



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



PONT DE SUERT

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

PONT DE SUERT

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-782-8
Depósito legal: M-9558-2009

Fotocomposición: Intecol S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Pont de Suert-213) han sido realizadas por la U.T.E. Compañía General de Sondeos, Informes y proyectos, S.A. y Empresa Nacional Adaro, S.A. a partir de un Proyecto del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en el que han intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. García Senz (IGME). Cartografía Geológica, Petrología y Memoria.
- J.I. Ramírez Merino (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J.J. Navarro Juli. Neotectónica.
- R. Rodríguez Santisteban. Hidrogeología.
- R.M. Castaño. Petrología.
- F. Leyva. Minería.
- J. García Sansegundo. Minería.
- J. Ramírez del Pozo. Micropaleontología.

Dirección y supervisión del IGME

- A. Barnolas Cortinas (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	11
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. SILÚRICO	11
2.1.1. Pizarras negras bituminosas (4). Llandoveryense-Ludloviense	11
2.2. SILÚRICO-DEVÓNICO	11
2.2.1. Calizas, pizarras y pizarras negras (5). Ludloviense-Lochkoviense	11
2.3. DEVÓNICO	12
2.3.1. Pizarras y calizas arcillosas. Fm. de Rueda (6). Lochkoviense-Praguiense	12
2.3.2. Calizas y escasas capas de dolomías y cuarcitas. Fm. de Basibé (7) Praguiense-Emsiense inferior	12
2.3.3. Pizarras y escasas capas de calizas. Fm. de Fonchanina (8) Emsiense Inferior	13
2.3.4. Calizas nodulares rojizas y calcoesquistos. Fm. de Mañanet (9) Emsiense-Eifeliense-basal	13
2.3.5. Pizarras micáceas con capas de areniscas y escasas calizas. Fm. de Vilaller (10) (11) Eifeliense	13
2.3.6. Calizas en bancos gruesos. Fm. de Renanué (12) Eifeliense terminal-Frasniense	14
2.3.7. Areniscas laminadas y lutitas con niveles carbonáticos. Fm. de Esquistos de Sahún (13) Franiense	14
2.4. CARBONÍFERO Y PÉRMICO	14
2.4.1. Depósitos piroclásticos y lavas andesíticas. Fm. de Erill Castell (14) Estefaniense	14
2.4.2. Arcillas oscuras, areniscas, conglomerados, capas piroclásticas y capas de carbón. Fm. de Malpás (15) Estefaniense superior C-Autuniense Inferior	15
2.4.3. Lutitas y areniscas rojas. Fm. de Peranera (16) Autuniense	15
2.5. PÉRMICO Y TRIÁSICO	16
2.5.1. Conglomerados y areniscas. Miembro de Igüerri (17) Thuringiense	16
2.5.2. Lutitas, areniscas y conglomerados. Facies Buntsandstein (18) Thuringiense-Anisiense	16
2.5.3. Calizas y dolomías tableadas. Facies Muschelkalk (19) Anisiense?-Ladiniense-Carniense	17
2.5.4. Lutitas versicolores, yesos, y carniolas. Facies Keuper (20) Carniense-Noriense	17

2.6. INFRALIAS Y LIÁSICO.....	18
2.6.1. Calizas, dolomías y brechas (21). Retiense-Sinemuriense.....	18
2.6.2. Margas y margocalizas con intercalaciones de calizas bioclásticas (22) Pliensbachiense-Aalenense superior.....	19
2.7. DOGGER Y MALM.....	19
2.7.1. Dolomías y calizas con tramos brechosos (23) Aalenense superior- Portlandense.....	19
2.8. CRETÁCICO INFERIOR.....	21
2.8.1. Calizas con oolitos, trocholinas, carofitas, oncolitos y gasterópodos (24) Neocomiense-Aptiense.....	21
2.8.2. Margas con ammonites y equínidos (25) Aptiense.....	21
2.8.3. Calizas con rudistas, miliólidos y orbitolinas (26) Aptiense.....	22
2.8.4. Margocalizas y margas. Fm. de Lluçà (27) Aptiense superior Albiense inferior.....	22
2.8.5. Calizas con rudistas, corales, melobesias y orbitolinas. Fm. de San Roque (28) ¿Aptiense superior?- Albiense medio.....	22
2.8.6. Calizas con corales, rudistas, melobesias y orbitolinas. Fm. de Cruz (29) Albiense medio.....	22
2.8.7. Calizas bioclásticas. Fm. de Cruz (30) Albiense medio.....	23
2.8.8. Margas, margocalizas y calizas bioclástico-arenosas. Fm. de San Martín (31) Albiense medio-superior.....	23
2.8.9. Margas con ostrácodos (32) Albiense superior.....	23
2.8.10. Calizas bioclásticas con cuarzo y calizas rojas con rudistas y corales. Fm. de Pegà (33) Albiense superior.....	24
2.8.11. Areniscas, conglomerados y lutitas oscuras carbonosas. Fm. del Turbón (34) Albiense superior-Vraconiense.....	24
2.8.12. Calizas bioclásticas rojizas. Fm. de Aulet (35) Vraconiense-Cenoma- niense inferior.....	25
2.9. CRETÁCICO SUPERIOR.....	26
2.9.1. Margas grises y margocalizas nodulosas y calizas nodulosas con glauconita. Fm. de Sopeira (36) (37) Cenomaniense inferior-medio.....	26
2.9.2. Calizas con prealveolinas y rudistas. Fm. de Santa Fé (38) Cenoma- niense medio y superior.....	26
2.9.3. Calizas con pithonellas, margocalizas y margas. Fm. de Reguard (39) Turonense-¿Coniaciense?.....	26
2.9.4. Calizas bioclástico-oolíticas (40) Coniaciense.....	27
2.9.5. Calizas masivas con rudistas y corales (41) Coniaciense.....	27
2.9.6. Calizas ferruginosas con bioclastos, arena y grava de cuarzo (42) Coniaciense-¿Santoniense?.....	27
2.9.7. Brechas de cantos calizos (43) Coniaciense.....	28
2.9.8. Margocalizas y escasas calizas laminadas (44) Coniaciense.....	28
2.9.9. Calizas con pithonellas, espículas y sílex. Fm. de Aguas Salenz (45) Coniaciense-Santoniense.....	28
2.9.10. Calizas biohermales de rudistas y calizas con Lacazina (calizas de Egea) (46) Santoniense.....	29
2.9.11. Margocalizas y margas con micraster. Fm. de Anserola (47) Santoniense.....	29

2.9.12.El <i>flysch</i> de la formación de Vallcarga (Santonienne-Maestrichtienne superior).....	29
2.9.12.1.Brechas calcáreas y depósitos de <i>debris flow</i> . Mb. de Brechas de Campo (48) Santonienne.....	30
2.9.12.2.Turbiditas predominantemente terrígenas y lutitas. Mb. de Mascarell (49) Santonienne.....	30
2.9.12.3.Debritas de bloques calizos, slumps y olistostromas (50) Campanienne.....	31
2.9.12.4.Turbiditas bioclásticas, turbiditas terrígenas y lutitas. Mb. de Mascarell (51) Santonienne terminal-Campanienne inferior.....	31
2.9.12.5.Margas grises con esporádicos canales de microconglomerados y turbiditas arenosas finas. Mb. de Margas de Campo (52) Campanienne-Maestrichtienne superior.....	32
2.9.13.Calizas bioclásticas masivas. Calizas del Ventamillo (53) Santonienne.....	32
2.9.14.Margocalizas y margas con niveles arenosos "Margas de Barbaruens" (54) Campanienne-Maestrichtienne.....	33
2.9.15.Areniscas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (55) Maestrichtienne superior.....	33
2.9.16.Lutitas grises y capas de areniscas. Facies garumn (56) Maestrichtienne superior.....	33
2.9.17.Calizas bioclástico-arenosas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (57) Maestrichtienne superior.....	33
2.9.18.Areniscas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (58). Maestrichtienne superior.....	34
2.9.19.Lutitas rojas y areniscas con paleosuelos. Facies garumn (59) Maestrichtienne superior.....	34
2.10. TERCARIO.....	34
2.10.1.Dolomías y margas verdosas con microcodium. Facies garumn (60) Paleoceno.....	34
2.10.2.Areniscas, calizas y lutitas con glomalveolinas. Facies garumn y Fm. de Navarra (61) Thanetienne.....	34
2.10.3.Calizas con Alveolinas (62) Ilerdiense inferior.....	35
2.10.4.Calizas arrecifales de corales y algas (63) Ilerdiense medio.....	36
2.10.5.Margas y margocalizas con <i>slumps</i> y turbiditas finas. Fm. de Riguala (64) Ilerdiense medio.....	36
2.10.6.Limolitas calcáreas. Fm. de la Puebla (65) Ilerdiense medio.....	36
2.10.7.Lutitas y margas grises (66) Ilerdiense superior.....	36
2.10.8.Conglomerados y brechas predominantemente calcáreas (67) y conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (68) Priabonienne-Oligoceno.....	36
2.11. CUATERNARIO.....	37
2.11.1.Cantos, gravas y bloques. Matriz areno-limosa. Unidades cartográficas 69, 70, 73 y 75. Terrazas. Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior.....	37
2.11.2.Cantos y gravas en matriz arcillo-margosa. Unidades cartográficas 71, 74 y 76. Glacis. Pleistoceno superior.....	38
2.11.3.Cantos, bloques y gravas en matriz arenosa. Unidades cartográficas 72, 77 y 84. Tillitas glaciares, glaciares rocosos y morrenas de Nevero Pleistoceno superior-Holoceno.....	38

2.11.4. Bloques, gravas y cantos en matriz arcillosa. Unidad cartográfica 78. Vertientes de bloques. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa. Unidad cartográfica 81. Coluviones. Holoceno.....	39
2.11.5. Cantos, gravas y bloques. Localmente, cementos carbonatados. Unidades cartográficas 79, 80, y 83. "Greze Litée", canchales y conos de avalancha. Holoceno.....	40
2.11.6. Arcillas y margas con cantos y gravas. Unidad cartográfica 82. Coladas de soliflucción. Holoceno.....	40
2.11.7. Cantos, gravas y arenas en matriz limo-arcillosa. Unidad cartográfica 85. Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno.....	41
2.11.8. Arenas y limos con cantos, gravas y bloques. Unidad cartográfica 86. Fondos de valle. Cantos, bloques y gravas. Arenas y limo-arcillas. Unidad cartográfica 87. Conos de deyección. Holoceno.....	41
3. TECTÓNICA.....	42
3.1. LA ZONA AXIAL.....	42
3.1.1. Estructura hercínica.....	42
3.1.2. Estructura alpina.....	43
3.2. LA ZONA DE LOS NOGUERAS.....	44
3.3. LA ZONA SURPIRENAICA.....	45
3.3.1. Estructura al oeste de la Sierra de Sis.....	45
3.3.2. Estructura al este de la Sierra de Sis.....	49
3.3.3. Estructura de la Sierra de Sis.....	49
4. GEOMORFOLOGÍA.....	50
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	50
4.2. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO.....	51
4.2.1. Estudio morfoestructural.....	51
4.2.2. Estudio del modelado.....	53
4.2.2.1. Laderas.....	53
4.2.2.2. Formas fluviales.....	54
4.2.2.3. Formas poligénicas.....	56
4.2.2.4. Formas kársticas.....	56
4.2.2.5. Formas glaciares y periglaciares.....	57
4.2.2.6. Formas antrópicas.....	59
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	59
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	59
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	61
5. PETROLOGÍA.....	61
5.1. TRAQUIANDESITA Y RIODACITA (1).....	61
5.2. DIQUES DE DIORITA-PORFIRITA (2).....	61
5.3. OFITAS (3).....	62
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	62

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	65
7.1. RECURSOS MINERALES.....	65
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	69
7.2.1. Encuadre hidrogeológico.....	69
7.2.2. Inventario y usos del agua.....	70
7.2.3. Hidroquímica.....	70
7.2.4. Caracterización hidrogeológica.....	71
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO.....	71
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	71
9. BIBLIOGRAFÍA.....	73

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Pont de Suert está situada en las provincias de Huesca y Lérida. Contiene en su parte norte un segmento de la Zona Axial pirenaica formado por rocas paleozoicas pertenecientes al basamento hercínico, que soportan una delgada cobertera de areniscas del Buntsandstein. Esta cobertera se engrosa al este del río Noguera de Tor con aparición de rocas posthercínicas del Carbonífero y Pérmico. Al sur está la Zona de los Nogueras, constituida por los mismos materiales descritos pero repetidos en láminas cabalgantes verticalizadas. Forman una franja relativamente deprimida en el relieve donde discurre la carretera de las Paúles. La mitad inferior de la cartografía corresponde a la Unidad Surpirenaica Central, formada por rocas mesozoicas y terciarias con una estructura de pliegues y cabalgamientos vergentes al sur de orientaciones paralelas o marcadamente oblicuas a la cadena. La continuidad cartográfica de estos estratos está interrumpida entre los ríos Isábena y Ribagorça por los conglomerados discordantes de la Sierra de Sis, de edad finieocena-oligocena y posteriores al plegamiento principal. Las calizas y margas mesozoicas plegadas forman relieves montañosos abruptos como el Turbón, Baciero o Sierra Fallada.

El registro geológico es muy completo, con 71 formaciones estratigráficas desde el Silúrico al Oligoceno y estructuras de las orogenias Hercínica y Alpina. Los trabajos fundamentales para el conocimiento de la Zona Axial y la Zona de los Nogueras son las cartografías y publicaciones de la Universidad de Leiden, compuestas por MEY (1968) y WENNEKERS (1968). En el Mesozoico destacaríamos por su importante base cartográfica los estudios de GARRIDO-MEGÍAS (1969, 1973) y PAPON (1969a) y de forma más general la Tesis de SOUQUET (1967) y la definición formal de formaciones sintetizada en MEY et al. (1968). A pesar de estos esfuerzos los terrenos del Cretácico son todavía poco conocidos en la Hoja, sobre todo los situados al este de la Sierra de Sis. Las principales dificultades se deben a su estructura compleja y variabilidad de facies y espesores.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. SILÚRICO

2.1.1. Pizarras negras bituminosas (4). Llandoveryense-Ludloviense

Aflora de forma reducida en la esquina NE de la Hoja. Son pizarras negras de grano fino, bituminosas y piritosas, que manchan los dedos. Están muy deformadas, estimándose un espesor inferior a 100 m. Se interpretan como facies anóxicas de plataforma poco profunda. Por su fauna de graptolites en otras localidades se atribuyen al Llandoveryense-Ludloviense.

2.2. SILÚRICO-DEVÓNICO

2.2.1. Calizas, pizarras y pizarras negras (5). Ludloviense-Lochkoviense

Aflora una pequeña banda en la esquina noreste de la cartografía, con mala calidad de exposición. Hemos seguido el criterio cartográfico de MEY (1968), agrupando en una misma unidad litológica una serie de pizarras oscuras con varias intercalaciones de calizas con ortocerátidos y crinoideos, correspondientes al techo del Silúrico, junto con ampelitas y calizas nodulosas pertenecientes a la parte inferior de la Fm. de Aneto (Lochkoviense, Devónico basal).

2.3. DEVÓNICO

2.3.1. Pizarras y calizas arcillosas. Fm. de Rueda (6). Lochkoviense-Praguiense

La formación de Rueda se compone de un tramo inferior (<200 m) con dominancia de lutitas y escasas intercalaciones de capas de caliza margosa, correspondiente a la Fm. de Aneto; y un tramo superior (100-120 m) formado por ciclos de limos bioturbados, areniscas finas y calizas, correspondiente a la Fm. de Gelada. Un paquete de 25 metros de calizas y calizas margosas separa normalmente ambas formaciones. La estratificación es buena en capas delgadas, con clivaje en general poco desarrollado. Predominan los tonos de alteración pardos. La fauna y la bioturbación son abundantes, con crinoideos, ortocerátidos, braquiópodos, fragmentos de trilobites y corales. El límite superior es concordante y se sitúa bajo el primer banco de calizas compactas nodulares. La Fm. de Aneto se interpreta como depósitos siliciclásticos distales que lateralmente pasan a calizas nodulares condensadas, mientras que la formación de Gelada se interpreta regionalmente como depósitos distales de rampa homoclinal mixta. La edad de la Fm. de Rueda es Lochkoviense-Praguiense.

