste en la formación Ereza. En esta zona, y a partir de su intersección con una falla oblicua

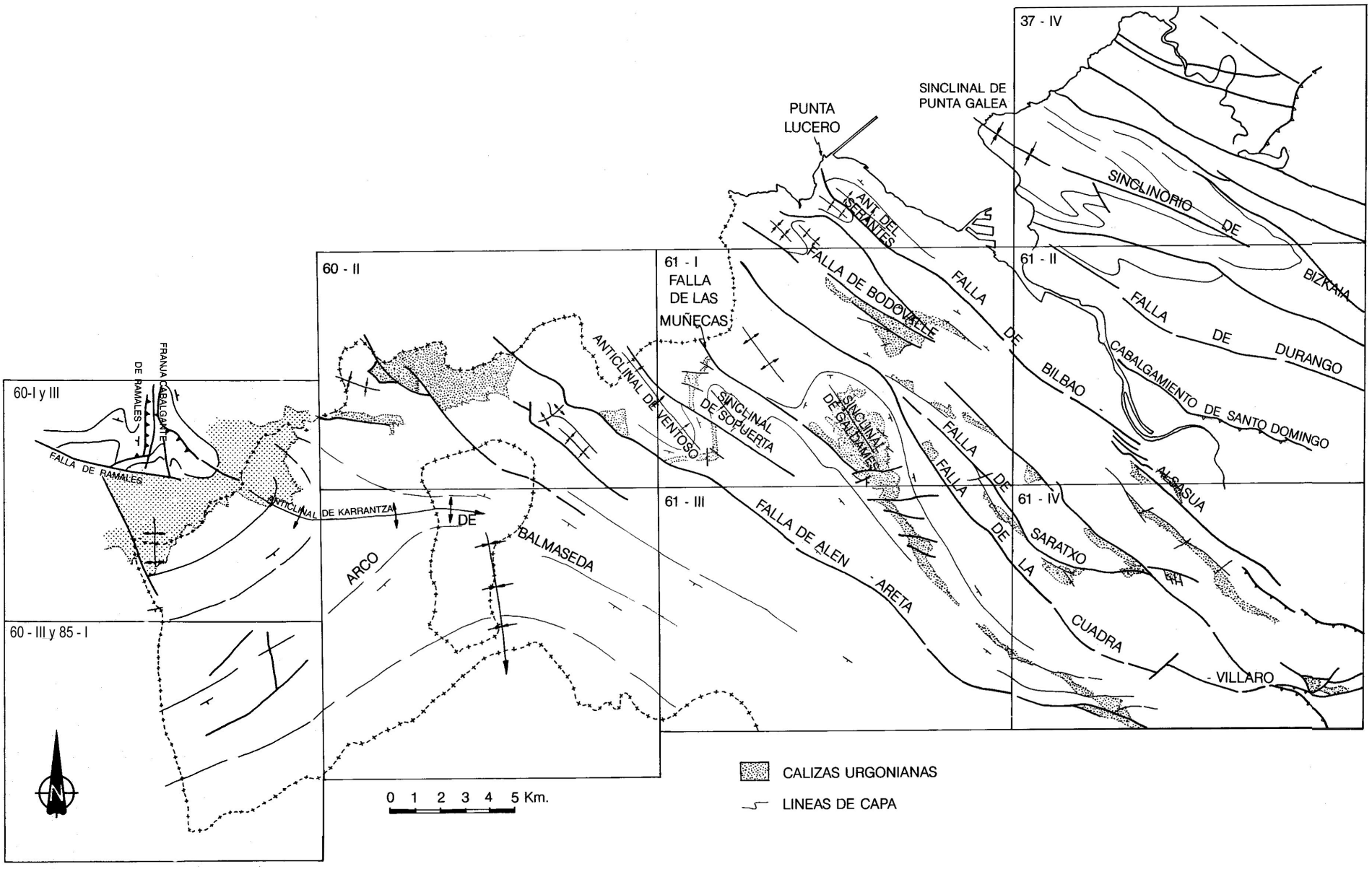


Figura 5.30.- Esquema estructural del sector noroccidental del Anticlinorio de Bilbao.

N 150° E situada al sur, cambia bruscamente de rumbo y se dispone en dirección aproximada norte - sur provocando verticalizaciones de la serie en su inmediata proximidad; y pliegues paralelos al este del pico Hilar (Trucíos). En su prolongación hacia el noroeste recupera de nuevo una dirección N 130° E, originando en la vertiente norte del pico Hilar pliegues oblicuos N 150° E en el labio norte y una esquistosidad, también N 150° E, en las margas del labio sur.

A primera vista, la falla de Alén parece una falla normal, debido a su buzamiento y a la edad relativa de los materiales que pone en contacto. Las características de las series y la variación de sus potencias inducen a sospechar que además se trata de una falla sinsedimentaria, cuya actuación condicionó al menos durante un tiempo, la sedimentación de su entorno.

A escala regional, no obstante, esta falla presenta otras características. En su continuidad hacia el sureste por el cuadrante de Güeñes (61-III) presenta un trazado muy neto y parece reconocerse cierto desplazamiento lateral. Ya en el cuadrante de Llodio (86-II), enlaza con la falla de Santa Lucía y se desdobla en una serie de accidentes, conocidos como "desgarres de Areta". A grandes rasgos, se comporta como una falla de desgarre con un desplazamiento lateral importante, de tipo dextro. Así pues, la falla de Alén podría haberse originado como una falla sinsedimentaria, siendo reactivada con posterioridad como falla de desgarre.

El giro que describe la falla de Alén al aproximarse a los desgarres de Areta, y el salto resultante de algunos de éstos, podría indicar alguna vergencia sur. El giro de la falla de Alén es subparalelo al que dibujan las de La Cuadra y Saratxo en el cuadrante de Basauri (61-IV); la última de estas fallas podría apuntar vergencia sur en algún punto de ese cuadrante, como por ejemplo en las áreas de Zamaia y Pagasarri.

A la vista de estas consideraciones, la franja tectónica delimitada inmediatamente al norte de la falla de Alén (figura 5.30) se manifiesta como un corredor caracterizado por la actividad de fallas de desgarre que individualizan bloques con movimientos relativos entre sí. Los esfuerzos tangenciales podrían ser a su vez la causa del desarrollo local, dentro de este corredor, de fallas normales, norte - sur como las reconocidas en la mina de Alén y mina Federico, o de fallas este - oeste como las desarrolladas en el cierre periclinal del anticlinal de Ventoso, que cortan y desplazan a las N 130° E (figura 5.30).

Al suroeste de la falla de Alén (figura 5.31) se reconoce un conjunto de fallas normales, subparalelas o algo oblicuas a ésta, buzantes al sur, que hunden bloques de forma escalonada en esa dirección. Algunas de estas fracturas pueden considerarse como fallas sinsedimentarias, puesto que ejercen cierto control sobre la sedimentación. Esta actividad sinsedimentaria favoreció la individualización de pequeñas cuencas de geometría alargada en dirección N 130° E. Entre otras destaca la falla de Siete Puertas que buza unos 50° hacia el SO y presenta un salto cercano a 75 metros. Más al suroeste, la falla de Trucíos - alto de La Cárcel presenta un salto difícil de estimar y una evidente actividad sinsedimentaria. Al suroeste de esta última se reconocen otras fallas de menor entidad que participan de esta dinámica, hundiendo bloques en esa dirección. Al contrario que la falla de Alén, éstas no muestran evidencias de reactivación. Posiblemente jugaron un papel más bien pasivo durante la tectogénesis terciaria. La serie aquí se presenta con un buzamiento medio de 10° al suroeste y tan sólo está afectada por un tenue plegamiento o más bien por suaves inflexiones más o menos paralelas al sistema de fallas (zona del alto de La Cárcel y barrios de Alisedo y Las Rivas). Solamente en la inmediata proximidad de las fallas se alcanzan buzamientos de 40 a 50° y, muy localmente (cementerio de Trucíos), se llega a 70 u 80°. En su prolongación hacia el noroeste, algunas fallas parecen amortiguarse o bien desaparecer al intersectar con otra fractura de régimen distinto (probablemente compresiva) de dirección este - oeste. Se advierte además un giro en la traza de sus planos, que parecen disponerse en dirección norte - sur. Paralelamente se advierte también un giro en el rumbo de las capas, que pasan de direcciones N 130° E, más o menos coherentes con el anticlinal de Ventoso, a ser mucho más norteadas. Todas estas cuestiones podrían estar relacionadas con el desplazamiento lateral de la falla de Alén.

Al suroeste, el sistema de fallas descrito da paso a una zona caracterizada por una menor complejidad tectónica. En este ámbito se localiza la falla de Valnero (figura 5.31), que constituiría el último y más alejado accidente N 130° E y que, a la vista de sus características de falla normal, de pequeño salto, parece participar de la misma dinámica sinsedimentaria hundiendo bloques hacia el sur y condicionando la formación de pequeñas cuencas N 130° E. Al igual que la falla de

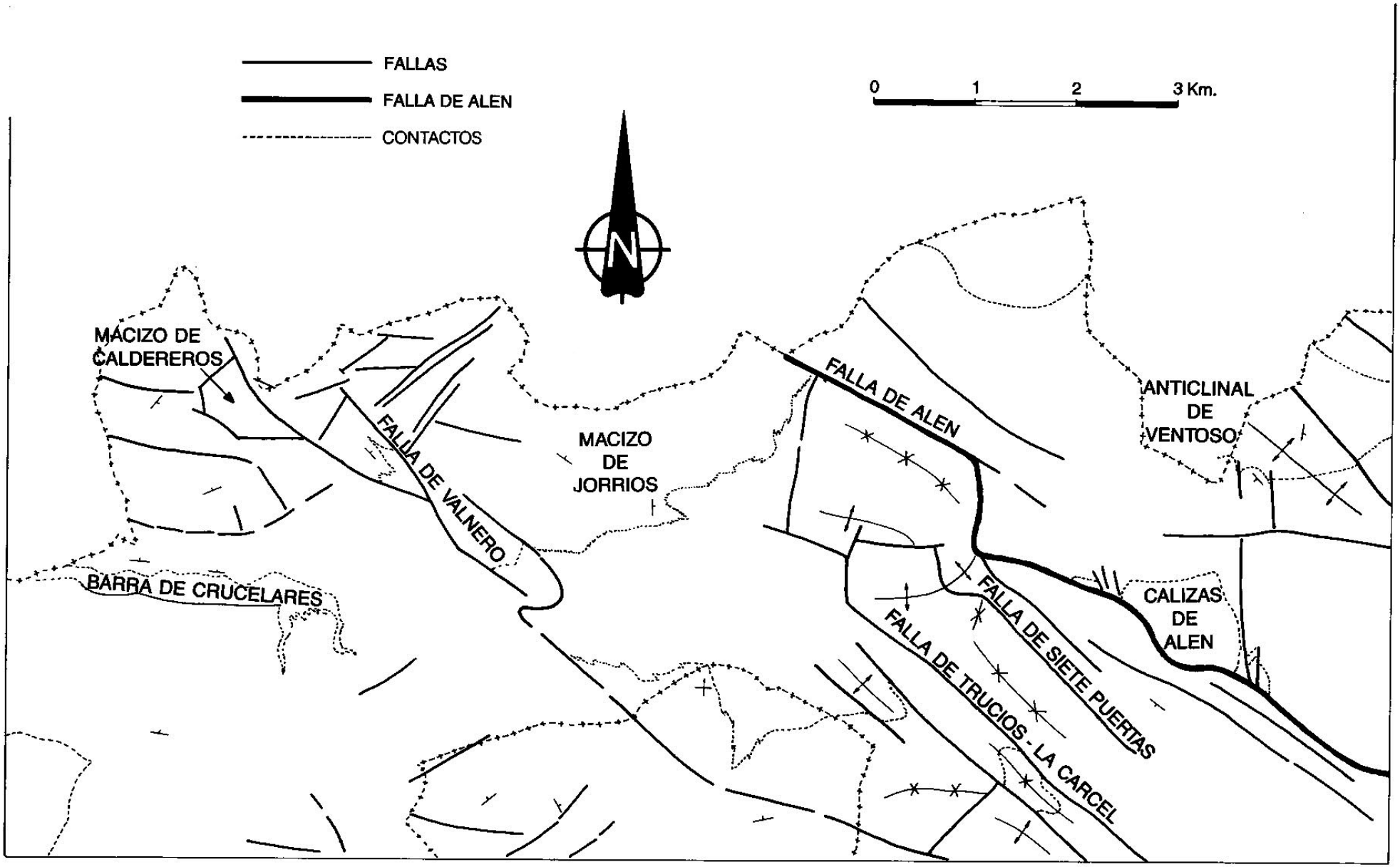


Figura 5.31.- Esquema tectónico del cuadrante de Trucíos (60-II)

EVE Ente Vasco de la Energía

Alén, podría haber sufrido una reactivación como falla de desgarre pero en cualquier caso su desplazamiento lateral sería pequeño. En el labio norte de la falla, y afectando al litosomo calizo, se desarrollan fracturas secundarias de escaso salto que parecen corresponder a dos sistemas N 50° E y E-O. En el bloque hundido, las capas se disponen según direcciones aproximadas E-O y suaves buzamientos al norte. Aquí los sistemas de fallas N 50° E y E-O se hacen más patentes y son claramente dominantes. Se manifiestan como fallas normales, buzantes al norte y de poca entidad. Al norte de Crucelares (norte del Valle de Karrantza; cuadrante de Trucíos, 60-II) el sistema E-O es dominante y las fallas, en general, presentan un mayor salto. Aparte de una menor deformación, en esta zona se detecta además una notable y generalizada variación de las clásicas directrices estructurales N 130° E que dominan en la mitad nororiental del cuadrante. Esto es debido probablemente a la convergencia, en zonas cercanas situadas al sur, de una amplia estructura longitudinal conocida como anticlinal de Karrantza (ver Unidad de Gorbea), con otras transversales de dirección N–S, que provocan localmente el cambio de rumbo de la primera (figura 5.30).

Existen, al norte de las estructuras descritas, una serie de fallas axiales del Antictinorio de Bilbao que hunden su charnela:

-La falla de La Cuadra-Villaro, jalonada de potentes diques de cuarzo, ocupa el lugar del plano axial del Anticlinorio. Es un desgarre dextral del orden de 3,5 kilómetros que sufre relevos y amortiguaciones hacia el noroeste. Hacia el sureste separa las unidades de Yurre y Gorbea, recibiendo a partir de la zona de Ugao-Miraballes el nombre único de falla de Villaro.

-La falla de Saratxo que se amortigua hacia el noroeste al confluir con la anterior (cuadrante de Santurtzi, 61-I) sufre hacia el sureste diversos cambios de dirección, y acaba confundiéndose en el haz de fracturas de Ordaola, Pagasarri, etc. (cuadrante de Basauri, 61-IV) equivalentes a las de La Arboleda.

-Por otro lado, en el ángulo noreste del cuadrante de Güeñes (61-III) se desarrollan familias de fracturas con direcciones entre N 85° y N 100° E, consecuencia de los desgarres tardíos de Fase I a que se ve sometido el conjunto del flanco sur del anticlinal de Bilbao. Estas fracturas no se observan en los materiales más dúctiles (margas), mientras que son claramente visibles en los más rígidos como las areniscas de la formación Ereza y, especialmente, las calizas de Galdames.

En cuanto a posibles estructuras de Fase III, las escasas fallas menores de dirección N 45° E se localizan asociadas a las tardías de Fase I y dirección E - O, sin que quede clara su adscripción a dicha fase terminal.

Algunas de estas fallas, como las de la zona de Aranguren (Zalla), pueden ser consecuencia de una preformación durante la Fase 0, habiendo sido retocadas con posterioridad por los esfuerzos sucesivos de la Fase I, de sus desgarres tardíos, y quizá de la Fase III.

Por otro lado, las fallas N 40° E de Zaldu (sureste del cuadrante de Güeñes, 61-III) y los cauces rectilíneos de los ríos Cadagua y Herrerías en la zona de Sodupe podrían responder también a familias de fracturas de esta última fase.

En cuanto a posibles estructuras de Fase III, en la hoja de Santurtzi (61-I) se localizan fallas menores de dirección N 25°-30° E, N 45° E con diques básicos asociados, y finalmente fracturas N 60°-80° E en la zona axial y flanco sur del anticlinal. Estas últimas estarían relacionadas más bien con los desgarres tardíos de Fase I.

Algunas de las fallas SO - NE, así como los giros de capas en el sinclinal de Sopuerta pueden ser en parte consecuencia de los esfuerzos de Fase III. Así, este repliegue complejo pudo preformarse en el Albiense según una directriz N 30° E (Fase 0), ser modificado por la compresión y los desgarres de dirección N 120° E (Fases I + II), y finalmente acentuarse quizá por una nueva compresión N 30° E relacionada con la Fase III. La falla de Las Muñecas lamina el flanco noreste del sinclinal de Sopuerta y funciona como inversa de vergencia norte, o como desgarre dextro de salto variable, con pliegues de arrastre asociados.

El desplazamiento en dirección de las fallas de Alén y Las Muñecas origina repliegues oblicuos (Ventoso y Sopuerta) que modifican la estructuración primaria de Fase 0 que se ha descrito anteriormente en la zona.

El anticlinal de Ventoso es una estructura que aflora limitadamente entre los cuadrantes de Trucíos (60-II) y Santurtzi (61-I). Su eje lleva una dirección aproximada N 120° - 130° E y buza unos 30° hacia el sureste. A escala regional, se articula con el anticlinal de Bilbao (FOYO-MARCOS, 1979) a través de un pliegue subparalelo (sinclinal de Sopuerta). En el cuadrante de Trucíos el flanco norte del anticlinal de Ventoso está

limitado tectónicamente al norte por una falla subvertical N130°E. Esta falla, presumiblemente de desgarre y con un probable desplazamiento lateral sinestro, separa dicho flanco de una porción tectonizada y desplazada del cierre periclinal del sinclinal de Sopuerta. En la zona axial (figura 5.31) se localiza otro accidente N 130° E, que cruza longitudinalmente la estructura. Esta falla axial se manifiesta como una estrecha franja tectónica constituida por varias fracturas subverticales que originan en su proximidad verticalizaciones locales de la serie. Asociados a este ámbito se reconocen rellenos hidrotermales de cuarzo y silicificaciones locales de la serie (norte del pico Artatxo). En su prolongación por el cuadrante de Santurtzi, la falla presenta unas características claras de desgarre con desplazamiento lateral sinestral, de algo más de un kilómetro.

5.4.6.2.2. Flanco septentrional del Anticlinorio de Bilbao

El flanco norte del Anticlinorio de Bilbao es más complejo que el flanco sur, con buzamientos más fuertes, donde se llegan a verticalizar o incluso invertir las capas, los pliegues de arrastre adoptan un plano axial vergente al norte, y se llega a desarrollar una esquistosidad incipiente que buza entre 60° y 70° al suroeste; en definitiva, las estructuras están más evolucionadas, debido a un proceso de cizalla simple, al encontrarse más próximas a la falla de Bilbao. Destaca en esta zona el cierre perianticlinal fallado de Bodovalle, cortado por la falla del mismo nombre. Esta falla de Bodovalle (cuadrante de Santurtzi, 61-I) continúa hacia el sureste, presentando una traza cartográfica más nítida y probablemente un mayor salto.

La falla de Punta Lucero (continuación de la regional Bilbao - Alsasua, que separa las unidades de Oiz y Yurre) merece mención aparte dado su carácter de desgarre dextro en el cuadrante de Santurtzi (61-I), mientras que hacia el noroeste (cuadrante de Zierbena, 37-III) pasa a falla inversa con vergencia sur, y hacia el sureste (cuadrante de Bilbao, 61-II)) con vergencia norte, calculándose saltos de más de 1000 metros en puntos concretos. La explicación de esto debe residir en que han tenido lugar alabeamientos y plegamientos diferenciales en ambos labios de la falla, con lo cual los altos locales pueden ser de entidad muy variable y polaridad opuesta. De lo contrario, habría que pensar en manifestaciones locales de algún retrocabalgamiento de Fase II, como podría ocurrir con las fallas de Saratxo y La Arboleda, en el cuadrante de Basauri (61-IV), o con la de Alén en el límite Santurtzi - Trucíos.

En la hoja de Zierbena afloran una serie de estructuras de menor entidad (figura 5.30) como son: el anticlinal del Serantes y los pliegues cartografiados en los alrededores de la playa de La Arena. Estos pliegues menores son estructuras laxas, con buzamientos suaves en los flancos y plano axial vertical; mientras que el anticlinal del Serantes ocupa un corredor entre dos fallas cuyo movimiento ha propiciado un mayor grado de deformación en los materiales.

La traza axial del Anticlinorio de Bilbao coincide con el monte Ganekogorta y aparece parcialmente laminada por las fallas de La Cuadra, Saratxo y Pagasarri, subparalelas a la estructura. El conjunto del anticlinal define en el cuadrante de Basauri (61-IV) un pliegue de amplio radio. Se distingue también una compleja banda plegada en la que afloran materiales del Aptiense superior - Albiense inferior, y que incluye el sinforme de Arraiz, el corredor sinforme de Arrigorriaga y el anticlinal Miribilla-Ollargan. La geometría de esta banda plegada es complicada, observándose capas verticales e incluso invertidas y pliegues volcados a los que se asocia una esquistosidad desigualmente desarrollada, a veces muy penetrativa.

Asimismo, se observan corredores de fracturas de traza sinuosa y direcciones entre N 100° y N 135° E, consecuencia de los desgarres tardíos de Fase I a que se ve sometido el sector noreste del Anticlinorio de Bilbao. Entre ellas cabe citar:

-Falla de Bilbao. Cabalgamiento de vergencia noreste, de gran salto vertical en este cuadrante, que se va amortiguando hacia el noroeste, convirtiéndose en un desgarre dextroso de escaso desplazamiento.

-La falla de Malmasín, con multitud de repliegues decamétricos asociados vergentes al noreste con flancos invertidos (afloramientos excepcionales en el túnel de Malmasín). Enlaza con la falla de Bilbao en el cuadrante 61-II, del mismo nombre.

-Corredor de desgarre de Arrigorriaga intensamente tectonizado por desgarres y pliegues - falla vergentes al norte. El límite sur del corredor es una falla inversa en cuyas proximidades se localiza una efusión volcánica, fenómeno excepcional en el Aptiense de la zona.

5.4.6.3. Sector de Mandoia

El Sector de Mandoia limitado al sur por la falla de Villaro y al este por la falla de Arantzazu, constituye a grandes rasgos una cuña tectónica

perteneciente a la Unidad de Yurre. Está formada por materiales de edad comprendida entre el Aptiense inferior y Albiense medio superior que se disponen en una sucesión plegada de dirección aproximada N 40° E. No presenta gran complejidad tectónica. Tan sólo en las proximidades de las fallas que lo delimitan se reconocen pliegues menores y esquistosidad asociadas. Las estructuras más destacables son dos pliegues E-O asociados al movimiento de la falla de Villaro: el anticlinal de Mandoia, en el borde sur del cuadrante de Galdakao (62-III), es un pliegue cilíndrico con plano axial vertical, y el sinclinal de Zeberio, cuyo eje se localiza en al norte del cuadrante de Igorre (87-I), que se encuentra fallado en su núcleo (figura 5.32).

5.4.6.4. Sector de Amboto

El Sector de Amboto ocupa la zona noreste de la Unidad de Yurre coincidiendo con gran parte del litosomo calizo de Aramotz. Estas calizas presentan un esquema de plegamiento claro en el sureste, en el cuadrante de Elorrio (87-II), que consta de una pareja de pliegues de radio hectométrico (sinclinal y anticlinal de Mugarra). El primero, presenta un eje N 120°-130° E buzante al noroeste, y el segundo, subparalelo, está fallado en su núcleo. La continuación de estas estructuras en el cuadrante de Igorre resulta problemática dado que el carácter masivo de la caliza no permite apenas el reconocimiento de superficies de estratificación. No obstante más al noroeste, a partir del tránsito lateral de Aramotz (cuadrante Galdakao, 62-III) estos pliegues se hacen de nuevo visibles, definiendo la zona plegada de Apario (figura 5.32).

La cuña tectónica de Txakarra representa la terminación occidental del sector del Amboto, y está relacionada con el corredor tectónico de Miraballes. Todo el conjunto de estructuras enlaza hacia el sureste con la traza única de la falla de Villaro.

La falla de Urkiola y el corredor tectónico de Aramayona separan el sector de Amboto, del sector de Aramayona. Son en realidad el mismo accidente, que en el segundo caso corresponde a una amplia zona de deformación con límites mal definidos. Esta serie de fracturas constituye una falla mixta con componente normal y de desgarre, relacionada con la formación de la ensilladura de Urkiola (figura 5.33).

5.4.6.5. Sector de Aramayona

Este sector se sitúa paralelamente al sur del anterior ocupando la zona mitad suroriental de la Unidad de Yurre. Está formado por materiales del Complejo Purbeck-Weald, por litosomos calizos urgonianos y por los equivalentes de calizas y formaciones terrígenas infra y suprayacentes. La fractura que limita por el norte este sector (falla de Yurre-Mugarra o falla de Urkiola) lleva una dirección aproximada N 120° E. En el noroeste aparece como una falla inversa de poco salto con vergencia norte. En la hoja de Galdakao (62-III) se observan asociadas a este accidente amplias zonas en las que se ha desarrollado un intenso plegamiento y esquistosidad subparalelos. En el sureste actúa como falla axial del sinclinal de Mugarra, que se continúa en el cuadrante de Elorrio (87-II). En la zona central (Artaun-Oba), la fractura es subvertical con una traza muy rectilínea. Lleva asociada una familia de fallas E-O y, localmente, en su proximidad se desarrolla una esquistosidad de dirección E-O.

El límite sur del sector es algo más difícil de trazar. En su parte noroeste se presenta bastante nítido, estando constituido por un accidente N 150° E subvertical o fuertemente buzante al sur conocido como falla de Arantzazu. El salto y/o desplazamiento lateral que presenta es notable. En la zona de Arantzazu pone en contacto materiales del Weald con otros del Albiense. En su continuación hacia el sureste intersecta con la falla de Villaro que constituye el limite sur de la unidad. Más al sureste (cuadrantes de Salvatierra y Asparrena, 113-III y 113-IV, respectivamente) la continuidad de esta falla resulta ya problemática, pasándose a una zona de transferencia de estructuras, donde destacan el anticlinal de Salvatierra y el sinclinal de Luzuriaga.

En el cuadrante de Igorre (87-I) se distinguen dos grandes pliegues conocidos como anticlinal de Eskubaratz y sinclinal de Indusi. Son pliegues de eje N120°-140° E buzante al sureste. Ambas estructuras, pero con especial intensidad el sinclinal de Indusi, están afectadas por un sistema subparalelo de fallas, la mayoría de las cuales se manifiestan como fallas subverticales o fuertemente buzantes al sur. Dicho sistema origina al norte un ligero desplazamiento del sinclinal con respecto al anticlinal de Eskubaratz. Hacia el sur, se desarrolla paralelamente al flanco sur del sinclinal, confundiéndose finalmente con las fallas que constituirían el límite sur de la Unidad. Estas fallas originan esquistosidad, verticalizaciones o

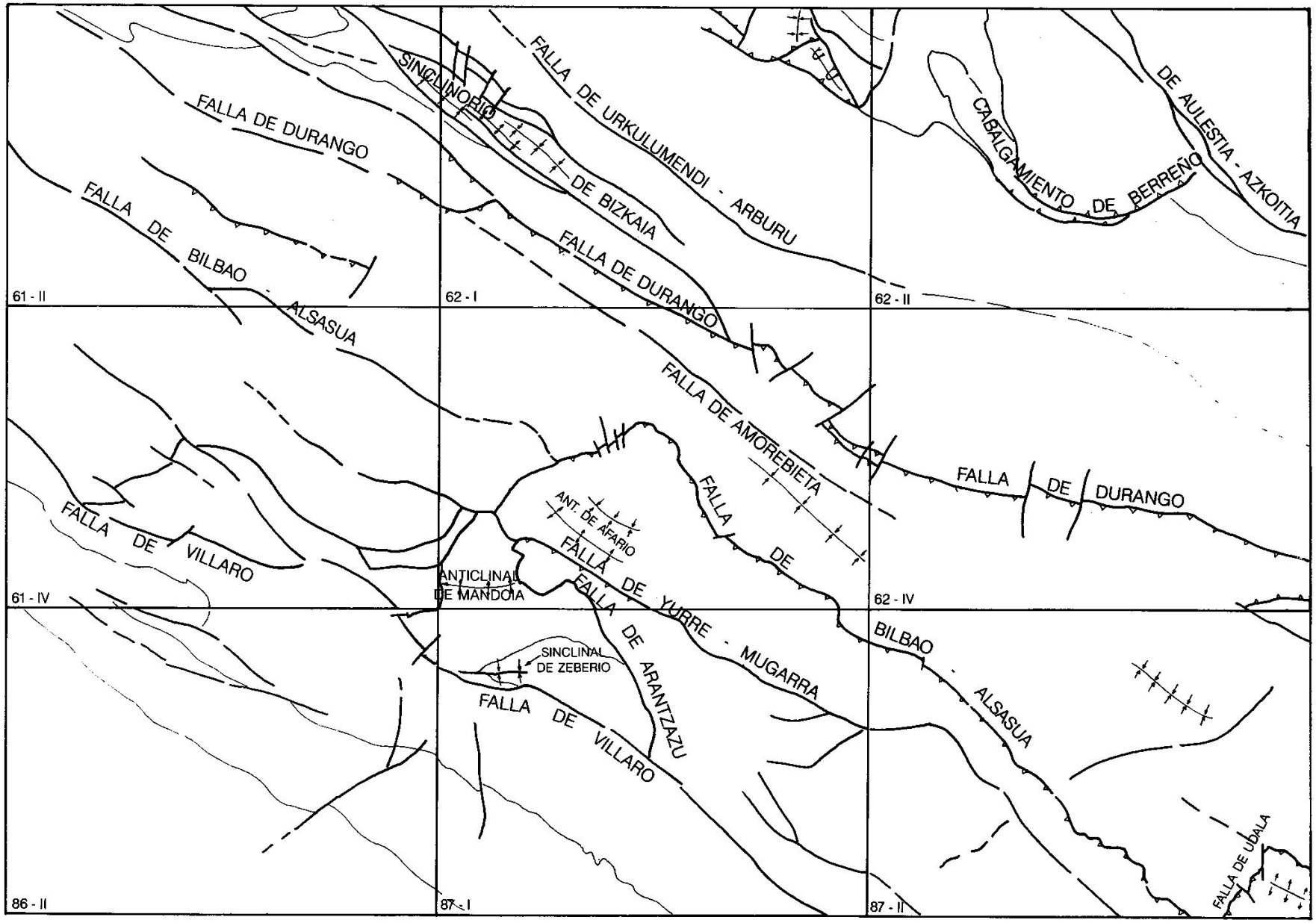


Figura 5.32.- Esquema estructural del cuadrante de Galdakao (62-III) y sus adyacentes

EVE Ente Vasco de la Energía

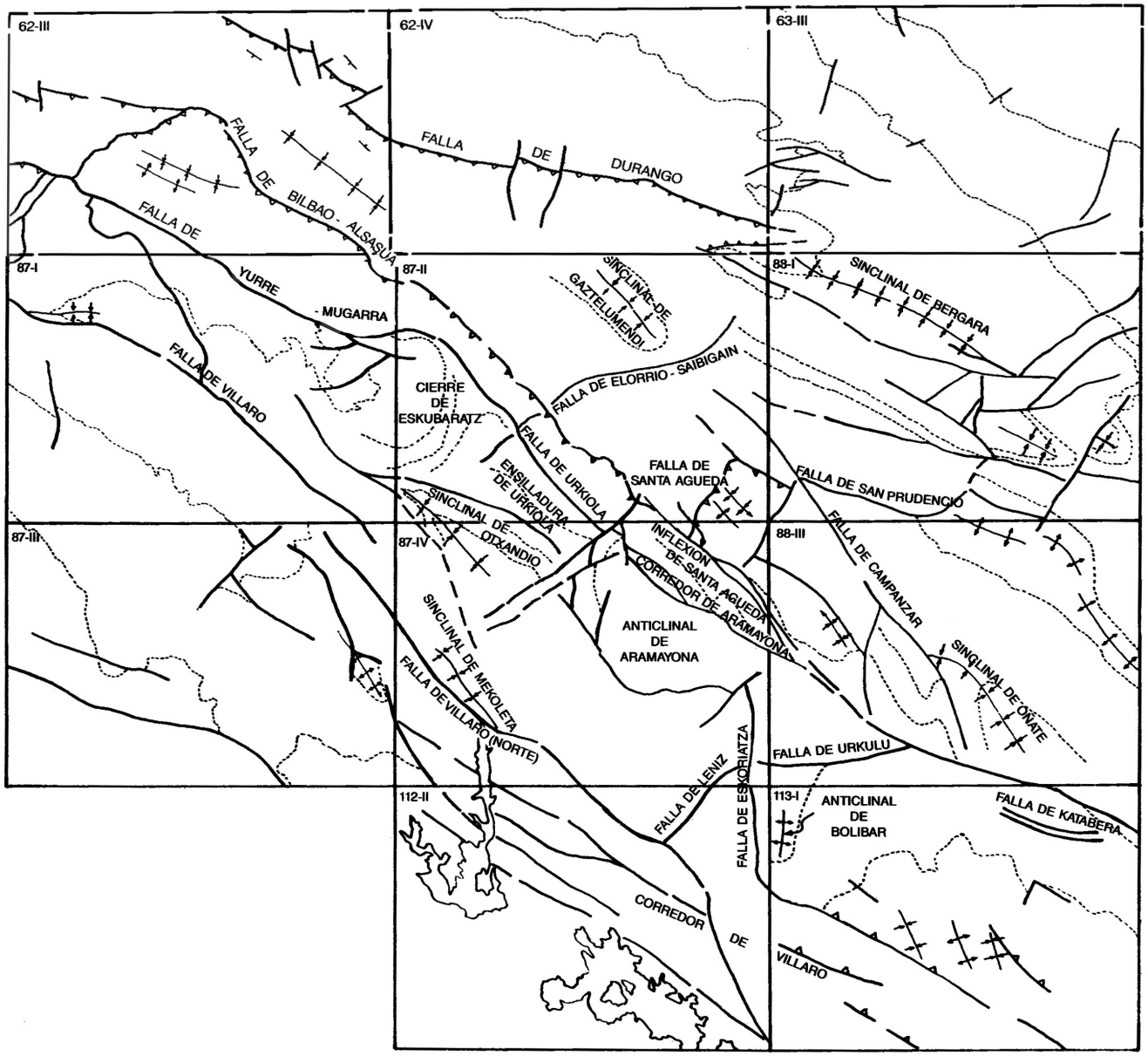


Figura 5.33.- Esquema estructural del sector de Aramayona y su entorno

EVE Ente Vasco de la Energía

incluso inversiones locales de la serie, que se ponen especialmente de manifiesto en aquellas zonas donde los litosomos calizos desaparecen o se adelgazan. Este hecho parece lógico, si se considera que éstas son zonas de debilidad o si se quiere menos competentes, en donde la deformación no ha sido "frenada" por el comportamiento más "rígido" de las calizas. Estas zonas además son más propicias para el desarrollo y la observación de la esquistosidad de plano axial que caracteriza a todo el sinclinal.