2.3.2. Calizas y escasas capas de dolomías y cuarcitas. Fm. de Basibé (7). Praguiense-Emsiense Inferior

Forma una barra de color pardoamarillento y gris que da un resalte en el relieve. Se compone de tres miembros: El Mb. de Ponferrat formado por calizas nodulares y dolomías, el Mb. de San Silvestre caracterizado por capas de cuarcita con estratificación cruzada y el Mb. de Llavero formado por calizas oscuras con buena estratificación. El espesor máximo está en la Tuca de Urmella con 215 metros, en Fonchanina es de unos 100 metros y en Las Cortadas al norte de Erill Castell es de 68 metros (SANZ, 1995). Las dos primeras localidades están situadas en la Hoja de Benasque pero cerca del límite norte de esta cartografía. MEY (1967) puso de manifiesto que paralelamente a la reducción de espesor de oeste a este, se produce una disminución progresiva de las capas de cuarcita del Mb. de San Silvestre. Según SANZ (1995) la serie de Erill Castell (Las Cortadas), que aflora invertida en el bloque cabalgante de Erta se compone de: a) El Mb. de Ponferrat de 20 metros de espesor se inicia por un paquete de calizas grises con zonas nodulares e interbancos pelíticos. Progresivamente se incrementa el grosor de las calizas nodulares bioturbadas y hay calizas con crinoides. La parte superior son calizas nodulares con tramos de calizas masivas y calcopelitas. Son facies de ambiente marino abierto, posiblemente depositadas en la parte media de una rampa; b) El Mb. de San Silvestre (25 m) es predominantemente calizo, con escasas capas intercaladas de arenisca de cuarzo con granos subredondeados de tamaño medio a fino. Las bases de estas capas son erosivas, con granoclasificación, estratificación cruzada de surco y laminación paralela hacia el techo, gradando a lutita. Corresponden a facies de barras litorales que progradan hacia el norte y hacia el este; c) El Mb. de Llavero (23 m) se inicia por calizas tableadas oscuras, que pasan a calizas masivas con ortocerátidos y tentaculítidos, seguidas de cuatro ciclos estratodecrecientes formados por calizas nodulares y calizas tableadas oscuras muy bioturbadas, interpretados como ciclos de profundización en una plataforma carbonática.

El Mb. de Ponferrat contiene *Pelekysgnatus serratus* ssp., *Icriodus curvicauda*, *I. aff. vinearum*, *Ozarkodina s. miae* y *O. excavata*, conodontos asignados al Praguiense. En el Mb. de Llavero, VALENZUELA-RIOS (1994) y SANZ (1995) han determinado en la vecina Hoja de Benasque conodontos del Praguiense alto-Emsiense inferior.

2.3.3. Pizarras y escasas capas de calizas. Fm. de Fonchanina (8). Emsiense Inferior

Definida en el pueblo de Fonchanina, cercano al límite septentrional de la cartografía, es la primera de las formaciones devónicas que además de la Zona Axial se halla en la Zona de Los Nogueras. Es una formación pelítica compuesta por unos 60 metros de pizarras finas oscuras, a menudo bioturbadas y con brillo lustroso en los planos de clivaje. Pueden intercalar en su parte media capas delgadas de calizas oscuras. La fauna se remite a abundantes tentaculítidos y en menor proporción crinoideos. El límite con la Fm. de Mañanet se sitúa en la primera aparición de calizas nodulares coloreadas. Se interpretan como facies marinas distales.

2.3.4. Calizas nodulares rojizas y calcoesquistos. Fm. de Mañanet (9). Emsiense-Eifeliense Basal

Presenta una litofacies característica consistente en estratos decimétricos de calizas nodulares bioturbadas de tonos versicolores, principalmente rojizos, con planos de estratificación ondulados e intercalaciones de calcoesquistos y lutitas verdes y rojas. El clivaje está siempre bien desarrollado. En la serie situada 1500 metros al WNW de Denuy (justo fuera de la frontera del Mapa), MEY (1967) cita 122 metros de calizas grises con intercalaciones de lutitas y fauna de corales solitarios *Favosites reticulata* y *F. goldfussi*, braquiópodos y crinoideos. En esta localidad GARCIA LOPEZ et al. (1990) determinan en la base de la sucesión conodontos del Emsiense inferior y en lo alto de la sucesión *P. costatus* ssp. y *Pc. cooperi*, conodontos de la zona de tránsito Emsiense-Eifeliense. Otra serie descrita por Mey está situada un kilómetro al noreste de Castanesa y se aplica bien a los afloramientos de la cartografía. Tiene 280 metros de espesor, con los primeros 40 metros formados por lutitas y calizas margosas arenosas, seguidos de un potente conjunto de calizas nodulares. En la mitad superior predominan los calcoesquistos con algunos paquetes métricos de calizas nodulares y escasas calizas arenosas. Abunda la fauna de tentaculítidos, crinoideos y ortocerátidos. El límite con la formación de Vilaller suprayacente es a menudo gradual. Las facies de la formación de Mañanet se interpretan como perioditas hemipelágicas de plataforma externa. Su edad, datada por conodontos es Emsiense-Eifeliense basal.

2.3.5. Pizarras micáceas con capas de areniscas y escasas calizas. Fm. de Vilaller (10), (11). Eifeliense

La Fm. de Vilaller consiste en una serie monótona de lutitas grises con estratificación difícil de apreciar y clivaje bien desarrollado. Su espesor es desconocido, aunque se estiman varios centenares de metros. Contienen escasas capas de calizas y areniscas calcáreas ricas en mica detrítica, a veces con ripples. Algunos paquetes de areniscas alcanzan hasta 15 metros de espesor y pueden seguirse durante varios cientos de metros como capas competentes (11) entre las lutitas. Los fósiles son raros, sólo algunos corales solitarios y braquiópodos. La parte alta de la formación está erosionada en la Zona Axial por las series posthercínicas, pero puede observarse en la Unidad tectónica de Las Paúles (Zona de Nogueras) cerca de Renanué como un paso progresivo a la formación de Calizas de Renanué. En esta localidad el techo de la Fm. de Vilaller consiste en lutitas grises con intercalaciones de limos bioturbados y calizas nodulares con braquiópodos, crinoideos y restos de trilobites. Entre las lutitas hay grandes concreciones negras con forma discoidal, que se han observado también en otras localidades como la Plana Molino y Borda Chuarré (al este de Espés Alto). La Fm. de Vilaller se interpreta como facies de cuenca con siliciclásticos distales y algunos tramos de hemipelagitas carbonatadas en su parte alta. Una edad Eifeliense se deduce por su posición estratigráfica entre el techo de la Fm. de Mañanet y la base de la Fm. de Renanué, bien datadas por conodon-

tos. Al sur de Fonchanina SANZ (1995) determina *Icriodus* cf. *I. culicellus*, del Emsiense superior-Eifeliense inferior.

2.3.6. Calizas en bancos gruesos. Fm. de Renanué (12). Eifeliense Terminal-Frasniense

Se encuentran sólo en las Unidades de Los Nogueras al oeste del río Baliera. Fueron incluidas en la cartografía de WENNEKERS (1968) como parte de la Fm. de Mañanet y como Devónico indiferenciado. Para su descripción nos basaremos en la sección del Km. 73 de la carretera de las Paúles, cerca de Renanué, descrita por SANZ (1995): a) 40-55 metros de calizas grises wackestones-packestones en estratos gruesos con techos nodulares bioturbados. Contienen fauna abundante de tentaculítidos, crinoides, ostrácodos, restos de trilobites, gas-terópodos, ortocerátidos y foraminíferos. Hacia el techo son más arcillosas, con interbancos lutíticos, menor contenido en fauna y bioturbaciones piritizadas. En base a conodontos, la base de la caliza pertenece al Eifeliense más alto, el grueso del tramo es Givetense y los últimos metros podrían pertenecer al Frasnense; b) Unos 50 metros de calizas nodulares, predominando packestones finos de crinoides en la parte alta. Se atribuyen al Frasnense; c) 60 metros de calizas más claras o rosadas en capas de 20-30 cm con lentes de sílex y calizas en capas centimétricas con alguna base canaliforme y laminación paralela, "hummocky" y ripples de oleaje. En la parte superior las calizas son muy arenosas, conteniendo conodontos del Frasnense (BOERSMA, 1973). El límite con la Fm. de Esquistos de Sahún es transicional pero rápido, correspondiendo a una profundización del medio sedimentario. Los tres tramos distinguidos en la formación de Renanué se interpretan como depósitos de plataforma carbonática que gradan a barras con desarrollo pararecifal, terminando por facies de tempestitas proximales.

2.3.7. Areniscas laminadas y lutitas con niveles carbonáticos. Fm. de esquistos de Sahún (13). Frasnense

Aflora sólo en la Unidad tectónica de Las Paúles, y constituye la unidad más moderna del ciclo Hercínico preservada en el área de la cartografía. Sin embargo en la vecina Hoja de Benasque se encuentran encima series calizas del Carbonífero seguidas de la clásica facies Culm. De acuerdo con SANZ (1995) en la serie del Km 73 de la carretera de las Paúles la formación de Sahún tiene entre 20-50 metros y consiste en capas finas de calizas arenosas alternando con lutitas. Las bases de las calizas son erosivas, con marcas de base y relleno por laminación paralela, ondulada y "hummocky". Se componen de hasta un 25% de granos de cuarzo y fósiles relativamente poco fragmentados, crinoides, tentaculites, foraminíferos aglutinados y braquiópodos frasnenses (lista en DALLONI, 1910). Se interpretan como tempestitas depositadas en una plataforma media a distal. Los conodontos de la parte basal pertenecen a la Zona B. Rhenana Superior, del Frasnense superior.

2.4. CARBONIFERO Y PERMICO

2.4.1. Depósitos piroclásticos y lavas andesíticas. Fm. de Erill Castell (14). Estefaniense

Es la primera de las "series posthercínicas" presentes en la cartografía. Ha sido definida por MEY (1968) y NAGTEGAAL (1969) en los alrededores del pueblo de Erill Castell, donde tiene un espesor de unos 350 metros. En la Unidad tectónica de Las Paúles se estima un espesor superior a 500 metros. Localmente en su base hay un nivel discontinuo de brechas de ladera sin estratificar con clastos paleozoicos angulosos (serie de Erill Castell) o capas estratificadas de brechas depositadas por procesos de arroyada. El grueso de la formación consiste en

depósitos piroclásticos de coloración blanquecina y coladas ignimbríticas de andesita basáltica de color oscuro con tonos verdes. Los depósitos piroclásticos se componen de brechas angulosas de rocas ígneas generalmente gradadas, que pueden estar retrabajados por procesos aluviales y presentar estratificación cruzada y canalizaciones. En Erill Castell, la colada donde se asienta el pueblo alcanza 200 m de espesor y está limitada al este por una falla normal sinsedimentaria NNW-SSE trazada por BESLY et al. (1991). Del mismo modo en la Unidad de Las Paúles al sur de Buyelgas los depósitos volcanoclasticos están limitados por una falla NE-SW, interpretada como una falla normal sinsedimentaria fosilizada por el Buntsandstein y cuyo salto se ha invertido completamente. La edad de la formación se atribuye al Estefaniense en base a su relación lateral con la Fm. de Malpás y porque se superpone a la Fm. de Aguiró, datada como Westfaliense superior D.

2.4.2. Arcillas oscuras, areniscas, conglomerados, capas piroclásticas y capas de carbón. Fm. de Malpás (15). Estefaniense Superior C - Autuniense Inferior

Esta unidad ha sido descrita por MEY (1968), NAGTEGAAL (1969) y BESLY et al. (1991). El principal afloramiento se localiza en los alrededores de Erill Castell-Peranera, con un espesor máximo de 300 m conteniendo capas de carbón (antracita) que fueron explotadas en las minas de Malpás. En el resto del área cartografiada la formación está ausente o tiene un espesor muy reducido. Consta de los siguientes tramos: a) Areniscas finas y arcillas lacustres, que lateralmente pasan a depósitos de "debris flow" conglomerático y de "mélange" con bloques de areniscas y olistolitos de caliza devónica en una matriz arcillosa deformada. El tramo termina con 20-30 m de cineritas tipo lapilli. b) Arcillas y areniscas lacustres y aluviales, con capas de carbón más importantes en la parte alta. El tramo termina nuevamente por un nivel piroclástico continuo. c) Conglomerados y areniscas compuestos de material volcánico, en paleocanales fluviales con superficies de acreción lateral y paleocorrientes dirigidas hacia el sur. Entre los paleocanales hay sedimentos de desbordamiento formados por arcillas y silts y capas piroclásticas de poca entidad. Abundan los paleosuelos con marcas de raíces y nódulos de siderita, y asociadas a estas facies hay arcillas ricas en materia orgánica y capas de carbón sedimentadas en turberas. d) Conglomerado con cantos gruesos de rocas volcánicas, seguido de lutitas grises. La base del conglomerado erosiona profundamente al tramo infrayacente. GISBERT (1981) sitúa en esta disconformidad la base de su "Unidad de Tránsito". El cambio a la Fm. de Peranera coincide con un cambio de coloración de tonos grises oscuros a rojizos. Las megaflores (ver lista en DALLONI, 1930; NAGTEGAAL, 1969 y TALENS y WAGNER, 1995) determinan una edad Estefaniense superior C, mientras que la "Unidad de Tránsito" ha proporcionado en otras localidades floras autunienses (Pérmico).

2.4.3. Lutitas y areniscas rojas. Fm. de Peranera (16). Autuniense

Definida por NAGTEGAAL (1969), corresponde a la "Unidad Roja Inferior" de GISBERT (1981), faltando en el área cartografiada la "Unidad Roja Superior" de edad Saxoniense descrita más al este por el citado autor. La Fm de Peranera aflora de forma discontinua en las Unidades de Los Nogueras y la Zona Axial debido a la discordancia del Buntsandstein. En el informe de las Paúles supera los 200 metros de espesor y en la Unidad de Las Paúles tiene 140 metros en el Barranco de la Paul a la altura de La Cogulla. En los afloramientos de la zona Axial se han preservado localmente escasos metros, salvo en el Barranco de Peranera donde hay más de 50 metros. La formación está formada predominantemente por lutitas de color rojo vinoso, con algunos niveles de paleosuelos y nódulos de caliche. Esporádicamente intercalan pequeños canales de areniscas y microconglomerados mal clasificados. Las arenas están compuestas de sericita, clorita, cuarcita y filita y en menor proporción cuarzo, caliza y

feldespatos, con granos angulosos, indicando que se trata de depósitos inmaduros (NAGTEGAAL, 1969). En la Unidad de Gotarta intercala varios niveles de cenizas volcánicas. Se interpreta como facies distales de llanura aluvial, depositadas en un clima semiárido. BROUTIN & GISBERT (1985) citan en Gotarta una asociación de flora Autuniense con: *Lebachia piniformis*, *Walchia* sp., *Odontopteris* sp., *Odontopteris* cf. *lingulata*, *O.* cf. *dufrenovi*, *Ullmannia* sp., *Cordaite* sp., *Poacordaite* sp. y lamelibranquios: *Anthracomya* df. *goldfussi*.

2.5. PÉRMICO Y TRIÁSICO

2.5.1. Conglomerados y areniscas. Miembro de Igüerri (17). Thuringiense

Se encuentra sólo en un reducido afloramiento triangular al norte de Igüerri, entre el Devónico y el Buntsandstein. Este afloramiento corresponde a un paleovalle abrupto con el flanco oriental limitado por una falla norte-sur y relleno por un máximo de 275 metros de conglomerados y areniscas con estratificación cruzada, dispuestos en canales amalgamados. Los cantos, bien rodados, de cuarzo, cuarcita, chert y rocas paleozoicas pueden alcanzar 16 cm de diámetro. Se interpretan como depósitos fluviales proximales de tipo trenzado. NAGTEGAAL (1969) lo sitúa por criterios petrográficos como un miembro del Buntsandstein, criterio que hemos adoptado.

2.5.2. Lutitas, areniscas y conglomerados. Facies Buntsandstein (18). Thuringiense-Anisiense

Es una formación rojiza de carácter continental formada por lutitas y en menor proporción areniscas y conglomerados. Se encuentra discordante sobre las formaciones posthercínicas infrayacentes, cortando estratos más antiguos hacia el norte con un ángulo que localmente supera los 30 grados. La angularidad puede observarse bien en panorámica al sur del pueblo de Erill Castell. En los afloramientos de la Zona Axial situados al oeste del río Noguera de Tor, el Buntsandstein recubre el Paleozoico, acuñándose sobre la superficie de discordancia tanto en sentido norte como según la dirección NW-SE de las capas. Este acuñamiento conlleva además una evolución a facies finas. MEY (1968) cita un espesor de 214 m en el río Ribagorça, que se reduce a unos 160 metros al este y oeste del citado río. En las Unidades de Los Nogueras la serie es completa, con una potencia de unos 220 metros.

La sedimentología ha sido estudiada principalmente por NAGTEGAAL (1969). La sucesión vertical cuando está completa se inicia por conglomerados de hasta 15 cm de diámetro y/o areniscas gruesas en canales laxos y poco incisos, rellenos por sets de estratificación cruzada tabular y en surco. Sigue un tramo potente de lutitas con algunas intercalaciones delgadas de areniscas, terminando con un nuevo intervalo de paleocanales arenosos y conglomeráticos formando cuerpos muy continuos. Petrográficamente los conglomerados están formados por cantos de cuarzo, cuarcita y chert bien redondeados. Las areniscas son sublitoarenitas con granos de cuarzo y cantidades pequeñas de cuarcita, chert y moscovita y las lutitas se componen principalmente de illita, tienen marcas de raíces y algunos nódulos de caliche. A nivel de afloramiento, la presencia abundante de mica es un buen criterio para diferenciar el Buntsandstein de la Fm. de Peranera. Las paleocorrientes de las barras medidas en el borde de la Zona Axial entre el río Ribagorça y Erill Castell se dirigen hacia el suroeste. Se ha sugerido un modelo deposicional de río trenzado con una evolución vertical de mucha carga gruesa a poca y un clima de tipo sabana. La edad establecida fuera del área cartografiada por conjuntos palinológicos (síntesis en CALVET et al. 1993) es Thuringiense (Permico superior)-Anisiense (Triásico inferior).

A techo de las facies rojas del Buntsandstein se encuentra una “Unidad de Lutitas” généticamente relacionada con la facies Muschelkalk. Se compone de unos 16 m de lutitas grises, verdes y rojas de aspecto hojoso, con capas delgadas onduladas de dolomías y niveles de domos estromatolíticos, interpretados como sedimentos de llanura de inundación con influencia marina. Estas facies gradan rápido a la base del Muschelkalk y pueden observarse bien al este de Gotarta bajo el cabalgamiento inferior de Nogueras. En Igüerri CALVET et al. (1993) encuentran un conjunto palinológico donde la presencia de *Illinites kosankei* y *Stellapollenites thiergartii* y la ausencia de *Praecirculina granifer* determinan una edad Anisiense inferior para esta Unidad.

2.5.3. Calizas y dolomías tableadas. Facies Muschelkalk (19). ¿Anisiense?-Ladiniense-Carniense

Consiste en una barra de calizas y dolomías de unos 80 m de espesor, que aflora estructuralmente discontinua entre el Keuper. La serie clásica del Túnel de Lavaix situado 4 km al sur de Pont de Suert ha sido descrita por MEY (1968) y FRECHENGUES y PEYBERNES (1991). Estos últimos autores distinguen un tramo calizo inferior con una microfauna de afinidad anisiense representada por *Meandrospira* gr. *pusilla-dinarica*, seguido por un tramo lutítico con piroclastos traquíticos o riolíticos y encima un nuevo paquete carbonático. En la margen izquierda del río Noguera de Tor el paquete superior se inicia por 15 m de brechas poligénicas caóticas interpretadas como un olistostroma.

Para una descripción más amplia usaremos las Unidades descritas por CALVET et. al (1994), que se aplican a cinco columnas estratigráficas en las localidades de Malpàs, Igüerri, Castelló de Tor, Abella y Urmella: a) Unidad de Dolomías margosas. Está formada por 2-6 m de dolomicritas margosas ocreas a grises en capas finas laminadas con pseudomorfos, estromatolitos y brechas, a techo se sitúa un nivel decimétrico de lutitas grises. Contiene en otras localidades un conjunto palinológico que indica una edad Ladiniense superior. b) Unidad de Calizas grises. Tiene hasta 55 m de potencia y está formada por calizas parcialmente dolomitizadas en estratos hasta 2 m de espesor, con predominio en la parte inferior y media de mudstones-wackestones y en la parte superior de packstones, terminando por un nivel de packstones-grainstones de bioclastos. Los componentes principales son fragmentos de bivalvos, equinodermos y foraminíferos, entre otros *Nodosoria* sp., *N. ordinata*, y fuera de la Hoja un conjunto de Involutinidae, determinando una edad Ladiniense superior. c) Unidad de Calizas y/o dolomías tableadas. Son unos 30 metros de mudstones y/o dolomicritas tableadas con laminación fina. Se observan laminaciones criptoalgales, pseudomorfos y niveles de brechas. Fuera de la Hoja contiene un conjunto palinológico de edad Carniense. El conjunto del Muschelkalk se interpreta como sedimentos de rampa carbonática somera, que evoluciona a sabkha carbonática en su parte alta, gradando a la facies Keuper.

2.5.4. Lutitas versicolores, yesos, y carniolas. Facies Keuper (20). Carniense-Noriense

La facies Keuper aflora extensamente en la zona de Los Nogueras y en los afloramientos de calizas mesozoicas de Aulet y Viu de Llevata. Su espesor (180-200 m) normalmente es difícil de evaluar debido a la importante deformación interna y a las intrusiones de sills de ofitas (3). La sucesión estratigráfica del corte clásico del Túnel de Lavaix ha sido descrita por MEY (1968) y sus tramos coinciden con las Unidades estratigráficas de SALVANY (1990): a) 69 m de lutitas de color gris, crema y verde alternando con capas delgadas de dolomicritas laminadas, con brechas y estromatolitos. La base es un tránsito gradual con la parte alta del Muschelkalk. Corresponde a la “Unidad de Lutitas grises y carbonatos” interpretada como

facies lagunares costeras. CALVET et. al (1993) citan en el corte de Noguera de Tor un conjunto palinológico con *Classopolis*, *Ovalipollis ovalis*, *Triadispora* sp., que determina una edad Noriense; b) 37 m de lutitas rojas y en menor proporción verdes, con crecimientos de yeso en los últimos metros. Corresponde con la “Unidad de Arcillas rojas” y se interpreta como depósitos de llanura fangosa; c) 6-8 m de lutitas alternando con capas de yeso laminar o nodular. Corresponde a la “Unidad de Lutitas yesíferas versicolores”; d) unos 60 m de yesos blancos y grises laminados, con coloraciones rojas y verdes en la base. Corresponde a la “Unidad de Yesos blancos” y se interpreta como facies de laguna evaporítica. En otras localidades como el Congosto de Obarra se observa que la sucesión descrita se completa con unos 13-45 m de lutitas verdes con intercalaciones de capas delgadas de calizas y dolomías, que pasan transicionalmente a la parte inferior de la Fm. de Isábena. Corresponde a la “Unidad de Lutitas verdes y carbonatos” y se interpreta como depositada en un ambiente de lagunas costeras. Contiene en localidades situadas fuera de la Hoja una asociación palinológica que podría ser ya Retiense.

2.6. INFRALIAS Y LIÁSICO

2.6.1. Calizas, dolomías y brechas (21). Retiense-Sinemuriense

Esta unidad cartográfica agrupa cinco unidades estratigráficas establecidas por GARRIDO-MEGIAS y RIOS-ARAGÜES (1972), de espesor reducido pero facies distintivas. La sucesión completa se observa en pocas áreas, debido a un contacto normalmente fallado con el Keuper, a la erosión del Cretácico inferior y a la extensión limitada de los afloramientos.

- a) “Calizas Inferiores”. En el Congosto de Obarra (río Isábena) tienen 38 m de espesor divididos por MARQUEZ et al. (1994) en tres unidades agrupadas como la formación de Isábena: a) Miembro de Dolomías y lutitas de Bruguet (10 m). Se inicia por un paquete de dolomías seguidas de lutitas con una intercalación delgada de carniolas; b) Miembro de Calizas oolíticas de Bonança (11 m). Se compone de una alternancia de mudstones-wackestones tableados con ostrácodos, peloides, calcisferas y coprolitos y capas de packstones-grainstones de oolitos y de intraclastos; y c) Miembro de Calizas tableadas de Colobó (17 m) formado por mudstones tableados con laminación y en su parte alta pseudomorfos y estructuras de desecación. El conjunto se interpreta como depósitos de plataforma poco profunda, más restringida en la parte superior. La edad del Miembro de Calizas de Bonança es Noriense s.s. terminal?-Retiense s.l. inferior, en base a la presencia del foraminífero *Gandinella falsofriedli*.
- b) “Brecha ferruginosa”. En contacto brusco se encuentran 8 m (río Isábena) de brechas con cantos de ofitas y calizas, dispuestos en capas centimétricas laminadas y granoclasificadas, entre una matriz de arcillas ferruginosas de color rojo. Puede observarse también 600 m al noreste de Betesa y dos kilómetros al oeste de Pallerol (pista forestal), donde hemos encontrado un nivel de lavas en su parte inferior. Se interpreta como un depósito piroclástico de edad Hettangiense por comparación con la cuenca de Aquitania.
- c) “Calizas con ostrácodos y calcoesquistos bituminosos”. En el río Isábena consiste en unos 10 metros de calizas finamente estratificadas con interbankos centimétricos más margosos y bituminosos. Son mudstones con ostrácodos, gasterópodos, lamelibranquios y radiolas de diademopsis, interpretados como facies de plataforma restringida. Su edad se atribuye al Hettangiense.

- d) “Brecha dolomítica”. Son 34 metros (río Isábena) de dolomías y brechas mal estratificadas, con textura oquerosa. En el Barranco de san Adrián (Turbón) las brechas están envueltas en una matriz limosa. Se interpretan como brechas de colapso en una plataforma interna carbonática y evaporítica. Por su posición estratigráfica se atribuyen al Hettangiense.
- e) “Calizas y dolomías listadas” y “Calizas oolíticas”. Su espesor es de unos 50 m en el Arroyo de la Mola (la base no aflora) y unos 48 m en el Turbón. Consisten en calizas bien estratificadas con un tramo inferior formado por ciclos somerizantes de escala métrica desde grainstones-packstones de intraclastos y bioclastos a mudstones con laminaciones algales, y un tramo superior, menos potente, compuesto por calizas oolíticas y bioclásticas con foraminíferos y dasycladáceas, formando pequeñas barras con secuencias granodecrescentes. El techo es un suelo endurecido ferruginoso con acumulación de ammonites, pectínidos y belemnites. Su edad es Hettangiense terminal-Sinemuriense.

2.6.2. Margas y margocalizas con intercalaciones de calizas bioclásticas (22). Pliensbachiense-Aalenense Superior

Sobre las calizas sinemurienses yace en contacto litológico brusco una serie predominantemente margosa de espesor variable: Tiene 95 m en el río Ribagorça (tres kilómetros al sur de Pont de Suert), 49 m en el Arroyo de la Mola, 48 m al norte de Alins, y unos 50 m en el río Isábena y Turbón. Presenta dos tramos diferenciados, siendo el primero donde se observan las mayores variaciones de espesor:

- a) Margas y margocalizas nodulosas dispuestas en tres ciclos que terminan en capas más carbonáticas con acumulación de fauna, normalmente calizas bioclásticas ocreas con pectínidos, braquiópodos, belemnites y ammonites, techos bioturbados y óxidos de hierro. En Pont de Suert sólo el techo del tercer ciclo coincide con un nivel bioclástico importante. Se han interpretado RAMON (1989) como ciclos de somerización en ambiente de plataforma externa. FAURE (1984) data este tramo como Pliensbachiense-base del Toarciense superior. Según este autor, la parte inferior del Carixiense y la zona de *Bifrons* del Toarciense medio presentes en Pont de Suert desaparecen al oeste del río Ribagorça, determinando una zona subsidente en Pont de Suert y una zona de umbral en el Alto Aragón.
- b) Margas oscuras pobres en fauna, que progresivamente intercalan margocalizas con acumulaciones de braquiópodos y lamelibranchios y capas de calcisiltitas que pueden presentar granoclasificación y laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. Esta sucesión termina en una lumaquela con *Gryphaea sublobata*, seguida de escasos metros de calizas margosas con oncolitos y acumulaciones de serpulidos. Se interpreta como una secuencia de somerización con un cambio brusco desde facies de *offshore* y *shoreface* inferior a plataforma interna. La edad de este tramo es Toarciense superior-Aalenense.

2.7. DOGGER Y MALM

2.7.1. Dolomías y calizas con tramos brechosos (23). Aalenense Superior-Portlandense.

El espesor es muy variable debido a la discordancia del Cretácico inferior. Tiene 570 m en el Cerro del Mirabet junto a Pont de Suert, reduciéndose hacia el sur hasta desaparecer en las proximidades de Viu de llevata y en Betesa. Del mismo modo, en el río Isábena, la serie inmediata-

mente al norte del Congosto de Obarra tiene 586 m, disminuyendo desde este punto hacia el norte y el oeste hasta estar totalmente erosionado en algunos afloramientos del Turbón.

Los principales trabajos son de PEYBERNES y PAPON (1968), DELMAS et al. (1971), GARRIDO-MEGÍAS (1973) y PEYBERNES (1976). Describiremos la serie del Mirabet que es la más completa y menos dolomitizada. Tiene 570 m de espesor divididos en:

- a) 146 m de dolomías negras. Los primeros 62 m son dolomías (doloeparitas y dolomicroesparitas) cuyo tamaño cristalino se incrementa desde la base hasta la parte media del tramo y decrece hacia el techo. La base contiene oncolitos y en general se observan fantasmas de bioclastos y oolitos y estratificación cruzada. El techo es una superficie irregular con concavidades rellenas por lutitas grises con alteraciones anaranjadas de oxidación. Los restantes 84 m se inician por algunos metros de dolomías finamente cristalinas y capas de brechas heterolíticas dispuestas en láminas con evidencias de transporte. Hacia la parte media-alta el tamaño cristalino se incrementa observándose numerosos trenes de ripples. El techo es una superficie corroída y ferruginizada de extensión regional. El conjunto se interpreta como facies de barras formando dos ciclos separados por superficies de emergencia. Por su posición estratigráfica se infiere una edad Aalenense sup.-Bathonense inferior.
- b) 10 metros de margas grises con carófitas y ostrácodos e intercalaciones de capas de calizas mudstones y capas oolíticas. En el congreso de Obarra, estas margas contienen numerosos nódulos ferruginosos. Corresponden a facies de plataforma restringida. RAMON et al. (1992) han determinado una asociación de ostrácodos del Bathonense superior con: *Micropneumatocythere postrotunda*, *Timiriasevia mackerrowi*, *Fabanella bathonica* y *Bisulcocypris tenuimaginata*.
- c) 144 m de calizas y dolomías. En la parte inferior los "burrows" están preferentemente dolomitizados, confiriendo un aspecto vermiculado a las calizas. Alternan calizas "mudstones" con paquetes de packstones-grainstones con oolitos y bioclastos rodados. Los últimos 43 m muestran una secuencia somerizante. Contienen dasycladáceas, trozos de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos. Se interpretan como facies de plataforma de ambiente sub a intermareal. Se han determinado: *Kurnubia*, *Alvesepta?*, *Pfenderina*, *Pseudocyclammina*, *Parurgonina*, *Everticyclammina*, *Rectocyclammina?*, *Nautiloculina*, *Trocholina*, *Ataxofragminidos*, *Neokilianina*, *Chablaisia?*, *Valvulina lugeoni*, *Siphovalvulina*, *Cayeuxia*, *Salpingoporella?*. La edad es Oxfordiense -Kimmeridgiense. El Calloviense y parte del Oxfordiense no están caracterizados, por lo que se asume una importante laguna entre este tramo y el anterior.
- d) 15 m de brechas con clastos angulosos (hasta 15 cm) formados por distintos tipos de dolomías. Se interpreta como una brecha de pendiente, producto de la erosión del sustrato. Corresponde a la Brecha Poligénica Kimmeridgiense de GARRIDO-MEGÍAS (1973).
- e) 192 m de calizas y dolomías. Predominan los mudstones oscuros a veces limosos en capas tableadas, con finas laminaciones algales. Hacia la parte media se intercalan paquetes de "packstones-grainstones" con bioclastos rodados y escasos oolitos. En la parte superior los techos de capa están muy bioturbados, con concentraciones de bioclastos y ostreidos. Se han determinado: *Alveosepta*, *Choffatella?*, *Everticyclammina virguliana?*, *Pseudocyclammina lituus*, *Nautiloculina*, *Lenticulina*, *Trocholina*, *Textularia*, además de dasycladáceas, gasterópodos, lamelibranquios, algún fragmento de coral y espículas de

esponjas. Se interpretan como facies perimareales. La edad es Kimmeridgiense-Portlandense.