En los cuadrantes de Elorrio (87-II) y Otxandio (87-IV), en el labio sur de la falla de Bilbao - Alsasua, y asociado al funcionamiento tardío de la misma, se forman una serie de pliegues de dirección NE - SO, cuya interferencia con los de fase I, de orientación NO - SE, da lugar al cierre perianticlinal de Eskubaratz, la ensilladura de Urkiola y el anticlinal o domo de Aramayona. El mecanismo de deformación se explica de manera simplificada en la figura 5.34. En la misma puede verse cómo el labio sur de la falla de Urkiola sufre un "hundimiento sinclinal" de dirección NE - SO que no afecta al labio norte debido al efecto de desgarre de dicha falla. En los mencionados cuadrantes se han observado tres fases de deformación. La primera fase de deformación, F_1, es la responsable de las estructuras NO-SE, las cuales son vergentes al norte como lo confirma el flanco norte invertido del anticlinal de Aramayona. Sin embargo hacia el noroeste, este flanco va verticalizándose y por tanto disminuye la vergencia en dicha dirección. La fase II (F_2), coaxial con la primera, sólo se observa en el anticlinal de Aramayona. Es más vertical que la F_1 y la interferencia de ambas da lugar a pliegues en rodilla con charnelas angulares y superficies axiales no paralelas. La fase F_3 obedece a una compresión subperpendicular a las dos primeras, asociada a fallas de desgarre y da lugar a la ensilladura de Urkiola y al cabalgamiento de Udala.

La inflexión de Santa Agueda es el resultado de la interferencia de las fases primera y tercera. Los esfuerzos de compresión de esta última afectaron a la alineación Andasto - Murugain (flanco norte invertido del anticlinal de Aramayona) dando lugar a dicha estructura (ver figuras 5.35 y 5.36).

El domo de Aramayona tiene en planta una forma casi circular de tipo domo. Formado principalmente por la interferencia de las fases de plegamiento primera y tercera, no se descarta sin embargo una preformación sinsedimentaria en relación con un posible diapirismo. Los

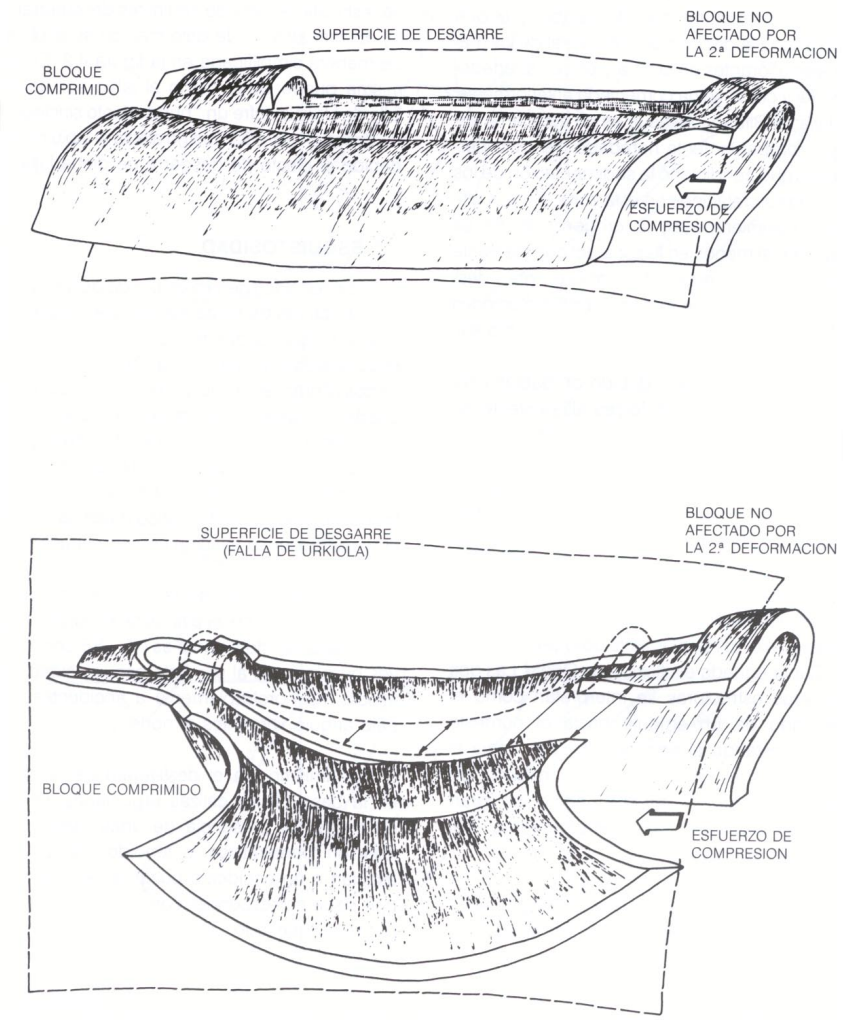


Figura 5.34.- Esquema simplificado mostrando el mecanismo de deformación que genera la llamada "ensilladura de Urkiola".

EVE Ente Vasco de la Energía

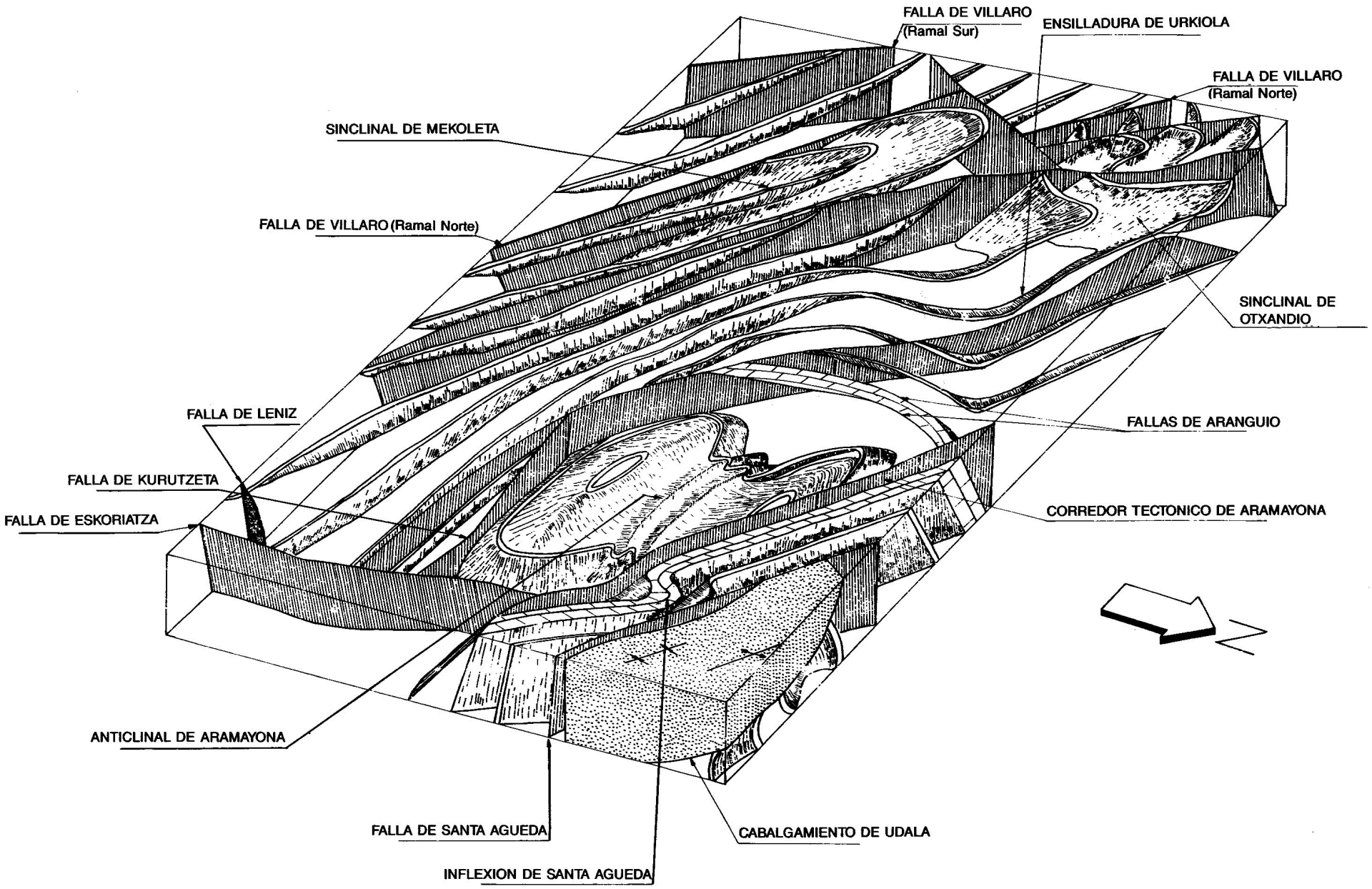


Figura 5.35.- Bloque diagrama interpretativo de la estructura del cuadrante de Otxandio (87-IV)

EVE Ente Vasco de la Energía

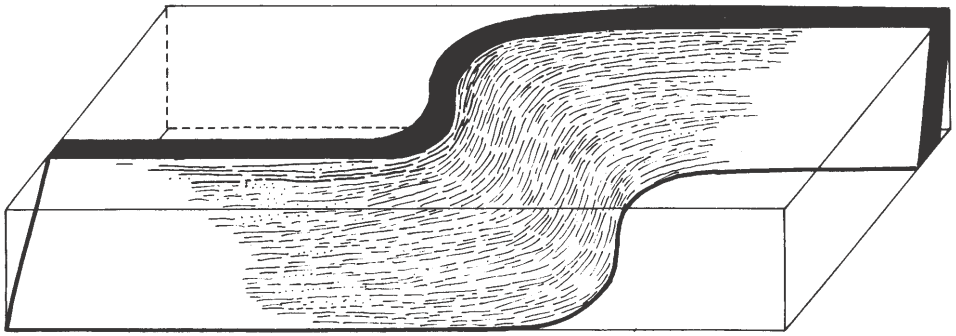
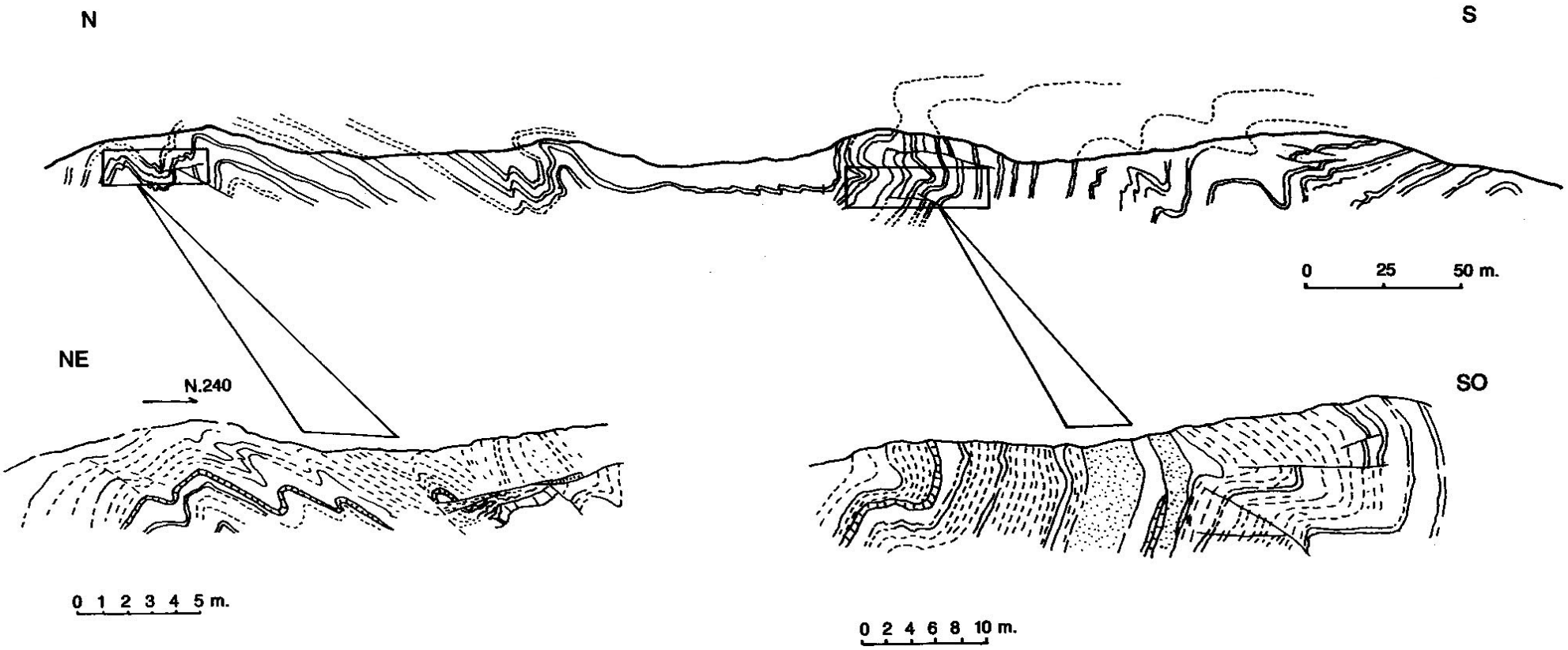


Figura 5.36.- Aspecto geométrico de la inflexión de Santa Águeda.

Figura 5.37.- Corte de la circunvalación de Ibarra (Aramaio) mostrando pliegues de Fase I, afectados por pliegues de Fase II.



EVE Ente Vasco de la Energía

buzamientos hacia el oeste de las calizas de Arangio indican que el eje de esta estructura se hunde en dicha dirección unos 55°. Las facies weald del núcleo, están formadas por pizarras negras con intercalaciones de calizas y areniscas, siendo por tanto un "multilayer" que reúne condiciones idóneas para evidenciar los procesos de deformación. Gracias a ello se ha podido establecer la presencia de la segunda fase de deformación que, como ya se ha dicho, sólo se observa en estos materiales. En el corte de la circunvalación de Ibarra (Aramaio) pueden verse los pliegues de la primera fase, cuyas superficies axiales tienen una dirección N 100° E y una fuerte vergencia al norte, afectadas por una segunda fase de dirección N 120° E y con planos axiales más verticales (ver figura 5.37). La primera fase origina pliegues asimétricos de charnelas redondeadas y escala deca-hectométrica que va acompañada de una esquistosidad poco penetrativa en los lechos menos competentes de los flancos inversos. Como consecuencia de la superposición de una segunda fase se obtiene una geometría característica definida por pliegues en rodilla con charnelas angulares y planos axiales no paralelos. En la figura 5.37 se muestran algunos ejemplos en los que estas características son muy evidentes. La figura 5.38, por su parte, muestra el modelo teórico de esta superposición. En el diagrama de polos "S_0" de la figura 5.39 puede apreciarse una distribución de los mismos alrededor de un círculo máximo difuso que correspondería a la presencia de las dos familias de pliegues. Asimismo, se encuentran medidas anómalas ocasionadas por la superposición de la tercera fase. Aparte de esto, aparecen numerosas fracturas rellenas de carbonatos y sulfuros, que se disponen perpendicularmente a la "S_0" y responden a un estiramiento en los flancos de los pliegues.

Los materiales del Supraurgoniano de la ensilladura de Urkiola sufren una adaptación a la configuración estructural marcada por las calizas urgonianas, complicada normalmente por una deformación interna en ocasiones muy importante.

El sinclinal de Otxandio, de dirección N 140° E, se reconoce entre los cuadrantes de Otxandio y Elorrio, pudiendo constituir la prolongación del sinclinal de Indusi. No parece presentar vergencias, si bien es cierto que la mala calidad de los afloramientos no permite ver sus características con claridad. Presenta un flanco sur poco definido, debido en gran parte a las fallas longitudinales que lo afectan, que dificultan su seguimiento. Su flanco norte está limitado por una falla supuesta que pone en contacto materiales correspondientes al Complejo Urgoniano con otros del Complejo Supraurgoniano situados al norte y localmente invertidos.

La continuidad del sinclinal de Otxandio hacia el sureste es problemática, debido fundamentalmente a que está afectado por la ensilladura de Urkiola. Al sureste del área de interferencia entre las localidades de Eskoriatza y Leintz-Gatzaga (Salinas de Léniz), aparece una potente serie monoclinal constituida por materiales de los Complejos Urgoniano y Albocenomaniense en la que las únicas estructuras que se distinguen, sobre todo a muro de la serie, son pliegues menores de vergencia norte y fallas subverticales, subparalelas a las capas.

El sinclinal de Mekoleta es una estructura, de dirección N 140° E, que describen los materiales del Complejo Supraurgoniano entre las localidades de Mekoleta y Otxandio (figura 5.33). Presenta un flanco norte apenas deformado y un flanco sur muy tectonizado, limitado por la falla de Villaro.

Al conjunto de estructuras de plegamiento descritas, se debe añadir por último el anticlinal de Ubidea, de orientación próxima a N 150° E, cuyo cierre periclinal y flanco norte aparecen limitadamente en el borde suroeste del cuadrante de Otxandio (87-IV), estando afectados por el ramal sur de la falla de Villaro.

El cabalgamiento de Udala superpone estructuralmente materiales urgonianos, del sector de Aramayona (Unidad de Yurre), sobre materiales supraurgonianos del Sector de Durango (Unidad de Oiz). Es el resultado de las fases de deformación F_1 y F_3. La primera de ellas produce un cabalgamiento hacia el NNE, en tanto que la segunda da lugar a la falla de desgarre de Santa Agueda y al cabalgamiento del sector de Udala hacia el noroeste. El bloque de Udala es muy complejo, formado por sinclinales y anticlinales, así como por el sinclinal de Santa Agueda (figura 5.33). Estos pliegues tienen una dirección aproximada N 150° E buzando unos 40° ó 50° al sureste; mientras que el sinclinal de Santa Agueda presenta su flanco sur invertido, buzando unos 75° al sur. Dicho flanco aparece laminado al sur por la falla de Santa Agueda. Debido al carácter masivo de las calizas urgonianas aflorantes, la representación cartográfica de esta estructura no es muy neta, encontrándose además rota y desplazada por diversas fracturas de poca entidad. Hacia el norte los pliegues terminan contra el plano de falla inversa que delimita el bloque alóctono en donde se

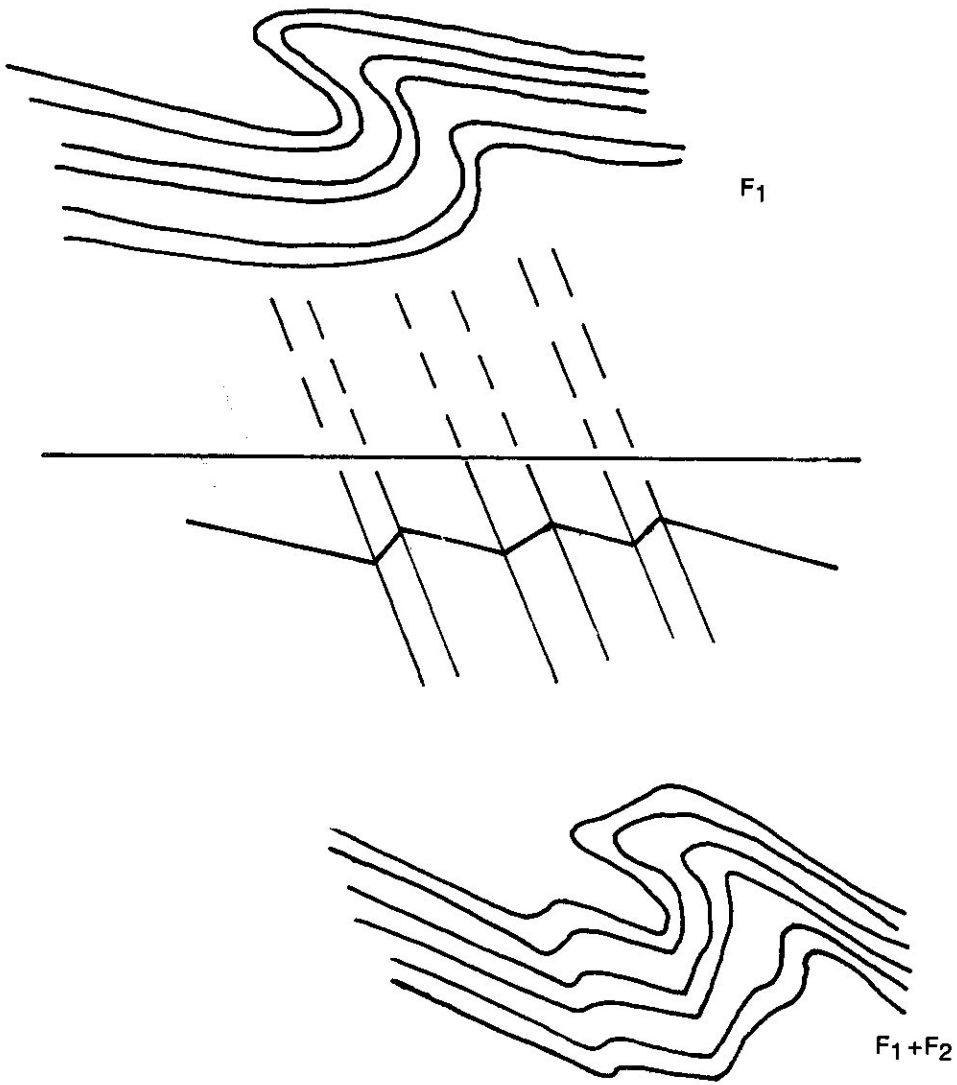


Figura 5.38.- Modelo teórico de superposición de las fases $F_1 + F_2$.

desarrollan las estructuras, y hacia el sur, este bloque limita con el desgarre de Santa Agueda y el Sinclinal de Garagarza.

La falla de Kurutzeta es una fractura de trazado curvo y dirección variable N 135° a E-O, probablemente normal y de fuerte buzamiento al sur (70°-75°). Hacia el este pone en contacto materiales de facies Weald del domo de Aramayona con una serie plegada constituida por materiales más altos en la serie, correspondientes probablemente al Complejo Urgoniano. Hacia el oeste, separa esta misma serie plegada, del litosomo calizo de Arangio, limitando a su vez un par de cabalgamientos de dirección N-S, N 20° E y vergencia oeste (fallas de Arangio), que afectan a estas calizas

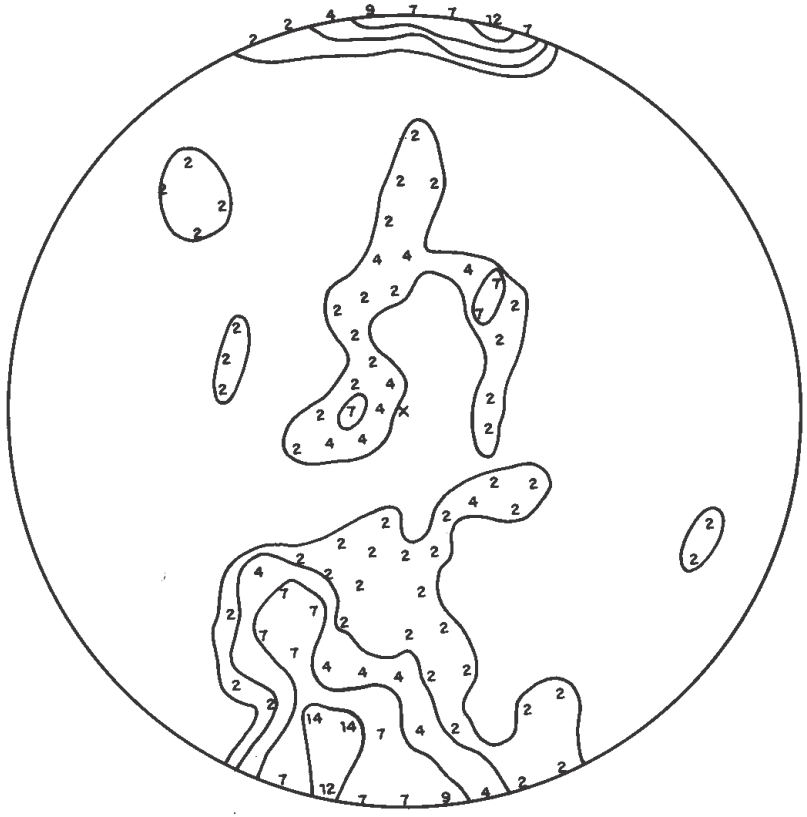


Figura 5.39.- Diagrama de polos de S_0 del corte de la circunvalación de Ibarra (Aramaio).

y laminan el flanco oeste del domo de Aramayona (figura 5.35). Hacia el sur, se reconoce otro accidente, de trazado curvo subparalelo a la falla de Kurutzeta. Se trata de una falla subvertical, probablemente inversa de vergencia sur, que pone en contacto la serie plegada urgoniana con una potente serie monoclinal, constituida en su base por materiales urgonianos presumiblemente más altos en la serie, plegados y fracturados en las proximidades de la falla.

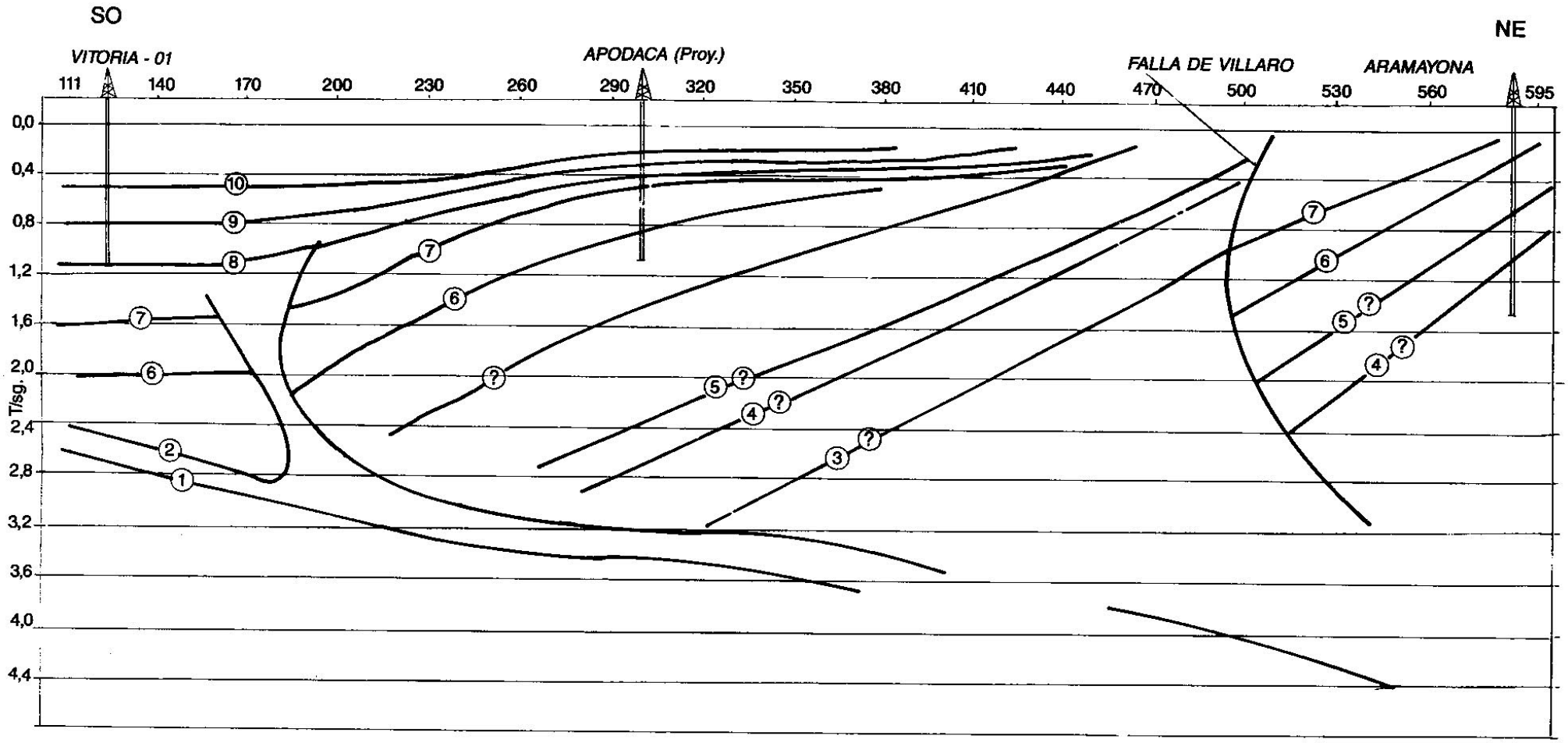
La falla de Villaro es un accidente de gran importancia regional que limita por el sur la Unidad de Yurre y la separa de la Unidad de Gorbea. Esta estructura presenta un neto trazado a lo largo de su recorrido; sin embargo, en el cuadrante de Gorbea (87-III), se desdobla en dos accidentes denominados ramal norte y ramal sur (figura 5.33). El ramal norte, probable reflejo de un accidente tardihercínico de orientación NO-SE, es una estructura con una actividad dilatada y compleja. Este paleoaccidente, durante la etapa extensional, separaba una cuenca subsidente al norte, donde se acumulaban enormes potencias de sedimentos, de una zona de umbral al sur, contra la cual estos sedimentos se acuñaban o no se depositaban. A este respecto es muy significativa la interpretación que hacen algunos autores (SERRANO *et al.* 1988) de un perfil sísmico que cruza por el área (figura 5.40). Durante la Orogenia Alpina esta estructura se reactivaría, actuando como una falla inversa de vergencia norte o como una falla de desgarre, individualizando bloques con movimientos relativos entre sí. Esta estructura, de salto difícil de cuantificar dadas sus características, presenta en el cuadrante de Otxandio una marcada orientación NO-SE y un buzamiento subvertical. Al noroeste pone en contacto una serie de presumible edad Aptiense con materiales supraurgonianos del sinclinal de Otxandio. Al sur de Mekoleta y en las cercanías del embalse de Urrunaga pone en contacto materiales del Complejo Purbeck-Weald con otros supraurgonianos correspondientes al sinclinal de Mekoleta. En su prolongación hacia el sur, jalona el flanco norte del sinclinal de Jarinto, haciendo cabalgar los materiales urgonianos que integran el sinclinal con la serie monoclinal de Eskoriatza-Leintz-Gatzaga (Salinas de Léniz). El ramal sur lamina el flanco norte del anticlinal de Ubidea, con un salto inverso mucho más limitado. Los dos ramales de la falla de Villaro definen un corredor tectónico de fallas subparalelas, alguna de las cuales parece presentar vergencia sur.

La falla de Léniz es una estructura de orientación NE-SO, ortogonal a la falla de Villaro, cuyo funcionamiento ha sido probablemente similar al de esta última, actuando durante la etapa extensional como límite este de la cuenca subsidente o borde activo, que la separaba de la zona de umbral de Elgeamendi.

La falla de Eskoriatza es una estructura de orientación N-S y buzamiento subvertical, que pone en contacto materiales correspondientes al Complejo Purbeck-Weald, con la serie compresiva de Elgeamendi de edad Aptiense-Albiense superior. Aunque no se conoce con exactitud, es bastante probable que se trate de una falla inversa de vergencia oeste.

En el bloque oeste de la fractura de Léniz, se sitúa el Anticlinorio de Arlabán. Formado por pliegues menores N 120° E, correspondientes a una Fase I bien representada en toda la zona, responsable de la estructuración regional de la cadena. El núcleo de este anticlinal parece haber sufrido un plegamiento diferencial con respecto a los materiales suprayacentes. Estas diferencias en el comportamiento mecánico son, en principio, el resultado de la diferente competencia de los distintos materiales: más lutíticos los inferiores y areniscoso - conglomeráticos, con barras calizas de entidad, los superiores. Los pliegues menores del flanco norte del anticlinorio están afectados por otros pliegues laxos de amplio radio poco apretados, cuyo eje lleva una orientación ortogonal, NE-SO. Al norte del cerro Maroto (cuadrante de Legutiano, 112-II), se reconoce también un suave anticlinal con esta orientación que pliega las estructuras anteriores de Fase I. Estas últimas estructuras pueden estar relacionadas con la actividad de desgarre de los grandes accidentes, inmediatamente después de la Fase I.

En el bloque este de la falla de Eskoriatza se sitúa el anticlinal de Bolibar. Su eje lleva una dirección N - S y buza suavemente al sur. En las zonas de charnela y núcleo se aprecian, cuando los recubrimientos cuaternarios lo permiten, fallas y estructuras menores N - S algo más apretadas. Hacia el sur del cuadrante de Santuario de Arantzazu (113-I), en la intersección del anticlinal de Bolibar y el corredor de fallas de Villaro, se reconocen estructuras de interferencia. Este es el caso de una suave estructura anticlinal, de flanco norte horizontalizado y flanco sur algo más inclinado (genéticamente ligada al movimiento inverso del ramal norte de la falla de Villaro), que se reconoce al norte de Elguea. El eje (N 110° E) de esta estructura buza aquí suavemente al este mientras que en el cuadrante



10.- Base de las calizas de Subijana (Coniaciense - Santoniense)

9.- Techo del Cenomaniense

8.- Base del Cretácico superior

7.-Techo del Albiense

6.- Techo del Aptiense

5.- Techo del Weald

4.- Techo del Purbeck

3.- Techo del Jurásico

2.- Techo del Trías Keuper

1.- Base del Trías salino

Figura 5.40.- Esquema de perfil sísmico. SERRANO, *et al.* (1988)

EVE Ente Vasco de la Energía

contiguo de Legutiano (112-II) buza en sentido contrario, conformando en conjunto una estructura de domo anticlinal. Más hacia el oeste, en ese mismo cuadrante, se reconoce la estructura en cubeta subsecuente.

En las proximidades de la falla Bilbao–Alsasua, en la ladera sur de los altos de Butraitz y Katabera se desarrolla un sistema de fallas inversas (fallas de Katabera) de dirección aproximada E-O, subverticales o con cierta vergencia al sur. Estas fallas, que al parecer controlan las mineralizaciones de Pb - Zn de Katabera, podrían considerarse como simples estructuras retrovergentes originadas por el avance del cabalgamiento de las unidades de Yurre y Gorbea sobre la unidad de Oiz, o bien como estructuras secundarias generadas como consecuencia de la componente de desgarre que tiene este accidente.

El anticlinal de Aitzgorri es una estructura vergente al noreste cuyo eje lleva una dirección N 150° E (figuras 5.28 y 5.29). Se compone a grandes rasgos de dos elementos estructurales claramente diferenciados. Por un lado, gran parte del núcleo y el flanco sur constituyen una serie monoclinal buzante al suroeste y muy poco tectonizada, únicamente trastocada por el desarrollo de un sistema de fallas N 100° - 130° E. Por otro lado, el borde septentrional del núcleo anticlinal, y su prolongación hasta la falla de Bilbao-Alsasua, constituye una zona con una tectónica de pliegues y fallas muy compleja. El conjunto poco tectonizado del flanco sur cabalga sobre el flanco noreste verticalizado o localmente invertido a favor de una falla inversa N 150° E muy neta, vergente al noreste y conocida como falla de Aitzgorri. Esta falla, considerada como un ramal sur de la falla Bilbao-Alsasua, provoca pliegues menores vergentes al noreste, con flancos verticales o incluso invertidos. Hacia el Este, el corredor tectónico de fallas N 150° E, asociadas a la falla de Aitzgorri, y la falla de Bilbao - Alsasua limitan una cuña tectónica constituida por materiales terrígenos del Albiense. En dicha cuña se reconoce un plegamiento muy complejo. Esta complejidad tectónica está justificada por el movimiento relativo de las dos fallas que la limitan. El grado de deformación aumenta hacia las cercanías de la falla de Bilbao - Alsasua. Así en el área de Otzaurte se reconocen los flancos de dos estructuras sinformes muy tectonizadas, en cuyos núcleos centrales se reconocen ya materiales carbonatados del Cenomaniense y Coniaciense - Santoniense. Como ya se indicó anteriormente, la sucesión monoclinal que constituye el flanco sur del anticlinal de Aitzgorri, está trastocada por un sistema de fallas de dirección N 100 - 130° E. Este sistema de fracturas, a escala regional, forma parte del corredor de Villaro. Están muy verticalizadas y algunas de ellas presentan buzamientos al noreste de 70 a 80°; asociados a ellas se reconocen pliegues angulares que ponen de manifiesto el juego de las mismas como fallas inversas hacia el sur (figura 5.41).

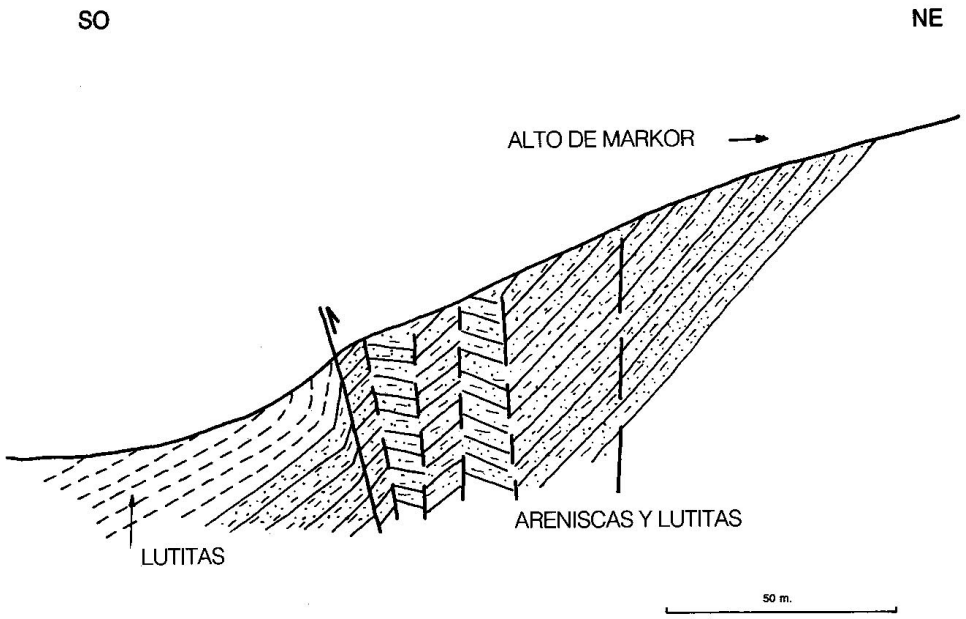


Figura 5.41.- Esquema del sistema de pliegues angulares asociados al corredor tectónico de la falla de Villaro, en la vertiente sur de la sierra de Urkilla (ángulo suroeste del cuadrante de Zegama, 113-II).

5.4.6.6. Corredor tectónico de Villaro

En la zona comprendida entre los cuadrantes de Arantzazu (113-I) y Salvatierra (113-III), la falla de Villaro pierde su diferenciación dando paso al corredor tectónico de Villaro, conjunto de fracturas y pliegues relacionados. Aunque estos accidentes están muy verticalizados, algunos de ellos pueden presentar localmente buzamientos de 70° a 80° al norte (figura 5.28). En este caso se manifiestan como fallas inversas vergentes al sur, cuyo movimiento origina en su proximidad, en el bloque cabalgante,

pliegues paralelos (localmente angulares) de plano axial vergente al sur y verticalización e incluso inversión en el bloque cabalgado. Estos accidentes tienen también una componente de cizalla. De cualquier modo, las relaciones temporales entre los movimientos compresivos y los de cizalla son difíciles de establecer. Se supone que son simultáneos, según un modelo de deformación continua. Por esta razón, las estructuras reconocidas en este ámbito tectónico no son fáciles de atribuir a uno u otro mecanismo.

Al igual que la falla de Bilbao - Alsasua, el corredor de Villaro tuvo una actuación sinsedimentaria. Es también un viejo accidente tardihercínico que se reactivó durante las distintas fases de la Orogenia Alpina, condicionando la geometría y la ubicación de las cuencas mesozoicas y controlando la sedimentación. Por ejemplo, el litosomo calizo de Zaraia desaparece a favor de una de estas lineaciones estructurales, pasando lateralmente a distintas facies terrígenas.

Como consecuencia quizá de movimientos de desgarre entre los distintos bloques individualizados, se origina a lo largo de la sierra de Urkilla un sistema de pliegues muy suaves, de ejes N 150° E, que buzan ligeramente al sur.

En las proximidades de Elgea, se reconocen parcialmente los cierres perianticlinales muy tectonizados de dos grandes estructuras, anticlinal y sinclinal, desarrolladas ampliamente en el cuadrante de Legutiano (112-II) y conocidas como anticlinal de Arlabán y sinclinal de Elgea. A escala regional se manifiestan como pliegues de ejes N 130°-150° E, buzantes al sureste, que están afectados por el sistema de fallas del corredor de Villaro.

En la zona más suroriental del corredor tectónico de Villaro se reconoce parcialmente el cierre periclinal de una gran estructura sinclinal N 130°-150° E, desarrollada ampliamente en el cuadrante de Salvatierra (113-III) y conocida como sinclinal de Luzuriaga. El corredor de fallas afecta sobre todo al flanco norte, originando verticalizaciones o incluso inversiones locales de la serie, así como numerosas estructuras menores (pliegues e inflexiones), como respuesta a los movimientos de desgarre de los distintos bloques individualizados. Al sur de este sinclinal se localiza el anticlinal de Salvatierra, el cual presenta un flanco suroeste poco tectonizado, sólo afectado por fallas verticales de dirección N 120° E. En las proximidades del alto de Aldaia el movimiento relativo genera pliegues menores oblicuos. El núcleo del anticlinal, cerca del monte Berein, está constituido por estructuras menores con un suave plegamiento. Al norte de Salvatierra, el cierre periclinal está afectado por una red de fracturas N 120° E de poca entidad, alguna de las cuales se manifiestan como fallas inversas con vergencia sur. La zona de enlace entre el anticlinal de Salvatierra y el sinclinal de Luzuriaga, es una falla casi vertical, de dirección N 130° E. En sus cercanías se genera un plegamiento asociado que afecta a ambas estructuras, además de una brechificación, verticalización e incluso inversiones locales en su inmediata proximidad. Este accidente, que aparece muy neto y verticalizado, cuando afecta a materiales más competentes del Coniaciense, parece ramificarse y constituir una falla inversa vergente al sur cuando discurre por materiales margosos más blandos del Santoniense y Campaniense. El flanco noreste del sinclinal de Luzuriaga está igualmente afectado por un sistema de fallas paralelo y de régimen similar. De igual modo provocan pliegues menores asociados, que en base a su geometría indican cierta vergencia al sur.

5.4.7. Unidad de Gorbea

A escala regional se manifiesta como una amplia unidad caracterizada por una relativa simplicidad tectónica, en su mitad septentrional y zona central; sin embargo, en la franja correspondiente a la Sierra de Cantabria la tectónica se hace más compleja. La Unidad de Gorbea se incluye dentro de la unidad estructural más amplia conocida como Dominio Navarro-Cántabro o Bloque Alavés (FEUILLÉE y RAT, 1971), cuyo límite meridional es el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. Asimismo, acoge una pequeña franja meridional del Dominio del Arco Vasco de los mismos autores.

Esta extensa unidad se ha dividido en tres áreas en las que la deformación afecta de diferente manera; estas son:

- Franja Karrantza-Llanada alavesa
- Sierra de Cantabria
- Sinclinal de Miranda-Treviño

Las zonas mencionadas no constituyen "sectores" estructurales al modo de los definidos en otras unidades, sino que el límite existente entre ellas es simplemente estratigráfico y se hace corresponder con un cambio en la sedimentación del entorno. Este límite estratigráfico se sitúa en la discordancia basal del Maastrichtiense.

5.4.7.1. Franja Karrantza-Llanada alavesa

Gran parte de esta franja constituye una secuencia monoclinal buzante al sur más o menos coincidente con la prolongación del flanco sur, poco tectonizado, del Anticlinorio de Bilbao. Es un área de escasos accidentes, aunque localmente presenta las estructuras que se describen a continuación.

5.4.7.1.1. Sector de Murgia-Vitoria

Sinclinorio de Vitoria: anticlinal de Zuazo, sinclinal de Hueto-Astegieta y anticlinal de Apodaka. Al sur del diapiro de Murgia (figuras 5.9 y 5.42), se reconoce una gran estructura plegada laxa de amplio radio, conocida como sinclinorio de Vitoria. Esta macroestructura está constituida por varias estructuras menores: al norte, el anticlinal de Apodaka y, al sur, el sinclinal de Hueto-Astegieta y el anticlinal de Zuazo.

Se trata de pliegues muy suaves, cuyos ejes marcan una dirección N 100° - 130° E y buzan suavemente hacia el sureste. Se encuentran afectados por un sistema principal de fracturas de la misma dirección. Estas estructuras, cuyos cierres periclinales se reconocen claramente cuando afectan a materiales del Coniaciense y Santoniense, se amortiguan hacia el este y sur a medida que nos alejamos del área de influencia del diapiro de Murgia; de esta forma, ya en el borde oriental de los cuadrantes de Foronda (112-III) y Nanclares (138-I), y afectando a materiales del Campaniense inferior, se reducen a suaves alabeamientos de la serie, pasando a constituir la serie monoclinal buzante al sur que caracteriza la Unidad de Gorbea. Igualmente, el sistema de fracturas de dirección N 120° E son más claramente manifiestas cuando afectan a las calizas del Coniaciense. En el anticlinal de Zuazo además se desarrolló otro sistema secundario de fracturas N 20°-40° E.

Los pliegues que forman el sinclinorio de Vitoria pertenecen a una misma generación. A juzgar por sus geometrías y a la vista de los datos regionales se puede considerar que estas estructuras no responden a esfuerzos compresivos, sino más bien podrían estar originadas por movimientos ascendentes de masas salinas diapíricas aflorantes (diapiro de Murgia) y no aflorantes. SERRANO *et al.* (1988) citan una intumescencia diapírica no aflorante en la zona del anticlinal de Zuazo, que constituyó un alto diapírico, al menos a partir del Coniaciense-Santoniense. En este sector, se debe hablar no ya de una tectónica compresiva sino, más bien, de una tectónica sinsedimentaria. Estas estructuras originadas por causa de movimientos halocinéticos (que se inician en el diapiro de Murgia al menos en el Albiense), comenzarían a preformarse, constituyendo altos (anticlinal de Zuazo y anticlinal de Apodaka) y surcos (sinclinal de Hueto-Astegieta) que tuvieron una notable influencia en la sedimentación del Cretácico superior. La densa red de fracturas N 120°-130° E que afectan sobre todo al flanco norte del anticlinal de Zuazo y anticlinal de Apodaka podrían responder a un sistema de "horst" y "graben" sinsedimentario que se desarrollaría simultáneamente, también por causa de los empujes diapíricos, favoreciendo y acentuando la formación de altos y surcos.

El momento de máxima actividad y elevación del anticlinal de Zuazo se produjo probablemente en el Santoniense y Campaniense inferior. En esta época se delimita el surco de Hueto-Astegieta. Posteriormente y quizá coincidiendo con un cese de la actividad diapírica se rellenan los surcos homogeneizándose el fondo de la cuenca. Este cese de la actividad diapírica debió ser relativo, puesto que se reconoce en algunas fallas cierta actividad sinsedimentaria al menos hasta el Campaniense superior.

Fracturas asociadas al Sinclinorio de Vitoria. Existen dos sistemas principales de fracturas:

-Fracturas de dirección N-S (N 0-20° E)

-Fracturas de dirección E-O (N 90-120° E)

El sistema de fracturas E-O parece ser algo más antiguo que el sistema N-S. Ambos afectan, principalmente, a los materiales calizos debido a su mayor competencia, atenuándose en los más margosos. Es el sistema E 90°-120° E es el que provoca una mayor incidencia sobre la estructura original de los materiales: zona NO de esta estructura (cuadrante de Cuartango, 111-IV), donde existe una falla normal N 90° E, con un pequeño salto que afecta a las calizas.

Diapiro de Murgia. Sus límites están constituidos por rocas del Cretácico inferior y Cretácico superior. El contorno es muy irregular y está afectado por numerosas estructuras asociadas al diapirismo. En la mitad occidental de diapiro (cuadrante de Orduña, 111-I y II) se describen: fallas radiales, fallas anulares (zona de Belunza y borde sur), inversiones locales de la serie (sureste de Lukiano), zonas de brechificación (este de Andagoia) y tectonización general. Son muy comunes los enclaves de rocas

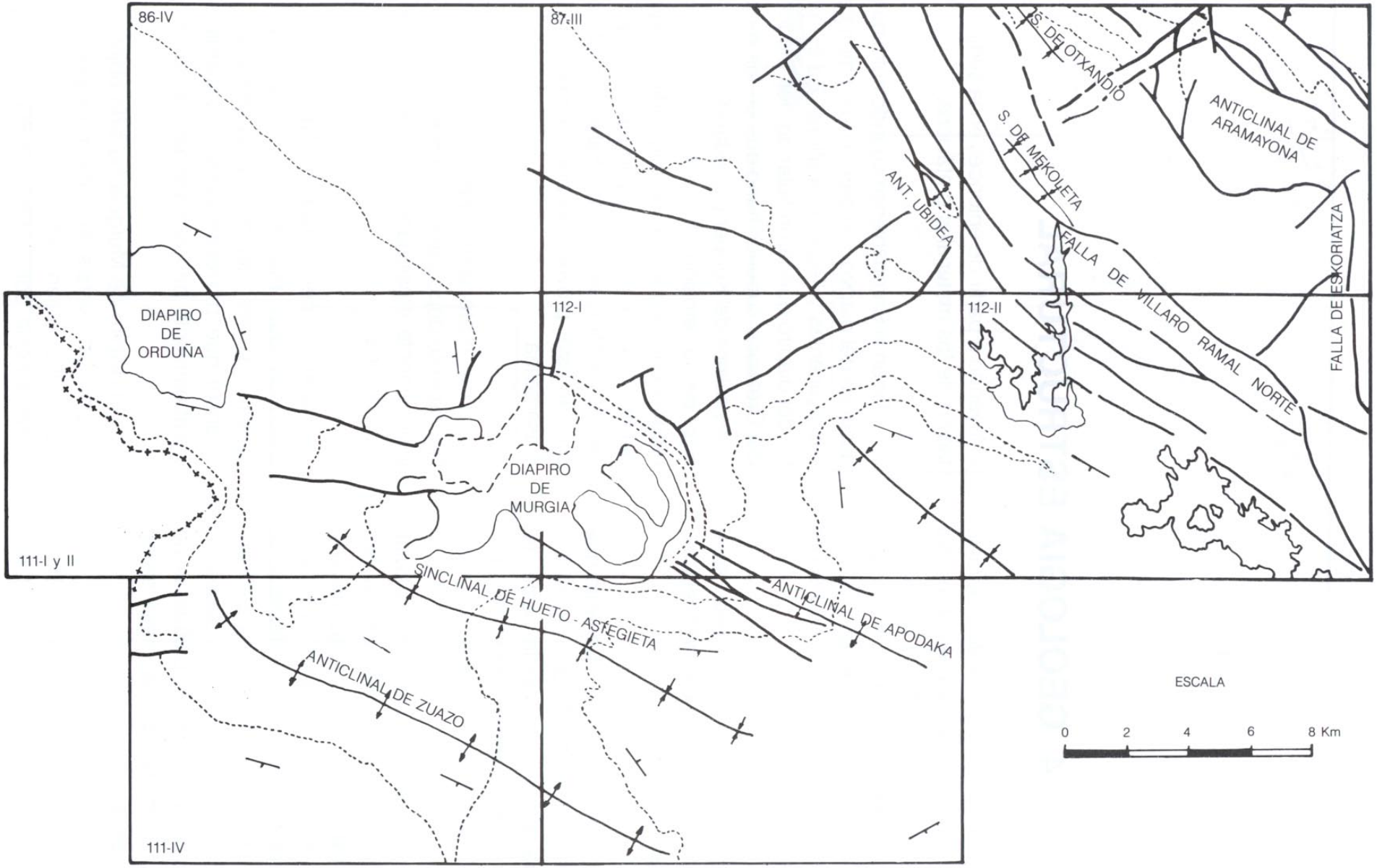


Figura 5.42.- Diagrama estructural del cuadrante de Zuya y sus adyacentes

EVE Ente Vasco de la Energía

desenraizadas de series profundas no aflorantes, transportados por la masa salina durante su ascenso.

Al contrario que el diapiro de Orduña, que responde a una estructura simple de halocinesis y emplazamiento de la masa salina, el diapiro de Murgia tiene una historia más compleja y dilatada, ya que las primeras fases del movimiento se inician en el Albiense influyendo a partir de entonces en la sedimentación. Es en el Campaniense cuando culmina el ascenso del diapiro, rompiendo los materiales suprayacentes y llegando a aflorar.

En el centro del diapiro (cuadrante de Zuya, 112-I) quedaron flotando dos bloques del Cretácico superior, hundidos a favor de la disolución de los materiales salinos del Keuper y quedando preservados de la erosión.

Los materiales que constituyen el Neógeno se depositan ya sobre un área intensamente erosionada o denudada que constituye una cuenca local.

Con postenoridad al Neógeno se producen aún movimientos en el diapiro (quizá reajustes debidos a karstificación y colapsos) que provocan cierto basculamiento y alabeamiento de los materiales terciarios.

El diapiro de Murgia ha sido objeto de atención de varios autores, principalmente RIOS (1952), quien cartografió su contorno, y posteriormente por STACKELBERG (1960) que realizó un estudio tectónico de detalle, proponiendo un diapiro con forma de un ancho cilindro y elevación de tipo lacolito.

Diapiro de Orduña. Se trata de una estructura diapírica sencilla enclavada en rocas del Cretácico superior y parcialmente cubierta por materiales cuaternarios.

Presenta una forma elíptica cuyo eje, con una dirección NO-SE, coincide con una de las principales direcciones de deformación alpinas. En el cuadrante de Orduña (111-I y II) la intrusión diapírica provoca las típicas estructuras asociadas, tales como fallas radiales y anulares (este de Aloria), inversiones locales de la serie (sur de Delika), zonas de brechificación (área de Berrakaran) y tectonización general, además de bloques desenraizados de las series encajantes y enclaves procedentes de series profundas no aflorantes, transportados por la masa salina durante la intrusión.

El diapiro de Orduña no origina ningún efecto en la sedimentación respondiendo más bien a un emplazamiento simple y tardío de una intumescencia salina. Así, mientras el diapiro de Murgia se encontraba en actividad, la zona en donde se emplaza actualmente el diapiro de Orduña quizá funcionó como un surco marginal peridiapírico en donde se depositaron grandes espesores de serie, al menos durante el Turoniense medio - Coniaciense inferior.

Zona fracturada entre los diapiros de Orduña y Murgia. Los materiales del Cretácico superior situados entre las dos estructuras diapíricas están afectados por dos sistemas de fallas pivotantes. Uno principal, de dirección N 100°-110° E, y otro subordinado, de dirección N 20°-40° E. El movimiento relativo de los bloques creados por estos sistemas de fracturas, provoca ciertos pliegues e inflexiones de las series afectadas. Quizá el accidente más importante sea el que se extiende desde el sur de Berrakaran hasta el norte de Izarra (cuadrante de Orduña, 111-I y II), poniendo en contacto materiales del Turoniense superior con rocas del Coniaciense medio. Asociados a esta falla se producen pliegues y brechas tectónicas. Es probable que estas fallas sean la consecuencia de una inestabilidad en la zona, causada por la existencia, en profundidad, de una conexión entre los dos diapiros. Los datos petroleros así lo insinúan. El sondeo Elvira-4B corta una lengua de Trías a 150 metros. La plasticidad de este sustrato sería la causa de una dinámica de movimientos relativos entre los bloques.

5.4.7.1.2. Sector de Llodio-Gorbea

La falla de Villaro. Constituye una importante línea de fractura de dirección NO-SE que delimita dos grandes unidades estructurales de la Cuenca Vasco-Cantábrica: la Unidad de Gorbea, al sur, y la Unidad de Yurre, al norte. Normalmente se corresponde con un corredor de fallas y estructuras asociadas. Es un accidente de gran importancia regional y de régimen muy complejo. Esta complejidad se explica considerando que se trata del reflejo de uno de los grandes accidentes tardihercínicos que compartimentaron la Cuenca controlando la sedimentacion durante gran parte del Mesozoico, y que actúa durante las sucesivas fases de la orogenia, reactivándose como falla inversa y falla de desgarre. Gran parte de las características estructurales de la Unidad de Gorbea se relacionan a la actividad tectónica asociada a la falla de Villaro. Al sur de Artea (cuadrante de Igorre, 87-I), por ejemplo, se reconocen tramos de Weald fuertemente replegados en los que se desarrollan potentes brechas de falla.

Fracturación asociada a la falla de Villaro. En el ángulo noreste del cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV), sobre todo en las cercanías del monte Dendariz, se observa cómo la serie está afectada por un sistema de fallas de traza alabeada, subparalela a la estratificación, con direcciones variables N 120° E - N 80° E, subverticales o buzantes al sur, que actúan como fallas de desgarre. Estas fracturas delimitan bloques con movimientos relativos entre sí. Los movimientos de cizalla originan localmente fallas y pliegues menores asociados (norte de Garaio, y zona oeste y sur del monte Dendariz). Estas perturbaciones tectónicas se justifican, tanto en el cuadrante de Vitoria-Gasteiz (112-IV) como en el de Legutiano (112-II) por la proximidad del área de influencia de un accidente de importancia regional como es la falla de Villaro. Esta falla, que sirve de límite norte de la Unidad de Gorbea, se manifiesta al norte de esta zona como un corredor de fallas de desgarre.

Por otro lado, se desarrollan en este sector numerosas fracturas o fallas distensivas de escaso salto que afectan sobre todo (al menos aparentemente) a su mitad norte. La mayor parte pertenecen a un sistema que lleva direcciones N 140°-150° E.

El sistema de fallas N 100° - 110° E constituye el rasgo tectónico más notable en el cuadrante de Gorbea (87-III). Forman una red extensa de fracturas de gran continuidad y de régimen distensivo, bastante verticalizadas y de poco salto en general. Localmente llevan asociadas brechificaciones y arrastres. Al parecer se trata del reflejo de fallas sinsedimentarias. Si bien no es tan evidente que ya a comienzos del Albiense superior funcionaran a modo de incipientes "horst" y "graben" tectónicos, estructurando el zócalo calizo y condicionando la geometría de las cuencas y la sedimentación posterior; lo que sí parece claro es que, al menos durante la deposición del sistema deltaico (Albiense superior), actuaron como fallas de crecimiento condicionando notablemente la sedimentación.

Aunque la mayoría de las fallas reconocidas corresponden al sistema N 100° - 110° E, se debe señalar la existencia de otro sistema perpendicular de menor importancia (N 20° - 40° E), el cual participa, aparentemente con mayor actividad, en la misma dinámica sinsedimentaria.

La falla de Santa Lucía es un accidente con una actuación probablemente similar a la falla de Villaro, aunque de menor rango, y presenta una traza subparalela a ésta. En la zona de Santa Lucía (cuadrante de Llodio, 86-II) pone en contacto mecánico materiales del Weald con otros más altos del Complejo Urgoniano. En su continuación desde el borde norte del cuadrante hacia el sureste se pierde rápidamente, bien porque se amortigua o bien porque se dispone paralela a la dirección de las capas dificultando su localización. Aunque su actuación más evidente es como falla inversa, se apunta la posibilidad de que al igual que la falla de Villaro haya actuado como falla de desgarre con un desplazamiento lateral importante. Así se explicaría el origen de algunas estructuras anómalas de clara orientación E-O (e. g. sinclinal de Santa Lucía) localizadas al norte de la falla de Santa Lucía en el área de Arakaldo - Arrankudiaga.

Por otra parte, al sureste de Areta (cuadrante de Llodio, 86-II) se reconoce un conjunto de accidentes de dirección aproximada N 100°-110° E, al parecer relacionados con esta dinámica de desgarre (desgarres de Areta). Se trata de un sistema de fallas verticalizadas o fuertemente buzantes al sur que afectan a la base del Complejo Urgoniano y que, al margen de una actuación como fallas inversas, muestran importantes desplazamientos laterales, individualizando bloques con movimientos relativos entre sí. Estos accidentes desarrollan localmente esquistosidad y pliegues muy complejos con ejes verticalizados. El más importante de estos desgarres tiene carácter dextro con un desplazamiento horizontal de aproximadamente 3 kilómetros y salto vertical no estimado. En su probable continuación, en la variante de Llodio, se aprecia una zona muy tectonizada con espejos de falla cuyas estrías N 100° E ponen en evidencia, además de cierto salto vertical, un claro desplazamiento en la horizontal. Se aprecia además un giro brusco de la orientación general de las capas que pone de manifiesto cierto arrastre asociado.

A escala regional, tanto la falla de Santa Lucía como los desgarres de Areta, constituyen la terminación sureste de un accidente de importancia regional, que se hace más patente hacia el noroeste, en los cuadrantes contiguos de Basauri y Güeñes (61-IV y 61-III, respectivamente) donde se presenta como un complejo corredor formado por distintas fallas. Más al noroeste, sin embargo, se prolonga ya como una falla muy neta (falla Alén-Areta), de gran continuidad, que cruza los cuadrantes de Güeñes (61-III), Santurtzi (61-I) y Trucíos (60-II).

La falla de Arrugaeta (cuadrante de Llodio, 86-II)) forma parte de un sistema de fracturas N 40° E de escasa importancia. Se sospecha

su probable actividad sinsedimentaria debido a las características que presenta el tramo final del Complejo Urgoniano en su proximidad.

Plegamiento relacionado a la falla de Villaro. En la zona de Arlabán (cuadrante de Legutiano, 112-II), en la proximidad a la falla de Villaro, los materiales presentan un plegamiento de Fase I que genera pliegues con ejes de dirección N 120° buzantes al SE. Algunas de las estructuras mas características de este plegamiento son, de norte a sur, el sinclinal de monte Jarinto, los pliegues de la ladera sureste del monte Maroto y el anticlinal de Legutiano. Al sur de esta última estructura, la unidad adquiere una disposición monoclinal buzante al sur, característica en otros cuadrantes, presentándose menos deformada que la banda septentrional.

Sobre los pliegues citados se desarrolla un intenso sistema de fallas longitudinales. Éstas se manifiestan mayoritariamente como de vergencia norte, aunque de salto por lo general muy limitado. Alguna de estas estructuras, como por ejemplo la falla de Arlabán o las fallas que jalonan el flanco sur del sinclinal de Jarinto y flanco sur del anticlinal de Legutiano, presentan sin embargo vergencia contraria, asociándose a ellas pliegues menores de igual vergencia (este del embalse de Albina). El propio anticlinal de Arlabán (descrito en la Unidad de Yurre) se manifiesta en su cierre periclinal como un pliegue de vergencia sur, con un flanco sur verticalizado o incluso invertido en la proximidad del ramal norte de la falla de Villaro. Algunos autores atribuyen las estructuras de vergencia sur a una fase retrovergente que se desarrolla a escala regional afectando a las estructuras de Fase I (post-Fase I). Quizá quedaría por aclarar si se trata de una o dos fases distintas, y si fuera este último el caso, qué relaciones temporales existen entre ellas.

Otro dato estructural a destacar en el cuadrante de Legutiano (112-II) es la súbita amortiguación y pérdida de complejidad que sufren las estructuras de plegamiento y las fallas que las afectan a medida que se asciende en la serie, de forma tal que parecen fosilizadas por los materiales del Cretácico superior. Este hecho podría interpretarse considerando que las estructuras se hallaban preformadas cuando se depositaron los materiales del Cretácico superior, o apuntar la posible existencia de una deformación progresiva que se habría iniciado ya mucho antes de lo que tradicionalmente se considera.

En el monte Aritzarri (cuadrante de Gorbea, 87-III) se localizan pliegues muy suaves y laxos de gran amplitud cayo eje parece orientarse en dirección N-S. Otros pliegues menores (como los localizados en la zona de Herrerías) se reconocen con cierta frecuencia en la proximidad de fallas N 100° - 110° E. A la vista de su posición, dirección de los ejes (N 100° - 110° E) y geometrías poco apretadas, parecen estar ligados al movimiento de estas fallas, estando su desarrollo restringido a ese ámbito.

Hacia el nordeste del cuadrante de Gorbea, y en proximidad a la falla de Villaro, la Unidad de Gorbea parece describir un macrocierre perianticlinal de eje N 150° E y buzante al sureste. El anticlinal de Ubidea y los pliegues de Zubizabala, son pliegues menores, en general poco apretados y probablemente solidarios con esta macroestructura.

Al sureste de Villaro y en las cercanías de Zeanuri (cuadrante de Igorre, 87-I), la falla de Villaro no presenta un trazado tan neto. En su lugar se reconoce un corredor de fallas que constituirán su prolongación. Coincidiendo con esta zona se desarrollan localmente pliegues, más o menos aislados, que aunque se consideran de escasa entidad, se desarrollan en una zona relativamente amplia constituyendo una excepción a destacar en una unidad caracterizada precisamente por la ausencia de estas estructuras. El origen de alguno de estos pliegues (sobre todo los más cercanos a las fallas) puede atribuirse al movimiento relativo de los bloques tectónicos individualizados. Otros sin embargo podrían corresponder a estructuras menores ligadas al gran cierre perianticlinal arriba mencionado.

El anticlinal de Zeberio, en el ángulo noreste del cuadrante de Llodio (86-II) es un pliegue desarrollado sobre materiales del Complejo Purbeck-Weald y localizado en la proximidad de la falla de Villaro, cuyo eje se dispone subparalelo a dicho accidente. Es una estructura poco apretada y fallada en su núcleo. En la inmediata proximidad a esta falla presenta un plegamiento más apretado con flancos muy verticalizados o incluso localmente invertidos.