- f) 63 m de dolomías grises bien estratificadas, de cristalinidad fina y con zonas brechificadas. Este tramo constituye también el techo de la sucesión en el Congosto de Obarra.

2.8. CRETÁCICO INFERIOR

2.8.1. Calizas con oolitos, trocholinas, carófitas, oncolitos y gasterópodos (24). Neocomiense-Aptiense

Esta unidad es un equivalente de las “Calizas con Trocholinas y dasycladáceas” y las “Calizas con Carófitas” que afloran en la sierra del Montsec. En el área cartografiada no había sido hasta el momento caracterizada. Se encuentra sólo al este de la Sierra de Sis, con espesores muy variables. Al oeste de la citada Sierra, CALVEZ (1989) describe en Bonança un delgado horizonte con carófitas neocomienses. El espesor máximo de 225 m se alcanza en la Sierra Fallada a nivel del río Ribagorça:

- a) Unos 25 m parcialmente cubiertos de calizas irregularmente dolomitizadas. Son mudstones de color marrón claro con miliólidos.
- b) 20 m de brechas con clastos angulosos hasta 25 cm de dolomías oolíticas, dolomicritas y micritas grises.
- c) 180 m de “wackestones” oscuros con oncoides, carófitas, gasterópodos, intraclastos y niveles de brechas. Corresponden a facies de ambiente marino restringido. En los primeros 25 m se intercalan capas de grainstones y capas con acumulaciones de foraminíferos y algas, con: *Andersenolina cherchiai*, *Andersonina* sp., *Nautiloculina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Glomospira* sp., *Salpingoporella* sp., miliólidos, textuláridos, bivalvos, equínidos y ostrácodos. Al NW de Santorens (Roca Carandollas) en capas ricas en oolitos y trocholinas hemos determinado: *Andersonina elongata*, *A. alpina*, *A. cf. alpina*, *A. cherchiai*, *A. molesta*, *Arenobulimina cochleata*, que caracterizan el Neocomiense y posiblemente el Barremiense. Atribuimos el techo de la Unidad al Aptiense por la presencia de *Iraqia* en la parte alta de la sucesión.

Siguiendo el afloramiento de Sierra Fallada hacia el este, la sucesión descrita se acuña contra el Jurásico, de forma que en la carretera a Viu de Llevata el Aptiense de la Unidad (26) se encuentra sobre las “Calizas con ostrácodos” del Hettangiense. Un poco más al norte, en el Tossal del Solar, fueron cortados en un sondeo para el futuro Túnel de Malpás 69 m de calizas con carófitas y gasterópodos alternando con paquetes de brechas.

2.8.2. Margas con ammonites y equínidos (25). Aptiense

Han sido observadas al norte de Pallerol, al sur de Castarné y en la pista que desde el Puerto de Viu asciende a la Sierra Fallada. Son unos 30 m máximo de margas grises con intercalaciones de calizas arcillosas. Contienen espículas de esponjas, equínidos y moldes de ammonites mal conservados. Se interpretan como facies de plataforma externa. Se le atribuye una edad Aptiense por su posición estratigráfica entre las Unidades (24) y (26).

2.8.3. Calizas con rudistas, miliólidos y orbitolinas (26). Aptiense

Al menos una parte de esta Unidad es equivalente de la Fm. de Senyús definida fuera (al este) del área cartografiada. El espesor máximo es de unos 350 metros en la transversal de la cumbre de la Sierra Fallada, mientras que en la escama al norte de Viu de Llevata hemos medido un espesor máximo de 100 metros. Se inicia típicamente por mudstones-wackestones con trozos de rudistas, algunos corales, gasterópodos, miliólidos y orbitolinidos no diferenciados (*Palorbitolina* u *orbitolina*), en facies de plataforma interna. Sigue un intervalo de calizas margosas que en Pallerol contiene orbitolinas aptienses: *Orbitolina* (M.) *texana*, *Orbitolinopsis* sp. además de ostrácodos, textuláridos y abundantes fragmentos de equinodermos. La parte alta es un conjunto de calizas con rudistas, corales, ostreidos y barras de bioclastos.

2.8.4. Margocalizas y margas. Fm. de Lluçà (27). Aptiense Superior-Albiense Inferior

Hay un pequeño afloramiento en la esquina sureste de la Hoja que consiste en una sucesión rítmica de margocalizas y margas con espículas y ammonites. Este afloramiento, tectónicamente invertido, tiene continuidad cartográfica con la localidad tipo de la Fm. de Margas de Lluçà en el río Flamiçell. Más problemática es la atribución a esta formación de las margas y margocalizas con esponjas que afloran en los alrededores de Viu de Llevata. Estas margas cubren en contacto brusco las calizas aptienses donde se ha incidido el Barranco de Viu y superiormente se indentan con las calizas que forman las paredes del Tossal del Solar. El ambiente deposicional es de talud de plataforma-cuenca. Su edad se atribuye al Clansayesiense (Aptiense superior)-Albiense inferior por comparación con su localidad tipo bien datada por ammonites.

2.8.5. Calizas con rudistas, corales, melobesias y orbitolinas. Fm. de San Roque (28). ¿Aptiense Superior?-Albiense Medio

Esta Unidad se superpone directamente al Jurásico al oeste de la Sierra de Sis. En el collado al norte del pico de Santa Lucía hemos observado un delgado depósito de bauxitas entre esta formación y las calizas kimmeridgienses. Al este de la Sierra de Sis la formación de San Roque está en continuidad con los sedimentos aptienses. Su espesor es muy variable debido a que se acuña sobre el sustrato jurásico. En su localidad tipo, la ermita de San Roque junto al pueblo de Bonança, consiste en 104 m de packstones-grainstones esparíticos con orbitolinas, algas melobesias, rudistas y corales. A techo hay un nivel coralino cubierto por un suelo endurecido ferruginoso. PEYBERNES (1976) describe en esta localidad una serie de 50 m con *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *M. texana*, *M. minuta*, *Coskinolinella daguini*, *Hensonina lenticularis*, *Agardhiellopsis cretacea* y *Paraphyllum primaevum*, determinando una edad Albiense inferior-medio. Sin embargo, la serie de la borda de Ansuils situada 4 km al oeste de Bonança con 230 metros de espesor es mucho más completa por su base que la serie tipo. Las facies son más internas, predominando "wackestones" de miliólidos y orbitolinas cónicas y bancos de rudistas. La microfauna examinada *Orbitolina*/*Palorbitolina*, *Orbitolina* (M) *parva*, *Sabaudia*, *Bolivinopsis capitata*, *Simplorbitolina*?, se extiende entre el Aptiense superior y el Albiense s.l. En otras localidades como al norte de Calvera o en la ermita de las Aras los últimos metros de esta formación son biohermes coralinos con numerosos suelos endurecidos ferruginosos.

2.8.6. Calizas con corales, rudistas, melobesias y orbitolinas. Fm. de Cruz (29). Albiense Medio

Definida en el pico de la Cruz de Bonança, está formada por parches arrecifales de corales y en menor proporción rudistas, con matriz "packstone-grainstone" de algas rojas y orbito-

linas. A menudo intercalan paquetes de calizas bioclásticas con estratificación cruzada. Los parches arrecifales progradan en este área hacia el SW, pasando en lateral a las margas de la formación de San Martín. En el kilómetro 122 de la carretera Pont de Suert-Arén se observa por contra un paso a margas hacia el este. Estas variaciones están relacionadas con el relleno de pequeñas cuencas creadas por fallas extensionales. Junto al pueblo de Betesa la Fm. de Cruz está discordante sobre lutitas rojas y grises del Keuper. La Fm. de Cruz es litológicamente similar a la Fm. de San Roque y en ausencia de criterios faunísticos sólo la relación lateral con las “Margas de San Martín” permite discriminarlas.

2.8.7. Calizas bioclásticas. Fm. de Cruz (30). Albiense Medio

En la Sierra de Las Aras los paquetes de calizas bioclásticas que se intercalan entre las “Calizas de Cruz” y las “Margas de San Martín” tienen entidad cartográfica. Son “grainstones” bioclásticos de color ocre, ferruginosos y con escasa proporción de cuarzo. Localmente se observa estratificación cruzada de escala media. Se interpretan como barras costeras.

2.8.8. Margas, margocalizas y calizas bioclástico-arenosas. Fm. de San Martín (31). Albiense Medio-Superior

Formación característica del territorio al oeste de la Sierra de Sis. Su espesor es variable, hemos medido 63 m en Bonança, 170 m en la Sierra de Las Aras, 106 m en San Martín (localidad tipo), 114 m en la Pica Cabrera y 338 m en el barranco de Pegá donde se halla muy indentada con las “Calizas de Cruz”. Presentan tres facies diferenciables: 1) Margas y margocalizas grises ricas en orbitolinas y trozos de corales. Corresponden al talud de la plataforma arrecifal de las “Calizas de Cruz”, rellenando pequeñas áreas depocentrales 2) Margas finas y oscuras muy pobres en fauna. Forman cuñas poco potentes intercaladas entre los parches arrecifales, correspondiendo a facies transgresivas. 3) Margas finas y oscuras con intercalaciones de margocalizas nodulosas donde se concentran corales solitarios, ostreidos y braquiópodos. Abundan los restos vegetales de pequeño tamaño y localmente nódulos de *septaria*. Estas facies son características del sinclinal de Alins, la Sierra de Las Aras y los afloramientos más noroccidentales de la Hoja. En estos últimos, donde se sitúa la localidad tipo, las margas son más arenosas y pueden intercalar capas gruesas de areniscas y conglomerados de cemento calcáreo y grainstones de bioclastos. Estas facies se interpretan como de lagoon con abundante aporte terrígeno.

En el sinclinal de Alins, Sierra de Las Aras y Tossal de Pegá, su edad es Albiense medio, por contra, en la serie tipo de San Martín su edad es Albiense superior, con *Neorbitolinopsis conulus*, *Paracoskinolina casterasi*, *Hensonina lenticularis*, *Mesorbitolina gr. texana-aperta* (PEYBERNES, 1976). Debe precisarse que en San Martín la base es un contacto por falla con el Keuper.

2.8.9. Margas con ostrácodos (32). Albiense Superior

Esta unidad se encuentra sólo en los alrededores de Pallerol. Corresponde a parte de la unidad de “Margas y calizas ferruginosas inferiores con orbitolinas” de PEYBERNES (1976). Su espesor estimado es de unos 100 m. Son margas finas oscuras con escasa intercalaciones de margocalizas, ricas en ostrácodos albienses. PEYBERNES (1976) cita entre otros *Pontocyprella maynci*, *Cythereis buechlerae*, *Cytherella gr. ovata*, *C. gr. parallela*. El citado autor las considera un equivalente lateral de las “Margas de San Martín”, criterio que hemos adoptado.

2.8.10. Calizas bioclásticas con cuarzo y calizas rojas con rudistas y corales. Fm. de Pegà (33). Albiense Superior

Definida en el Tossal de Pegà- Partida de Las Colladas, localidades situadas al norte del pueblo de Calvera en la vertiente del río Isábena. Su base es un contacto discordante sobre la Fm. de Cruz o la Fm. de San Roque y su techo es un contacto litológico brusco bajo las "Areniscas del Turbón". El espesor máximo es de 59 m. Es un conjunto de calizas ocreas "calcarenitas mixtas" con bioclastos y arena de cuarzo. Tiene niveles ricos en orbitolinas y estratificación ondulada y cruzada. Es característica una coloración rojiza ferruginosa, con tonos versicolores por bioturbación. Localmente en su parte alta hay bancos de rudistas. Se interpretan como barras costeras transgresivas.

En la Sierra Fallada, al este de la Sierra de Sis, las facies predominantes en la parte inferior son "packestones-grainstones" de color gris con orbitolinas, algas rojas y zonas muy bioturbadas con brechificación intraformacional, mientras que en la parte superior predominan bancos de rudistas y corales con matriz micrítica rojiza y horizontes de condensación ferruginizados. El techo es una espectacular superficie de erosión tapizada por nódulos ferruginosos. Encima yacen las "Margas de Sopeira" (37), rellenando las morfologías creadas por pequeñas fallas. En la prolongación de la Sierra Fallada al oeste del río Ribagorça, esta Unidad consiste en 90 m de "packestones" y "grainstones" con alternancias de capas con bioclastos de tamaño arena y capas formadas exclusivamente por orbitolinas. A techo se sitúan aquí las areniscas y calizas de las formaciones de Turbón y Aulet (34,35).

Por su posición estratigráfica correlacionamos la Fm. de Pegà con las "Calizas ferruginosas inferiores con orbitolinas" de Peybernès (1976) de edad Albiense superior.

2.8.11. Areniscas, conglomerados y lutitas oscuras carbonosas. Fm. de Areniscas del Turbón (34). Albiense Superior-Vraconienso

Las "Areniscas del Turbón" (SOUQUET, 1967) se extienden por el territorio situado al oeste del río Ribagorça, recubriendo en discordancia distintas formaciones, desde el Albiense al Liásico. En la montaña del Turbón y Bonança tienen 27 m de potencia, alcanzándose máximos superiores a 100 m en la escama de San Martín-Dos-Buyelgas. Las variaciones de espesor pueden ser bruscas como en la Cruz de Bonança donde en menos de un kilómetro hay una reducción hacia el norte desde 75 m a 2 m. Presenta dos tipos de asociaciones litológicas:

- a) Lutitas oscuras carbonosas predominantes, que intercalan areniscas cuarcíticas en capas tabulares y canales de pequeñas dimensiones con paleocorrientes hacia el SE. Las lutitas pueden presentar delgadas vetas de lignito, que fueron objeto de catas mineras, eflorescencias sulfurosas y sobrecrecimientos de yeso. Los canales incorporan numerosos cantos blandos y restos de plantas, DALLONI (1910) menciona hojas de *Zamites* y ramas de coníferas. La fauna es muy escasa y de condiciones salobres, ostreidos y bivalvos milimétricos localizados generalmente en lutitas laminadas. Se interpretan como facies de llanura pantanosa. La asociación litológica descrita se encuentra en la escama tectónica que contiene los pueblos de San Martín, Dos y Buyelgas, generalmente en contacto por falla con el Keuper.
- b) Paleocanales amalgamados laxos rellenos por conglomerados y areniscas cuarcíticas blancas con estratificación cruzada. Los cantos, poco rodados, son de cuarcita y lidita, el

cemento es silíceo, abundando óxidos ferruginosos y costras de hematites. Se interpretan como facies de canal distributivo en la llanura deltáica superior. Esta facies predomina en la montaña del Turbón y parte de la Sierra de las Aras, con paleocorrientes hacia el ENE. En Bonança y la Cruz de Bonança las facies son predominantemente arenosas, en paquetes tabulares con estratificación cruzada y “burrows” en las bases de capa, interpretadas como facies de llanura deltáica inferior arenosa. Las paleocorrientes se dirigen hacia el SSW, indicando que las arenas provienen de un sistema distributivo distinto al de la montaña del Turbón. La sucesión vertical es granodecreciente y transgresiva, gradando a las areniscas y calizas bioclásticas con cemento carbonático de la formación de Aulet. Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Albiense superior-Vraconiense.

2.8.12. Calizas bioclásticas rojizas. Fm. de Aulet (35). Vraconiense-Cenomaniense Inferior

Esta formación fue definida en la Sierra de Aulet (SOUQUET, 1967), donde tiene el espesor excepcional de 850 m y abarca el Vraconiense y el Cenomaniense inferior (SCHROEDER, 1973). En los afloramientos de la Hoja los espesores son mucho menores, hemos medido 50 m en el sur del barranco de San Adrián (Turbón), 23 m en el norte del barranco de San Adrián, 50 m en Bonança y 49 m al sur de Pont de Suert. Tiene dos facies distintivas:

- a) En la montaña del Turbón, Sierra de Las Aras y Bonança, la Fm. de Aulet está formada por calizas bioclásticas ferruginosas y areniscas, que destacan en el paisaje por su coloración rojiza. Presentan estratificación ondulada y cruzada de bajo ángulo, “lags” de gravas y orbitolinas, fragmentos de lamelibranquios y “burrows” verticales, interpretándose como barras de *shoreface*. La base es un contacto gradacional con las “Areniscas del Turbón” y el techo se sitúa en una brusca disminución del contenido arenoso, con cambio de coloración ocre a gris y aparición de Prealveolinas. En Bonança este límite viene marcado por una profundización con aparición de calcisferas y fissurinas (SOUQUET, 1967). La microfauna examinada por PEYBERNES (1976) determina una edad Vraconiense con: *Orbitolina duranddelgai*, *O. concava*, *O. (M) aperta*, *O. (C) conica*, *Paracoskinolina casterasi*.
- b) En la prolongación de la Sierra Fallada al oeste del Ribagorça, la Fm. de Aulet consiste en capas tabulares ocres de 20-150 cm formadas por silt, bioclastos y arena alternando rítmicamente con margas oscuras ricas en orbitolinas. Las capas muestran granoclasificación, ripples de corriente, laminación “hummocky” y techos bioturbados, interpretables como depósitos de tormenta en ambiente de “offshore” proximal. Cerca del techo hay un nivel condensado equivalente al “Nivel Rojo de la Selva de Bonança”, consistente en una acumulación de pisolitos envolviendo fósiles (orbitolinas, trozos de corales) con matriz arcilloso-ferruginosa, seguido de 14 m de calizas arenosas con bioclastos glauconitizados. En el afloramiento al oeste, del Pilaret de Santa Bárbara el límite con la Fm. de Sopeira es una capa de dos metros muy rica en glauconita y con acumulación de braquiópodos y lamelibranquios.