El sinclinal de Santa Lucía (cuadrante de Llodio) es una estructura de dirección E-O, de eje buzante al O, cuyo flanco sur está cortado y localmente invertido por la falla del mismo nombre. Tiene asociados numerosos pliegues menores también de dirección E-O y eje buzante al O. El anticlinal de Arakaldo-Arrankudiaga es la estructura subsecuente al sinclinal de Santa Lucía cuyo núcleo y flanco norte están muy replegados y fallados. Este cambio de orientación respecto a las estructuras regionales se debe probablemente al movimiento relativo (salto en dirección) que se

produce entre los dos bloques individualizados por la falla, el cual origina una variación local de la orientación de los esfuerzos.

En el barrio de Arrugaeta (Orozko; cuadrante de Llodio) se han reconocido también pliegues y arrastres a pequeña escala, relacionados con movimientos de desgarre de menor entidad.

5.4.7.1.3. Sector de Amurrio-Karrantza

Geográficamente, constituye la zona occidental de las provincias de Bizkaia y Álava. Se caracteriza por configurar, a grandes rasgos, una zona monoclinal con buzamientos hacia el suroeste. En la zona de Balmaseda (Bizkaia) sufre un giro en las estructuras, pasando a presentar buzamientos hacia el sureste. Aparte de esta característica principal, no experimenta apenas accidentes estructurales de importancia. Esta zona está limitada hacia el noreste por la falla de Villaro y estructuras asociadas. Hacia el norte su límite lo forman estructuras relacionadas con el extremo occidental de la mencionada falla y del Anticlinorio de Bilbao asociado (e. g. fallas de Alén-Areta y Valnero), así como la continuación de estos accidentes tectónicos en territorio cántabro, donde cabe destacar que sufren una inflexión en sus directrices, pasando a presentar direcciones E-O; este cambio de dirección es congruente con el giro de dirección observado en la serie monoclinal. El límite oeste está formado por la Franja cabalgante de Ramales y la falla de Ramales, ambas en territorio cántabro.

El buzamiento medio de la serie es más suave cuanto más al sur-oeste, pasando de unos 25-30° a 5° e incluso menos en las calizas de Sierra Salvada (cuadrante de Ayala, 86-III). En estas calizas se desarrollan una serie de diaclasas típicas de los denominados “karst de mesa”, es decir: un sistema longitudinal, uno transversal y otros dos sistemas a 45°. En este caso presentan un patrón asimétrico, encontrándose más desarrollado el sistema longitudinal y uno de los oblicuos (a 45°).

En el cuadrante de Amurrio (86-IV), la sucesión monoclinal tan sólo se ve afectada en la mitad noreste por un sistema N 110° E de fallas de régimen distensivo. Se trata de fracturas bastante verticalizadas que llevan asociadas localmente zonas brechificadas y arrastres. Aunque se consideran de poca entidad y se las supone un salto pequeño, presentan una continuidad lateral kilométrica. En su prolongación hacia el este, en el cuadrante de Gorbea (87-III), el sistema se hace más patente y se reconoce afectando también al sustrato calizo infrayacente. Se considera para estas fallas una indudable actuación sinsedimentaria; y aunque no se puede asegurar que estas fallas, en una primera etapa, originaran el escalonamiento del sustrato calizo infrayacente, a modo de incipientes "horst" y "graben" tectónicos, lo que si parece evidente es que al menos durante la deposición del complejo deltaico de la formación Valmaseda (GARCÍA-MONDÉJAR, 1982) actuaron ya como fallas de crecimiento, condicionando notablemente la sedimentación.

Si bien no está muy claro que pertenezca al sistema anterior, en el cuadrante de Amurrio (86-IV), se debe destacar la presencia de una falla de escaso rango (falla de Baranbio-alto de Las Minas) cuya particularidad reside en las importantes concentraciones de Pb-Zn, en otro tiempo objeto de explotación, asociadas a su brecha de falla.

El anticlinal de Karrantza es una macroestructura suave, muy amplia, de ámbito regional (figura 5.30), de dirección variable N 120° E a E–O y amplio cierre periclinal, cuyo flanco norte aflora ampliamente en el cuadrante de Trucíos (60-II), ocupando más de la mitad suroccidental del mismo y coincidiendo más o menos con la zona poco deformada. Su eje principal se sigue en dirección N 110° E desde el cuadrante de Carranza (60-I y III), ya en el cuadrante contiguo de Balmaseda gira ligeramente y se amortigua en la convergencia con otra estructura muy laxa y normal a ella, de dirección N-S, conocida como arco de Balmaseda y que parece responsable de los cambios de dirección observados en el área.

El anticlinal de Karrantza, a escala regional, constituye la terminación y amortiguación oriental de la falla de Ramales y su banda de plegamiento asociada (figura 5.30). Estas estructuras de dirección aproximada N 90°-110° E, que se prolongan a su vez hacia el oeste hasta enlazar con un cabo o saliente del Macizo Paleozoico Asturiano, conocido como “Franja cabalgante de Cabuérniga”, se consideran el reflejo de accidentes profundos de zócalo sobre materiales de cobertera (figura 5.43).

La falla de Ramales, en el área de Ramales – Gibaja (Cantabria), intersecta con un accidente N - S, probablemente de zócalo y de gran importancia regional, conocido como “franja cabalgante de Ramales” (figura 5.43). Este se manifiesta como un accidente de desgarre, con salto en la vertical, que se continúa como una franja tectónica desde Ramales y se prolonga hasta la zona de Colindres a través de distintos afloramientos

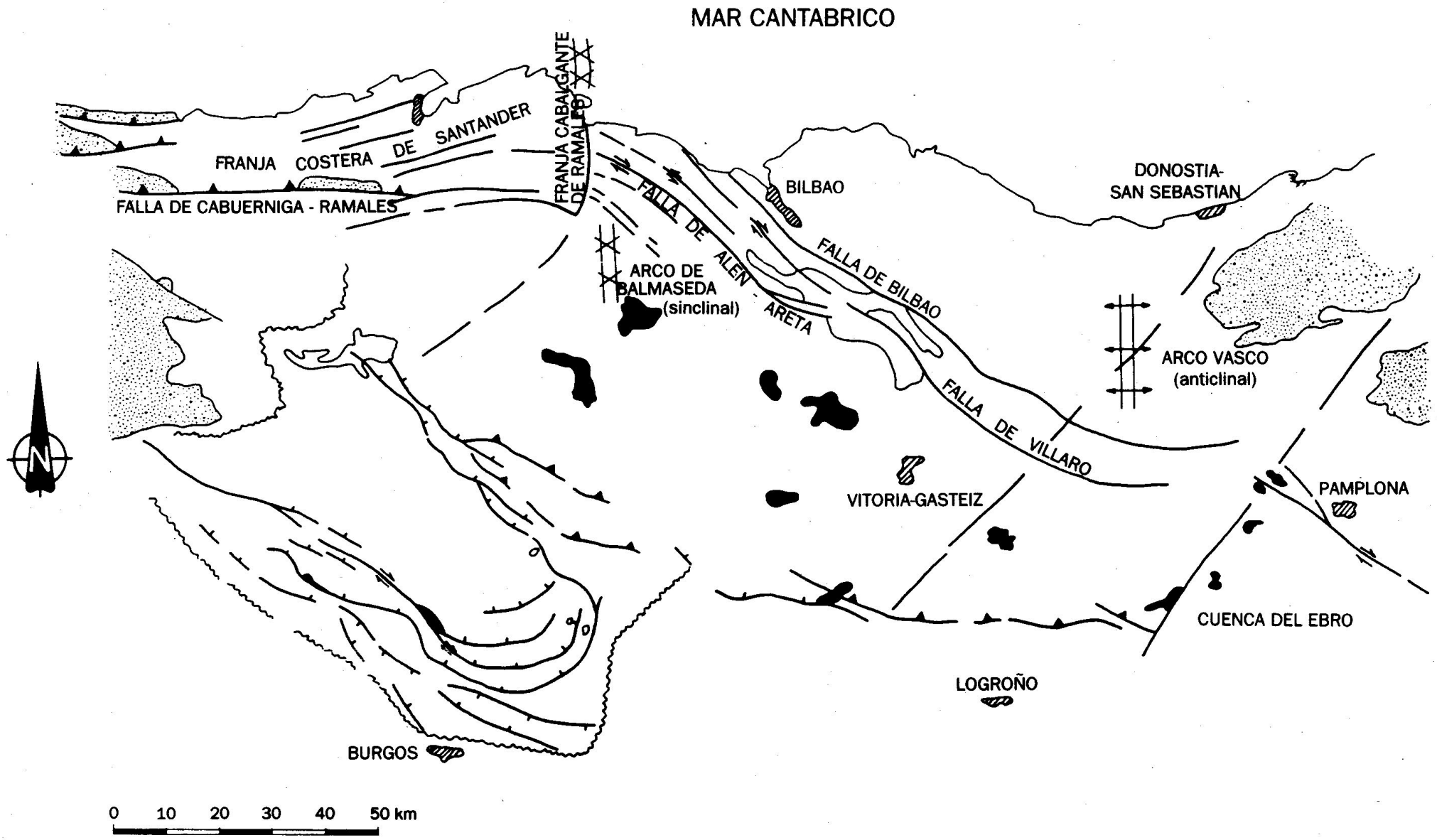


Figura 5.43.- Variación del rumbo de las estructuras longitudinales originando diversos arcos.

triásicos. En este caso, las relaciones temporales de este accidente N - S con la falla de Ramales y su banda de plegamiento asociada, y en consecuencia con el anticlinal de Karrantza, no son tan claras. Ninguna de las dos parece que corte o desplace a la otra. Cabe también la posibilidad de que la franja cabalgante y la falla de Ramales no sean otra cosa que el mismo accidente, sólo que plegado. De cualquier modo se advierte que el anticlinal de Karrantza adopta una geometría domal en esta intersección.

Al norte de dicha intersección, sin embargo, la franja cabalgante de Ramales constituye el límite occidental de la Unidad de Gorbea y del Dominio del Arco Vasco. Articula además este dominio con la franja costera de Santander, pudiendo ser responsable de las notables variaciones del rumbo de las estructuras longitudinales en ambos dominios. Dicha variación configura a escala regional un viraje contrario al que se produce en la parte oriental del Arco Vasco, que bien podría considerarse como una estructura N - S similar al arco de Balmaseda anteriormente descrito. En realidad ambos virajes constituyen un par de pliegues (sinclinal y anticlinal) que parecen haberse formado como consecuencia de un acortamiento paralelo al eje de las estructuras longitudinales (figura 5.43).

La fracturación observada en la zona del Valle de Karrantza responde a dos sistemas principales de escasa entidad:

-Fallas N 50° E. Se manifiestan como fallas subverticales o buzantes alsur-sureste, de escaso salto y cuya disposición, subparalela a la lineación que dibuja el tránsito a facies de talud de la barrera calizoarrecifal, entre otras características, sugiere un control sinsedimentario de las series del Aptiense y del Albiense a las que afecta (LÓPEZ-HORGUE, 2000). Estarían ligadas por tanto a un accidente posiblemente de zócalo, que controló la configuración paleogeográfica plataforma-cuenca, actuando como falla sinsedimentaria, al menos durante el lapso Aptiense-Albiense.

-Sistema N 150°-160° E. Son fracturas subverticales y de escaso salto que hacia el norte de Karrantza varían ligeramente su dirección a N 130°-140° E. Son particularmente frecuentes al suroeste de Ranero (cuadrante de Carranza, 60-I y III). Asociadas a estas fallas se localizan importantes mineralizaciones, así como extensas zonas de dolomitización y silicificación (Filón Principal, Sta. Matilde y Matienzo). La surgencia de aguas termales del balneario de los Padres Palotinos en El Molinar está relacionada también con una de estas fracturas. Éstas bien podrían considerarse como zonas de debilidad, relacionadas posiblemente con accidentes de zócalo.

5.4.7.2. Sierra de Cantabria

5.4.7.2.1. Introducción

El cabalgamiento de la sierra de Cantabria constituye el “retro” ("backthrust"), de la Cadena Vasco-Cantábrica. De los perfiles sísmicos realizados por diversas compañías petrolíferas, se deduce que la base del Terciario continental de la Cuenca del Ebro pasa por debajo del cabalgamiento hasta, aproximadamente, la línea que une el diapiro oculto de Treviño con el diapiro de Maeztu, implicando un cabalgamiento hacia el sur de unos 15 kilómetros, con un salto en buzamiento de unos 4 kilómetros. La morfología de esta superficie de cabalgamiento (que se generó durante el Oligoceno y Mioceno, por la migración del Keuper hacia el borde de la cuenca) en rampas y rellanos, influye notablemente en la disposición de la unidad cabalgante (figuras 5.44 y 5.45). Así, en las zonas de rampa se originan estructuras más erguidas y apretadas, y en las zonas de rellano estructuras más vergentes y escamas subhorizontales. Como ejemplo de zona de rampa cabalgante se citarán los pliegues del sector de las Conchas de Haro (Labastida, 170-I y III) y el sector de Cervera (cuadrante de Lagrán, 170-II), y como ejemplo de zona de rellano, la zona meridional del Toloño (Labastida, 170-I y III) y la zona de San Tirso (Lagrán, 170-II).

La compresión de la fase principal de plegamiento se superpone, y modifica en parte, a las estructuras halocinéticas previas, generándose estructuras complejas, sobre todo en las zonas con mayores acumulaciones salinas (ver figura 5.44).

En el sector de Sobrón, que se sitúa cerca del borde meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica, las fases neokimméricas producen la erosión de gran parte del Jurásico y la erosión y/o no deposición de los depósitos de las facies Purbeck y Weald. Esto es constatable en el corte de Nograro, donde el Aptiense marino se apoya directamente sobre el Dogger.

El cabalgamiento de la sierra de Cantabria es el límite meridional del Dominio Navarro-Cántabro (FEUILLÉE y RAT, 1971), división estructural mayor de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Por tanto, la Sierra de Cantabria

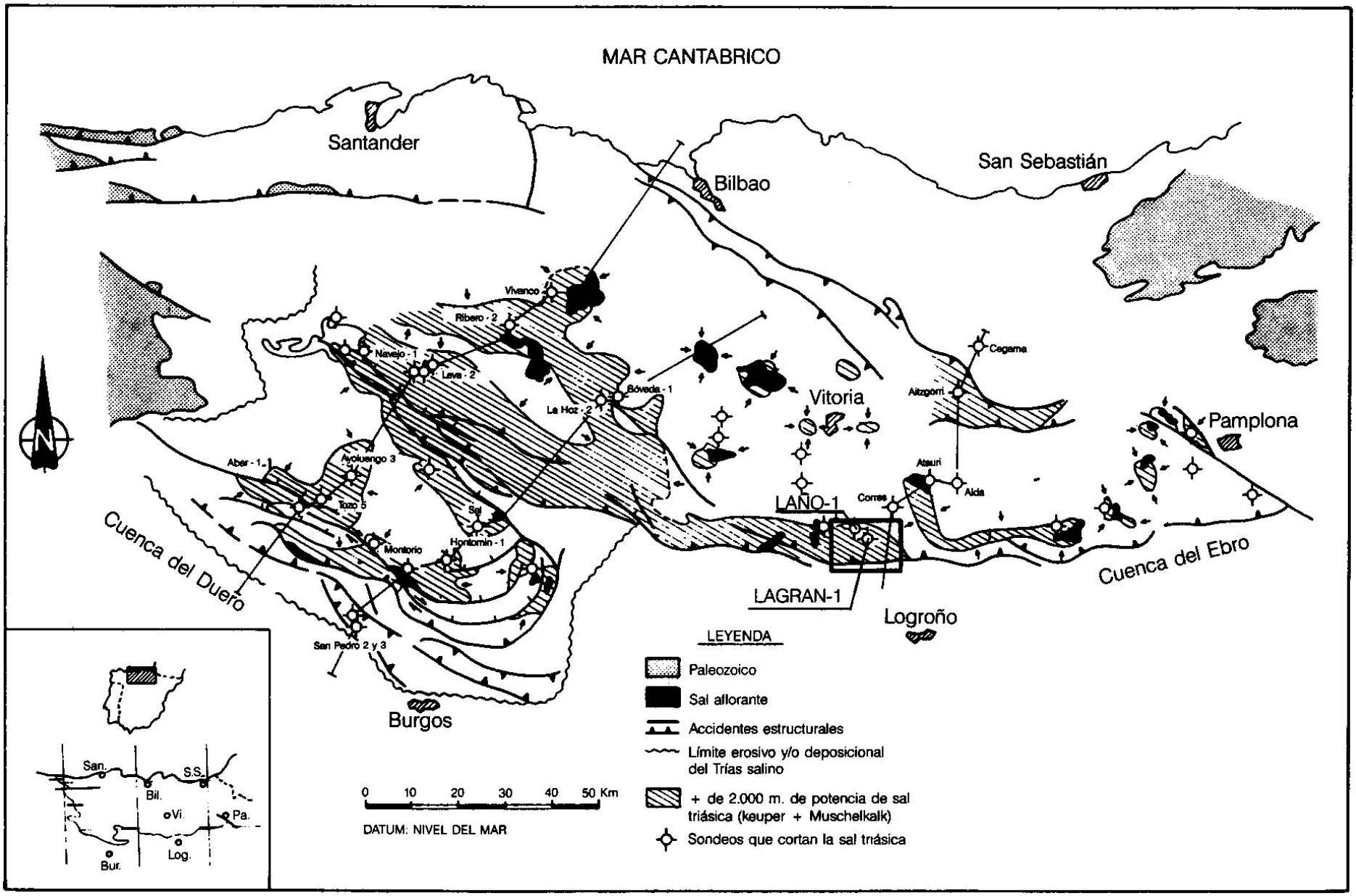


Figura 5.44.- Área de migración preferencial de la sal. Acumulaciones salinas de Trías. CÁMARA *et al.*, 1989.

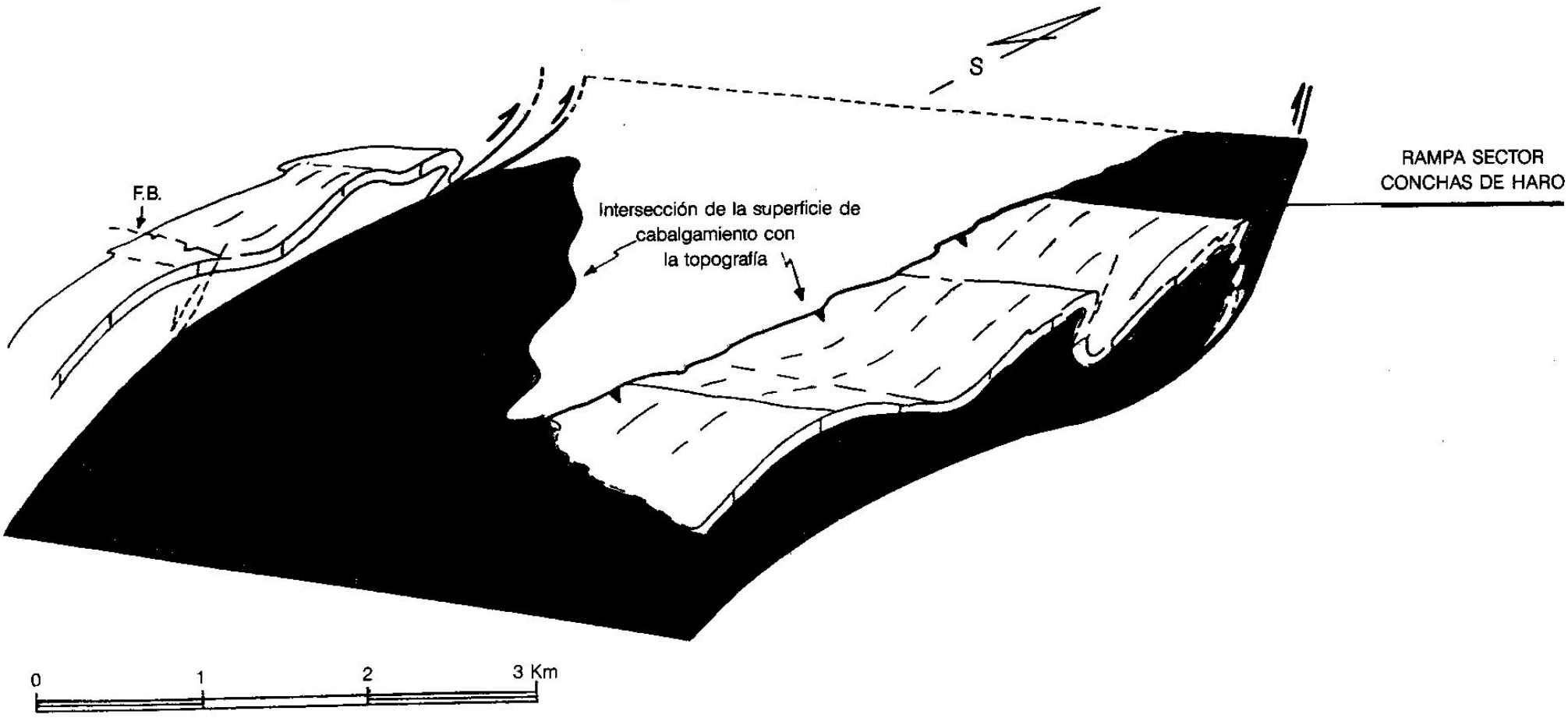


Figura 5.45.- Configuración de la superficie de cabalgamiento en el sector Conchas de Haro-Toloño. Explicación en el texto.

constituye la franja meridional de esa gran división. Esta zona se divide en cuatro sectores cuya diferenciación se ha realizado en base a los siguientes criterios:

-Cada sector viene limitado por accidentes geológicos principales.

-Cada sector presenta un estilo peculiar en cuanto al tipo e intensidad de la deformación.

-Los límites de los sectores estructurales frecuentemente delimitan, a su vez, cuencas sedimentarias distintas.

A estos sectores estructurales y sus divisiones se les ha denominado:

-Zona occidental de la Sierra de Cantabria. Dividida a su vez en:
  -Area de Sobrón
  -Area de los diapiros de Ocio-Salinillas-Peñacerrada
-Franja norte de la Sierra de Cantabria.
-Frente cabalgante de la Sierra de Cantabria. Dividido en:
  -Zona oeste
  -Zona central
  -Zona este
-Terminación oriental de la Sierra de Cantabria.

5.4.7.2.2. Zona occidental de la Sierra de Cantabria

5.4.7.2.2.1. Área de Sobrón

La estructura de este sector no es fácil de comprender si no se incluye en un contexto amplio, que abarque los cuadrantes de Valdegovia (111-I y III), Lerón (110-II y IV; 136-II) y Espejo (137-I y III).

Esquemáticamente se puede decir que en este sector existen cuatro elementos estructurales importantes (ver figura 5.46):

-El anticlinal de Lahoz-Barrio (A.L.B.) incluido su cierre suroriental.
-La falla de Nograro-Sobron (F.N.S.).
-La falla de Bóveda-Nograro (F.B.N.).
-El anticlinal de Sobrón (A.S.).

El anticlinal de Lahoz-Barrio es una estructura NO-SE de unos 23 x 5 kilómetros, vergente hacia el NE. En la zona de estudio cierra periclinalmente al sur de Barrio.

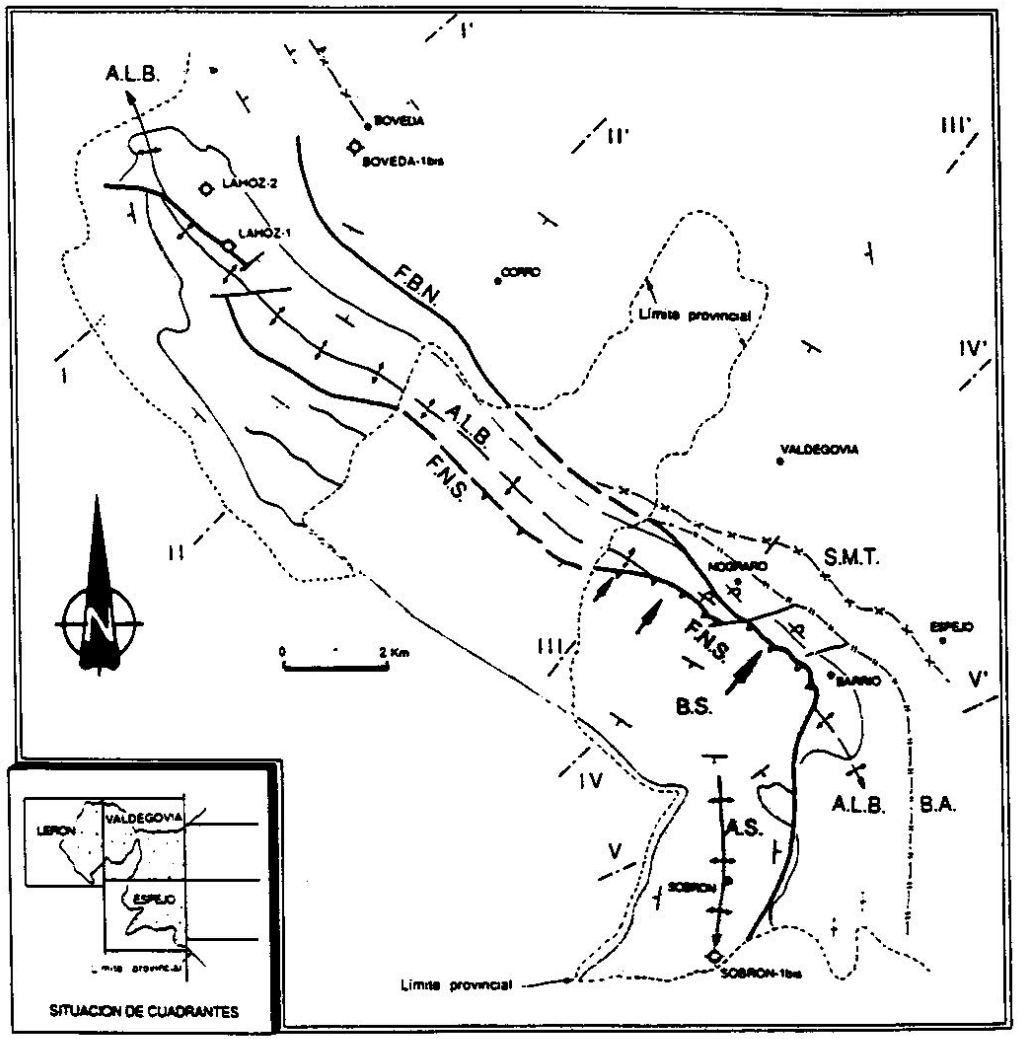
La falla de Nograro-Sobrón tiene, en el cuadrante de Espejo, un funcionamiento de falla inversa vergente al NE con un plano de falla generalmente más buzante que en los vecinos cuadrantes (más de 60°). Supone el límite norte y este del bloque de Sobrón (B.S. en la figura), que se ha desplazado en conjunto hacia el noreste y que en la zona de mayor desplazamiento (entre Barrio y Nograro), llega a eliminar la zona de charnela y gran parte del flanco NE del anticlinal de Lahoz-Barrio. El límite oriental de esta falla está constituido por una superficie muy verticalizada, aproximadamente N-S, que hace las veces de "rampa" lateral.

La falla de Bóveda-Nograro es un accidente subvertical, cuyo salto aumenta de noroeste a sureste y que es "cortada" por la falla de Nograro-Sobrón al sur de la localidad de Nograro.

El anticlinal de Sobrón es un abombamiento "cupuliforme" (aunque hacia el norte es más bien "cilíndrico") de dirección aproximada N-S, y que probablemente ha constituido ya desde el Paleoceno un paleoalto estructural que independizó las cuencas terciarias de Miranda- Treviño y Villarcayo, situadas respectivamente al este y al oeste de la estructura. La estructura que se observa actualmente es el resultado de la erosión de este anticlinal "cupuliforme", erosión que ha dejado "relictos" de edad Coniaciense fundamentalmente en forma de grandes bloques. La edad del comienzo de la erosión de la cúpula es difícil de determinar ya que requeriría un estudio muy detallado que debería incluir entre otros, el estudio de los clastos de los materiales terciarios (miocenos fundamentalmente) en la "orla" de este paleoalto, como se distribuyen horizontal y verticalmente, etc.

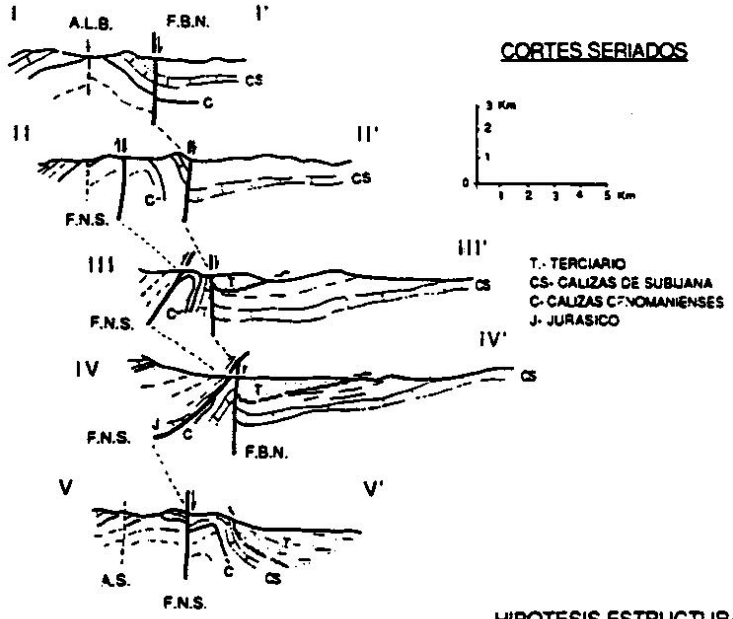
A continuación se va a proponer un modelo que relaciona genéticamente todos estos elementos estructurales, modelo que se fundamenta en lo siguiente:

-El anticlinal de Lahoz-Barrio tuvo su origen en una intumescencia (alargada) de origen diapírico, de manera que ya constituyó un alto paleogeográfico durante el Mesozoico. Al norte de este alto se genera una zona deprimida ("sinclinal" y/o depocentro) cuyo límite suroccidental está constituido por la falla de Bóveda-Nograro.
-Como se puede observar en los cortes seriados de la figura 5.46, en el extremo noroeste de la zona, el A.L.B. es prácticamente simétrico y la F.B.N. tiene un salto mínimo e incluso se amortigua totalmente. Sin embargo, a medida que nos desplazamos hacia el sureste (cortes II-II'; III-III'; IV-IV' y V-V'):



A.L.B.- ANTICLINAL LAHOZ-BARRIO. F.N.S.- FALLA NOGRARO-SOBRON. F.B.N.- FALLA BOVEDA-NOGRARO. S.M.T.- SINCLINAL TERCIARIO CUENCA MIRANDA-TREVIÑO. B.S.- BLOQUE DE SOBRON.(FLANCO SUR DEL A.L.B., DESPLAZADO HACIA EL NE). //.- MAGNITUD RELATIVA DEL DESPLAZAMIENTO. A.S.- ANTICLINAL DE SOBRON. B.A.- BORDE ACTIVO DURANTE LA SEDIMENTACION DE LOS MATERIALES TERCIARIOS.

—.- MURO DE LAS CALIZAS DE SUBIJANA
◇.- SONDEO DE PETROLEO



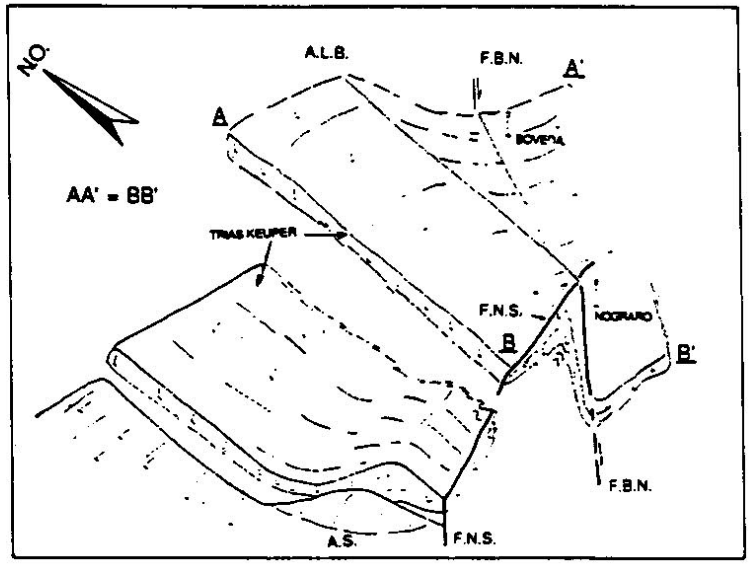


Figura 5.46.- Esquema tectónico muy simplificado de los cuadrantes de Lerón, Valdegovía y Espejo.

EVE Ente Vasco de la Energía

-El anticlinal de Lahoz-Barrio es cada vez más vergente (corte I-I' a corte IV-IV').
-La falla de Nograro-Sobrón es cada vez más tendida, y su desplazamiento hacia el noreste mayor (cortes II-II' a IV-IV') de manera que llega a eliminar la zona de charnela y gran parte del flanco NE del anticlinal de Lahoz-Barrio.
-La falla de Bóveda-Nograro tiene progresivamente más salto.
-Al igual que ocurre con el anticlinal de Lahoz-Barrio, el anticlinal de Sobrón (A.S.) es también una estructura pre-terciaria que ya independizó las cuencas terciarias de Miranda-Treviño y Villarcayo, situadas respectivamente al este y al oeste de la estructura.

En consecuencia se puede suponer que todas las estructuras superficiales que se observan tienen una génesis común, y que son el reflejo directo de una tectónica salina, que comenzó a configurar estructuras durante el Mesozoico y que posteriormente, durante la compresión alpina, han sufrido un acentuamiento, al menos en este sector (ver hipótesis estructural en la figura 5.46).

Efectivamente, la posición de la migración salina "precoz" tiene una relación estrecha con discontinuidades del sustrato. A partir de estas discontinuidades se generan fallas de colapso que permiten el desarrollo de altos diapíricos. Junto a estos altos diapíricos existen, lógicamente, surcos creados por la migración salina. Estos surcos funcionan como depocentros de gran sedimentación fundamentalmente en el Cretácico, aunque también en el Terciario (observar la posición del sinclinal de Miranda-Treviño al norte del anticlinal de Lahoz-Barrio). Estos depocentros crean cubetas con morfología de "caparazón de tortuga", es decir, tienen incluso actualmente más afinidad con un depocentro diapírico, que con un verdadero sinclinal de génesis compresiva. De hecho los altos que los limitan son diapíricos aunque parezcan anticlinales "alpinos" con núcleo triásico "extrusivo".

En conclusión (figura 5.47), tal y como señalan CAMARA *et al.* (1989): "...Estructuralmente, el Dominio Cántabro-Navarro está afectado en su mayor parte por la tectónica halocinética, sin embargo, la compresión alpina modifica en parte la estructura generada por el diapirismo. La compresión alpina actúa produciendo cabalgamientos, desgarres, etc. y en las zonas de altos diapíricos estas zonas acaban siendo grandes acumulaciones salinas tectónicamente más complejas".

5.4.7.2.2.2. Area de los diapiros de Ocio-Salinillas-Peñacerrada

Cabalgamiento de la sierra de Cantabria. Su intersección con la topografía (en la hoja de Labastida, 170-I y III) forma una "V" abierta hacia el sur, y presenta una morfología en rampas y rellanos que condiciona la estructura de la unidad cabalgante, (ver figura 5.45).

Zona plegada de las Conchas de Haro y pliegues de Salinillas. Está constituida por dos anticlinales y un sinclinal que desarrollan flancos inversos, y un anticlinal y sinclinal, erquidos. Se interpreta esta zona como correspondiente a un efecto de rampa cabalgante (ver figura 5.45).

Anticlinal de Ocio. Presenta una morfología en anticlinal doble (forma típica de "hongo"), heredado de la tectónica salina previa a la fase principal (ver corte I-I' del mapa de Labastida). Esta estructura se sitúa en la zona más externa o menos deformada de la franja móvil o banda plegada de la sierra de Cantabria. El núcleo del anticlinal está ocupado por la intrusión diapírica del Keuper (diapiro de Salinillas de Buradón-Ocio). Constituyen un mismo diapiro con dos salidas ("up breaks"), unidas por un estrecho corredor. Han funcionado como intumescencias "precoces" desde el Neocomiense.

El anticlinal de Ocio se reconoce ya en el borde sur del cuadrante de Treviño (138-III), donde los materiales cretácicos y terciarios que componen la sierra de Portilla y Peña Agua constituyen el flanco norte de este domo-anticlinal, vergente al norte y con un cabalgamiento parcial de su flanco norte invertido sobre la serie terrígena roja del Oligoceno. Basándose en la geometría y relaciones espaciales y temporales que presenta con respecto a la serie Oligocena, se cree que esta estructura podría responder al estadio final de una intrusión diapírica.

Los pliegues y escamas del Toloño están formados sobre una zona de rellano, con vergencias más acusadas cuanto más hacia el sur (ver figura 5.45).

El anticlinal tardío de Montoria. (ver figura 5.48) se interpreta como un anticlinal de segunda fase (o tardío), que afecta a un pliegue anticlinal vergente al sur.

El anticlinal y el sinclinal de Loza (ver figura 5.48) constituyen estructuras asimétricas, ligeramente vergentes al sur. Es decir, son estructuras secundarias, con flanco largo-flanco corto desarrolladas en el flanco largo de una estructura mayor.

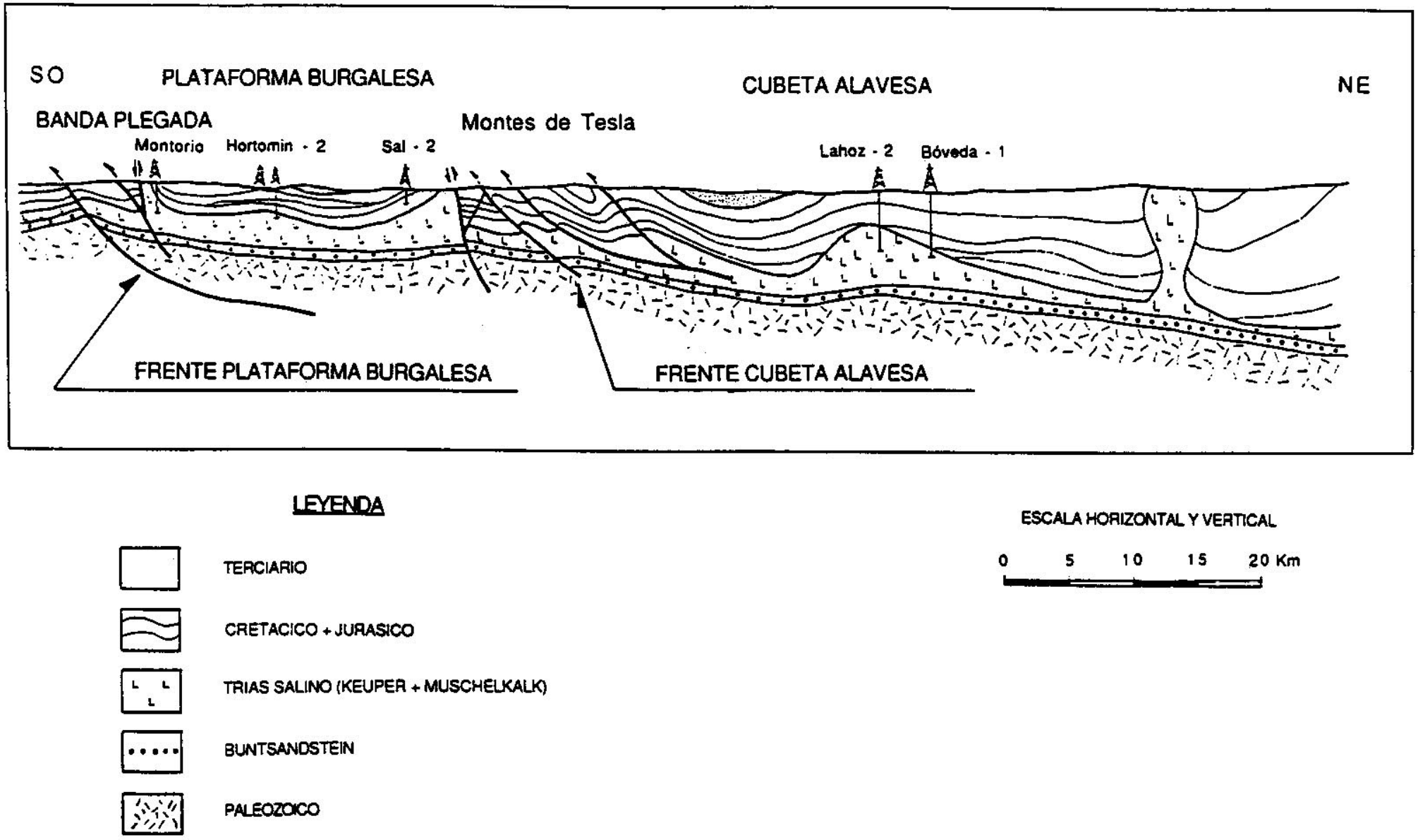


Figura 5.47.- Corte a través de la plataforma burgalesa y la cubeta alavesa (CÁMARA, *et al.* 1989)

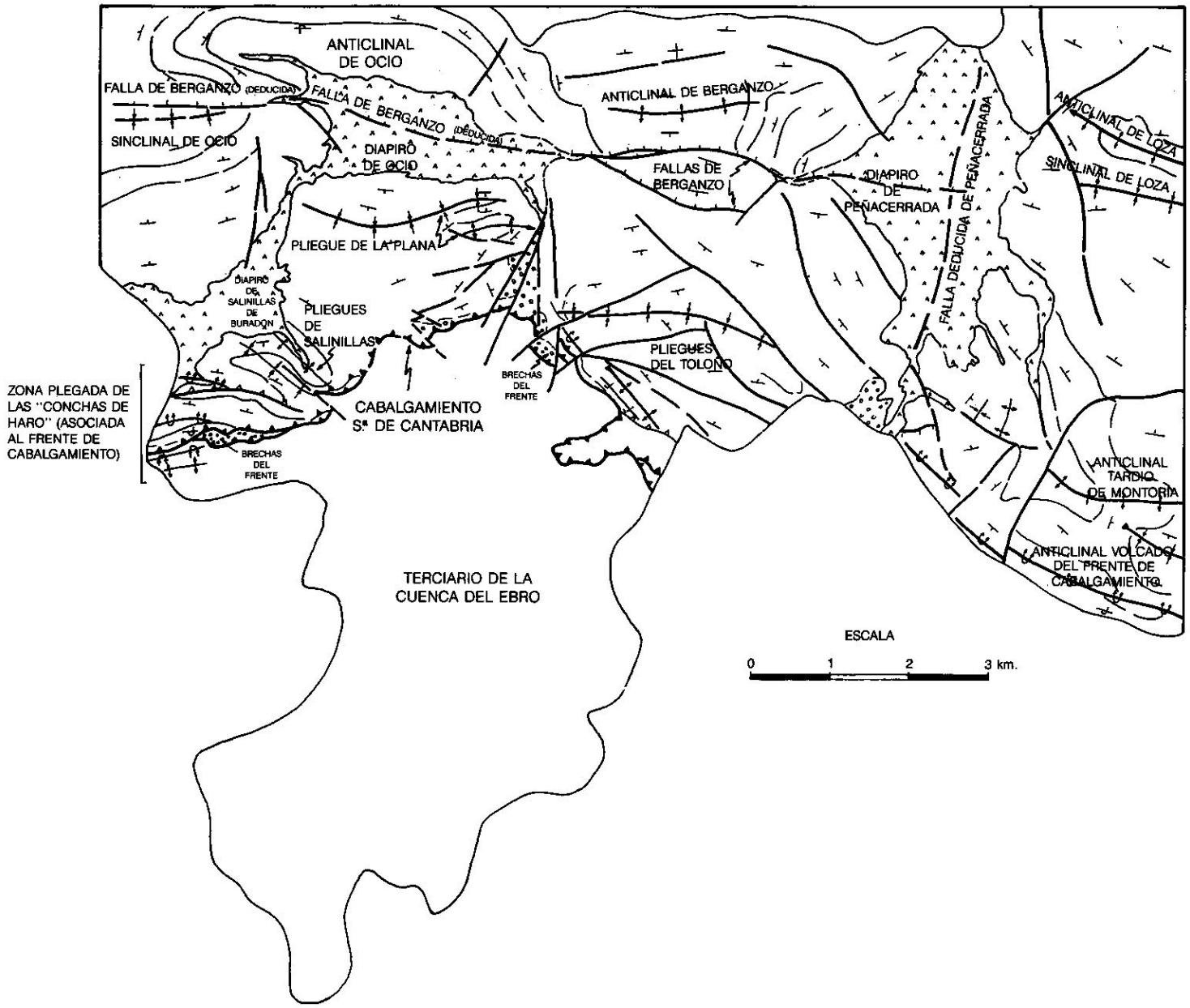


Figura 5.48.- Elementos estructurales de la hoja de Labastida (170-I y III)

EVE Ente Vasco de la Energía

Fallas de Berganzo. Son fallas normales, que hunden el labio norte, con un salto en buzamiento deducido de unos 1.000 metros. Por su posición, podría tratarse del "rejuego" distensivo de una zona de rampa cabalgante (ver figura 5.45 a la izquierda, FB. = falla de Berganzo).

Diapiro de Peñacerrada. Tiene una morfología alargada, de dirección N-S, y su configuración actual probablemente está motivada por la intersección de la falla de Berganzo con la falla deducida de Peñacerrada. Ha constituido una intumescencia "precoz", desde el Neocomiense.

5.4.7.2.3. Franja norte de la sierra de Cantabria

Este sector estructural ocupa la mitad superior de la hoja de Lagrán y adyacentes, quedando limitado al sur por la falla de Pipaón-Lagrán (figuras 5.49 y 5.50). Afloran en esta zona una serie de materiales mesozoicos y terciarios dispuestos como una serie monoclinal de dirección N90°-120°E y buzamiento medio de 10° a 30° hacia el norte. La serie queda afectada por una deformación, principalmente frágil, que nunca llega a trastocar fuertemente la estructura, y que se presenta con dos directrices principales:

-Estructuras de directriz E-O.—Se trata de fallas inversas que dan lugar a repeticiones de varias unidades litológicas, siendo el caso más evidente la repetición de parte del flanco sur del sinclinal de Loza por la falla de Montoria-Lagrán (figura 5.49). El salto en buzamiento de estos accidentes es moderado o pequeño, no siendo frecuente que supere los 250 metros. No se observan estructuras de deformación continua de directriz E-O. La vergencia de todos los accidentes E-O es hacia el sur.

-Estructuras de directriz NO-SE.—Se encuentran únicamente al oeste de la hoja de Lagrán, y se reducen al pliegue-falla de Loza y algunos pequeños pliegues que se localizan al oeste de Pipaón. Parece que se trata de estructuras más tardías que las E-O, dado que la falla de Loza parece desplazar sus trayectorias.

La estructura de Loza parece corresponderse con un típico caso de pliegue-falla con vergencia SO, esta estructura se amortigua hacia el noroeste (hoja de Labastida, 170-I y III) donde se encuentra una sucesión normal de estructuras anticlinal-sinclinal. En Loza, la falla que lleva el mismo nombre delimita al noreste una zona anticlinal donde apenas se llega a desarrollar la charnela, mientras que al sur se desarrolla un sinclinal asimétrico bien definido. El flanco común, fallado, buza unos 45° al sur, mientras que el buzamiento de los flancos largos del sinclinal y anticlinal oscila entre 10° y 30° N.

Al oeste de Pipaón existe una zona de pequeños pliegues NO-SE que alabean ligeramente el flanco sur del sinclinal de Loza y que se atribuyen a estructuras secundarias relacionadas con la falla de Loza, si bien, ya bastante amortiguadas.

El Domo de Pipaón es una estructura que, en principio, no muestra una directriz definida. La génesis de esta estructura puede estar relacionada con su posición en la confluencia de dos importantes accidentes, las fallas de Loza y Pipaón-Lagrán, unido a los efectos perforantes del Trías salino.

Como estructuras de menor importancia, se puede citar una familia de fallas NNE-SSO, de régimen normal con una pequeña componente de salto en dirección, que trastocan ligeramente tanto los contactos litológicos como las trazas de las fallas E-O.

5.4.7.2.4. Frente cabalgante de la sierra de Cantabria

Inmediatamente al sur de la falla de Pipaón-Lagrán se reconoce una banda de materiales cretácicos de dirección E-O, intensamente plegados y fracturados, que cabalgan sobre formaciones terciarias del Ebro-Rioja. Desde el punto de vista estructural toda esta banda constituye una estructura antiforme, de dirección E-O, vergente hacia el sur, y cuyo núcleo queda ocupado por materiales arenosos y limosos de la formación Utrillas, unidad que ha constituido un importante nivel de despegue y de amortiguamiento de esfuerzos. La morfología de la estructura principal, a la que se ha denominado anticlinal o antiforme de sierra de Cantabria, nunca es observable dado que se presenta muy erosionado en su núcleo; no obstante, puede deducirse que se trata de un pliegue anticlinal vergente al sur de flancos bastante rectos y charnela reducida. El flanco largo presenta buzamientos del orden de 40-50°N, mientras que el flanco corto está subvertical o invertido conformando el imponente cresterío calizo que caracteriza a la sierra de Cantabria. La estructura antiforme principal de la sierra de Cantabria queda complicada en varios puntos y por distintos procesos. Por una parte existen zonas donde se observa un apilamiento de estructuras asociadas al antiforme principal; en estas zonas existe una importante actuación de mecanismos de deformación continua. En cambio,

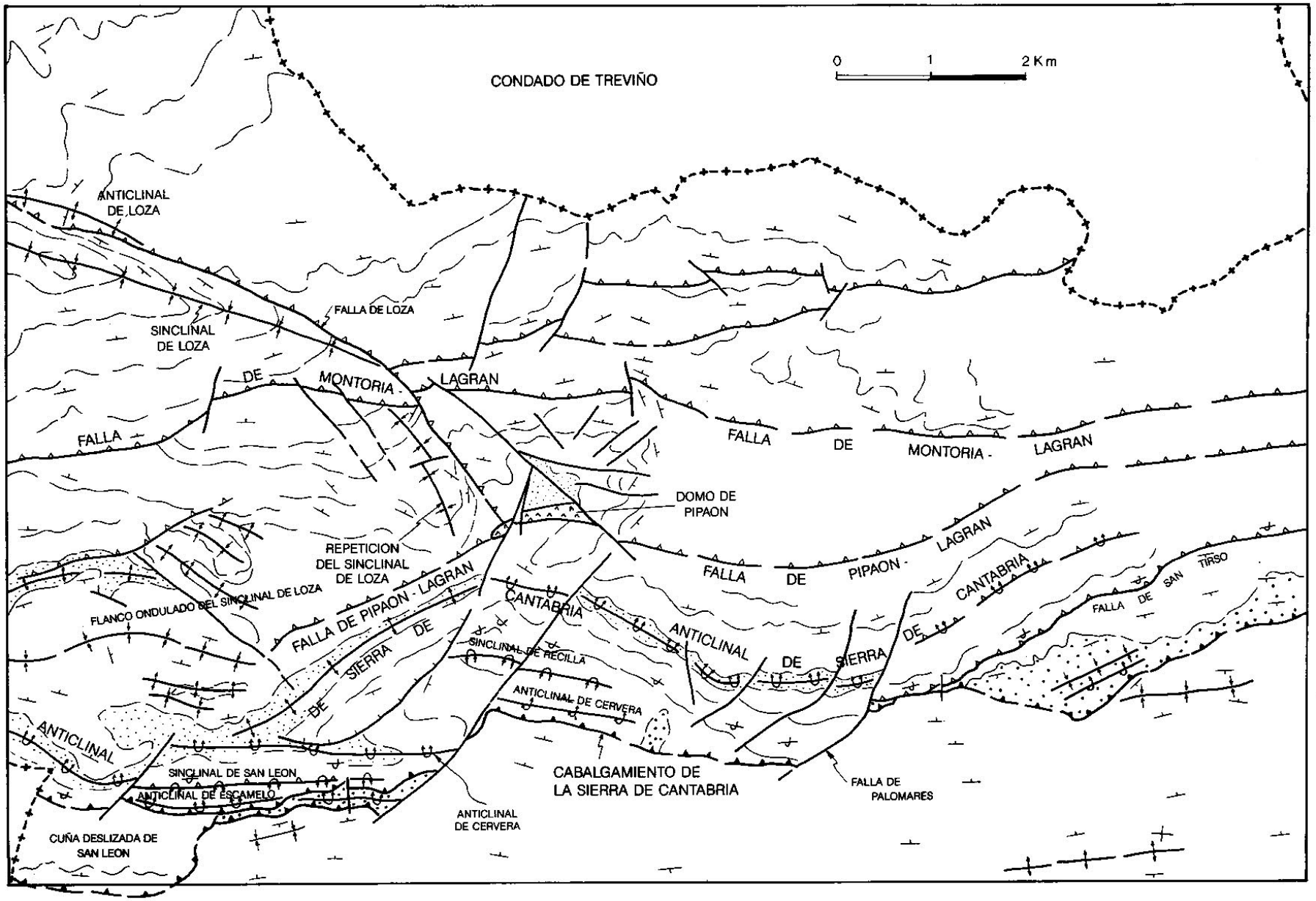


Figura 5.49.- Elementos estructurales de la hoja de Lagrán (170-II)

EVE Ente Vasco de la Energía

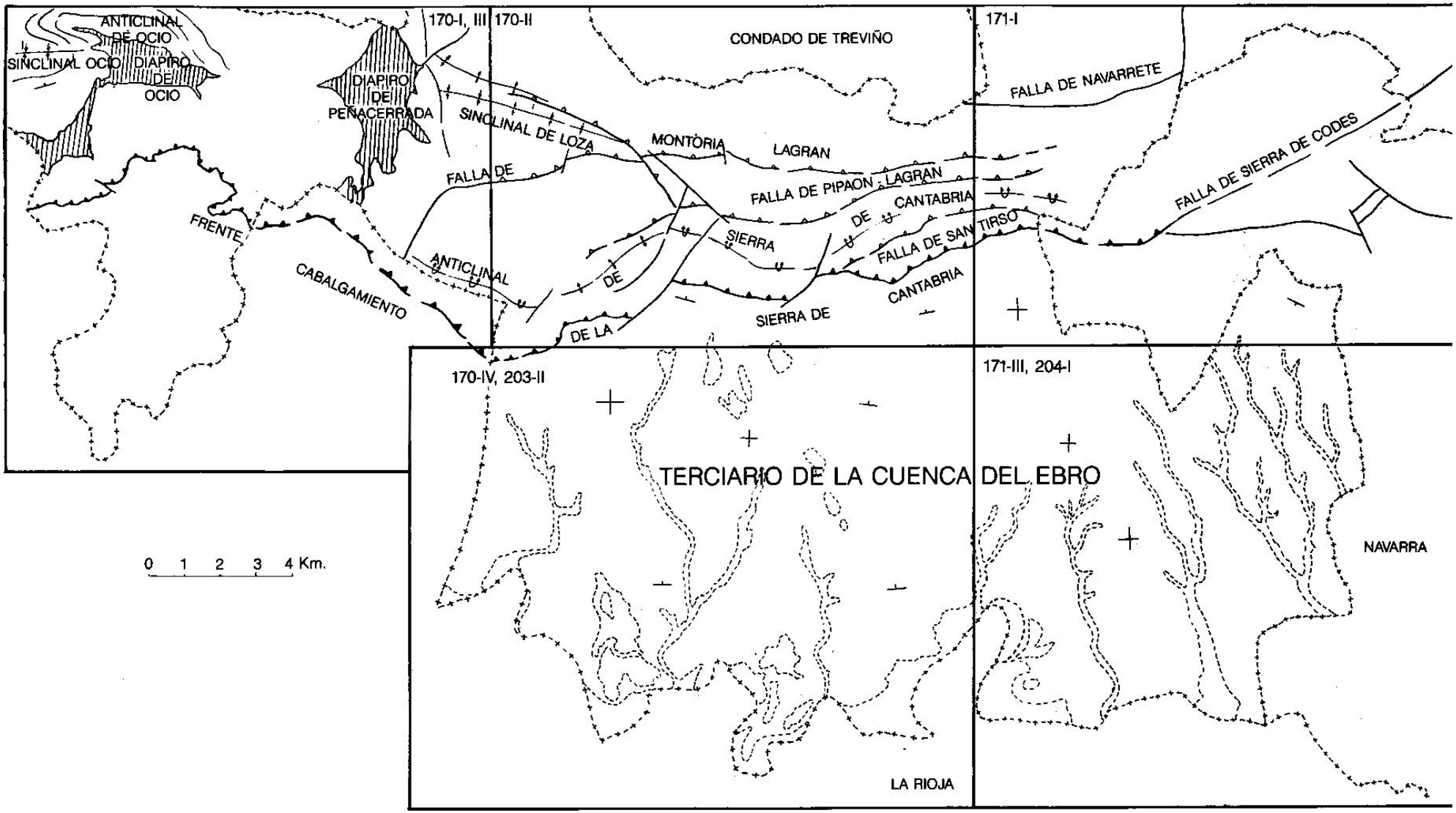


Figura 5.50.- Esquema estructural de la hoja de Lagrán (170-II) y sus adyacentes.

EVE Ente Vasco de la Energía

en las áreas situadas más al este, los esfuerzos se traducen en fallas inversas que trastocan la estructura principal. Además de esto, la parte central de la sierra se caracteriza por presentar un importante "quiebro" en el trazado de las estructuras, que ha llevado a pensar en la existencia de juegos complejos (con importante componente en dirección) de los principales accidentes que delimitan la franja cabalgante. Por todo ello, se ha considerado conveniente subdividir la estructura en tres sectores, independientemente analizados, y cuyas conclusiones se tratan de integrar en un único modelo de deformación progresiva.

5.4.7.2.4.1. Zona oeste (hojas de Labastida y Lagran)

Abarca un área comprendida entre el puerto de Pipaón y el diapiro de Peñacerrada. Se trata de una porción de unos 5 kilómetros de sierra, de la cual, sólo la parte más oriental (1,5 kilómetros) queda ubicada dentro de la hoja de Lagrán.

La estructura de este sector ha sido estudiada en el corte del puerto de la Herrera. Consiste en un anticlinal vergente al sur, cuyo núcleo queda ocupado por las facies Utrillas mientras que los flancos quedan conformados por calizas cenomanienses. El flanco inverso buza del orden de 60° verticalizándose más hacia el oeste, mientras que el flanco largo presenta algunas complicaciones que se traducen en una serie de pequeños anticlinales y sinclinales de dirección próxima a E-O a NO-SE, bastante retocados por fracturas, que en conjunto han sido denominados como "flanco ondulado del sinclinal de Loza", aunque también podrían denominarse "flanco ondulado del anticlinal de sierra de Cantabria", dado que se trata del flanco común de ambas estructuras. Estas estructuras que conforman el flanco ondulado se han considerado como tardías; la más significativa es el anticlinal de Montoria, con núcleo de Utrillas, que constituye un auténtico domo alargado en dirección E-O, que deforma el mencionado flanco. Para su génesis se invocan, además de esfuerzos tardíos de componente N-S, un abombamiento producido por el comportamiento diapírico del Trías Keuper que ocupa el núcleo de la estructura anticlinal de la sierra de Cantabria.

Todo este conjunto cabalga aparentemente sobre una cuña de materiales cretácicos con buzamientos al norte, y cuya disposición ofrece dudas con respecto a su tipo de emplazamiento. El corte del puerto de la Herrera hacia Laguardia ofrece una serie de espectaculares afloramientos en los que se comprueba que una buena parte de los afloramientos calizos son en realidad una acumulación reciente de grandes bloques (bloques encostrados), siendo probable que todo el conjunto constituya una cuña deslizada desde zonas topográficamente más altas, a la que se ha denominado "cuña deslizada de San-León". Un ejemplo semejante de este tipo de procesos se encuentra al sur de Palomares.

La morfología del anticlinal de sierra de Cantabria no es observable, dado que las facies Utrillas que afloran en su núcleo no reflejan su estructura. En la reconstrucción de los cortes geológicos se adivina un pliegue de flancos bastante rectos, y charnela reducida, probablemente de morfología cilíndrica.

5.4.7.2.4.2. Zona central (hoja de Lagrán)

5.4.7.2.4.2.1. Introducción

Abarca una banda de 8 kilómetros de anchura, desde el puerto de Pipaón hasta la falla de Palomares (1 kilómetro al este del pico de Palomares). Un examen al esquema estructural de la figura 5.50 permite establecer varias características peculiares de este sector:

-En general la estructura principal es la misma: una antiforma con núcleo de Utrillas o "anticlinal de sierra de Cantabria".

-En el frente de esta antiforma principal existen una serie de complicaciones que se traducen en un apilamiento de estructuras menores, todas ellas con vergencia sur.

-La dirección de la cadena y las directrices de sus estructuras sufren un brusco "quiebro" o inflexión en Cervera.

-Existe una importante actuación de procesos de deformación continua en relación tanto a zonas situadas al oeste (con estructura más simple), como al este (donde dominan mecanismos de deformación discontinua).

-Todo el conjunto de materiales cretácicos plegados cabalga hacia el sur, sobre el Terciario de la Cuenca del Ebro, involucrando series continentales oligocenas, a las que deforman y brechifican.

-La única red de fracturas de cierta entidad es NE-SO. Son fallas normales con cierta componente de desgarre.

-Toda la franja cabalgante queda limitada al norte por la falla de Pipaón-Lagrán, que en esta zona favorece el ascenso de una cuña diapírica de Keuper de dirección este-oeste.

5.4.7.2.4.2.2. Estructura

A continuación se describirán someramente las distintas estructuras cartografiadas, para posteriormente establecer un modelo de deformación general. Para el análisis descriptivo se han adoptado los mismos toponímicos utilizados por **MARTÍNEZ TORRES (1982)**, que identifica en esencia las mismas estructuras.

Anticlinal de Escamelo. Se trata de un anticlinal en rodilla con vergencia sur y eje subhorizontal. Se encuentra sobre el cabalgamiento principal de la sierra y deforma materiales cenomanienses, turonienses y coniacienses. El flanco normal es subhorizontal o buza hasta 20° N mientras que el flanco corto se presenta subvertical o invertido; hacia el este, el flanco inverso se hace cada vez más corto hasta que finalmente queda cepillado por el cabalgamiento principal.

Al este de la peña del Cuervo el anticlinal de Escamelo se presenta ya muy reducido, casi sin desarrollo de flanco inverso, y se encuentra cabalgando sobre unos conglomerados oligocenos que, en esta zona se encuentran implicados en el cabalgamiento principal a modo de una cuña tectónica deformada.

Sinclinal de San León. Se sobreimpone al anticlinal de Escamelo, verticalizando su flanco norte subhorizontal. Al contrario que los anticlinales, que muestran morfologías cilíndricas, esta estructura presenta flancos muy rectos y charnela aguda mal desarrollada, que se traduce en un plano de fractura de muy escaso salto. El flanco inverso buza del orden de 75° N y sus capas verticalizadas dibujan los característicos relieves de la zona de la peña del Cuervo. Los flancos de esta estructura los conforman materiales cenomanienses, mientras que el núcleo lo ocupan calizas coniacienses; el nivel margoso turoniense intermedio dibuja perfectamente el cierre oeste del sinclinal en la zona del puerto de Pipaón. El sinclinal de San León es uno de los pocos que se observa en la franja cabalgante. Normalmente estas estructuras quedan solapadas por fallas inversas, dando lugar a un apilamiento de estructuras anticlinales.

Anticlinal de Cervera. Al este de la peña del Cuervo el flanco norte del sinclinal de San León se recupera y pasa a flanco normal dibujando un espectacular anticlinal vergente al sur cuyo núcleo queda ocupado por la serie cenomaniense inferior, llegando probablemente a aflorar "Utrillas". El flanco normal no llega a buzar hacia el norte por dos motivos: por una parte existe una falla normal que bascula parte de este flanco y por otra, el punto de recuperación ha sido erosionado y quedaría "en el aire", como se representa en el corte geológico II-II' de la hoja de Lagrán. Al sur de Cervera (zona de peña Roja ó peña Parda), el anticlinal de Cervera se sobreimpone directamente a los conglomerados oligocenos deformados; esto es posible debido a que el cabalgamiento principal cepilla las dos estructuras inferiores anteriormente descritas.

Sinclinal de Recilla. Se sobreimpone al anticlinal de Cervera, verticalizando e invirtiendo su flanco normal. En su núcleo afloran los materiales más modernos de la serie (Campaniense). Esta estructura queda cortada por una falla de dirección NE-SO, cuyo régimen es normal, y que hunde el bloque oeste. Hacia el este el sinclinal de Recilla se superpone a un anticlinal de Cervera poco desarrollado.

Al igual que ocurría con las primeras estructuras descritas, el cabalgamiento principal tiende a cepillarlas, y al sur de Palomares ya no se encuentran ni el anticlinal de Cervera ni el propio sinclinal de Recilla.

También al sur de Palomares se ha venido citando una posible cuña tectónica compuesta por calizas cretácicas; sin embargo, en el presente trabajo se ha considerado producto de deslizamientos de ladera y desprendimientos de grandes bloques. Esta teoría queda apoyada por tres puntos:

-Durante la campaña geofísica realizada por el IGME en el año 1986, en el proyecto "Investigación hidrogeológica de la unidad de la sierra de Cantabria (Alava) 2ª fase", se comprobó que esta unidad no estaba enraizada y no tenía ningún tipo de continuidad.

-En el campo se comprueba que son auténticos "bloques encostrados", aunque algunos de estos bloques pueden tener dimensiones decamétricas.

-Un kilómetro al este (ver mapa geológico de Lagrán) existe un afloramiento muy significativo. Se trata de un pequeño cerro coronado por "bloques encostrados" de calizas, donde se observa que no existe ninguna continuidad hacia el norte. Estos afloramientos constituyen, quizás, el reflejo de la actuación de pequeños pulsos tectónicos o sísmicos durante el cuaternario.

5.4.7.2.4.2.3. Modelo de deformación

Resulta difícil explicar la variedad de estilos e intensidad de la deformación de las distintas zonas descritas, invocando fenómenos de

actuación local o una superposición de distintas fases deformantes. El modelo más adecuado hay que buscarlo en la integración de todos los datos en un proceso de deformación único y progresivo.

Las directrices de las estructuras principales de la sierra de Cantabria parecen indicar que los esfuerzos deformantes principales son norte-sur. No obstante, existen estructuras de cierta importancia, que sugieren una dirección de esfuerzos secundarios NE-SO; éste es el caso del anticlinal-sinclinal de Loza, la falla de Loza y el cambio brusco en la directriz de las estructuras en la zona de Cervera. La actuación de estos esfuerzos resulta lógica si se tiene en cuenta que son los responsables de la formación de las estructuras principales de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La interacción de estas dos componentes de esfuerzo da lugar a que las principales fallas de este sector, de dirección este-oeste, adquieran un cierto juego en dirección sinistral (ver figuras 5.51 y 5.52), lo que conduce al establecimiento de un régimen de cizalla en el frente cabalgante, que a su vez va a generar otras estructuras de segundo orden: fallas tensionales o extensivas NE-SO (fallas de Cervera y Recilla), y fallas inversas o pliegues-fallas NO-SE (estructura de Loza).