En la mayor parte de los afloramientos situados al norte y noroeste de la Cruz de Bonança, la Fm. de Aulet se reduce a un horizonte de condensación conocido como el “Nivel Rojo de la Selva de Bonança”, compuesto de calizas de color rojo vinoso con matriz arcilloso-ferruginosa, pisolitos y abundantes ammonites, braquiópodos y orbitolinas. El contenido faunístico ha sido descrito por DALLONI (1910) y más exhaustivamente por MONGIN et al. (1983). Los ammonites pertenecen a la subzona de *Perinflata* (Vraconiense) y se ha encontrado la misma asociación de orbitolinas descrita anteriormente.

2.9. CRETÁCICO SUPERIOR

2.9.1. Margas grises y margocalizas nodulosas y calizas nodulosas con glauconita. Fm. de Sopeira (36), (37). Cenomaniense Inferior-Medio

Los principales afloramientos están en la Cruz de Bonança y en la Sierra Fallada de Malpás (unos 150 m). En la Cruz de Bonança la formación se inicia por un paquete de 23 metros de calizas hemipelágicas grises con pithonellas, espículas y glauconita (Unidad 36). Encima y lateralmente se encuentra la facies característica de la Fm. de Sopeira (Unidad 37) formada por 70 metros de margas grises con intercalaciones de margocalizas nodulosas con nódulos de hierro, espículas, equínidos, ammonites, orbitolinas y globotruncánidos: *Rotalipora appenninica*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Hedbergella washitensis* y *Praeglobotruncana stephani* GARRIDO-MEGÍAS (1973). En Santorens DALLONI (1910) ha determinado los siguientes ammonoideos: *Acanthoceras mantelli*, *Desmoceras gr. majori*, *Turrilites scheuchzeri* y *T. acuticostatus*. La fauna determina una edad Cenomaniense inferior y medio.

2.9.2. Calizas con prealveolinas y rudistas. Fm. de Santa Fé (38). Cenomaniense Medio y Superior

Tiene un espesor de 225 metros al noroeste de Bonansa, en el flanco norte del sinclinal de Alins. Esta potencia disminuye progresivamente siguiendo la dirección de las capas hacia el oeste, de forma que en el Barranco de la Paul entre las Calizas de Aulet y las calizas con Pithonellas suprayacentes hay sólo 1 m de calizas con Prealveolinas. En la montaña del Turbón el espesor máximo es de 250 metros. La formación generalmente se inicia por calizas bioclásticas "grainstones" con *Orbitolina conica*, *Prealveolina simplex*, *P. cretacea*. Encima hay calizas grises compactas, constituidas por bancos de rudistas ricos en micrita con abundantes miliólidos y prealveolinas. Entre estas facies se intercalan calizas microcristalinas, calizas margosas y margas con acumulaciones de Exogyras. El ambiente de plataforma energética en la parte inferior evoluciona a plataforma interna. Los macroforaminíferos indican una edad Cenomaniense s.l.

2.9.3. Calizas con pithonellas, margocalizas y margas. Fm. de Reguard (39). Turoniense ¿Coniaciense?

Esta unidad se considera equivalente a la formación de Reguard, definida por MEY (1968) en el río Flamiçell. Se diferencian dos tramos:

- a) "Calizas con Pithonellas" Normalmente tienen un espesor que varía entre 5 y 50 metros. Son calizas con buena estratificación decimétrica, de grano fino, ricas en calcíferas y foraminíferos planorbicoides y con glauconia y nódulos ferruginosos en los primeros metros. Su base es siempre un contacto brusco sobre las calizas con Prealveolinas. En el Tossal de Montaliské su espesor es máximo (100 metros) y se adelgazan bruscamente mediante un contacto escalante abrupto con las "Calizas con Prealveolinas" lo que puede interpretarse como una falla normal con el escarpe degradado. Hemos determinado en el Turbón la siguiente microfauna: *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *H. pseudolinneiana*, *D. imbricata*, y *Hedbergella* sp. PAPON (1969b) cita además *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Globotruncana lapparenti*, *Praeglobotruncana stephani*, *Marginotruncana renzi*, *M. angusticarenata* y *M. helvetica* (zona de *H. helvetica*, Turoniense). Se interpretan como facies de plataforma abierta.

- b) Este tramo se encuentra sólo en el Congosto de Obarra y la Sierra de Calvera. Son 80 metros de calizas margosas nodulosas con espículas de esponjas, calcisferas, textuláridos, *Montcharmontia*, miliólidos, *Dyctioporella*, *Nezzazatinella picardi* y restos de plantónicos. La sucesión vertical se enriquece progresivamente en carbonato observándose cerca del techo una intercalación de calcarenitas con oolitos y bioclastos, lo que indica un contacto transicional con la Unidad 40. Es usual que la parte superior tenga pequeños nódulos de sílex. Se interpretan como facies de plataforma externa-talud. Por su posición estratigráfica, la parte alta de este tramo podría alcanzar el Coniaciense.

2.9.4. Calizas bioclástico-oolíticas (40). Coniaciense

En el congosto de Obarra tienen 124 m de espesor y consisten en calcarenitas de grano medio a grueso, con componentes bien redondeados y clasificados, intraclastos, bioclastos y oolitos y proporción de cuarzo escasa. Como bioclastos abundan los pequeños miliólidos, pequeños rotaliformes, *Nezzazatinella picardi*, *Vidalina hispánica*, *Cuneolina* sp., *Dictyopsella*, Textuláridos, Ataxofragmínidos, dasycladáceas, rodofíceas, y en los tramos más groseros fragmentos de briozoos, moluscos y equínidos. Es común la estratificación ondulada y cruzada de oleaje, indicando que se trata de una plataforma somera agitada. En la parte alta hay una intercalación de facies más abiertas con calcisferas y espículas. En el Turbón y el Tossal de Montaliské algunos tramos presentan colores rosados. No hemos obtenido ni se han descrito previamente fósiles característicos en esta Unidad, por lo que en base a su posición estratigráfica se le atribuye una edad Coniaciense.

2.9.5. Calizas masivas con rudistas y corales (41). Coniaciense.

Tiene un espesor máximo de 375 m en el Puerto de la Muria (GARRIDO-MEGIAS, 1973). En el anticlinal del Turbón PAPON (1969b) cita 80-100 metros. En general el espesor se reduce progresivamente hacia el este. En la serie del Congosto de Obarra tiene sólo 21 metros, formando una barra masiva con la base y el techo netos. Son wackestones de color claro con corales, rudistas, miliólidos y dasycladáceas, que en la parte alta intercalan grainstones con grandes bioclastos rodados y micritizados, con *Textularia*, *Dyctiopsella*, *Vidalina*, *Lenticulina*, *Marsonella*, algas rodofíceas, equínidos, briozoarios. Se interpretan como facies arrecifales de plataforma protegida. En ausencia de fauna determinante, su edad se atribuye al Coniaciense.

2.9.6. Calizas ferruginosas con bioclastos, arena y grava de cuarzo (42). Coniaciense-¿Santonense?

Tienen un espesor máximo de 500 metros en la Sierra del Baciero. Este espesor disminuye hacia el este por paso lateral a las calizas con espículas de Aguas Salenz (45), de forma que existe una gradación entre ambas facies. En la serie del Congosto de Obarra tienen 89 metros y consisten en grainstones de intraclastos, bioclastos y escasos oolitos, ricos en arena y conglomerado de cuarzo (hasta 0.4 cm). Están estratificados en capas separadas por planos ondulados poco continuos tapizados por arena de característico color rosado o rojizo. Se han reconocido miliólidos, Ataxofragmínidos, Haplofragmínidos, Nezzazátidos, foraminíferos aglutinados, Textuláridos, Dictyopsella, Montcharmontia, Marsonella, abundantes fragmentos de equinodermos, algas rodofíceas, trozos de rudistas, braquiópodos, fragmentos de algas esquamariáceas. Se interpretan como facies de barras próximas al margen de la plataforma.

Al este del pueblo de Santorens, en la margen derecha del río Ribagorça, esta unidad consiste en grainstones de bioclastos rodados ferruginosos y grava de cuarzo, con abundantes trozos de equínidos, además de briozoos, algas rojas y miliólidos. Su base es un contacto brusco sobre la “Caliza de Aguas Salenz” con estructuras de “slump”. Esta Unidad se interpreta como depósitos de barras costeras submareales y su superposición sobre la “Caliza de Aguas Salenz” en facies de talud indica una somerización brusca.

En ausencia de fauna significativa, la edad de esta unidad se atribuye al Coniaciense-¿Santonense?.

2.9.7. Brechas de cantos calizos (43). Coniaciense

Un kilómetro al sureste de Alins, sobre las “Calizas con Pythonellas” (39) hay discordante una serie de calizas limosas (Fm. de Aguas Salenz) llenas de cizallas que convergen en planos de despegues en la base de los paquetes. Estas estructuras son interpretables como estructuras sinsedimentarias formadas por inestabilidad gravitatoria en un talud submarino. Las citadas calizas de Aguas Salenz se brechifican hacia su parte alta, formando la presente Unidad cartográfica. Son brechas monogénicas con clastos calizos angulosos entre 7 y 30 cm y nódulos de sílex resedimentados. En otro punto de observación al NW de Alins, junto a la ermita de San Marcial se observa que la “Caliza con Prealveolinas” está erosionada por una brecha con clastos de caliza, de nódulos de sílex y arena. El tercer afloramiento de esta Unidad se halla al sur de la Sierra Fallada, intercalada entre las “calizas de Aguas Salenz”. Consiste en bloques mal rodados de calizas con espículas y calcisferas, nódulos de sílex y fauna silicificada. La base en esta localidad es una discordancia angular.

2.9.8. Margocalizas y escasas calizas laminadas (44). Coniaciense

Los afloramientos se localizan en la esquina sureste de la Hoja. Cartográficamente se infiere que pasan en lateral hacia el norte a las “Calizas de Aguas Salenz”. Consisten en una serie de unos 300 metros de espesor máximo de margocalizas finamente estratificadas que destacan por su aspecto monótono y hojoso y color gris oscuro. Es significativa la ausencia de macro y microfauna. Pueden intercalar esporádicas capas de calizas con bioclastos y arena fina y laminación paralela bien preservada indicando decantación en un talud distal.

2.9.9. Calizas con pythonellas, espículas y sílex. Fm. de Aguas Salenz (45). Coniaciense-Santonense

Su base puede ser erosiva sobre los terrenos infrayacentes. Al norte del pueblo de San Martín se encuentra sobre la “Caliza con Prealveolinas”, en el sinclinal de Alins yace en discordancia angular sobre las “Calizas con Prealveolinas” o las “Calizas con Pythonellas” y en la Sierra Curán trunca terrenos más antiguos hacia el oeste hasta situarse sobre las “Margas de Sopeira”. Por el techo pasan transicionalmente a la Fm. de Anserola (47). Los espesores mayores se encuentran en Sierra Curán y en la Sierra del Baciero. En esta última localidad se observa una disminución brusca desde 950 metros a sólo 250 metros presentes en el flanco noroccidental del anticlinal del Turbón. Cartográficamente se infiere que la reducción de espesor coincide con una falla NE-SW. El espesor se incrementa de nuevo en el Collado de la Plana, para reducirse siguiendo el flanco oriental del anticlinal del Turbón hasta un mínimo de 50 metros en la cabecera del Barranco de Villacarli. En este punto se observa que el metro basal de la Fm. de Anserola suprayacente es un nivel con concentración de glauconita y equínidos. En el Congosto de Obarra la Fm. de Aguas Salenz alcanza un máximo de 186 metros a nivel del río Isábena.

La litofacies característica son packestones de grano fino a medio con estratificación decimétrica y planos discontinuos separados por finos interbancos arcillosos. Los componentes son espículas, calcisferas, textuláridos, ataxofragminidos, rotálidos, pequeños plantónicos, pellets, cuarzo fino y como macrofauna equinidos, braquiópodos, y briozoos. También contienen nódulos de sílex, muy abundantes y concentrados en niveles en la esquina noroccidental de la Hoja. En los afloramientos situados al este de la Sierra de Sis los interbancos margosos son más importantes y las calizas pueden tener laminación paralela, *slumps* e incluir canales y paquetes de brechas (43). Se interpretan como facies de talud y cuenca. La presencia de lacazinas en la sección del río Esera (Hoja 1:50.000 de Campo) asegura que la parte alta de la formación alcanza el Santoniense.

2.9.10. Calizas biohermales de rudistas y calizas con lacazina (calizas de egea) (46). Santoniense

Las calizas biohermales de rudistas se encuentran en el Collado de la Plana (montaña del Turbón) intercaladas entre las calizas con sílex y espículas de Aguas Salenz, con las que se interdigitan. Son unos 45 metros de biohermes de altura métrica de *Hippurites canaliculatus*. En la parte alta están condensadas adquiriendo tonos rojizos por la presencia de óxidos. Su presencia indica que en momentos concretos el Collado de La Plana constituía un alto sedimentario que posiblemente continuaba en los afloramientos del anticlinal del Serrado.

En el anticlinal del Serrado las "Calizas de Egea" forman la capa resistente más externa que dibuja la bóveda anticlinal. Según PAPON (1969b) consisten en unos 80 m de calizas con Lacazina, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispanica*, *Dicyclina*, *Cuneolina*, Ataxofragminidos, miliólidos, *Idalina* y rotálidos y secciones de rudistas. Encima se sitúan en contacto brusco las "Margocalizas de Anserola". Se interpretan como calizas de plataforma somera.

2.9.11. Margocalizas y margas con micrafter. Fm. de Anserola (47). Santoniense

Se localizan al oeste de la Sierra de Sis, aflorando de manera discontinua debido a la erosión del "flysch" suprayacente. El espesor máximo se encuentra en el Baciero con 400 metros, en Egea tiene 50 metros y en el Congosto de Obarra se han preservado 85 metros. Es una formación compuesta de una alternancia de paquetes de margocaliza nodulosa, margas y calizas grises, con glauconia dispersa y nódulos ferruginosos. Como se ha indicado anteriormente, en la cabecera del barranco de Villacarli el primer metro contiene una concentración de glauconia. Son comunes las cicatrices intraformacionales y "slumps", sobretudo hacia la parte superior de la formación. Otra característica es la abundancia de inocerámidos y equinidos. GARRIDO-MEGIAS (1973) cita en Egea: *Micrafter decipiens*, *M. turonensis*, *M. gibbus*, *M. corbaricus*, *M. leskei*, *Echinoconus vulgaris*, *Spondilus spinosus*, que determinan una edad Santoniense. Fuera del área cartografiada se han determinado foraminíferos plantónicos de la biozona de *Dicarinella concavata*. El ambiente sedimentario es de plataforma externa-talud.

2.9.12. El flysch de la formación de vallcarga (Santoniense-Maestrichtiense Superior)

La Fm. de Vallcarga, definida por MEY (1968) y estudiada principalmente por VAN HOORN (1970), es una serie de tipo "flysch" que se compone del miembro de Brechas de Campo (48), el Mb. de Turbiditas de Mascarell (49,51) y el Mb. de Margas de Salas, denominado aquí Mb. de Margas de Campo (52). La cuenca sedimentaria es un surco alargado NW-SE con un margen sur ocupado por plataformas y un área septentrional, donde se inscribe completamente la cartografía, rellena por turbiditas y margas prodeltaicas. El alto N-S de los anticlinales del

Turbón-Serrado hace de divisoria entre el sector del río Isábena-Las Vilas con paleocorrientes hacia el noroeste y el sector de Lleret-Esora con paleocorrientes hacia el noreste, infiriéndose una proveniencia de distintas áreas fuente (VAN HOORN, 1970). Una sucesión de secuencias de depósito con edades absolutas ha sido propuesta por FONDECAVE-WALLEZ *et al.* (1989).