Por último, reseñar que la morfología de la superficie de cabalgamiento (que se generó durante el Oligoceno y Mioceno) en rampas y rellanos influye notablemente en la disposición de los materiales de la unidad cabalgante. Así, en las zonas de rampa se originan estructuras más erguidas y con apilamientos de pliegues, mientras que en las zonas de rellano pueden generarse estructuras más simples y vergentes, frecuentemente afectadas por tectónica de fallas inversas. El primero de estos casos tiene un ejemplo espectacular en la zona de Cervera y otro, llamativo aunque a pequeña escala, al sur de la Peña del León, donde una pequeña verticalización del plano de cabalgamiento origina inmediatamente una sucesión de pliegues con ligera vergencia sur. El segundo supuesto tiene su reflejo en la zona del puerto de la Herrera (con un sólo anticlinal muy vergente al sur) o en el extremo este, donde a partir de la falla de Palomares y hacia el sector de Bernedo existe una sola estructura antiforme, afectada por tectónica inversa de bajo ángulo (falla de San Tirso).

5.4.7.2.4.3. Zona este (hojas de Lagrán y Bernedo)

La hoja 171-I (Bernedo) abarcaría el sector oriental de la sierra de Cantabria, marcando además la terminación de esta partición

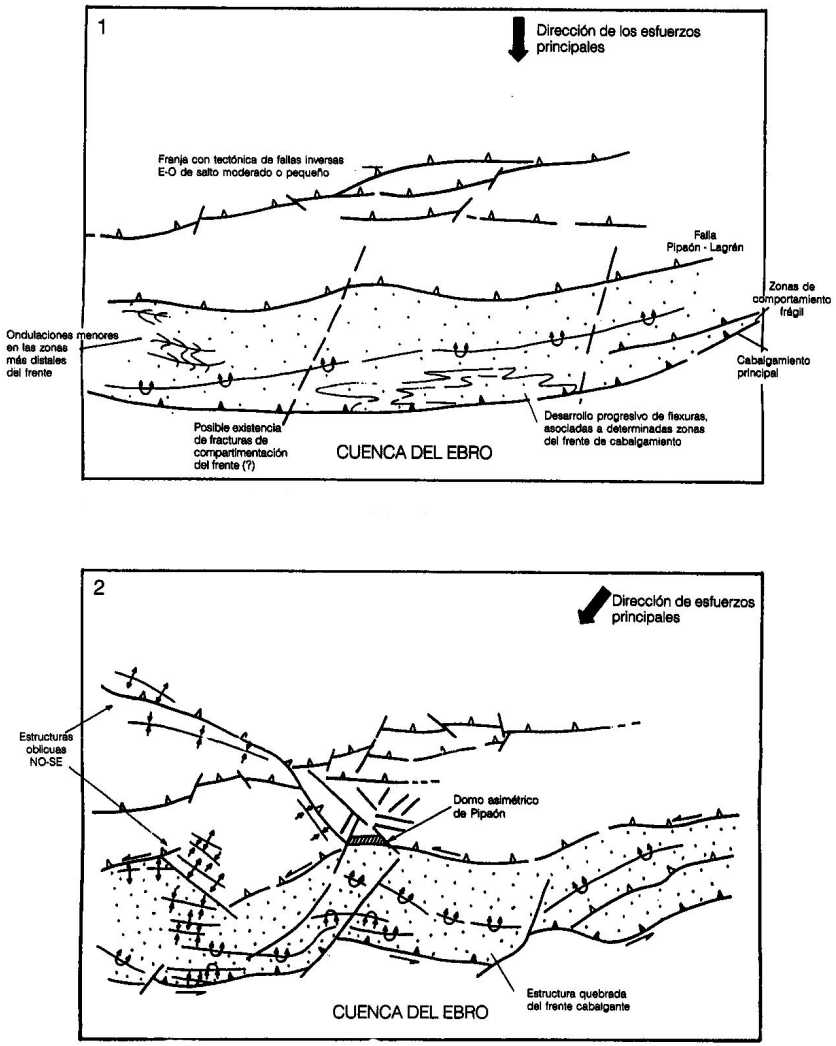


Figura 5.51.- Evolución tectónica del frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria
ESTADIO 1.- Formación de un frente cabalgante, posiblemente algo compartimentado por fallas en dirección. Directrices fundamentales este-oeste con aumento de la deformación hacia el cabalgamiento principal.
ESTADIO 2.- Sobreimposición de estructuras NO-SE

EVE Ente Vasco de la Energía

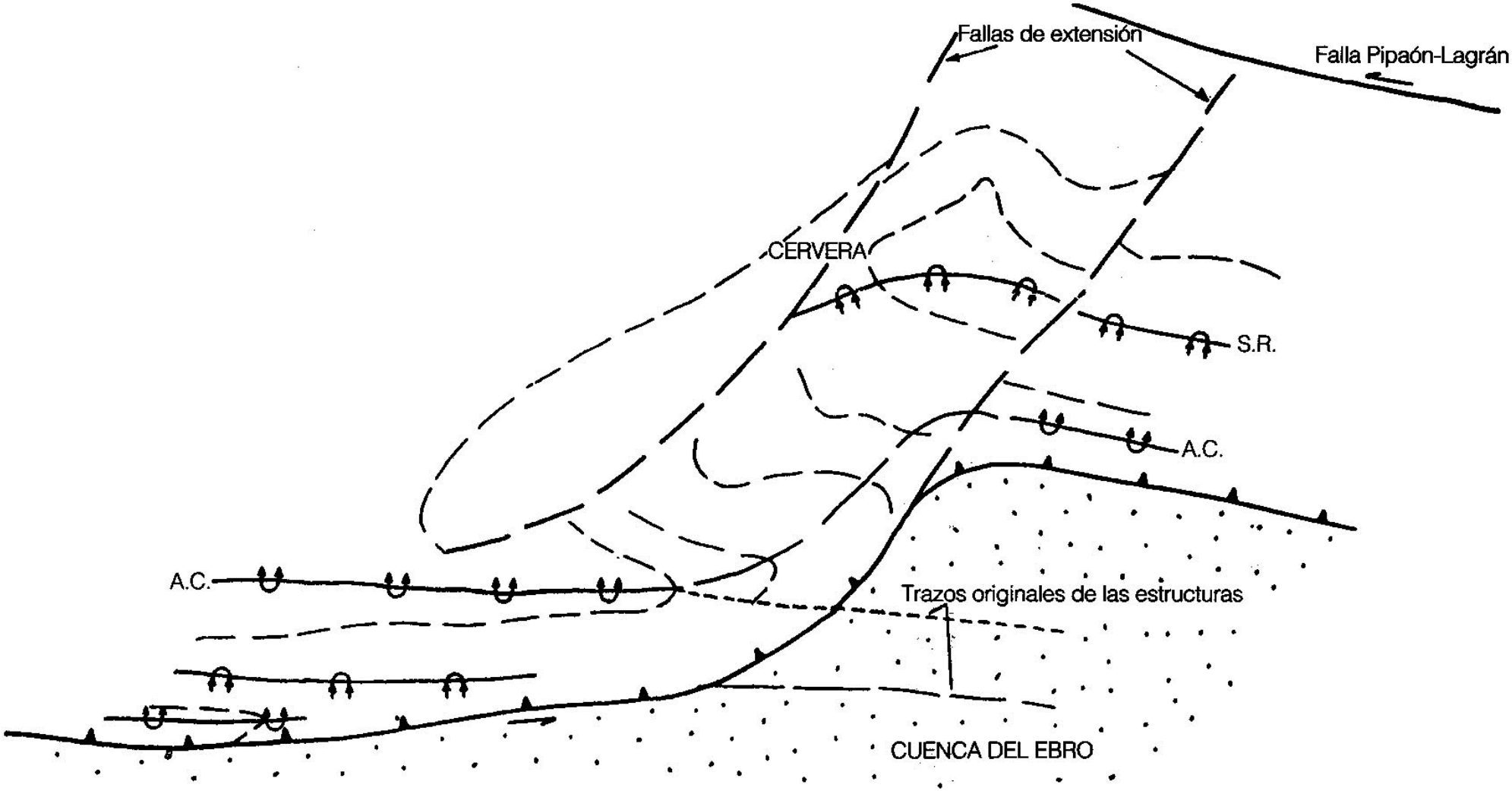


Figura 5.52.- Modelo de deformación deducido para explicar el "quiebro" de las estructuras en Cervera (cuadrante de Lagrán, 170-II).
A.C.- Anticlinal de Cervera
S.R.- Sinclinal de Recilla

morfo-estructural, ya que hacia el este (provincia de Navarra) no se continúan las directrices y estructuras descritas en las hojas de Bernedo, Lagrán y Labastida.

Al este de la falla de Palomares, la estructura principal sigue siendo un anticlinal vergente al sur cuyo núcleo, formado por materiales de la formación Utrillas, queda parcialmente oculto bajo un importante coluvión cuaternario de, al menos, 6-8 metros de espesor. El flanco normal de la estructura aflora en Bernedo y lo componen materiales cenomanienses con buzamiento del orden de 20° NNO. El flanco inverso lo conforma una sucesión Utrillas-Coniaciense con buzamientos invertidos del orden de 60-75° N, y sus capas verticalizadas dibujan el afilado cresterío de la sierra. Todo este conjunto "monta" unos 50-60° S. Aunque las condiciones de afloramiento raramente permiten la observación directa de ningún accidente entre las dos sucesiones, existe un punto de observación de gran calidad en la Peña de San Tirso (hoja de Lagrán), donde se comprueba la existencia de una falla inversa (falla de San Tirso) que fractura el flanco invertido, recuperando el techo de la serie su polaridad normal. De esta manera, se observa cómo las calizas coniacienses, en flanco inverso, se superponen a una serie Santoniense-Campaniense en flanco normal y buzamiento sur.

Tanto la falla de San Tirso como el propio cabalgamiento de la sierra de Cantabria no se encuentran asociados con estructuras de deformación continua importantes, como ocurre en otros sectores de la sierra. El estudio de estas zonas parece sugerir que la morfología del frente cabalgante viene condicionada a su vez por la propia morfología del plano de cabalgamiento. El desarrollo de aplanamientos y de pliegues erguidos y poco vergentes parece asociarse con zonas de rampa, mientras que en las zonas de rellano (como parece deducirse para esta zona) las estructuras son más simples y vergentes, pudiendo a su vez estar afectadas por fallas inversas de bajo ángulo (falla de San Tirso).

Al este de Bernedo se encuentra una amplia zona de fractura NO-SE que hacia Lapoblación (Navarra) produce un fuerte quiebro en el trazado de la sierra. En esta zona de fractura se presenta una "lente" de materiales no excesivarnente deformados, cuya estructura interna presenta características de un pliegue falla de vergencia suroeste.

Esta misma dinámica ya ha sido estudiada en los sectores occidentales (estructura de Loza), y parece confirmar que las estructuras NO-SE se asocian a juegos compresivos, mientras que los accidentes NE-SO suelen presentar un carácter claramente extensivo. Este funcionarniento parece coherente con una cierta componente NE-SO de los esfuerzos principales, que probablemente condicionaron un juego en dirección (sinistral) de los principales accidentes del frente cabalgante (de dirección este-oeste).

Ya en la parte más meridional, cabe la posibilidad de que las calizas coniacienses de Angostina se encuentren desplazadas hacia el suroeste sobre un "colchón" de Utrillas (formación que actúa como un importante nivel de despegue en toda la sierra); este extremo no puede confirmarse sin un estudio más amplio hacia el este.

Los conglomerados oligocenos, al igual que ocurría al sur de Recilla, descansan discordantemente sobrecalcarenitas campanienses y no se encuentran replegados o fracturados como en los sectores occidentales de la sierra.

El frente cabalgante de la sierra de Cantabria queda delimitado al norte por una importante falla encubierta por los materiales terciarios de la cuenca de Lagrán-Bernedo, y cuyo trazado se deduce próximo al borde meridional de dicha cuenca (falla Pipaón-Lagrán-Bernedo). Esto mismo ocurre al este, donde el bloque de la Sierra de Kodes queda delimitado al norte por una falla vertical que lleva el mismo nombre. Se piensa que este bloque, aunque enlaza al suroeste con la sierra de Cantabria, forma parte de un dominio estructural diferente, aunque sería necesario confirmarlo mediante un estudio en el sector de la sierra perteneciente a la Comunidad Foral de Navarra.

5.4.7.2.5. Terminación oriental de la sierra de Cantabria

El bloque calizo de la sierra de Kodes (hojas de Campezo y Bernedo) queda tanto al norte como al sur limitado por sendas fallas NE-SO de importante salto que forman, respectivamente, el borde la cubeta de Campezo (falla de Kodes) y el borde de la cuenca terciaria del Ebro. Dichos accidentes constituyen la expresión oriental del frente cabalgante de la sierra de Cantabria, siendo asimismo el tránsito a estructuras E-O de importante salto y desplazadas a posiciones más septentrionales, ya en territorio navarro. De esta manera, llegan a enraizar con la denominada lineación NE-SO de diapiros navarros (FEUILLÉE y RAT, 1971) a partir de la zona de Estella-Lizarra (Navarra). Esta lineación de diapiros formaría

la denominada falla de Pamplona, accidente que supondría, al menos en ciertos momentos evolutivos, el límite de la Cuenca Vasco-Cantábrica (*e.g.* PAYROS, 1997).

Al norte de la falla de Kodes se reconocen una serie de elementos estructurales relacionados con el "backthrust" de la sierra de Cantabria, y que forman la continuación del mismo hacia el este. El límite septentrional de esta zona viene definido por el dominio del sinclinal de Miranda-Treviño. En este límite se situaría el diapiro de Maeztu.

Relacionado con el bloque calizo de Kodes, las calizas del Coniaciense forman, en los parajes de Peña Humada (cuadrante de Bernedo) e Igoarre, un anticlinal apretado de dirección ESE – ONO con fuertes buzamientos al sur. En la zona de Campezo, la compresión se manifiesta en forma de pliegues cilíndricos de dirección aproximada E - O.

En el centro del cuadrante de Campezo (139-IV y 171-II) afloran las alternancias del Turoniense, que forman el núcleo del anticlinal de Gastiain, estructura muy suave con dirección E - O, que conforma la sierra de Lokiz, constituida principalmente por calcarenitas coniacienses (figura 5.53). Este anticlinal es la estructura subsiguiente hacia el sur del sinclinal de Miranda-Treviño y su continuación hacia Urbasa, y representa un cambio en las directrices estructurales, de NE-SO (e. g. falla de Kodes) a E-O.

La fracturación está constituida esencialmente por fallas normales que se han originado según direcciones NE - SO y NO - SE. La falla NE-SO de Hornillos limita por el sur las calcarenitas de Lokiz; está muy verticalizada con lo que es muy difícil establecer su régimen, si bien el bloque hundido es claramente el correspondiente a la depresión (cubeta) de Campezo, al sur. Esta depresión está rellena por materiales del Mioceno, y su límite meridional es la falla de Kodes. Datos procedentes de estudios geofísicos (sondeos eléctricos verticales) y algunos sondeos de investigación hidrogeológica, revelan importantes espesores de materiales detríticos de origen continental (conglomerados, arenas y arcillas), especialmente notables en el borde sur de esta depresión, reflejando la actuación sinsedimentaria de la falla de Kodes, con facies proximales (conglomeráticas) inherentes a la misma.

Diapiro de Maeztu. Es el principal elemento de perturbación en el área del cuadrante 139-III. Su inyección propicia movimientos verticales y basculamiento de bloques a lo largo de fallas radiales que interfieren con las de dirección N 150° E. De la misma forma, también hacen acto de presencia pequeños sinclinales o cubetas asociadas a la periferia del diapiro. En la cartografía puede advertirse claramente la tendencia de la masa plástica a inyectarse en fracturas radiales, como las de Berrozi (cuadrante de Montes de Iturrieta, 139-I), Corres o Atauri, en cuyo sondeo se encuentran arcillas triásicas cerca de la superficie. En la continuación hacia el sureste de la falla de Atauri, que condiciona el curso del río Ega, se ha encontrado, al sur de Antoñana, una zona de convergencia radial de fracturas. Es posible que se trate de una intumescencia diapírica actual incipiente, alrededor de la cual se están comenzando a formar incluso algunas fallas concéntricas de escasa entidad. En relación con el movimiento de esta intumescencia existen evidencias del continuo y episódico levantamiento de la sierra sobre la depresión de Campezo, en forma de sucesivas unidades de conglomerados (oligocenos, no aflorantes; miocenos, pleistocenos?, cuaternarios antiguos cementados, y coluviales recientes en distintos ciclos) que se acumulan, ocultando parcialmente depósitos anteriores.

Hay que destacar cómo en distintos puntos del cuadrante de Maeztu se reconocen síntomas de una actividad tectónica sinsedimentaria relacionada probablemente con movimientos y empujes diapíricos tempranos. Así el diapiro de Maeztu comenzaría su actividad condicionando la sedimentación de su entorno al menos a partir del Santoniense.

Las calcarenitas de Hornillos-Antoñana incluyen cantos de "jacintos de Compostela", de indudable origen triásico, a partir del tránsito Santoniense-Campaniense aproximadamente. Pero es en el Campaniense superior cuando empiezan a ser comunes las brechas polimícticas (Muschelkalk + Keuper + Cretácico), que aparecen esporádicamente en la columna, al menos hasta el Thanetiense medio en los alrededores del diapiro.

La presencia de las brechas y calcarenitas ha condicionado el entrampamiento de hidrocarburos en el borde sureste de la estructura. Paralelamente a estos hechos, se desarrollan crecimientos monticulares algales y coralinos durante el Paleoceno en los bordes noroeste, noreste y sureste del diapiro.

Es de destacar la presencia de facies brechoides-plásticas en Lezea, inusuales en cubetas sinsedimentarias eocenas, así como de superficies

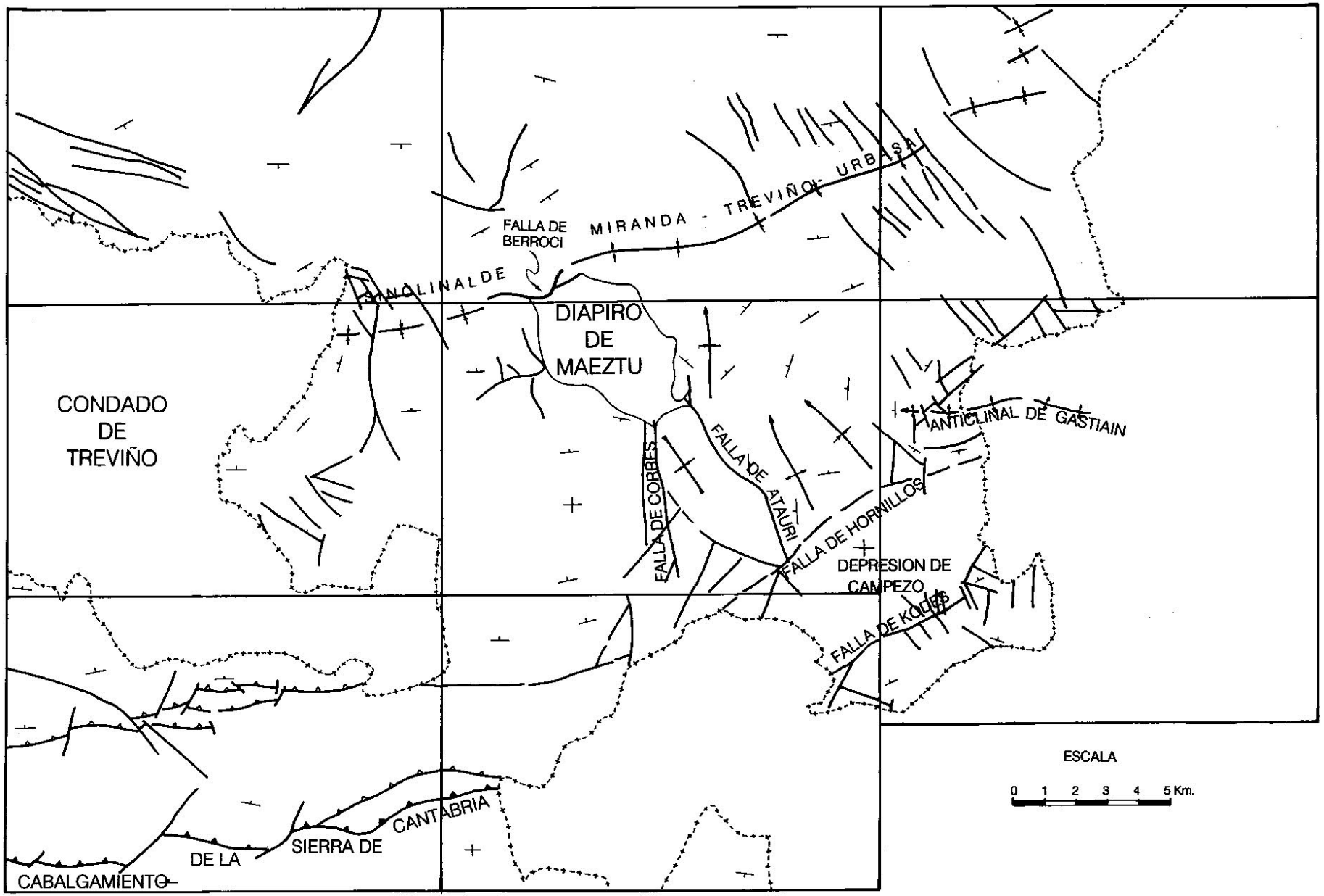


Figura 5.53.- Síntesis estructural del cuadrante de Maeztu (139-III) y sus adyacentes.

EVE Ente Vasco de la Energía

de "onlap" hacia un alto relacionado presumiblemente con la halocinesis eocena, por ejemplo en el área de Corres.

5.4.7.3. Sinclinal de Miranda-Treviño

5.4.7.3.1. Introducción

El sinclinal Miranda-Treviño es una gran estructura a nivel regional de dirección N 105° E y cuya característica más relevante es la fuerte asimetría existente entre sus dos flancos. El sur con potencias y buzamientos mayores, y el norte con potencias y buzamientos menores. En relación con una división estructural más amplia en el ámbito de Cuenca Vasco-Cantábrica, esta zona se incluye en el Dominio Navarro-Cántabro (FEUILLÉE y RAT, 1971), concretamente como su parte centro-meridional.

Esta estructura ya constituyó una cuenca o depocentro, durante el Terciario, cuyo eje ha ido migrando progresivamente, lo que explica la asimetría de facies y potencias entre flancos. Posteriormente, en épocas oligo-miocenas la estructura fue retocada por la compresión alpina, dando como resultado un sinclinal cuyo eje se sitúa en las proximidades del eje de la cuenca.

RIBA (1956, 1961), ya señaló que el desplazamiento del eje del depocentro se realizó hacia el norte, provocando la elevación e inclinación progresiva de las capas del flanco sur, con la consiguiente erosión y discordancia progresiva en las mismas.

Toda esta tectónica pre-oligocena es atribuible a la halocinesis de grandes masas hacia zonas de alto (anticlinales de Sobrón y Lahoz).

5.4.7.3.2. Estructuras

En el cuadrante de Montes de Iskiz (138-IV), la uniformidad inicial de la serie monoclinal se ve ligeramente perturbada por un semicierre perianticlinal de radio kilométrico que hace variar las direcciones desde N 70°-80° E en el sur del cuadrante hasta N 90°-110° E en el sector norte (figura 5.54). Esta perturbación puede estar originada por la presencia próxima del diapiro de Maeztu (139-III), situado unos tres kilómetros al este. El giro de las direcciones en las facies conglomeráticas miocenas es contrario al del sustrato: pasan de N 70° - 80° E en el sur a N 0° - 10° E en el norte. Ello se debe a la naturaleza discordante de los conglomerados y a la presencia de buzamientos originales, posteriormente reorientados por la tectónica.

En cuanto a las fracturas, las direcciones predominantes son: N 45° E, N 135° E y N-S; pueden destacarse las que originan geomorfológicamente el río del Molino, así como las situadas en la vertiente sur de la sierra de Kapildui.

En los cuadrantes de Maeztu (139-III) y Montes de Iturrieta (139-I), el Sinclinal de Miranda-Treviño y su continuación hacia Urbasa, presenta un eje de dirección N 70°-90° E. Este amplio sinforme presenta en detalle un conjunto de pliegues paralelos, alineados en la dirección regional del pliegue principal. Todo el conjunto del sinforme está desplazado unos 25 kilómetros hacia el sur, por efecto del cabalgamiento de la sierra de Cantabria sobre los terciarios de la depresión del Ebro. A pesar de ello, apenas se desarrollaron estructuras compresivas en los materiales, sino

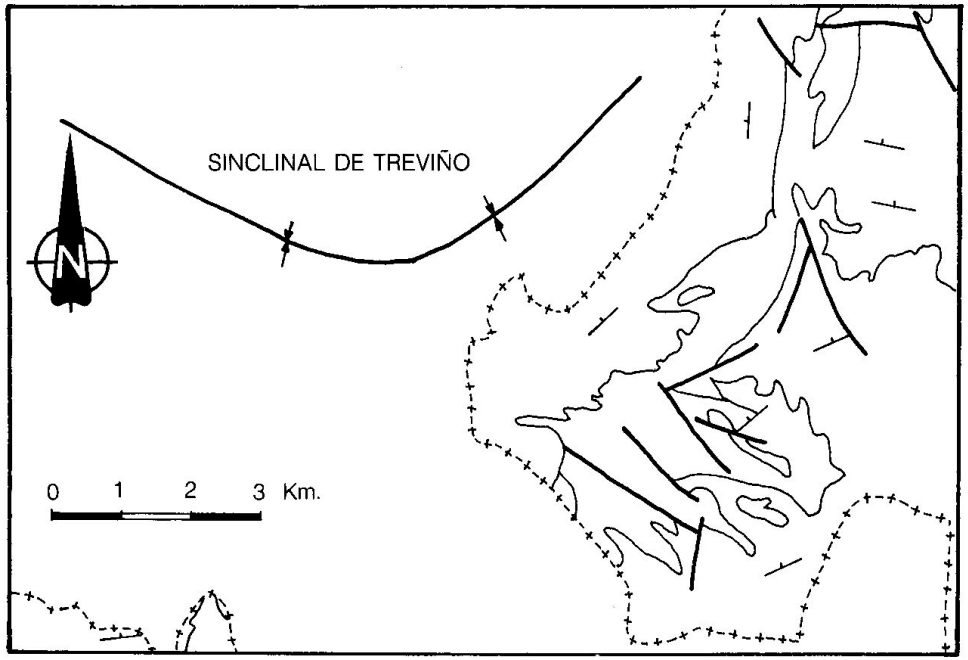


Figura 5.54.- Esquema tectónico del cuadrante Montes de Izkiz (138-IV). Obsérvese el giro de las direcciones de la estratificación desde la parte norte a la sur.

EVE Ente Vasco de la Energía

que son las fallas normales las que predominan en el área. Así, se pueden mencionar las diversas familias de fracturas de orientación general N 150° E como las de Sabando-Contrasta (cuadrante de Montes de Iturrieta), Atauri-Antoñana, Maeztu-Corres, entre otras de menor importancia.

En la zona más oriental del sinclinal se reconoce también, especialmente en el cuadrante de Montes de Iturrieta, cierto alto o levantamiento que condiciona la sedimentación del entorno. Contra este alto se acuña la serie, al menos desde el Campaniense medio hasta el Maastrichtiense, y se produce un "onlap" más suavizado durante el Paleoceno.

En el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II), este gran pliegue (única estructura notable de la zona) está marcado por los afloramientos maastrichtienses, ocupando su núcleo una serie de materiales paleocenos, eocenos y miocenos, que muestran un plegamiento menor (en muchos casos con disposición horizontal).

En este mismo cuadrante, otro tipo de estructuras destacables que se observan son las fallas y fracturas NO-SE, de las cuales la familia más significativa es la de Sabando-Contrasta. Algunas de estas fallas provocan cierto alabeamiento de los materiales. En otras áreas, fuera ya del cuadrante, algunas fallas pertenecientes a este mismo sistema condicionaron la sedimentación durante el Cretácico superior, creando una subsidencia diferencial y un acuñamiento del Campaniense superior hacia el este. Diversos autores cífran la potencia del Campaniense inferior y medio en 1.600 metros para la cuenca de Vitoria y unos 200 metros en el área de Contrasta, al otro lado de la falla de Sabando.

Sinclinal de San Román. Se reconoce en la mitad meridional del cuadrante de Asparrena. Se trata de un plegamiento laxo de radio kilométrico que afecta a materiales del Cretácico superior y Terciario, y que provoca estructuras de rumbo aproximado este-oeste. A escala regional, este pliegue se encuentra en el flanco norte del Sinclinal Miranda-Treviño, de dirección N 70° E en esta zona (figuras 5.28 y 5.53; comparar con figura 5.55).

En lo que respecta al cuadrante de Monte Kapildui (138-II), el flanco norte del sinclinal se amortigua con la difícilmente reconocible terminación sureste del anticlinal de Zuazo en el tercio occidental, sin que exista ningún límite tectónico formal que permita separarlos. En el resto del cuadrante, el sinclinal se articula con la zona septentrional de la Unidad de Gorbea, caracterizada por presentar directrices estructurales N 120° E, a través del Surco de Vitoria (cuadrante de Vitoria–Gastéis,112-IV).

Diapiro de Salinas de Añana. Es una estructura elipsoidal de dimensión aproximada 5,5 x 3,2 kilómetros, situada en la mitad oeste del cuadrante 137-II (Ribera Alta).

La masa salina perfora el flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño, afectando muy levemente a la charnela. Como consecuencia del emplazamiento de la masa salina, los materiales en contacto con el diapiro presentan una deformación importante, siendo ésta más acusada al norte y oeste de la estructura, donde las capas se encuentran muy verticalizadas e incluso se desarrollan estructuras sinclinales de cierta intensidad (sinclinal Arbigano-Basquiñuelas).

En el borde oeste se ha cartografiado una banda de brechas cataclásticas cuyo máximo desarrollo visible se alcanza en el sector de Salinas de Añana (posiblemente está cubierta por el coluvión al norte) y que indica una zona de movimiento diferencial. Esto también queda corroborado por el fuerte diaclasado que se observa en las masas de ofitas próximas a esta banda.

El que los mayores efectos sobre el encajante se den en los bordes oeste y norte, apunta hacia un cuerpo domal extruido hacia el noroeste. Asimismo, el borde del diapiro se encuentra trastocado por fallas radiales de desplazamiento generalmente pequeño. No obstante alguna puede ser de mayor envergadura, como la que afecta al extremo oriental del diapiro (Paúl).

El hecho de que el Trías se encuentre interestratificado en los materiales del Terciario (sector sur de la estructura) y que algunos autores hayan descrito cantos triásicos en los materiales terciarios que rodean al diapiro, indica que la intrusión del Keuper, por lo menos en sus fases finales, fue simultánea con la sedimentación del Mioceno.

5.4.7.3.3. Historia evolutiva

Según los datos aportados por ÁBALOS (1987) sobre tectonismo sinsedimentario, el sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa es una estructura de geometría sinformal, pero su origen no es el de los sinclinales creados por compresión solamente. En este sinclinal no se encuentran problemas de espacio en el núcleo ni existen estructuras que lo manifiesten; por el contrario, esta estructura se caracteriza por el tectonismo sinsedimentario,

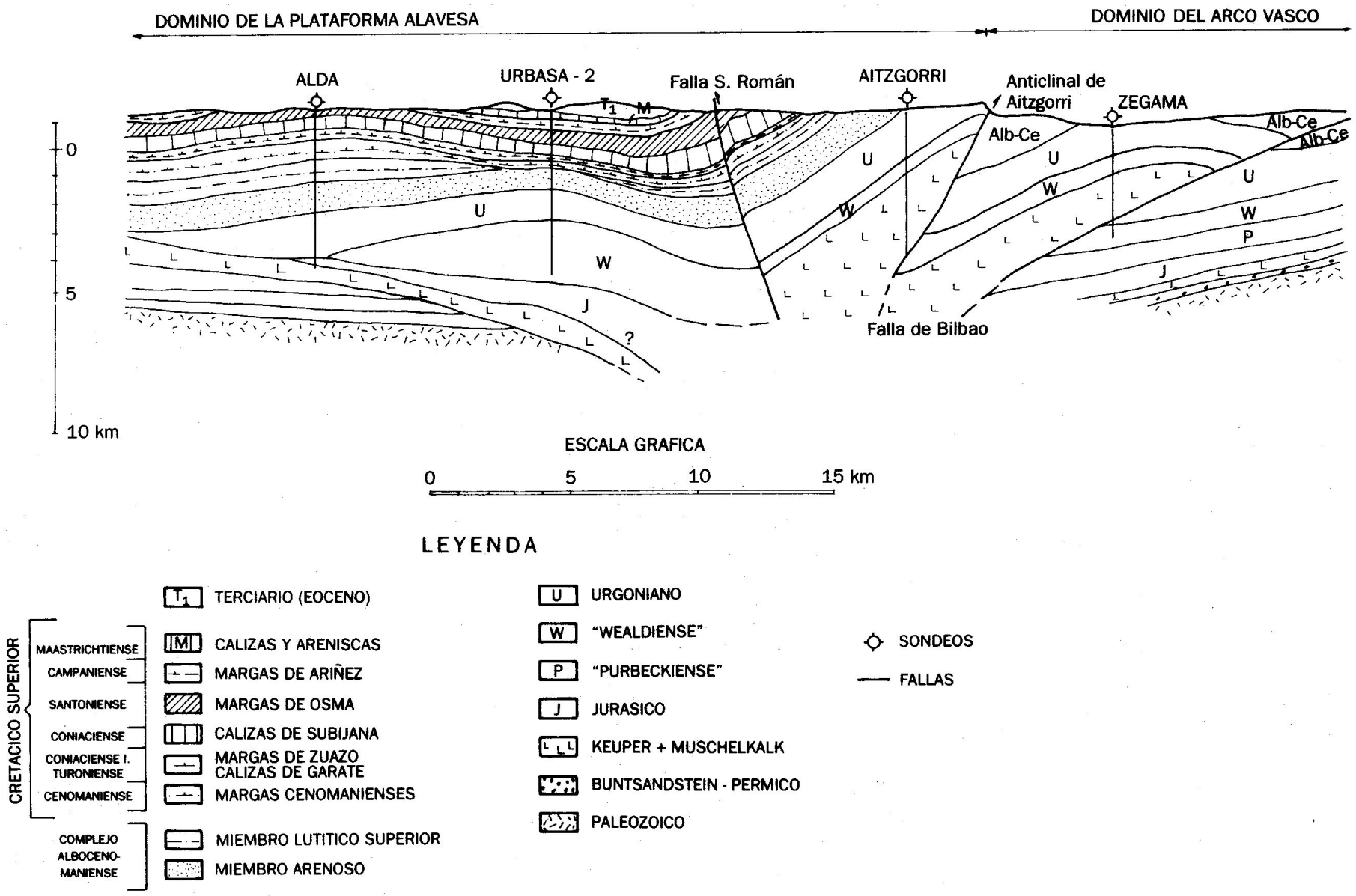


Figura 5.55.- Corte estructural interpretativo de los dominios de la Plataforma Alavesa y Arco Vasco

de forma que los materiales más modernos son los que menor actividad han registrado. Los fenómenos de levantamiento de la sierra de Cantabria, asociados a diapirismo y el cabalgarniento frontal sobre la depresión del Ebro, provocan la migración hacia el norte del eje de máxima deposición, dando como resultado una cuenca sindeposicional marcadamente asimétrica caracterizada por una discordancia basal de laguna creciente hacia el norte, que provoca una disposición geométrica en "onlap" de los materiales postdiscordancia sobre los del sustrato.