2.9.12.1. Brechas calcáreas y depósitos de debris flow. Mb. de Brechas de campo (48). Santoniense

Los principales afloramientos se sitúan en los sinclinales de Lleret y de Las Vilas. Su base es discordante sobre las formaciones infrayacentes y lateral y verticalmente se indentan con la parte inferior de las turbiditas de Mascarell (49). En el sinclinal de Las Vilas hemos medido 177 m con dos tramos: a) La mitad inferior está formada por depósitos de *debris flow* con matriz margosa y bloques subredondeados (hasta 2 m) de calizas de Aguas Salenz, calizas con rudistas y calizas con *Pithonellas* turonienses. Se intercalan olistolitos estratiformes de hasta 10 m de espesor de Calizas de Aguas Salenz y Margocalizas de Anserola. b) En la mitad superior predominan los depósitos organizados formados por una sucesión de turbiditas gruesas granoclasificadas, compuestas por un intervalo inferior de brechas (cantos de 5-7 cm) y un intervalo superior calcarenítico. El límite superior es transicional y lo hemos situado cuando predominan las capas areniscosas sobre las capas de microbrechas.

En el sinclinal de Lleret los depósitos desorganizados están ausentes, observándose capas métricas de brechas calcáreas alternando con escasas turbiditas arenosas, más abundantes hacia la parte alta. Frecuentemente las turbiditas tienen un término inferior brechoso seguido de uno arenoso en contacto brusco. Las paleocorrientes medidas en marcas de base dan una dirección NE-SW. Los clastos pueden alcanzar 16 cm y se componen de grainstones de foraminíferos del Coniaciense-Santoniense, micritas con *Pithonellas* del Turoniense, calizas de Aguas Salenz con sílex, calizas con orbitolinas de Aulet, ofitas y arcillas verdes y rojas permotriásicas, como ya señalara VAN HOORN (1970). La figura cartográfica del Mb. de Campo sugiere que son debritas proximales provenientes de las calizas aflorantes y resedimentadas en surcos sinclinales. No hemos obtenido microfósiles en el área de estudio, por comparación con el corte del río Esora se sitúan en la mitad superior del Santoniense.

2.9.12.2. Turbiditas predominantemente terrígenas y lutitas. Mb. de Mascarell (49). Santoniense

Esta Unidad consiste en capas de turbiditas alternando con margas grises. Su parte inferior se indenta con la "Brecha de Campo", mientras que su límite superior se sitúa bajo la aparición de paquetes importantes de calciruditas y calcarenitas. Se componen de cuarzo, fragmentos de rocas, bioclastos e intraclastos, fragmentos carbonosos y granos glauconia. Las estructuras más comunes son granoclasificación, laminación paralela y ripples, con marcada deformación hidroplástica. Algunas capas son canaliformes. En el sinclinal de Las Vilas tiene 645 metros de espesor, con tres tramos:

- a) 165 metros formados por una alternancia de turbiditas terrígenas y turbiditas de microbrechas calizas. La transición con el Mb. de Brecha de Campo ocurre en los primeros 30 m, caracterizados por turbiditas con un término inferior gradado de microbrechas calizas (1.5 m de media) y un término superior de areniscas (10-15 cm) en contacto brusco. Contiene *Dicarinella concavata*, *D. primitiva* y *D. canaliculata*, *Marginotruncana coronata* y *M. pseudolinneiana*, pertenecientes a la biozona de *Dicarinella concavata* (Coniaciense-Santoniense inferior). Le asignamos una edad Santoniense por comparación con otras series.

- b) 275 m de turbiditas terrígenas en capas 10-30 cm, intercalando esporádicas capas de calciruditas y calcarenitas. Se diferencia del anterior por un incremento en la proporción de marga y una repartición más homogénea de las capas turbidíticas. Contiene *Marginotruncana coronata*, *M. sinuosa*, *M. pseudolinneiana*. Se identifica la zona de *D. concavata* y el tránsito a la zona de *D. asymetrica*. Edad Santoniense.
- c) 205 m turbiditas predominantemente terrígenas agrupadas en lóbulos con secuencias negativas separados por intervalos margosos. La fauna no es determinante, pero posiblemente puede incluirse en la zona de *D. asymetrica*. Una muestra cerca del techo proporciona *Globotruncanita elevata*, *Marginotruncana sinuosa*, *M. schneegansi* y *M. coronata*, pertenecientes a la zona de *G. elevata*. En consecuencia el límite Santoniense-Campaniense se sitúa 40 metros por debajo del techo de este tramo.

2.9.12.3. *Debitas de bloques calizos, slumps y olistostromas (50). Campaniense*

El principal afloramiento se sitúa sobre el anticlinal del Serrado, en el bloque inferior del cabalgamiento del Collado de La Plana. Está compuesto por una masa caótica de turbiditas rotas y slumpizadas, debritas de bloques y olistones. Este depósito se indenta bruscamente con una cuña de turbiditas terrígenas de la Unidad (51). Su edad (Campaniense) es pues más reciente que el Mb. de Brecha de Campo, y posiblemente equivale a las "Margas conglomeráticas" que PAPON (1969) describe en el flanco occidental del anticlinal del Serrado. Esta hipótesis viene reforzada por el hallazgo de *Navarella joaquinii* (PAPON, 1969) en las brechas que se hallan en lo alto del Collado de La Plana. El resto de afloramientos corresponden a debritas de bloques de extensión deca-hectométrica similares a las "Margas conglomeráticas" y a niveles olistostrómicos kilométricos. Estos últimos están sólo incluidos en las "Margas de Campo" y se siguen discontinuamente por Morens, Visalibons, San Saturnino, Pilar de San Ramón, Torre de la Ribera y noroeste de Sala. Están formados por calizas margosas nodulares y margas con numerosos pliegues volcados, superficies de cizalla, y desarrollo de clivaje. Contienen espículas, calcisferas, foraminíferos planctónicos y localmente equinidos. En el Yacimiento de Villacarli, MALLADA (1891) cita *Echinocoris vulgaris*, *Micraster gourdoni*, *Coraster margaritae* y *Echinoconus roemery*. En el barranco que nace justo al norte del pico Chordal se ha determinado los siguientes planctónicos: *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. falsoestuarti*, *Rosita fornicata* pertenecientes a la zona de *G. calcarata* y *G. falsoestuarti*, del Campaniense terminal. Se interpretan como grandes trozos de plataforma carbonática externa resedimentados en la cuenca.

2.9.12.4. *Turbiditas bioclásticas, turbiditas terrígenas y lutitas. Mb. de Mascarell (51). Santoniense Terminal-Campaniense Inferior*

Su base se sitúa en la aparición de capas gruesas resedimentadas de calcarenitas y calciruditas y es relativamente isócrona a la escala de la cartografía. En la serie del sinclinal de Las Vilas tiene 413 metros con los siguientes tramos:

- a) 102 m de turbiditas arenosas en capas de 10-25 cm con intercalaciones de capas calcareníticas de espesores entre 1-2 metros. Forman parte de un lóbulo con una densidad de capas/lutita del 60%. El techo se sitúa bajo un importante intervalo de margas.
- b) 186 m de espesor. Es un tramo predominantemente margoso, destacando en la mitad inferior dos capas de turbiditas calcareníticas de color ocre de 2 y 3.5 m de espesor respectivamente. Contienen abundantes foraminíferos pequeños de plataforma y algo de cuarzo.

En la parte superior del tramo hay niveles caóticos con brechas y olistones calizos (50).

- c) 125 m de turbiditas arenosas agrupadas en un lóbulo denso. A techo destaca una capa calcarenítica ocre de espesor excepcional (18.5 m), que forma un nivel fotogeológico. Es un grainstone con abundante cuarzo, importante deformación hidroplástica y relleno multiepisdico, con cantos blandos tapizando las cicatrices. Contiene fauna campaniense de Orbitoides, *Lepidorbitoides*, *Pseudosiderolites*, *Vidalina hispanica*, miliólidos, fragmentos de rodofíceas, pertenecientes a una plataforma carbonática somera que no aflora en superficie. Esta capa, posiblemente canaliforme, se acuña 1 km hacia el oeste, mientras que hacia el este forma una importante cuesta estructural, hasta el río Isábena, donde consiste en un paquete decamétrico con numerosas capas gruesas de turbiditas calcáreas (nivel de Las Herrerías).

La Unidad queda datada por la presencia de *Marginotruncana coronata*, *Rosita fornicata*, *G. linneiana*, *G. lapparenti*, *G. arca* y *Globotruncanita stuartiformis*, pertenecientes a la zona de *Globotruncanita elevata* del Campaniense inferior.

2.9.12.5. Margas grises con esporádicos canales de microconglomerados y turbiditas arenosas finas. Mb. de Margas de campo (52). Campaniense-Maestrichtiense Superior

Es el miembro más alto de la Fm. de Vallcarga, en parte equivalente al Mb. de Salás, que se aplica preferentemente a los afloramientos al este del área cartografiada. En el sinclinal de Las Vilas tienen 1585 metros de espesor. La mayor parte está formada por margas finas grises, a veces con tonos rosados irregulares. Entre las margas se intercalan niveles de turbiditas arenosas, depósitos de debritas (50) y canales de arenisca y microconglomerado de cuarzo con deformación en bolos redondeados muy llamativos. Estas últimas facies se encuentran en el área triangular entre el Arroyo de Villacarli y el río Isábena, intercaladas entre los depósitos olistostrómicos, lo que es indicativo de inestabilidad en los frentes deltáicos y plataformas carbonáticas que bordean la cuenca. Los últimos 58 metros del Mb. de Campo están formados por paquetes de margocaliza nodulosa entre margas, formando ciclos asimétricos de plataforma externa. El contacto con las "Areniscas de Arén" suprayacentes (55) es brusco y localmente erosivo. Se interpretan como facies de prodelta con sedimentos resedimentados de los taludes de la cuenca. Se han identificado las zonas de plantónicos de *Globotruncana ventricosa*, *Globita calcarata*, *Gansserina gansseri* y *Abathomphalus mayorensis*. La edad se extiende entre el Campaniense medio y el Maestrichtiense superior.

2.9.13. Calizas bioclásticas masivas. Calizas del ventamillo (53). Santoniense

Existe sólo un pequeño afloramiento en la esquina noroccidental de la cartografía, cabalgado por el Jurásico de la Sierra de San Juan y separado del Triásico de los Nogueras por una falla normal NNW-SSE. Hemos adoptado en la leyenda del mapa geológico el criterio de MISCH (1934) y SOUQUET (1967), que consideran esta Unidad como un equivalente lateral de las "Calizas de Aguas Salenz". Consiste en calizas bioclásticas grises, generalmente masivas, con componentes bien clasificados y rodados, dominando los fragmentos de equinodermos, briozoos y rudistas. En las últimas decenas de metros hay cuerpos canaliformes de biosparitas arenosas-micáceas de color rojizo, con estratificación cruzada de gran escala. Se interpretan como facies de plataforma carbonática, con evolución vertical somerizante hasta canales de ambiente costero. El contacto con las "Margas de Barbaruens" es localmente un suelo endurecido. Su edad es Santoniense, SOUQUET (1967) cita *Lacazina elongata* y *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides tissoti* var. densa, *Vidalina hispanica*, *Siderolites* y *Miscellanea*.

2.9.14. Margocalizas y margas con niveles arenosos. “Margas de Barbaruens” (54). Campaniense-Maestrichtiense

También llamadas “Margas de Seira”. Se sitúan sobre las “Calizas del Ventamillo” con un espesor total próximo a los 1000 metros, aunque en la esquina noroccidental de la Hoja aflora sólo su parte inferior. Son margocalizas nodulosas con *debris flow* de cantos, *slumps* e intercalaciones de paquetes de areniscas. La fauna es pelágica, SOUQUET (1967) cita *Navarella Joaquina* y GARRIDO-MEGIAS (1973) cita en su parte inferior *Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. lapparenti* y *G. fornicata*, determinando una edad Campaniense, que alcanza el Maestrichtiense fuera de la Hoja. El ambiente deposicional se interpreta como un talud con sedimentación carbonática margosa que recibe aportes terrígenos deltaicos de arcilla y arena desde el oeste.

2.9.15. Areniscas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (55). Maestrichtiense Superior

Forma un resalte morfológico que destaca en el relieve. El espesor máximo es de 252 metros al norte del pico Chordal, con los siguientes tramos: a) 53 m de areniscas de cuarzo cementadas por calcita. Su base es neta, entallada por *scours* y con acumulación de nódulos ferruginosos. Las areniscas tienen estratificación cruzada sigmoidal y ondulada, estando más bioturbadas en la parte alta. Se interpretan como facies de *foreshore-shoreface* superior b) 199 metros de areniscas muy bioturbadas (parte inferior del *shoreface*), con dos intercalaciones de areniscas canalizadas con *flutes*, cantos blandos, granoclasificación, laminación paralela, ripples y deformación hidrolástica, interpretadas como canales turbidíticos incisos en el *shoreface*.

Hacia el este, en el pueblo de Rin, el espesor se ha reducido a la mitad y el techo es una superficie de exposición subaérea con concentración de hierro y huesos de dinosaurios. En el corte del río Isábena, GARRIDO-MEGIAS (1973) cita fauna Maestrichtiense con *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Lepidorbitoides socialis*, y *Orbitoides media*.

2.9.16. Lutitas grises y capas de areniscas. Facies garumn (56). Maestrichtiense Superior

Esta unidad yace en contacto brusco sobre las areniscas de la Unidad (55), terminando hacia el oeste en las inmediaciones del pueblo de Rin, donde se infiere en la cartografía que pasa en lateral a las calizas arenosas de la Unidad (57). Está formada por unos 15 metros máximo de lutitas de tonos grises y ocre y capas de areniscas con acumulaciones de ostreidos cerítidos, miliólidos y ostrácodos. Se interpretan como facies de bahía salobre. Su edad Maestrichtiense superior está bien precisada por su posición estratigráfica.

2.9.17. Calizas bioclástico-arenosas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (57). Maestrichtiense Superior

En el corte al norte del pico Chordal tiene 57 m de espesor, formando el segundo escarpe en el relieve. Desde este punto su espesor se reduce progresivamente hacia el este y el oeste hasta desaparecer. Se inicia por areniscas con cuarzo que progresivamente se enriquecen en bioclastos y cemento calcítico hasta formar grainstones groseros. Contienen fragmentos de rodofíceas, *Lepidorbitoides*, *Orbitoides*, *Siderolites calcitrapoides*, rotálidos, miliólidos, *Hellenocyclina*. Tienen estratificación cruzada con láminas de avalancha de hasta 1.5 metros, terminando localmente por una superficie perforada. Se interpretan como facies de barras costeras protegiendo las facies de bahía de la Unidad (56). Su edad Maestrichtiense superior está bien precisada por su posición estratigráfica.

2.9.18. Areniscas con estratificación cruzada a gran escala. Fm. de Arén (58). Maestrichtiense Superior

Su espesor es de 53 m en la serie al norte del pico Chordal. Desde este punto se observa un incremento de potencia hacia el oeste y un decrecimiento hacia el este donde forma una cuña entre lutitas rojas continentales (59) que termina en los alrededores de Rin. En el corte situado al norte del pico del Chordal consiste en un paquete masivo de areniscas rojizas de grano medio poco cementadas, con estratificación cruzada. Se reconoce en el relieve porque da unas formas redondeadas muy características. Su techo es una superficie de alteración con tonos muy rojizos y moteados y marcas de raíces. Se interpretan como areniscas de “fores-hore” parte alta del “shoreface” que hacia el este pasan a facies fluviales. Su posición estratigráfica permite atribuirle una edad Maestrichtiense superior.

2.9.19. Lutitas rojas y areniscas con paleosuelos. Facies garumn (59). Maestrichtiense Superior

En la serie al norte del pico Chordal su espesor es de 80 m, con variaciones determinadas por su relación lateral con las areniscas de la Unidad (58). Está compuesta de lutitas de color rojizo, con tramos marrones y grises y zonas moteadas por bioturbación, que intercalan capas delgadas tabulares de silts y areniscas. Hay dos niveles de canales laxos muy continuos rellenos por areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada de tipo epsilon. EICHENSEER (1988) describe en el nivel inferior Cyrena en posición de vida indicando una intrusión de agua salada. Se interpretan como canales distributarios muy sinuosos de llanura deltáica superior. La La presencia de huesos de dinosaurios en estos canales indica todavía una edad finicretácica para la parte baja de la Unidad.

2.10. Terciario

Los terrenos del Paleoceno e llerdiense han sido intensivamente estudiados. Destacan por su aplicación al área de la cartografía el detallado trabajo de EICHENSEER (1988) y las secciones de referencia de Serraduy y Campo, con un buen control biostratigráfico (ver síntesis en ROBADOR et al., 1990). Para las formaciones margosas marinas del llerdiense medio y superior hemos continuado las unidades estratigráficas de las cartografías de Arén y Campo.

2.10.1. Dolomías y margas verdosas con *microcodium*. Facies garumn (60). Paleoceno

Aflora en panorámica como una barra muy continua aislada entre lutitas rojizas. El espesor se incrementa en la Hoja de este a oeste, alcanzando 21 metros en la serie del pico Chordal. En detalle se compone de paquetes de dolomicritas-micritas oscuras y capas lenticulares de grainstones de oolitos revestidos, separados por intervalos decimétricos/métricos de arcillas dolomíticas verdes. Se observan texturas pulverulentas, recrystalizadas, *vugs*, *microcodium* y brechas de colapso. Estas facies son interpretadas por EICHENSEER (1988) como ciclos de lagos salinos efimeros en la parte protegida de una barrera oolítica. Una edad Dano-Montiense (Paleoceno) se infiere por correlación con la formación de Laspún en el corte de Campo.

2.10.2. Calizas, areniscas y lutitas con *glomalveolinas*. Facies garumn y fm. de Navarri (61). Thanetiense

Se compone de unos 113 metros de siliciclásticos y carbonatos. La sucesión vertical y relaciones laterales han sido estudiadas en detalle por Eichenseer. Se observan los siguientes tramos:

a) 14 metros de lutitas rojas con un paleosuelo en la base equivalente al “Nivel de Colmenar-Tremp”; b) unos 26 metros de capas decimétricas tabulares de areniscas alternando con lutitas y paleosuelos, formando ciclos de facies de llanura deltáica inferior a superior. Al oeste de Merli, ya fuera de la cartografía, estos depósitos gradan en lateral a calizas bioclásticas que marcan una ingresión marina; c) unos 30 metros de paleocanales y barras con gravas, arena y fragmentos de ostreas, alternando con limos. Se interpretan como facies de canal trenzado y barras de boca de canal en la llanura deltáica inferior. En Merli la parte inferior contiene calcarenitas bioclásticas relacionadas con la entrada marina mencionada anteriormente. Este tramo se caracteriza por la presencia de *Glomalveolina primaeva*; d) la base queda marcada al oeste de la zona cartografiada por un nuevo nivel transgresivo de barras bioclásticas, mientras que en la Hoja se compone de unos 43 metros de areniscas y conglomerados con estructuras de barras mareales, interpretadas como depósitos de llanura deltáica inferior y de boca de canal. La sucesión termina por un nivel regresivo de arcillas moteadas. Este tramo se caracteriza por la presencia de *Glomalveolina levis*. La fauna de glomalveolinas determina una edad Thanetiense (Paleoceno) para la Unidad.

2.10.3. Calizas con alveolinas (62). Ilerdiense Inferior

Tiene un espesor máximo de 65 metros en la Hoja, presentando una distribución de facies compleja descrita en detalle por Eichenseer. Siguiendo a este autor se diferencian los siguientes tramos:

- **Unidad 1.** Se inicia por 4 metros de calizas “packestones” con abundantes alveolinas esféricas y alargadas de pequeño tamaño, organizadas en secuencias granocrecientes separadas por arcillas lignitosas oscuras. Encima hay 8 metros de packestones-grainstones de grandes alveolinas esféricas (*A. globula*) orbitolites y miliólidos. Se interpretan como facies de playas residuales.

- **Unidad 2.** En los alrededores de Rin alcanza un espesor máximo de 40 metros, acuñándose hacia el oeste de forma que en Merli está ausente o es difícilmente identificable. Se inicia por calizas bioclásticas con estratificación cruzada en surco de tamaño megaripple, seguidas de grainstones-packestones de grandes alveolinas formando barras con *foresets* dirigidos al W-SW (espesor total 13 metros). Se interpretan respectivamente como canales mareales y barras de boca de canal. Encima en contacto brusco hay una sucesión de frente deltáico formada por arcillas con intercalaciones de capas delgadas de arenisca conteniendo operculinas dispersas seguidas de paquetes lateralmente continuos de “packestones-wackestones” arcillosos con Operculina, pequeños nummulites, Velates y Lucina en posición de vida (total 15 metros). Por encima hay un nuevo conjunto de barras de boca de canal formadas por packestones-grainstones con alveolinas, orbitolites, miliólidos y fragmentos coralgal, coronado por un arrecife coralgal con algas incrustantes y poritidos (total 9.5 metros). La Unidad termina por 12.5 metros de arcillas y calizas “packestones” con miliólidos, orbitolites y raras alveolinas interpretados como facies de bahía somera y *lagoon*.

- **Unidad 3.** Tiene hasta 13 metros de espesor. Su base localmente es erosiva. Se inicia por un depósito transgresivo de calizas con alveolinas seguido por packestones-grainstones bioturbados con grandes alveolinas esféricas. Encima se encuentran parches arrecifales y facies más profundas con operculinas y nummulites, posiblemente depositadas en una rampa distal. Estos depósitos son recubiertos por un paquete de “packestones” bioturbados y “packestones-wackestones” limosos, interpretados como facies baja energía en ambiente protegido, que hacia el sureste son progresivamente reemplazados por las calizas arrecifales de Merli (Unidad cartográfica 63).

Se han identificado las biozonas de *A. cucumiformis* y *A. ellipsoidalis* del Ilerdiense inferior.

2.10.4. Calizas arrecifales de corales y algas (63). Ilerdiense Medio

Esta Unidad corresponde a la plataforma arrecifal de Merli. Tiene unos 56 metros de espesor y en el área cartografiada presenta dos facies distintas descritas por Eichenseer:

- a) Sucesión arrecifal coralgal. Tiene una terminación abrupta en una pared vertical bien visible al este del pueblo de Merli. Esta terminación se ha relacionado con una falla sinsedimentaria de orientación norte-sur. Se compone principalmente de *framestones* y *bindstones* de corales (porítidos, astrocoeniidos, siderastreidos...) asociados a algas rojas (*Solenomeris* y *Lithothamnium*). Verticalmente presenta varios episodios de desarrollo, siendo el episodio terminal muy progradante hacia el sur. La zona interna del arrecife está situada al norte y se compone de restos coralgales y alveolinas dispersas.
- b) La sucesión arrecifal es cubierta por arenas coralgales que tienen más desarrollo hacia el sur y sureste de Merli. Consisten en barras bioclásticas con estratificación cruzada de gran escala que rellenan canales mareales por acreción lateral. Pequeños parches coralgales se desarrollan entre ellas.

La asociación de alveolínidos de la zona de *A. moussoulensis* determina una edad Ilerdiense medio.

2.10.5. Margas y margocalizas con slumps y turbiditas finas. Fm. de Riguala (64). Ilerdiense Medio

Aflora de forma reducida al sur de Merli, en contacto brusco sobre las "Calizas con Alveolina". Su parte inferior se compone de una sucesión rítmica de margas y margocalizas que localmente contienen depósitos de "slumps" y "debris flow" y bloques calizos resedimentados con algas rodófitas, erizos y fragmentos de corales. Esta sucesión es en parte equivalente a la plataforma arrecifal de Merli. La parte alta son lutitas grises con algunas turbiditas finas. La edad determinada por alveolínidos y nummulites es Ilerdiense medio.

2.10.6. Limolitas calcáreas. Fm. de la Puebla (65). Ilerdiense Medio

Aflora sólo al sur de Merli con poca entidad. Son limolitas calcáreas con laminación paralela, agrupadas en paquetes separados intervalos más lutíticos. Son facies de plataforma externa equivalentes laterales de la Fm. de Caliza de La Puebla, datada como Ilerdiense medio.

2.10.7. Lutitas y margas grises (66). Ilerdiense Superior

Hay un afloramiento diminuto en la esquina NW de la Hoja. Son lutitas y margas grises en facies prodeltaica, consideradas equivalentes laterales de la Fm. de Areniscas de Roda. Su edad es Ilerdiense superior.

2.10.8. Conglomerados y brechas predominantemente calcáreas (67) y conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (68). Priaboniense-Oligoceno

Estos conglomerados, que informalmente se denominan "Conglomerados de Sis", recubren de forma discordante una superficie de erosión irregular modelada en las formaciones infra-

yacentes. En la Sierra de Sis tienen un buzamiento regional de unos 20 grados hacia el nor-este por lo que su espesor acumulado supera al espesor en columna vertical (850 m máximo en la Hoja). Cartográficamente se han diferenciado dos facies que se hallan interdigitadas:

- a) Conglomerados y brechas predominantemente calcáreas (67). Se observan siempre en la parte inferior de la sucesión. El espesor mayor está al sur de la Hoja, adelgazándose progresivamente contra el sustrato en sentido NE hasta desaparecer. Proviene de la erosión de los relieves calizos locales, con clastos dominantes de calizas y areniscas mesozoicas. Las facies proximales son masivas y forman paredes, distalmente pasan a paquetes métricos separados por lutitas. Las bases tienen acanaladuras muy incisas y la estratificación cruzada es rara.
- b) Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (68). En su composición predominan materiales de la Zona Axial y la Zona de Los Nogueras: rocas paleozoicas, granitos, areniscas pérmicas y triásicas, cuarzo, además de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias. En la mitad norte de la Sierra de Sis hay paleocanales fluviales amalgamados rellenos por barras, con una facies similar a los "Conglomerados de Graus". Los niveles de canales más continuos se han representado mediante líneas de capa en la cartografía. En la mitad sur de la Sierra, las laderas somitales están compuestas de bloques métricos mal rodados provenientes del Buntsandstein, flotando desorganizados en una matriz lutítica y arenosa.

Los conglomerados de Sis no están datados en el área cartografiada. Teniendo en cuenta que se superponen al Bartonense superior datado por cálcicas en las minas de lignito de Cajigar (REILLE, 1971) y por comparación con los "Conglomerados de la Poba de Segur", es razonable que los términos más inferiores sean de edad Priabonense y los más altos de edad Oligoceno.

2.11. Cuaternario

2.11.1. Cantos, gravas y bloques. Matriz areno-limosa. Unidades cartográficas 69, 70, 73 y 75. Terrazas. Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Superior

Corresponden a los sucesivos niveles de sedimentos fluviales depositados por los ríos Noguera Ribagorçana, junto a sus afluentes Noguera de Tor y Baliera e, Isábena, junto a su afluente arroyo de Villacarlí.

Litológicamente existen diferencias entre los depósitos de terraza de ambas cuencas fluviales, debido a las distintas litologías que constituyen las respectivas áreas madre.

Así, las terrazas del río Noguera Ribagorçana están formadas por gravas, bloques y cantos heterolíticos, con tamaños medios de 2-3 cm hasta 10 cm y centiles de hasta 1,5 m, de granitos y granodioritas dominantes, además de esquistos pizarrosos, calizas grises devónicas y areniscas rojas y pudingas de cantos cuarcíticos provenientes de la facies Buntsandstein. Suelen presentarse desde subredondeados hasta bien redondeados, y se organizan con una grosera imbricación.

La matriz está formada por arenas gruesas angulosas, producto de la alteración de granitos, y localmente se observan niveles de hasta 1 m de espesor de limo-arcillas de tonos ocre.

Las potencias de las terrazas son variables, dado que la base de los niveles son fuertemente erosivas, y están comprendidas entre 5 y 8 m.

La composición litológica de las terrazas del río Isábena es de cantos, gravas y bloques subangulosos a subredondeados de naturaleza básicamente calcárea-calizas y dolomías de distintos niveles estratigráficos del Jurásico y Cretácico principalmente- además de esquistos pizarrosos y areniscas rojas y pudingas cuarcíticas del Buntsandstein.

Los tamaños medios de los mismos alcanzan los 10-15 cm, siendo los máximos del orden de 70 cm.

La matriz es limo-arenosa, observándose niveles lentejonares hasta 1 m de espesor de limo-arcillas de tonos pardos con escasas gravas.

El espesor medio de las mismas es de unos 5 m.

Al nivel más alto del río Isábena se le atribuye tentativamente una edad Pleistoceno inferior dada su cota relativa sobre el cauce actual del río -ver discusión en el capítulo 4, Geomorfología-. Los dos niveles inferiores del río Isábena así como los tres niveles del Noguera Ribagorzana se asignan al Pleistoceno superior siguiendo la correlación que Vilaplana, J. *et al* (1986) realizan entre las terrazas fluviales y las tillitas glaciares de los valles del Noguera Ribagorzana y Noguera de Tor.

2.11.2. Cantos y gravas en matriz arcillo-margosa. Unidades cartográficas 71, 74 y 76. Glacis. Pleistoceno Superior

Estas formaciones superficiales se localizan en la esquina SO de la hoja de Pont de Suert, constituyendo extensos replanos fuertemente disectados por la incisión lineal y los arcavamientos en el valle de Lierp.

Están formados por cantos y gravas calcáreas, subangulosas, de 7-8 cm de tamaño medio, matriz soportados por arcillas margosas de tonos pardo-anaranjados.

El espesor medio es de 1,5-2 m.

Se les asigna una edad Pleistoceno superior.

2.11.3. Cantos, bloques y gravas en matriz arenosa. Unidades cartográficas 72, 77 y 84. Tillitas glaciares, glaciares rocosos y morrenas de nevero. Pleistoceno Superior-Holoceno

Estas unidades se han cartografiado en la Coma de San Adrian, valle interno del Macizo del Turbón en la zona centro occidental de la hoja, y en el Valle del Río Noguera Ribagorzana, en las proximidades de la localidad de Vilaller.

La unidad cartográfica 72 corresponde a los depósitos morrénicos del glaciar del Turbón, formados por cantos y bloques calcáreos subangulosos y subredondeados, con restos de superficies pulimentadas, y tamaños medios de 15-20 cm y máximos de varios metros de diámetro (bloques erráticos). Presentan escasa matriz de finos.

También se han agrupado en esta unidad cartográfica las tillitas subglaciares localizadas junto a la ermita de San Antonio, 1 km al sur de la localidad de Vilaller. Estas se componen de can-

tos, gravas y bloques de naturaleza principalmente granítica, aunque también existen de esquistos pizarrosos y calizas paleozóicas con tamaños de hasta 1,5 m. de diámetro en algunos bloques erráticos, desde subangulosos a subredondeados. La fábrica del depósito es matriz-soportada, con una matriz lutítica de tonos pardos (BORDONAU, J. 1992).

700 m. al N de Vilaller, se conserva asimismo un depósito de génesis subglaciar/glaciofluvial, denominado por Villaplana, J.M. (1983) como “de San Mamés”, con unos 6 m. de espesor total, formado por gravas, cantos y bloques, tanto masivas como laminadas en la base, de granodiorita, esquistos pizarrosos, alguna cuarcita y alguna arenisca del Buntsandstein, generalmente matriz-soportados por una matriz lutítico-arenosa.

Existen pequeños lentejones deformados de areniscas con “ripples”.

Unos 200 m. al N de este depósito se localiza un arco morrénico de composición litológica similar, con bloques granodioríticos de hasta 1 m de diámetro.

A la unidad 72 se la atribuye también un pequeño depósito, de génesis probable por obturación glacial, situado en la margen izquierda del río Noguera Ribagorzana a unos 200 m de altitud sobre el cauce actual, en el barranco de Dinardi.

Según BORDONAU, J. (1992), la edad de estos depósitos estaría comprendida entre los 45.000 años BP de las tillitas de la ermita de San Antonio hasta los 31.000 años BP del arco morrénico de Vilaller, esto es, Pleistoceno superior.

La unidad cartográfica 77 corresponde a dos afloramientos de glaciares rocosos en la Coma de San Adrian en el macizo del Torbón.

Están formados por cantos y bloques angulosos y subangulosos de tamaño hasta 1,5 m. de calizas, con escasa matriz de finos, que presentan morfologías irregulares con zonas elevadas y depresiones a modo de cordones.

La edad de su génesis corresponde a la etapa tardiglacial, esto es, el Pleistoceno más superior.

La unidad cartográfica 84 corresponde a una morrena de nevero (“protalus rampart”) presente asimismo en la Coma de San Adrian.