Según este autor, la historia geológica del sinclinal puede resumirse así:

-A finales del Cretácico superior y en el Paleoceno tiene lugar una regresión que provoca la migración de los medios sedimentarios y de las facies hacia el norte. Esta regresión preludia la posterior emersión de toda la zona. Emersión que, sin embargo, comienza antes en el flanco norte, produciéndose la erosión de los materiales más superficiales y creando la paleogeografía anterior a la fase tectónica principal. Con la llegada de esta fase principal (fase pirenaica, en el tránsito Eoceno-Oligoceno) se produce una ligera basculación (de unos 5°), acompañada de fallas de distensión, que provoca la erosión de los materiales primeramente depositados y su posterior resedimentación. Al mismo tiempo comienza a producirse el plegamiento y levantamiento de las capas en el flanco sur (anticlinal de Ocio-Berganzo).

La subsidencia existente en la zona central de la cuenca, sea por carga litostática o por vacío asociado a procesos de diapirismo, permite la creación de una discordancia progresiva, ligera en el flanco norte y marcada en el flanco sur activo, aunque en este segundo caso hay que sumar a los efectos de la subsidencia los propios del levantamiento continuo de la sierra de Cantabria.

-Durante el Oligoceno progresa la sedimentación aluvial como consecuencia de la evolución del ciclo erosivo árido. Sin embargo, contemporánea con esta sedimentación, prosigue la actividad tectónica, provocando la resedimentación de materiales desde las partes más distales (al norte) hasta las proximales (al sur) creándose una ligera discordancia progresiva. En etapas posteriores (hasta el Mioceno) continúa la misma tónica pero con una actividad que sigue una evolución gradualmente decelerada hasta la total amortiguación. En este momento es cuando el flanco norte funciona como un verdadero flanco pasivo, y continúa haciéndolo hasta la colmatación de la cuenca.

En el flanco sur, como consecuencia de la actividad tectónica en la sierra de Cantabria, se produce el cabalgamiento parcial del flanco norte del anticlinal de Ocio - Berganzo sobre los materiales oligocenos suprayacentes.

Las relaciones temporales que existen entre la tectónica continua, desarrollada en este sector, atribuida a la fase principal (fase pirenaica) y que desemboca finalmente en el cabalgamiento retrovergente de la sierra de Cantabria, y la tectónica desarrollada en zonas internas de la cadena, caracterizada por sus vergencias contrarias, son dificiles de estimar.

No obstante, teniendo en cuenta que la estructuración de la cadena Vasco–Cantábrica es polifásica, se admite que la fase que genera estructuras con vergencia norte es anterior a la retrovergente. Por otra parte, y dado que las estructuras de esta fase evolucionan transversalmente a la cadena, de forma que la deformación progresa hacia el norte (zonas internas), y disminuye hacia el sur, es lógico suponer que, en este área (zona externa), las consecuencias de esta primera fase se reducen a los primeros estadios de basculamiento de los flancos, previos al levantamiento y posterior cabalgamiento retrovergente de la sierra de Cantabria.

5.4.8. Cuenca del Ebro

Esta amplia unidad, considerada el antepaís meridional de la cadena, constituye una fosa o depresión tectónica en donde se acumulan enormes potencias de sedimentos terciarios sinorogénicos y postorogénicos, apoyados sobre una delgada capa de sedimentos mesozoicos que se disponen recubriendo el zócalo.

La calma tectónica es una constante de esta unidad. Los materiales aflorantes del (Mioceno) constituyen una serie que se dispone subhorizontal en la mayor parte de la hoja. Únicamente hacia el norte se aprecia un ligero aumento en la inclinación de las capas, que llegan a alcanzar buzamientos máximos de 10-15° hacia el sur.

Localmente, algunas estructuras reconocidas sugieren la existencia de actividad sinsedimentaria. El máximo exponente sería un sistema de fallas N 20°-60° E, reconocido al noreste de Labraza (cuadrante de Oyón, 171-III y

204-I), que afectan a los tramos basales de la serie aflorante. Esta actividad tectónica sinsedimentaria podría ser coincidente con la fase compresiva de la orogenia y estar relacionada con el emplazamiento vergente al sur de la sierra de Cantabria. Existe al menos cierta coincidencia tanto en la dirección de las fallas sinsedimentarias, como en su posición con respecto a la probable continuidad de una de las rampas laterales o fallas de desgarre N 40° E que desplazan el frente del cabalgamiento (figura 5.50). Estos hechos, además, serían compatibles con los datos regionales. Según éstos, los equivalentes laterales de los materiales afectados por la tectónica sinsedimentaria serían sinorogénicos, ya que se reconocen en áreas próximas, afectados por un plegamiento (monoclinal de Desojo, anticlinal y sinclinal de Torres del Río) solidario con la dinámica compresiva generadora del cabalgamiento, mientras que el resto de la serie se situaría en discordancia sobre las anteriores, siendo claramente postorogénica.

5.5. DIAPIRISMO: GENERALIDADES

El diapirismo es un fenómeno asociado a ciertas formaciones, generalmente salinas, que debido a su naturaleza plástica y baja densidad son capaces de intruir y perforar los materiales suprayacentes cuando se ven sometidas a ciertas condiciones, como sobrecarga litostática y/o tensiones tectónicas. Las facies evaporíticas del Triásico medio-superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica, son formaciones salinas, arcillosas y carbonatadas que presentan las citadas características.

Los mecanismos que disparan la actividad halocinética son fundamentalmente, la carga diferencial de la cobertera debida a la asimetría y/o irregularidades de las cuencas, el ritmo de sedimentación de los materiales, y las tensiones laterales regionales asociadas a un régimen tectónico generalizado.

Los afloramientos de rocas del Triásico medio-superior son muy abundantes en el País Vasco. Los que bordean el macizo paleozoico de Bortziri (Cinco Villas) se encuentran en situación autóctona, es decir, en serie y a techo de los materiales del Permotrías; sin embargo, en otros muchos puntos aparecen en clara aloctonía, tanto ligados a estructuras diapíricas, como implicados en estructuras tectónicas complejas.

En el caso de que el emplazamiento de los materiales triásicos sea fundamentalmente diapírico, éstos perforan la cobertera originando estructuras diapíricas típicas, tales como los diapiros de Orduña, Murgia, Añana y Maeztu, con su clásica geometría de cuerpos circulares o elípticos, circunscritos, y con un cortejo de fallas radiales y anulares asociadas.

En el caso de estar implicados en estructuras tectónicas, los materiales triásicos jalonan los frentes de fallas inversas y cabalgamientos, actuando como nivel de despegue a favor de los cuales han sido arrastrados. En ocasiones, los materiales triásicos ocupan los núcleos de pliegues anticlinales en los dominios más deformados. Con frecuencia estos cuerpos se forman por aplastamiento de estructuras diapíricas previas, durante la fase compresiva principal de la orogenia alpina.

Los diapiros son el estadio final de una prolongada actividad halotectónica de los materiales triásicos que puede iniciarse, al menos puntualmente, según algunos autores (SERRANO *et al.*, 1989), ya al final del Kimmeridgiense, o con el comienzo de la sedimentación del Cretácico inferior, y prolongarse hasta el final de la tectogénesis alpina.

Durante el largo período de divergencia y traslación de placas, la Cuenca Vasco-Cantábrica se ve sometida a un régimen distensivo generalizado, durante el cual se produce una intensa, y en algunos casos temprana, diferenciación diapírica. Las fallas tardihercínicas correspondientes a los sistemas ONO-ESE, y en menor medida las del sistema NE-SO, participan de la dinámica de apertura y hundimiento de la cuenca, condicionando el desarrollo de potentes cubetas de sedimentos, delimitadas por altos diapíricos (WIEDMAN, 1979; GARCÍA MONDÉJAR, 1979; ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; E.V.E., 1992 y 1993). La actividad halocinética es importante y tiene un efecto determinante en la sedimentación, modificando puntualmente el espesor y las facies de los sedimentos durante gran parte del Mesozoico.

El desarrollo de las estructuras salinas parece condicionado por la actividad de los accidentes de zócalo ONO-ESE, dado que la ubicación de algunas de ellas coincide con la posición de estos accidentes, o con su intersección con los del sistema NE-SO.

Las estructuras salinas, según SERRANO, *et al.*, 1989, serían almohadillas de pequeña y gran amplitud, poco evolucionadas en zonas correspondientes a los márgenes de la cuenca, y con geometrías más evolucionadas e incluso extrusivas (diapiros) en zonas más profundas, donde se considera que la potencia original de las formaciones salinas es mayor (figura 5.56). El grado de evolución de estas estructuras no estaría relacionado con la potencia de la sal, sino más bien con el espesor de los materiales suprayacentes, que en general es mayor hacia el norte.

Únicamente con los datos que aporta la geología de superficie resulta imposible reconstruir los diferentes estadios evolutivos por los que atraviesa una estructura salina. En el mejor de los casos, tan sólo se alcanza a determinar el estado en el que se encontraba la estructura en la época en la que se sedimentaron los materiales adyacentes aflorantes. Además, y aunque para cada caso se puedan conocer breves y aislados episodios de su evolución, las secuencias de materiales perforados que aportan alguna información suelen ser distintas para cada estructura, resultando imposibles de correlacionar. Por otro lado, los datos deducidos para cada caso particular son difícilmente extrapolables al resto de las estructuras diapíricas, ya que cada una parece mostrar una historia evolutiva independiente, con estadios de cese y reactivación distintos, incluso para una misma época.

Todo parece indicar que, aunque los grandes eventos tectosedimentarios son los que marcan a nivel global los principales rasgos de la evolución diapírica, las condiciones particulares del entorno (sobrecarga litostática, tensiones tectónicas) ejercen un papel determinante, que condiciona y determina la evolución de cada una de las estructuras salinas. De esta manera, resulta que cualquier tentativa de reconstrucción de la actividad halocinética a escala de la cuenca pasa por un estudio pormenorizado de cada estructura diapírica, y esto únicamente se lograría con el necesario apoyo de datos de subsuelo.

-Algunas áreas de la Unidad de Gorbea (entorno del diapiro de Orduña) se identifican como un ejemplo de interacción estructura diapírica-falla de crecimiento; son áreas en las que falta el Jurásico y en las que se observa cómo el Cretácico inferior reposa directamente sobre el Trías. Estas geometrías, observadas en base a datos de subsuelo, se interpretan debidas a la actividad de fallas lístricas de cobertera que, inducidas probablemente por accidentes de zócalo, actúan conjuntamente con los movimientos salinos.

La actividad halotectónica del diapiro de Murgia parece evidente al menos durante el Albiense superior-Cenomaniense y gran parte del Cretácico superior, como lo atestigua el adelgazamiento de las series de dicha edad en su entorno; así mismo, el desarrollo de facies arrecifales en el Albiense superior-Cenomaniense y en el Campaniense podría relacionarse con altos paleogeográficos de origen diapírico.

Las imágenes sísmicas del diapiro de Salinas de Añana ponen de manifiesto el desarrollo de una intumescencia salina, que provoca el adelgazamiento puntual de algunas formaciones del Cretácico inferior y una probable actividad extrusiva durante el Turoniense.

En los materiales de cobertera, adyacentes al diapiro de Maeztu, existen intercalaciones de brechas con abundantes inclusiones de elementos de procedencia triásica, que sugieren el posible desarrollo de varios episodios extrusivos durante el Santoniense y el Thanetiense.

-En áreas, como la correspondiente a la Sierra de Cantabria, es probable que ya al final del Jurásico, coincidiendo con los movimientos neokimméricos, se produzca una temprana diferenciación diapírica, con migraciones salinas hacia las zonas de umbral. La consiguiente acentuación de los umbrales provoca el arrasamiento parcial o total de las series

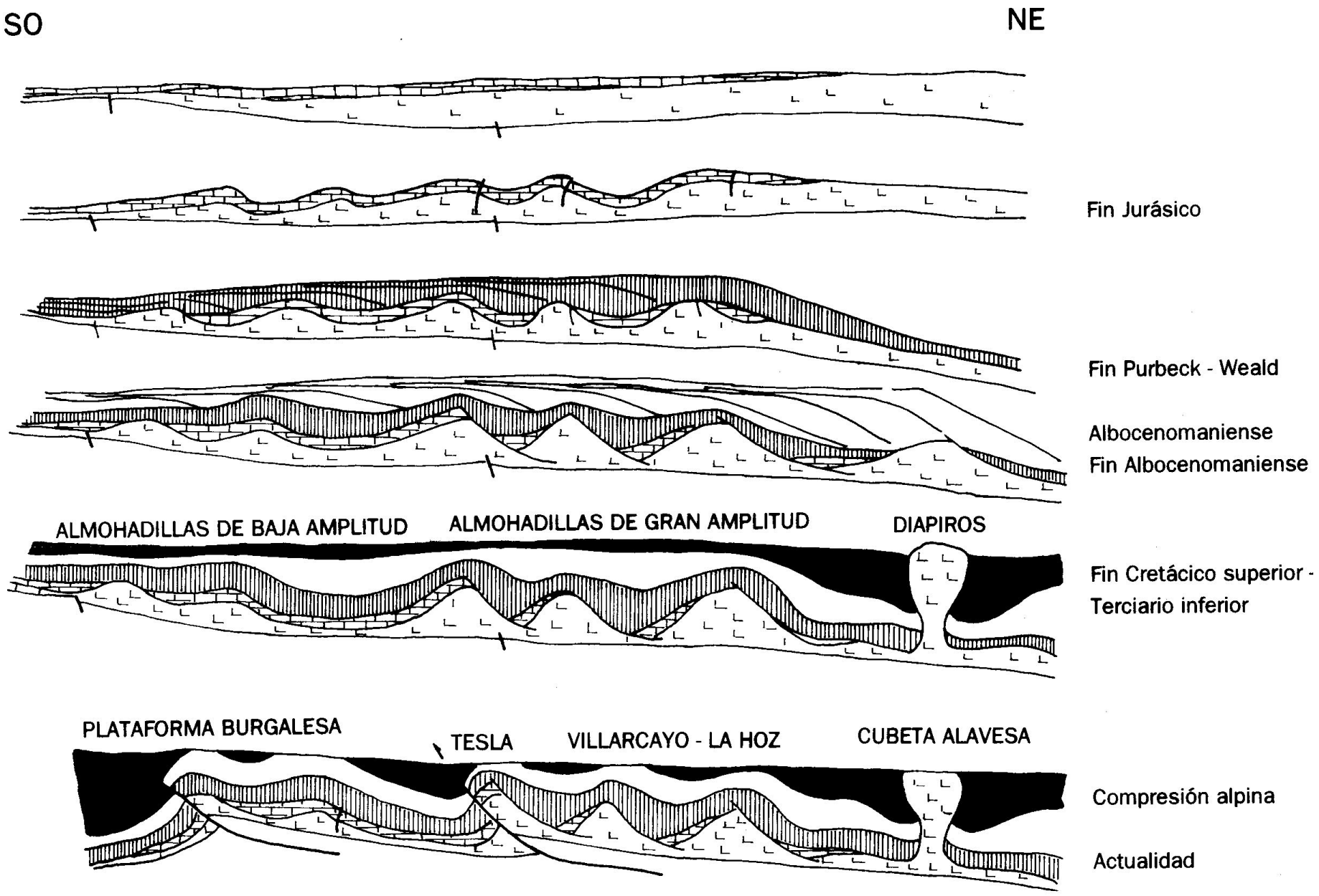


Figura 5.56.- Evolución de las estructuras salinas en el dominio Cántabro-Navarro.

jurásicas preneocomienses, y la presencia de lagunas estratigráficas entre el Jurásico y el Cretácico. El desarrollo posterior de las estructuras salinas influye notablemente en la sedimentación mesozoica y cenozoica. En el sondeo Laño-2 puede apreciarse el apoyo directo de materiales correspondientes al Complejo Purbeck-Weald sobre el Keuper.

La disposición de las arenas de Utrillas en los diapiros de Ocio y Peñacerrada podría indicar que se depositaron directamente sobre el Trías Keuper en intumescencias precoces, con erosión y/o sin depósito de la serie infra-albiense. Más adelante, durante el Turoniense y Coniaciense, se reactivan de nuevo las intumescencias salinas, lo que provoca reducciones de las series y lagunas sedimentarias en los materiales de dicha edad. En el Paleoceno la tectónica salina es intensa, generándose altos diapíricos con facies someras y surcos perimetrales con mayor batimetría y potencia de las series

-En otras unidades, como en la de Oiz, la actividad halotectónica de las estructuras diapíricas que aparecen es menos conocida. La notable reducción de espesor que presenta la serie supraurgoniana en el flanco occidental del anticlinal de Gernika pudo haber estado condicionada por una actividad halocinética de la estructura, coetánea con su depósito.

Por otro lado, algunas reducciones puntuales y espectaculares que presenta la cobertera, como las observadas en el anticlinal de Aitzgorri, así como la localización de algunos grandes parches arrecifales (Aitzgorri, Dima, Gorbea, Karrantza) son consideradas por algunos autores como debidas a intumescencias salinas y diapiros no aflorantes.

HANISH (1974), HANISH y PFLUG (1974), FEUILLÉE y MATHEY (1976), y VAN VLIET (1982), especulan sobre la posible relación genética existente entre las resedimentaciones que presentan los materiales paleocenos que rellenan el cañón de Orio, y la actividad halocinética del diapiro de Zarautz. Posteriormente PUJALTE *et al.*, 1988, 1989 y BACETA *et al.*, 1991 consideran que los procesos de resedimentación se deben a causas más globales, aunque no niegan una notable influencia local de dicha estructura diapírica en la geometría y distribución de las paleocorrientes de los materiales del Paleoceno inferior y medio: esta influencia disminuyó sensiblemente en el Paleoceno superior y se amortiguó en gran parte durante el Eoceno inferior.

Las estructuras salinas (almohadillas y diapiros) originadas durante el período extensional, y los dispositivos deposicionales ligados a ellas, son trastocadas en el período de convergencia de placas, durante la fase compresiva principal. En las zonas más deformadas de la cadena, como el Dominio del Arco Vasco o la franja de la Sierra de Cantabria, las estructuras salinas tienen un comportamiento pasivo y son deformadas junto con la cobertera, previamente perforada o no, pudiendo desencadenar nuevos movimientos de la masa salina, que en algunos casos llega a la extrusión. Debido también a su naturaleza plástica, los materiales triásicos constituyen un elemento estructural singular que favorece el desplazamiento relativo de grandes unidades de cobertera, al actuar como nivel de despegue jalonando las grandes estructuras tangenciales (cabalgamiento de Pagoeta, cabalgamiento frontal de la sierra de Cantabria, falla de Bilbao).

En las áreas menos deformadas, como la correspondiente a la Plataforma alavesa y al sinclinal de Miranda-Treviño, la tectogénesis alpina no modifica sustancialmente las estructuras salinas; sin embargo, sí desencadena una nueva fase extrusiva en muchas de ellas. El diapiro de Añana es buen ejemplo de ello: en los materiales neógenos adyacentes, se observa una actividad halocinética continua durante el Mioceno inferior-medio, con el desarrollo de varios eventos extrusivos que quedan bien reflejados en el registro sedimentario por las inclusiones de materiales de procedencia triásica a distintas alturas de la serie. En otras estructuras, como el diapiro de Orduña, es probable también que se desencadene una fase extrusiva; en este caso, sin embargo, la ausencia de depósitos sinorogénicos impide confirmarlo. No obstante, esta actividad extrusiva de los diapiros no parece simultánea; así mientras que en el diapiro de Añana se produce la extrusión de la masa salina, deformando y condicionando el espesor de la serie miocena, en el diapiro de Murgia sólo se produciría una deformación de la estructura, ya que la extrusión se habia producido con anterioridad, entre el Maastrichtiense y el Oligoceno inferior, condicionando una cuenca rellena de depósitos lacustres.

Durante el Cuaternario, los movimientos salinos cesan. En algunas estructuras, no obstante (diapiro de Murgia), se aprecia cierto movimiento de la masa salina, debido probablemente a disoluciones y colapsos kársticos superficiales que modifican o deforman las formaciones superficiales cuaternarias. Tampoco debe descartarse totalmente una actividad halocinética en esta época; los valores de subrosión que se pueden

estimar para el diapiro de Añana, implican un descenso considerable de la masa salina, cuando en la actualidad se observa un relieve positivo inusual en estas estructuras. Este hecho hace sospechar que debe existir un equilibrio entre la acción de la subrosión y la afluencia de material triásico hacia la chimenea diapírica.

5.6. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA CADENA VASCO-CANTABRICA

La estructura actual de la Cadena Vascocantábrica responde a una serie de procesos acaecidos durante los períodos mesozoicos y terciarios, relacionados con la evolución geodinámica de la placa Ibérica durante dicha época. Los procesos deposicionales ligados a la formación de la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirenaica se relacionan con la deriva de la placa ibérica durante la apertura atlántica, y con los movimientos diferenciales de ésta, respecto a la placa europea. En cualquier caso, cualquier modelo geodinámico que se plantee debe integrar los datos geológicos y geofísicos disponibles, y ser compatible con los derivados de la tectónica de placas.

Los datos paleomagnéticos indican que las paleodirecciones en rocas prejurásicas de la placa ibérica forman un ángulo de unos 25-30° respecto a rocas de la placa Europea de igual edad, y que esta desviación desaparece en rocas posteriores al Cretácico superior; ello indica que la placa ibérica ha girado en dicho intervalo de tiempo unos 30° en sentido antihorario respecto a la placa europea, provocando así la apertura del Golfo de Bizkaia. No hay acuerdo respecto al modelo general de apertura; se conoce la magnitud de la rotación, pero no el de la traslación entre ambas. Algunos autores piensan que la translación es muy importante, y que implica a una banda de unos 100 kilómetros de anchura que estaría afectada por un cizallamiento sinistral generalizado (MATTAUER, CHOUCKROUNE, etc.), con desplazamientos a lo largo de la falla nordpirenaica (límite entre las placas) de varios centenares de kilómetros. Los geólogos de la escuela de Toulouse (SOUQUET, DEBROAS, etc.) proponen un modelo más próximo al de un margen pasivo de tipo atlántico, y le asignan gran importancia a las fallas transversales, como las del Segre, Cataluña o Pamplona, las cuales no sólo condicionarían en un principio la paleogeografía de la cuenca, sino que jugarían un papel relevante durante la tectónica alpina.

En definitiva, las hipótesis sobre la formación y evolución de las cuencas Vasco-Cantábrica y Pirenaica, se debaten entre dos modelos distintos, uno que plantea la existencia de grandes desplazamientos laterales entre las placas Europea e Ibérica, que originarían cuencas de tipo "pull-apart", y otra que aboga por la formación de cuencas de margen pasivo de tipo Atlántico.

El cierre de las cuencas Pirenaica y Vasco-Cantábrica, durante la tectogénesis alpina, se produce como consecuencia de la convergencia de las placas Ibérica y Europea. Existe discrepancia respecto a la edad del inicio de la convergencia. **SOUQUET** y **DEBROAS** defienden la existencia de un evento tectónico compresivo precenomaniense, interpretan los "flyschs" pirenaicos como depósitos sinorogénicos, y relacionan dicho evento con el metamorfismo y volcanismo del Cretácico superior. **CHOUCKROUNE** y **MATTAUER** plantean un modelo de deformación con dos o tres fases de edad Senoniense-Eoceno; el metamorfismo y volcanismo del Cretácico superior lo asocian a un proceso de "rifting" previo al inicio de la convergencia de placas, y los "flyschs" pirenaicos los relacionan con dispositivos turbidíticos en cuencas de margen pasivo.

Hasta ahora se han analizado los grandes procesos geodinámicos que han configurado la estructura de la Cadena Vasco-Cantábrica y se ha hecho mención sobre las hipótesis planteadas por los distintos autores. A continuación se analizan algunos de los rasgos estructurales generales planteados en la presente memoria para dicha cadena, y su incidencia sobre los modelos propuestos.

El rasgo estructural más relevante es la existencia de dominios con vergencias contrarias. En la Unidad de San Sebastián y en el Anticlinorio de Bilbao las estructuras son vergentes al norte, y aparecen más evolucionadas cuanto más al norte y más centradas se encuentren dentro del Arco Vasco. Los acortamientos en este sector se resuelven por aplastamiento o cizalla simple, y allí donde las estructuras están más evolucionadas, la cobertera y el zócalo están involucrados en cabalgamientos y mantos vergentes al norte. En contraste con estas estructuras se reconocen en el borde meridional de la Cadena Vascocantábrica, sierra de Cantabria, otras estructuras vergentes al sur, donde la cobertera cabalga a los depósitos de antepaís, y en la que la magnitud de los desplazamientos, en la rampa frontal, es del orden de 15 a 20 kilómetros.

Las relaciones temporales entre las estructuras con vergencias contrarias es un tema a debate. La idea más generalizada es que las estructuras vergentes al sur son posteriores a las vergentes al norte, si bien cabe la posibilidad de que puedan ser simultáneas (en la sierra de Cantabria no se ha encontrado ninguna estructura previa a las de vergencia sur).

El paso de una rama a otra con vergencia contraria, se realiza a través de un área horizontalizada y poco deformada, que corresponde a la Unidad Gorbea (sinclinal de Miranda-Treviño y sectores septentrionales); este dispositivo contrasta con el del Pirineo ístmico, donde el tránsito se realiza a favor de un área verticalizada y con mayor deformación interna. En el presente trabajo, se ha propuesto como límite entre ambas ramas, una falla de zócalo de dirección aproximada NE-SO, fosilizada actualmente por los materiales terciarios del sinclinal de Miranda-Treviño, que jugaría fundamentalmente como un desgarre senestro, individualizando estructuralmente los materiales situados a uno y otro lado.

Referente a la edad de las estructuras alpinas, en la rama norte de la Cadena Vasco-Cantábrica hay datos cartográficos, que permiten pensar que el inicio de las mismas comienza en el Albiense como un bucle dentro de la cuenca; al menos es lo que se observa en la terminación perianticlinal del Anticlinorio de Bilbao, donde se observa una discordancia progresiva desde el Albiense hasta el Terciario.

BIBLIOGRAFIA

ÁBALOS, B. (1987). "Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tectoestratigráfico de los materiales aluviales oligocenos de los Montes de Vitoria occidentales". En *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza* 2, pp. 91-137.

ADÁN DE YARZA, R (1884). Descripción física y geológica de Guipuzcoa. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico Nacional de España, 175 pp.

ADÁN DE YARZA, R (1892). Descripción física y geológica de Vizcaya. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico Nacional de España, 193 pp.

AGIRREZABALA, L. M. (1996). "El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaíno entre Gernika y Azpeitia". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 429 pp.

AGIRREZABALA, L. M. y GARCÍA-MONDÉJAR, J. (2000). "Late Albian intrabasinal uplift and denudation recorded by inverted clast stratigraphy (black flysch of Mutriku, Basque-Cantabrian Basin)". V Congreso Geológico de España, Alicante. Sociedad Geológica de España. *Geotemas* 1(2), pp. 227-229.

AGUILAR TOMÁS, M.J. (1971). "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.*, 28, pp. 325-334.

AGUILAR TOMÁS, M.J. (1975). "Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Dep. de Pub. del Instituto Lucas Mallada*. Vol. XXXI, nº 1-2, 213 pp., Madrid.

AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971). "Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas - Villarroya de los Pinares (Teruel)". *Estudios Geológicos*, T. 27, pp. 497-512.

AIZPIRI, A.; RAMON LLUCH, R. y ECHANIZ, L. (1984). "Estudio de la fracturación del Paleozoico de Guipúzcoa. Su relación con el emplazamiento de mineralizaciones". Inédito.

ÁLVARO, M. (1976). "Nota sobre la presencia de dos esquistosidades en el Cretácico Inferior de Bilbao (Cordillera Vasco-Cantábrica)". *Bol. Geol. Min.* T. 87 (5), pp. 453-455.

AMIOT, M. (1982). "El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra". En: *El Cretácico de España: Capítulo 3.* Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 88-111.

AMIOT, M. y FEUILLÉE, P. (1983). "L'individualisation du domaine navarro-cantabre. La megasequence cénomano-turonienne, traduction de la transgresion cénomanienne (Cénomanien moyen à supérieur - Turonien inférieur)". Memoires Géologiques de l'Université de Dijon, T.9 ("Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique", Aptdo. 4: "Le Crétacé supérieur de la zone des flyschs aux platesformes", aptdo. 4b: Le domaine navarro-cantabre); pp. 122-124.

ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983). "Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Bilbao (Vizcaya)". Bol. IGME.

ARANBURU, A. (1998). "El Aptiense-Albiense de Trucíos-Güeñes (Oeste de Bizkaia)". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 606 pp.

ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975). "Les décrochements tardihercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de réconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. T. 25, pp. 139-171.

ASSENS, J. (1971). "El Jurásico de la Sierra de Cantabria. Montes Obarenes". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 2, pp. 553-540, 1971. (Jurásico de España - I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía).

AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).- "Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque: ses rélations avec le métamorphisme et la tectonique". *Bull. Soc. Géol. France* 18, pp. 1725-1728.

AZAMBRE, B.; ROSSY, M. y ALBARÈDE, F. (1992). "Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France and Spain)". *Eur. J. Mineral*, 4, pp. 813-834.

BACETA, J.I.; PUJALTE, V.; ROBLES, S. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1991a). "Un paleocañón submarino en el Paleógeno de Guipúzcoa: factores de control". *Actas del I Congreso Español del Terciario*, pp. 24-28.

BACETA, J.I.; PUJALTE, V.; ROBLES, S. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1991b). "Influencia del diapiro de Zarautz sobre los procesos de resedimentación paleocenos de Orio (Guipúzcoa, Cuenca Vasca)". *Geogaceta*, vol. 9, pp. 57-60.

BACETA, J.I.; PUJALTE, V. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1991b). "Rasgos erosivos y deposicionales en la zona proximal de un "slope-apron" carbonatado del Paleoceno inferior (Eibar, Cuenca Vasca)". *Geogaceta*, vol. 10, pp. 76-78.

BADILLO, J.M.; GARCIA-MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983). "Análisis del Flysch Negro (Albiense Superior - Cenomaniense Inferior) en la Bahía de Arminza, Vizcaya". Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. *Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón - Menorca*, Sept.-Oct. 1983, pp 4.6-4.9.

BIXEL, F. (1987). "Le volcanisme stephano-permien des Pyrénées. Petrographie, mineralogie, Geochimie". *Cuad. Geol. Is.* V. II pp. 41-55.

BOESS, J. y HOPPE, A. (1986). Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting im keuper und Kreide-Vulkanismus anf Transform-Storungen. Geol. Rundschau 75/2: pp. 353-369.

BOILLOT, G. (1984). "Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees". *Geological Magazine*, 121, pp. 407-412.

BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988). "The North and North-West Spanish Continental Margin: A review". *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 205-316.

BOILLOT, G.; CAPDEVILLA, R., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M., y LEPETRE, J.P. (1973). "La zone pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nordespagnole et sa signification structurale". C.R. Acad. Sc. Paris, T. 277, pp. 2629-2632.

BOUMA, H. H. (1962). "Sedimentology of some flysch deposits". Elsevier, Amsterdam 2.2.1., 3.9.2., 12.2.4.

BOURROUILL, R.; COUMES, F.; OFFROY, B. (1984). "Mecanismes sequentiels et événements exceptionels du flysch nord-pyrénéen; correlations pour les dépots gravitaires profonds". *Bull. Soc. Géol. France.* T. XXVI, nº 6, pp. 1.223-1.234.

BULARD, P.F., FEUILLÉE, P. y FLOQUET, M. (1979). "La limite Jurassique moyen - Jurassique supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques Espagnoles)". *Universidad de Granada. Cuadernos de Geología, 10*, pp. 179-196.

CABANIS, B. (1986).- "Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques en base de critéres géologiques, pétrographiques et géochimiques". *Mem. Sci. Terre. Univ. P. et M. Curie*, 86-47 (thèse d'Etat Sci.) Paris, 690 pp.

CABANIS, B. (1988).- "Le volcanisme crétacé du pays Basque-Espagnol: caractéres géochimiques et signification géodynamique". Rapport CADEM (Bilbao), inedit.

CABANIS, J.A. et LE FUR BALOUET, S. (1990).- "Le magmatisme Crétacé des Pyrénées-Apport de la géochimie des éléments en traces-conséquences chronologiques et géodynamiques". *Bull. centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 14, 1, pp. 155-184.

CÁMARA, P. (1988). "La terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica". En: Libro homenaje a R. Soler. *Asoc. de Geol. y Geof. Esp. de Petróleo.*

CAMPOS, J. (1979). "Estudio geológico del Pirineo vasco al W del Río Bidasoa". Tesis Doc. *Munibe. Soc. Ciencias Aranzadi* nº 1-2, 1979, pp. 3-139.

CARLISLE, D. (1963). "Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia". J. Geol. 71, pp. 48-71.

CARRACEDO, M. y LARREA, F.J. (1998a). "Afloramientos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias en el Cretácico superior del Arco Vasco (Guipúzcoa y Vizcaya)". Bol. Soc. Española de Mineralogía, 21A, 22-26.

CARRACEDO, M. y LARREA, F.J. (1998b). "El magmatismo del Cretácico superior en la Cuenca Vasco-Cantábrica: características petrológicas y naturaleza del magmatismo" pp. 3-39. Libro-guía de la excursión: El Magmatismo del Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. XVIII Reunión Científica de la Sociedad Española de Mineralogía, Bilbao, 71 pp.

CARRACEDO, M., LARREA, F.J. y A. ALONSO (1999). "Estructura y organización de las coladas submarinas: características de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la Cordillera vasco-Cantábrica". *Estudios Geol.*, 55: pp. 209-222.

CARRACEDO, M., LARREA, F.J., SARRIONANDÍA, F. y JIMÉNEZ, R. (2000). "Estructura y organización de las coladas volcánicas submarinas: relación entre coladas tabulares y lavas almohadilladas en la Cordillera Vasco-Cantábrica (País Vasco)". *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): pp. 45-53.

CASTAÑARES, L.M.; ROBLES, S. y VICENTE BRAVO, J.M. (1997). "Distribución estratigráfica de los episodos volcánicos submarinos del Albense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia)". *Geogaceta*, 22: pp. 43-46.

CASTAÑARES, L.M., GIMENO, D. y ROBLES, S. (1998). "Fenómenos de interacción magma-sedimentos (paperitización) en el sistema volcánico submarino de la Formación Errigoiti (Albiense-Santoniense de Vizcaya)". *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 21A, pp. 60-61.

CEARRETA, A. (1993). "Paleoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern bay of Biscay". Geol Rundsch 82: pp. 234- 240

EVE Ente Vasco de la Energía

CEARRETA, A. (1994). "Análisis micropaleontológico e interpretación paleoecológica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa". GEOBIOS, 27, 3

CEARRETA, A. (1998). "Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (North Spain): Foraminiferal evidence". Micropaleontology, vol. 44, no. 3, pp. 265-276

CEARRETA, A. y PASCUAL, A. (1990). "Estudio micropaleontológico de los depósitos cuaternarios litorales entre Laredo e Ibarrangelua (Cantabria-Bizkaia)". *Actas de la 2ª reunión del Cuaternario Ibérico*, en prensa.

CEARRETA, A.; EDESO, J.M.; MERINO, A.; UGALDE, Tx. y UGARTE, F.M. (1990). "Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia)". Kobie (Serie Ciencias Naturales) Bilbao. Bizkaiko Foru Aldundia- Diputación Foral de Bizkaia, Nº XIX, 1990

CEARRETA A., EDESO J.M., y UGARTE F.M. (1992)- "Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario reciente en el Golfo de Bizkaia". *In* CEARRETA A. & UGARTE F.FM. (edits.): *Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio de Publicaciones UPV/EHU, Bilbao: pp.57- 94.

CERVERA, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1976). "Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la Formación -Lignitos de Escucha-". *Tecniterrae*, nº 14. Oct.-Nov. 1976, pp. 25-33.

CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949). "Contribution a l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale". *Annales Hébert et Haug*, T. VII. *Livre Jubilaire Charles Jacob*; publiées par le Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences d l'Université de Paris.

CIRY, R.; RAT, P.; MANGUIN, J.; FEUILLEE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M. y DELANCE, J. (1967).- "Reunion extraordinaire de la Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies". *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 9, pp. 389 - 444.

CRIMES, T. P. (1973). "From limestones to distal turbidites; a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene - Eocene). North Spain" *Sedimentology*, vol. 20, pp.104-131.

CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBÍA, J.M. (1981). "Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco - Cantábrica". *Munibe, Soc. C. Aranzadi*, 1-2: pp. 1 - 20.

CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMON-LLUCH, R. y TUBIA, J.M. (1982). "Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz - Punta Galea (Vizcaya)". Nota preliminar. *Lurralde Investigación y Espacio:* pp. 47-61.

CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978). "Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne". *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. XX, pp. 689-700.

DIMROTH, E. y YAMAGISHI, H. (1987). "Criteria for the recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks". *Geol. Surv. Hokkaido Rep.* 58: pp. 55-88.

DOLOZI, M.B. y AYRES, L.D. (1991). "Early Proterozoic, basaltic andesite tuff breccia: downslope, subaqueous mass transport of phreatomagmatically-generated tephra". *Bull. Volcanol.* 53: pp. 477-495.

DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M.; HUMBEL, B. (1972). "La Sierra d'Aralar. Pyrénnées Basques Espagnoles. Stratigraphie, Structure". *Théses Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon,* pp. 1-292.

ENGESER, T.; REITNER, J.; SCHWENTKE, W. y WIEDMANN, J. (1984). "Die kretazisch-alttertiäre tektogenese des Baskokantabrischen Beckens (nordspanien)". *Zeitschrift der deutschen geologischen gesellschaft,* 135, pp. 243-268.

ENGESER, T. y SCHWENTKE, J. (1986). "Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, pp. 233-242.

ENTE VASCO DE LA ENERGÍA (1995). Mapa Geológico del País Vasco, E: 1/100.000, 345 pp.

EUROESTUDIOS (1975). "Reconocimiento hidrogeológico de los alrededores de Zarautz (Guipúzcoa)". *DFG*. Inédito

EVENSEN, M.M.; HAMILTON, P.J. y O' NIONS, R.K. (1978).- "Rare earth abundances in condritic meteorites". Geoch. Cosmoch. Acta, 42.

FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. (1982). "Estudio del Anticlinorio de Bilbao en el sector del Duranguesado". Universidad del País Vasco- Tesis de Licenciatura. Lejona. 160 pp.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986). "El complejo urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao". *Tesis*, Universidad del País Vasco, 421 pp. Kobie, XVI, 1987.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1985). "Rasgos generales estratigráficos y evolución sedimentaria del Urgoniano de

EVE Ente Vasco de la Energía

Aitzgorri (Guipúzcoa, Región Vasco-Cantábrica oriental)". *Kobie (Serie Ciencias Naturales).* Vol. XV, pp. 7-14.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1986-87). "Rasgos generales estratigráficos y sedimentológicos del macizo Urgoniano de Gorbea, Región Vasco-Cantábrica Central". Acta Geológica Hispánica, Vol.. 21-22, pp. 403-409.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1989). "Organización estratigráfica del Aptiense - Albiense en el sector tectosedimentario de Gorbea (región Vasco-Cantábrica oriental)". *Boletín Geológico y Minero*, 100(4), pp. 610-622.

FERRY, S. y MONIER, P. (1987). "Correspondances entre alternances marnocalcaires de bassin et de plateforme (Crétacé du SE de la France)". En *Bull. Soc. Géol.* Vol.III, nº 5, pp. 961-964.

FISHER, R.V. (1961). "Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks". *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 72, pp. 1.409-1.414.

FEUILLÉE, P. (1971). "Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien pyrénéo-cantabriques: problemes d'environnement sédimentaire". *Paléogéogra. Paléoécol.,* Vol 9, n.4, pp. 277-311, 3 pl, 15 figs., Ámsterdam.

FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1976). "The interestratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees; submarine outflow of diapiric mass-some comments". *Sed. Geology* v.16, pp. 85-87.

FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971). "Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques". In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip., 48 pp.

FEUILLÉE, P.; PASCAL, A y RAT, P. (1983). "Le systéme deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanien inférieur)". En: *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique, Mémoires Géologique de l'Université de Dijon*, T. 9 pp. 117-122.

FLOQUET, M. y RAT, P. (1975). "Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar". *Revue de Géographie Physique, et Géol dynam (2).* Vol. XVII (5), pp. 497-512.

FOYO-MARCOS, A. (1979). "Interpretación de la estructura de la región de Castro Urdiales (Santander) mediante una zona de cizalla". *Tecniterrae*, S-171, pp. 6-11.

GALE, G.H. y PEARCE, J.A. (1982).- "Geochemical patterns in Norwegian greenstones". *Canad. J. Earth, Sci.,* 19, pp. 385-397.

GARCIA GARMILLA, F. (1987). "Las formaciones terrígenas del 'Wealdense' y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria). Estratigrafía y Sedimentación". *Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco.* 340 pp.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982a). "Tectónica sinsedimentaria en el Aptiense y Albiense de la región Vasco-Cantábrica occidental". *Cuadernos de Geología Ibérica*, T. 8, pp. 23-26.

GARCIA MONDEJAR, J. (1982b). "Aptiense y Albiense". En: *El Cretácico de España*, Universidad Complutense. Madrid. 680 pp.

GARCIA MONDEJAR, J. (1989). "Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the bay of Biscay". *The American Association of Petroleum Geologists.* Memoir 46, pp. 395-409.

GARCIA MONDEJAR, J. (1990). "The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution". En *TUCKER, M.E.; WILSON, J.L.; CREVELLO, P.D.; SARG, J.R. and READ, J.F. (eds.): Carbonate Platforms. IAS Special Publication* nº 9, pp. 257-291.

GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1996). "Plate reconstruction of the Bay of Biscay". *Geology*, Vol. 24, n.7, pp. 635-638.

GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982). "Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua". *Kobie, Rev. de Ciencias* nº 12. pp. 101-137.

GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982). "Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general". En: *El Cretácico de España. Universidad Complutense.* Madrid, pp. 145 - 160.

GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983). "Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Górliz, Vizcaya)". X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca/83. Comunicaciones.

GARCÍA-MONDÉJAR, J., AGIRREZABALA, L. M., ARANBURU, A., FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P. A., GÓMEZ-PÉREZ, I., LÓPEZ-HORGUE, M. A. y ROSALES, I. (1996). "Aptian-Albian tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain)". *Geological Journal*, 31, pp. 13-45.

EVE Ente Vasco de la Energía

GARCIA PASCUAL, I. (1981). "Estudio geológico del Cretácico inferior del Anticlinorio Bilbaíno entre los ríos Nervión y Cadagua". Facultad de ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco*. 152 pp. Tesis de Licenciatura.

GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J.M. (1973). "Estudio geológico de la provincia de Alava". *Memoria del IGME*, VI 1, 198 pp., 54 fot.

GÓMEZ-PÉREZ, I. (1994). "El Modelo Plataforma carbonatada-Cuenca de Gorbea (Aptiense superior-Albiense, Bizkaia)". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 443 pp.

GOMEZ PEREZ, I.; FERNANDEZ MENDIOLA, P.A. y GARCIA MONDEJAR, J. (1991). "Dinámica de construcción de un talud carbonatado: el ejemplo de Aldabide (Albiense inferior, Bizkaia)". *Geogaceta*, 10, pp. 10-13.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1954 y 56). "Observaciones geológicas en el flysch Cretácico - Nummulítico de Guipúzcoa". CSIC, *Instituto Lucas Mallada*, nº 13-15, 98 pp.

HANISCH, J. (1974). "Der Tiefse-diapir von Zarauz (N-Spanien) im spiegel von sedimentation und tektonik des kreide/tertiar flysch". *Geol. Jb 11*. pp. 101-142.

HANISCH, J. (1978). "A Sigsbee Knoll in early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents". *Am. Ass. of Petr. Geol. Bull.* V. 62, pp. 2.232-2.242.

HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974). "The interestrafied breccias and conglomerates in the Cretaceous Flysch of the Northern Basque Pyrenees: Submarine outflow of diapiric mass". *Sediment. Geol.* 12, pp. 287-296.

HEDDEBAUT, C. (1973). "Etudes géologiques dans les massifs paléozoiques basques". *Tesis, Univ. Sc. Techn.* Lille, 263 pp.

HEUSCHMIDT (1977). "La gîte plombo-zincifère de Modesta (Navara, Espagne) et ses contrôles tectoniques". *Thèse doct. ing. Univ. Claude Bernard*. Lyon, France

HILLEBRANDT, A. VON (1965). "Foraminiferen-Stratigraphic im Alttertiär von Zumaya (provinz Guipuzcoa, NW Spanien) und ein vergleich mit anderen Tethys-Gabieten". Bayerische Akad. Wiss, Abh., Math-Natur., N.F. 123, 62 pp.

IGME. Plan MAGNA. Hojas 1:50.000 del Territorio del País Vasco.

IGME (1984a). "Inventario de recursos minerales del País Vasco". C.G.S. Inédito.

IGME (1984b). "Investigación de lignitos es Cestona y Murguía". Inédito.

IGME (1985). "Estudio sedimentológico de la Hoja 1:200.000 de Bilbao". Inédito

IGME (1985). "Exploración previa de lignitos en Nograro (Burgos - Alava)". *IMINSA*

IGME (1986). "Investigación lignitífera en Murguía y Hernani". Inédito

IGME (1987). "Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España". Ed. I.G.M.E., 465 pp.

IGME-CADEM (1985). "Estudio geológico a escala 1:10.000 en el área de Dima". GIGSA (Inédito).

INGEMISA (1982). "Síntesis geológica del País Vasco". Inédito.

IRVINE, T.N. y BARAGAR, R.A. (1971).- "A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 523-548.

ITGE-EVE (1991). "Mapa geológico del País Vasco a escala 1:200.000". Memoria explicativa.

I.U.G.S. (Le Maitre, R.W., ed.) (1989).- "A classification of igneous rocks and glossary of terms" IUGS, Blackwell Scientific Publications, 219 pp.

JAMES, N.P. (1978). "Facies models 10. Reefs". *Geoscience*, Canada. Vol. 5, nº 1. pp. 16-26.

JAMES, N.P. (1983). "Chapter 8. Reef environment". En SCHOLLE *et al.* (eds.); "Carbonate depositional environments", *AAPG MEMOIR* 33, Tulsa, Oklahoma.

JEREZ, L. (1968).- "Estructuras de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. Precisiones acerca de la edad de las erupciones" *Bol. Geol. Min.* LXXIX, pp.135 - 137.

JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971). "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Memoria IGME* nº 79, 130 pp.

JORON, J.L. Y TREUIL, M. (1.977). "Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles por l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau". *Bull. Soc. Géol. Fr.* Nº Spécial Géochimie des éléments traces et Géodynamique, 6: pp. 1197-1205.

KAPELLOS, C. (1974). "Uber das Nannoplankton im Alttertiär des Profils von Zumaya-Guetaria (provinz Guipuzcoa, Nordspanien)". *Eclog. Geol. Helv.*, 67, pp. 435-444.

KRUIT, C.; BROUWER, J.; KNOX, G.; SCHOLLINBERGER, W and VAN VLIET, A. (1975). "An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near

San Sebastian (province of Guipuzcoa, Spain)". *9th International Congress of Sedimentology*, Nice, 80 pp.

LAMARE, P. (1936). "Recherches geólogiques dans les pyrénées basques de l'Espagne". *Mem. SGF Paris*, T.XII, nº 27.

LAMOLDA, M.A. (1982). "Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior Vasco-Cantábrico: Distribución y Bioestratigrafía". Cuadernos Geología Ibérica, 8, pp. 111-123.

LAMOLDA, M.A.; MATHEY, B.; ROSSY, M.; SIGAL, J. (1983). "La edad del vulcanismo de Vizcaya y Guipuzcoa". *Estudios Geol.*, 39: pp. 151 - 155.

LE PICHON, X.; BONIN, J.; FRANCHETEAU, J. y SIBUET, J.C. (1971). "Une hipothèse d' évolution téctonique du Golfe de Gascogne". In Histoire structurale du Golfe de Gascogne I. *Technip ed., Paris*, VI-11, pp. 1-44.

LÓPEZ-HORGUE, M. A. (2000). "El Aptiense-Albiense de Karrantza-Lanestosa (Bizkaia y Cantabria)". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 264 pp.

LUCAS, C. (1987). "Estratigrafía y datos morfoestructurales sobre el Pérmico y Triásico de las Fosas Norte Pirenaicas". *Cuad. Geol. Ib.* Vol. II. pp. 25-40.

MANGIN, Ph. y RAT, P. (1961). "L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)." Livre P. Fallot, T-1. *Mém. Hors. Serie SGF*. Paris, pp. 339-349.

MARTÍNEZ TORRES, L.M. (1982). "Geología de la Sierra de Cantabria entre Palomares y Toloño (Alava) (Estratigrafía y Tectónica)". *Universidad del País Vasco*. Tesis de Licenciatura. 118 pp.

MARTÍNEZ TORRES, L.M. (1989). "El manto de los mármoles (Pirineo occidental): Geología estructural y evolución geodinámica". *Tesis doctoral Facultad Ciencias Univ. País Vasco,* 294 pp. Inédito.

MATHEY, B. (1982). "Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. El Cretácico Superior del Arco Vasco". En: *El Cretácico en España*. Univ. Complutense, Madrid, pp. 111-135.

MATHEY, B. (1983a). "Le Crétacé supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes". *Mem. Geol. de l'Université de Dijon*, nº 9. Inst. des Sc. de la Terre, pp. 77-116.

MATHEY, B. (1983b). "Le système des flyschs calcaires". En: *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique, Mémoires Géologique de l'Université de Dijon*, T. 9 pp. 83-96.

MATHEY, B. (1983c). "Le systeme des flyschs gréseux". En: *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique, Mémoires Géologique de l'Université de Dijon*, T. 9 pp. 97-106.

MATHEY, B. (1986). "Les Flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques". *Thèse Doctoral. Univ. de Bourgogne*, 403 pp.

MATTAUER, M. (1985). "Présentation d' un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300: pp. 71-74.

MATTAUER, M. y SEGURET, M. (1971). "Les rélations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". En *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip, Paris, T. IV-4-1, IV-4-24.

MESCHEDE, M. (1985).- "The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian Basin, Northestern Spain". *N. Jb. Geo. Palaeont. Mh.*, 2, pp. 115-128.

MESCHEDE, M. (1987). "The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain". *Geol. Rundschau* 76/2. pp.567-577.

MITCHUM, R.M. *et al.* (1977) " The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". In PAYTON, CH. E. 1977; "Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration". (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.*, pp. 53-62.

MIDDLETON, G. V. (1976). "Hidraulic interpretation of sound size distributions". *J. Geol.* 84.

MONTADERT, L.; ROBERTS, D. G.; DE CHARPAL, O. y GUENNOC, P. (1979). "Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay". En: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 48. United States Government Printing Office, Washington, pp. 1025-1059.

MONTES SANTIAGO, M.J.; ALONSO GAVILAN, G.; DABRIO, C.J. (1989). "Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico terminal - Paleógeno del borde Sur - Oeste de la Cuenca de Villarcayo (Burgos). *Studia Geologica Salmanticensia*, Volumen especial 5, pp. 71-87.

MONTIGNY, R.; AZAMBRE, B.; ROSSY, M. y THUIZAT, R. (1986). "K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and lengh of rotation of the Iberian Peninsula". *Tectonophysics*, 129: pp. 257-273.

MULLEN, E.D. (1983).- "MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic enviroments and its implications for petrogenesis". *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, pp. 53-62.

EVE Ente Vasco de la Energía

MUÑOZ, M.; SANCHEZ-GOÑI, M.F. y UGARTE, F.M. (1990). "El yacimiento de Kurtzia". *Munibe*, en prensa.

MUTTI, E. (1984). "Turbidite facies and sea-level variations in the Eocene Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain". En: *5th. European Regional Meeting of Sedimentology* (I.A.S.). Marseille.

MUTTI, E. (1985). "Turbidite systems and their relations to depositional sequences". In: *Reading provenance from arenites*. Proceedings NATO-ASI Meeting Centrato-Cosenza, Italy (G.C. Zuffa Ed.). Reidel Publ. Co., Dortrecht, The Netherlands.

OLIVE, A.; AGUILAR TOMÁS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984). "Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica". *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 53-65.

ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983 y 1984). "Los Foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (Corte Sopelana - Punta de La Galea)". Kobie (Bilbao), XIII y XIV.

PAYROS, A. (1997). "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía, Facies y Evolución Paleogeográfica". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 403 pp.

PARDO, G. y VILLENA. J. (1979). "Características sedimentológicas y paleogeográficas de la formación Escucha". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 5, pp. 407-418.

PARGA, J.R. (1969). "Spatrarijzische Bruch-systeme im Hesperischen Massiv". *Geol. Runds* 59, pp. 323-326.

PEARCE, J.A. (1982).- "Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaires". In: Thorpe, R.S. (ed); Andesites: orogenic andesites and related tocks. Intersci. *Publ., Wiley & Sons*, Chichester, pp. 525-549.

PEARCE, J.A. (1983).- "The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins". In *Hawkes-worth, C.J. & Norry, M.J.* (eds); Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich: Shiva, pp. 230-249.

PESQUERA, A. (1.985). "Contribución a la mineralogía, petrología y metalogenia el Macizo Paleozoico de Cinco Villas (Pirineos Vascos)". *Tesis. Universidad País Vasco*, 579 pp.

PESQUERA, A. y PONS, J. (1989). "Field evidence of magma mixing in the Aya granitic massif (Basque Pyrenees, Spain)". *N. Jb. Miner. Mh.*, 10: pp. 441-454.

PESQUERA, A. y PONS, J. (1990). "Le plutón hercynien de Aya (Pyrénées basques espagnoles). Estructure, mise en place et incidences tectoniques regionales". *Bull. Soc. Géol. France;* 8: pp.13-21.

POSTUMA, J.A. (1971). "Manual of Planktonic foraminifera". Elsevier Publ. Co., 420 pp., Amsterdam.

PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled bassin: the "Wealden" of the Santander area, Northern Spain". *Sedimentary Geology*, vol. 28, pp. 293-325.

PUJALTE, V. (1982a). "Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense". En: *El Cretácico de España*, Universidad Complutense. Madrid. 680 pp.

PUJALTE, V. (1982b). "La evolución paleogeográfica de la Cuenca wealdense de Cantabria". *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 8, pp. 65-83.

PUJALTE, V.; MONGE, C. (1985). "A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian -lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain". *6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S.* Lleida.

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ORUE-ETXEBARRIA, X y ZAPATA, M. (1988). "Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico - Terciario del surco flysch de la cuenca Vasco-Cantábrica: relaciones con la tectónica y los cambios del nivel marino". *Proceedings of II Congr. Geol. de España*, II, pp. 251-259.

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; ZAPATA, M. y GARCIA PORTERO, J. (1989). "Influencia del eustatismo y la tectónica en la génesis de secuencias y macrosecuencias deposicionales del Maastrichtiense superior - Eoceno inferior de la Cuenca Vasca". *XII Congreso Español de Sedimentología*, Vol. Simposios.

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ZAPATA, M.; ORUE-ETXEBARRIA, X. y GARCIA-PORTERO, J. (1989). "Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maastrichtiense superior - Eoceno inferior de la Cuenca Vasca (Guipúzcoa y Vizcaya)". En: *Libro Guía Excursiones Geológicas XII Congr. Español de Sedimentología*. (Ed. S. Robles). pp. 47-88.

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; BACETA, J.I. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1992a). "Latest Cretaceous-Early Eocene sedimentation in the deep-water Basque Basin (Northern Spain): Eustatic and tectonic influences". *International Meeting on Sequence Stratigraphy of European basins: Field Guide-book*, 42 pp.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I. y PAYROS, A. (1992b). "Paleocene-Middle Eocene Paleogeography, facies and sequence stratigraphy of the south-western and western Pyrenees (Pamplona and basque basin): A field trip". *Publ. Departamento de Estratigrafía*, 44 pp.

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ROBADOR, A.; BACETA, J.I. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1992c). "Shelf to Basin Paleocene Paleogeography and Depositional Sequences, Western Pyrenees, North Spain". *Spec. Publ. Internat. IAS*

PUJALTE, V.; BACETA, J. I.; PAYROS, A. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993). "Late Cretaceous-middle Eocene sequence stratigraphy and facies of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". *Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV*, libro-guía excursión, 113 pp.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Tesis Doctoral*, Ed. CIEPSA, Madrid, 2 tomos. Memorias IGME, T 78, 3 volúmenes.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). "Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander". Cuadernos de Geología Ibérica, n.2, pp. 491-508.

RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR, M.J. (1969). "Ciclotemas en el Aptiense superior y Albiense inferior de Nograro (Alava)". *Acta Geológica Hispánica*. Instituto Nacional de Geología. C.S.I.C. (España), nº 5. Vol. IV. pp. 113-118

RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR, M.J. (1967). "Estratigrafía del Aptense y Albense en la zona de Durango (Vizcaya) y estudio de la sedimentación de arcillas con formación de figuras en 'bolas concéntricas`". Acta Geológica Hispánica, II (5), pp.101-106.

RAT, P. (1959). "Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, XVIII, 525 pp.

RAT, P. (1983). "Les régions basco-cantabriques et nord ibériques (presentation, problemes poses)". En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, T. 9 *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique*, pp. 1-19.

RAT, P. (1988). "La Cuenca Vasco-Cantábrica entre las Placas Ibérica y Europea: algunos hechos y muchos más problemas". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), pp. 327-348.

RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; SALOMÓN, J.; GARCÍA MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V.; LAMOLDA, M. y RODRÍGUEZ LÁZARO (1982). "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mém. Géol. Univ. Dijon*. 191 pp.

RAZIN, Ph. (1989). "Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basque à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province de Labourd)". *Thèse, Univ. Bordeaux III*. 464 pp.

RIAZA MOLINA, C. (1984). "De la importancia de las fallas N20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino". *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265-278.

RIBA, O. (1954). "El Terciario continental de la Rioja Alta y de La Bureba". CIEPSA. (Inédito).

RIBA, O. (1956). La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. Informe interno de CIEPSA.

RIBA, O. (1957). "Sur le tipe de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du basin de l'Ebre". *Souderd. Geol. Rudschau*.

RIBA, O. (1961). "Sobre el Terciario de Treviño". Informe de CIEPSA. Inédito.

RIBA, O. (1964). "Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del Valle del Ebro". Informe de CIEPSA. Inédito.

RIBA, O. (1976). "Tectogènese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes". *Bull B.R.G.M.*, 4, pp. 383-401.

RÍOS, J. M. (1952). " El diapiro de Murguía (Álava) y comentarios al flysch de bolas cenomaniense de la misma región". Not. y Com.. IGME, nº 28, pp. 50-87, 10 figs., 1 carte 1/50.000.

ROBADOR, A. (1984). "Estudio geológico del sector de Bermeo entre Baquio y Guernica". *Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco.* 162 pp.

ROBLES, S.; GARCIA-MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1987). "Sistemas aluviales pérmicos del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia)". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 11, pp. 5-21.

ROEST, W. R. y SRIVASTAVA, S. P. (1991). "Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to the present". *Geology*, 19, pp.613-616.

ROSALES, I. (1995). "La plataforma carbonatada de Castro Urdiales (Aptiense-Albiense, Cantabria)". *Tesis Doctoral*. Inédita. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. 396 pp.

ROSELL, J.; REMACHA, E.; ZAMORANO, M. y GABALDON, V. (1985a). "Estratigrafía de la cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa. Comparación con la cuenca turbidítica prepirenaica central". *Bol. Geol. y Min.* XCVI, pp. 471-482.

EVE Ente Vasco de la Energía

ROSELL, J.; REMACHA, E.; ZAMORANO, M. y GABALDON, V. (1985b). "Stratigraphy and facies of the Eocene turbidite systems in the San Sebastian area (Donostia, Euskadi, Spain)". Poster in: *VI European Regional Meeting (I.A.S.)*. Lleida, Spain.

ROSSY, M. (1969). "Sur la nature de quelques pillow lavas du Crétacé supérieur du Pays Basque espagnol". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269: pp. 542-544.

ROSSY, M. (1974).- "Origine des trachytes albititiques du volcanisme crétacée du Guipuzcoa (Pays basque espagnol)". *Bull. Soc. geol. Fr.*, XVI, pp. 43-69.

ROSSY, M. (1988). "Contribution a l' étude du magmatisme Mesozoique du domaine Pyrénéen". *Thèse de L' Université de Franche-Comté*, 368 pp.

ROSSY, M.; AZAMBRE, B. y ALBARÈDE, F. (1992). "REE and Sr-Nd isotope geochemisty of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France, Spain)". *Chemical Geol.*, 97: pp. 33-46.

SAN MARTIN, D.M. (1987). "Bioestratigrafía del Senoniense de la Cuenca de Vitoria". *Revista de Estudios del Inst. Alavés de la Naturaleza*, nº 2, pp. 7-25.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; AROSTEGUI, J.; ORTEGA, A.; LAGO, M.L.; LLANOS, H.; CONTRERAS, M.E.; LABARTA, C.; LARREA, A. y ZUAZO, J.A. (1990): "Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas de las hojas a escala 1:200.000 de Bilbao y Bermeo". ITGE.

SCHMINCKE, H.U., RAUTENSCHLEIN, M., ROBINSON, R.T. y MEHEGAN, J.M. (1983). "The Troodos Extrusive series of Cyprus: a comparison with oceanic crust". *Geology*, II, pp. 410-412.

SCHOLLE *et al.* (1983). "Carbonate depositional environments". *American association of Petroleum Geologist.* Tulsa, Oklahoma, 74101 USA.

SERRANO, A.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y CAMARA, P. (1988). "Diapirismo del Trías salino en el dominio Cántabro-Navarro". *Libro homenaje a Rafael Soler*. AGGEP. Madrid.

SIBSON, R.H. (1977). "Fault rocks and fault mechanism". *J. Geol. Soc. London*, 133, pp. 191-213.

SIBUET, J. C. y COLLETTE, B. J. (1991)."Triple junctions of Bay of Biscay and north Atlantic: new constraints on the kinematic evolution". *Geology*, 19, pp. 522-525.

SMITH, T.L. y BATTIZA, R. (1989). "New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamounts summits". *Bull. Volcanol.*, 51, pp. 96-114.

SOLER y JOSE, R. (1971). "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". *Bol. Geol. Min.* T. LXXXII (82), n. 5, pp. 406-428.

SOLER y JOSE, R. (1971). "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar. Los problemas postkimméricos (Cuenca Cantábrica Oriental)". Cuadernos de Geología Ibérica, n. 2, pp. 509-532.

SOLER y JOSE, R. (1972). "El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental)". *Bol. Geol. Min.* T. LXXXIII (83), n. 6, pp. 582-594.

SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, M. y DEBROAS, E.J. (1977). "La Chaîne Alpine des Pyrénées". *Géologie Alpine*, 53: pp. 193-216, Grenoble.

STACKELBERG, U. V. (1960). "Der diapir von Murguia (Nordspanien)". *Beih. Geol. Jb.* 66. pp. 63-94. Hannover. Tesis doctoral, Universidad de Bonn.

STAUDIGEL, H. y SCHMINCKE, H.U. (1984). "The Pliocene seamount series of La Palma, Canary Islands". *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 11195-11215.

SUBIJANA, J.R. (1986). "Estudio geológico-minero de la Concesión Ester (Alava). Zona Oriental". Inédito.

VAN VLIET, A. (1982). "Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuzcoa (Northern Spain)". *These, Univ. Utrecht*, 45 pp.

VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). "Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 2, pp. 541-558

VOORT, H.B. (1964). "Zum Flyschproblem in den west pyrenäen". *Geol. Rundsch,* 53, pp. 220-233.

WALKER, R. G. y MUTTI, E. (1973). "Turbiditic facies and facies associations". En: "Turbidites and Deep Water Sedimentation". *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific. Section. Short Course.* Anaheim.

WIEDMANN, J. (1979). "A geological itinerary through the Mid-Cretaceous of vascogotic and celtiberic Ranges (N. Spain)". *Mid Cretaceous events. Field meeting, Northern Spain*. September, 1977.

WILSON, J.L. (1975). "Carbonate facies in geologic history". *Berlin Springer-Verlang*. 471 pp.

WILSON, M. (1989).- "Igneous Petrogenessis. A global tectonic Approach". Unwin Hyman, 466 pp.

EVE Ente Vasco de la Energía

WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977). "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using inmobile elements". *Chemical Geol.*, 20, pp. 325-343.

WOOD, D.A.; JORON, J.L. y TREUIL, M. (1979). "A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings". *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, pp. 326-336.

WRIGHT, V.P. (1985). "Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal". En: *Paleoalgology (THOMEY, D.F.; NITECKI, M.H.; editores)*; pp. 330-341.

ZIEGLER, P. A. (1982). "Geological atlas of western and central Europe". *Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V.*, Amsterdam, 130 pp.

ZUAZO OSINAGA, J.A. (1986). "Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berástegui". *Tesis de Licenciatura* U.P.V.-E.H.U. Inédito.