Está constituida por tres cordones de derrubios rocosos formados por bloques y cantos angulares y subangulares de calizas de tamaño hasta métrico generados por crioclastia y con una escasa matriz fina. Estos depósitos presentan actualmente cierto grado de funcionalidad (CHUECA, J., 1993), por lo que se les asigna una edad Holoceno.

2.11.4. Bloques, gravas y cantos en matriz arcillosa. Unidad cartográfica 78. Vertientes de bloques. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa. Unidad cartográfica 81. Coluviones. Holoceno

Los presentes depósitos de ladera se encuentran irregularmente repartidos por todo el ámbito de la hoja de Pont de Suert. Se han cartografiado allí donde su espesor y anchura de afloramiento lo han aconsejado, aunque puede indicarse que tapizan las laderas de la zona de una manera generalizada.

Las vertientes de bloques (unidad cartográfica 78) están formados por bloques, cantos y gravas de pizarras y esquistos pizarroso o bien calizas (según sea su área fuente, siempre local) envueltos en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos y grises.

Los coluviones están compuestos por gravas y cantos generalmente angulosos de la misma composición siendo más abundante la matriz limo-arcillosa.

El espesor de ambas formaciones superficiales es variable, llegando a alcanzar los 6-7 m visibles.

Su edad es Holoceno.

2.11.5. Cantos, gravas y bloques. Localmente, cementos carbonatos. Unidades cartográficas 79, 80 y 83. "Greze Litée", canchales y conos de avalancha. Holoceno

Las unidades cartográficas 80 (canchales) y 83 (conos de avalanchas) se sitúan bordeando el Macizo del Turbón y en su interior, en la Coma de San Adrian. La unidad cartográfica 83 se ha identificado en las cercanías de Ballabriga, en el valle del río Isabena.

Este depósito está formado por cantos y bloques angulosos de naturaleza calcarea, sin apenas matriz arcillosa y con escaso cemento carbonatado. Los tamaños están comprendidos entre los 6-7 cm. de media y hasta 60 cm. de tamaño máximo. Los diámetros mayores de cantos y bloques se disponen paralelos a la pendiente del depósito, que alcanza los 6 m. de espesor.

Los canchales (unidad cartográfica 80) que flanquean el macizo del Turbón están formados por cantos angulosos de calizas de 5-7 cm diámetro los tamaños medios y hasta 20 cm de diámetro el centil, con escasa matriz arcillosa rojiza y abundante cemento calcáreo que los convierta en una auténtica brecha carbonatada. El espesor oscila entre 1 y 4 m. Los canchales interiores de la Loma de San Adrian son de litología y morfometría similares, pero al ser activos en la actualidad se presentan sin matriz ni cementación. Alcanzan espesores de hasta 7 metros.

Los conos de avalancha, que constituyen la unidad cartográfica 86, presentan litologías similares, distinguiéndose por las morfologías en cono que presentan. En su génesis tiene importancia los procesos de fracturación crioclástica de los clastos y los gavitacionales.

La edad de estos depósitos corresponde al Holoceno.

2.11.6. Arcillas y margas con cantos y gravas. Unidad cartográfica 82. Coladas de solifluxión. Holoceno

Estos materiales se han cartografiado allí donde su espesor y/o extensión superficial lo ha permitido, aunque en toda la hoja de Pont de Suert son muy frecuentes asociados a las litologías más lábiles: pizarras paleozoicas, arcillas triásicas y margas cretácicas y eocenas.

Corresponden a movimientos en masas del substrato rocoso que funcionan a manera de flujos viscosos de tipo "debris-flow" y "mud-flow", descendiendo por las laderas. Presentan formas linguoides con anchuras comprendidas entre los 100 y 350 m. y longitudes entre 300 y 700 m de media y con frecuencia en su origen presentan una cicatriz de deslizamiento.

Los materiales afectados por lo general tanto las pizarras esquistosas devónicas alteradas superficialmente a arcillas oscuras, como las margas cretácicas de las formaciones de Mascarell y Campo incorporando porcentajes entre el 20-30% de cantos esquistosos o carbonatados respectivamente. Los espesores son de orden métrico.

Al ser estos procesos plenamente funcionales, se les atribuye una edad Holoceno.

2.11.7. Cantos, gravas y arenas en matriz limo-arcillosa. Unidad cartográfica 85. Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno

La presente formación superficial se distribuye de forma irregular en algunos fondos de valle de la hoja, donde los procesos de transporte por arroyada y los gravitacionales han actuado al unísono.

Litológicamente se trata de cantos y gravas, tanto pizarro-esquistosas como calcareas, envueltas en una matriz limo-arcillosa con algo de componente arenoso, de tonos grises y/o pardo-anaranjados. Los cantos suelen ser subangulosos, y no superan el 30% del total del depósito.

El espesor estimado de los mismos puede alcanzar los 3-5 m como máximo.

Corresponden al Holoceno.

2.11.8. Arenas y limos con cantos, gravas y bloques. Unidad cartográfica 86. Fondos de valle. Cantos, bloques y gravas. Arenas y limo-arcillas. Unidad cartográfica 87. Conos de deyección. Holoceno

La unidad cartográfica 86 engloba tanto los sedimentos de los cauces activos de la zona (Ríos Noguera Ribagorzana, Noguera de Tor, Baliera e Isábena) como de algunos afluentes menores del último tales como el Barranco de Espes y el Arroyo de Villacarli.

Como fondos de valle también se han cartografiado las llanuras de inundación de los cauces principales, dada la estrechez de las mismas a la escala de la cartografía.

Estos depósitos están formados por gravas, cantos y bloques polimícticos redondeados a subredondeados, de composición litológica similar a la ya descrita para las terrazas, arenas y limos que constituyen tanto la matriz de los cantos como niveles decimétricos individualizables dentro de la sucesión sedimentaria.

Los conos de deyección (Unidad cartográfica 87) se localizan a la salida de los barrancos secundarios en los valles principales.

Presentan también cantos heterolíticos, pero de influencia más local en este caso dada la limitación espacial de sus cuencas de recepción. Estos suelen ser más angulosos por lo general.

La edad de todos estos depósitos es Holoceno.

3. TECTÓNICA

Los principales trabajos sobre la estructura del área cartografiada se deben a MISCH (1934), BOSCHMA (1963), MEY (1967, 1968), WENNEKERS (1968), GARRIDO-MEGÍAS (1969, 1973), PAPON (1969a,b) y SEGURET (1972). Cualquier transversal muestra de norte a sur tres áreas estructurales: La Zona Axial, caracterizada por un plegamiento importante de edad hercínica y un apilamiento alpino de unidades cabalgantes; la Zona de Los Nogueras, que se interpreta como el lado de antepaís del apilamiento antiformal pirenaico, y finalmente la parte trasera de la Zona Surpirenaica, con una estructura de pliegues y cabalgamientos que son la prolongación oriental del sistema del Cotiella.

3.1. LA ZONA AXIAL

3.1.1. Estructura Hercínica

El segmento de la Zona Axial comprendido en la Hoja contiene de norte a sur las Unidades de Baliera y de la Ribagorzana de MEY (1967), separadas por el cabalgamiento alpino de Bono. Cuando este último no es reconocible, como ocurre en el margen oriental de la cartografía, esta subdivisión no es sostenible. La orientación de los pliegues hercínicos difiere por lo general en ambas unidades, que están cortadas por una foliación dominante que buza de forma moderada hacia el norte (S1 de MEY, 1967 y S3 de GARCIA-SANSEGUNDO, 1991-92).

La Unidad de Baliera (también denominada lámina de Bono) está formada por rocas del Devónico inferior. Su estructura es más conocida entre los ríos Ribagorça y Baliera (Hoja de Benasque), donde aflora en buenas condiciones, aunque con un patrón estructural complejo descrito por MEY (1967, 1968) y GARCIA-SANSEGUNDO (1991-92). Son grandes pliegues de orientación general NE-SW con figuras de interferencia debidas a un plegamiento sobrepuesto de menor tamaño, que tiene asociado el clivaje principal este-oeste. Los ejes de los pliegues menores y las lineaciones de intersección están inclinados unos 20-30 grados hacia el norte. En el área al noroeste de Cardet, los datos de BOSCHMA (1963) y MEY (1967) muestran que existe una amplia dispersión de las lineaciones de intersección y de los ejes de los pliegues menores, apuntando también la existencia de un plegamiento previo oblicuo a la foliación principal.

La Unidad de la Ribagorzana contiene rocas plegadas del Devónico inferior y medio, con orientaciones que pueden ser ortogonales a las de la lámina de Bono. Entre los ríos Ribagorça y Tor la estructura de las calizas de la Fm. de Mañanet y las Pizarras de Vilaller es de grandes pliegues apretados de eje NW-SE y con el plano axial inclinado unos 45 grados al noreste (corte II-II'). Estos pliegues son cortados oblicuamente por el clivaje principal orientado NW-SE, que además buza más tendido que el plano axial de los pliegues, confirmando que se trata de pliegues previos.

El cabalgamiento de Erta, situado al este del río Tor, es una estructura posterior que corta a los grandes pliegues de la Unidad de la Ribagorzana, superponiendo la Fm. de Rueda sobre las formaciones de Mañanet y Vilaller. Al sur está fosilizado por las series posthercínicas. Su plano de cabalgamiento, casi vertical en su traza norte, se horizontaliza con rapidez hasta quedar buzando suavemente hacia el sur. La serie cabalgante tiene una estructura de pliegues acostados con el flanco inverso muy desarrollado.

Al sur de la franja de calizas de Mañanet hay un extenso afloramiento de la formación de Vilaller que se extiende hasta la Zona de Los Nogueras. Su estructura de gran escala es incierta debido a la ausencia de capas competentes continuas. Las lutitas se caracterizan por la presencia generalizada de la foliación principal, con rumbo "a grosso modo" este-oeste e inclinada de forma moderada hacia el norte. Según MEY (1967) los ejes de los pliegues menores sinesquistos y las lineaciones de intersección muestran una gran dispersión, evidenciando de nuevo un plegamiento oblicuo de orientación NW, previo al desarrollo del clivaje principal. Los cambios de rumbo de este clivaje indican que está suavemente plegado a gran escala, destacando por su importancia la inflexión que tiene un eje en el cauce del río Ribagorça. Este plegamiento podría ser no obstante de edad alpina (ver apartado 2.1.2). Las estructuras hercínicas más recientes observadas en las Pizarras de Vilaller son pliegues tardíos de escala métrica que afectan al clivaje principal. Tienen asociados cizallas y fallas inversas dirigidas al sur.

3.1.2. Estructura Alpina

La estructura alpina de la Zona Axial se deduce principalmente analizando las estructuras que afectan a las series posthercínicas. El Buntsandstein está plegado como un gran anticlinorio cortado por el cabalgamiento de Bono (corte II-II'). En los cortes transversales de la Tuca de Urmella o del norte de Castanesa (Hoja de Benasque) se aprecia que el anticlinorio contiene sinclinales asimétricos con el flanco norte más verticalizado o invertido y clivaje de plano axial bien desarrollado. MEY (1967) demuestra que el mecanismo principal de plegamiento es por cizalla a lo largo de los planos del clivaje principal hercínico, que han sido reactivados como fallas inversas durante la compresión alpina. En la Hoja, el flanco sur del anticlinorio viene dibujado por el afloramiento continuo de Buntsandstein que se halla bajo las Unidades de Los Nogueras. Las capas localmente presentan pliegues hectométricos y métricos, pero en general mantienen un rumbo WNW-ESE, buzan monoclinalmente al sur entre 45-70 grados y presentan un clivaje inclinado al norte, más desarrollado en los estratos inferiores. En algunos sectores este clivaje es coincidente con la foliación principal hercínica que corta a las Pizarras de Vilaller, por lo que puede invocarse un mecanismo de deformación por cizalla similar al descrito anteriormente. Las intersecciones So/S medidas en el "Buntsandstein" indican que entre los ríos Ribagorça y Tor hay una zona de culminación estructural. Efectivamente, al oeste del río Ribagorça las lineaciones se orientan alrededor de 292 grados y están inclinadas entre 1-26 grados, mientras que al este del río Tor se orientan alrededor de 131 grados con inclinaciones entre 12 y 26 grados. Este área de culminación tiene además una expresión cartográfica en la zona de Los Nogueras adyacente, con el afloramiento de una extensa área de Keuper.

El cabalgamiento de Bono (corte II-II') es el más meridional de una serie de cabalgamientos alpinos que se hallan en la Hoja de Benasque. Se reconoce bien en el paisaje por la banda de Buntsandstein cabalgada en su bloque inferior, estimándose un desplazamiento de uno o dos kilómetros (MEY, 1967). Su plano es relativamente tendido hacia el norte, con un rumbo que varía a ambos lados del río Ribagorça (MEY, 1967), sugiriendo que se halla plegado con un eje de orientación meridiana coincidente con este río. El rumbo del plano es además a grandes rasgos paralelo a los ejes de los grandes pliegues hercínicos descritos. El segmento del cabalgamiento de Bono que aflora en el área cartografiada tiene un plano de rumbo sures-te, que más al sur del punto de interrupción del Buntsandstein deviene norte-sur bajo la cresta del Pico de la Mina, cortando trozos de pliegues hercínicos del bloque inferior hasta que es difícil de trazar.

3.2. LA ZONA DE LOS NOGUERAS

Es una franja de unos tres kilómetros de ancho formada por láminas cabalgantes delgadas que involucran zócalo hercínico, limitadas por cabalgamientos inclinados hacia el sur. Hoy se acepta la interpretación de SEGURET (1972) de que los cabalgamientos están además dirigidos hacia el sur y en consecuencia las unidades de Nogueras se enraízan al norte, en la zona Axial. La Unidad más septentrional es el sinforme de Las Paúles, separado del Buntsandstein de la Zona Axial por un *duplex* de Keuper y Muschelkalk. El sinforme de las Paúles (Fig.-1) es un anticlinal invertido, "tête plongeante", con el núcleo ocupado por la formación de Peranera y las capas externas bien dibujadas por el Buntsandstein. Internamente presenta numerosos pliegues menores de eje medio subhorizontal orientado 285 grados, un clivaje de plano axial inclinado al sur y lineaciones So/S orientadas alrededor de 114 grados e inclinadas hasta 20 grados hacia el este. El flanco sur del sinforme es más inclinado y está cortado por una falla inversa con *duplex* de ofitas que cabalgan a una franja delgada de Buntsandstein. Más al este, entre los ríos Baliera y Tor, se encuentra en la misma posición estructural el sinforme de Escané, que también está cortado por fallas que envuelven bloques de ofitas. Este sinforme cabalga a una unidad con Keuper y Muschelkalk en la margen derecha del río Ribagorça.

Al este del río Tor se encuentra el macizo paleozoico de Gotarta, también en una posición estructural comparable al sinforme de Las Paúles. La cobertera triásica de su flanco meridional está invertida con una pendiente entre 30 y 40 grados hacia el norte y con un clivaje inclinado al sur. Combinando este afloramiento con el del Barranco de Peranera, donde la formación de Erill Castell está invertida próxima a la horizontal, se deduce una geometría sinformal de "tête plongeante" cortada en rampa de bloque superior sobre una unidad de Keuper y Muschelkalk. Por el sur el macizo de Gotarta está limitado por una línea de fallas subverticales de interpretación problemática.

La siguiente unidad cabalgante superpuesta es la Unidad de Las Paúles (Fig. -1). Aflora al oeste del río Ribagorça y se caracteriza por contener un extenso afloramiento de Devónico medio y superior, recubierto por una serie espesa de rocas Estefano-triásicas invertidas o verticalizadas. Un kilómetro al norte de Buyelgas la serie de volcanoclásticos estefanienses está limitada por una falla NE-SW, interpretada como una falla normal sinsedimentaria fosilizada por el Buntsandstein y cuyo salto se ha invertido completamente. Esto se infiere porque el sustrato de las pizarras de Vilaller está al mismo nivel en ambos bloques. Inmediatamente al oeste de esta falla se encuentran dos repeticiones de las areniscas del Buntsandstein sobre la Unidad de Las Paúles. La base de la inferior está marcada por pequeños pinzamientos de las Pizarras de Vilaller y la superior cabalga a un extenso *duplex* de ofitas. Otras láminas algo más gruesas que cabalgan a la Unidad de Las Paúles se encuentran en el corte del Barranco de La Paul. La más inferior está limitada inferiormente por un cabalgamiento que superpone los volcanoclásticos estefanienses sobre el Buntsandstein. Este cabalgamiento es difícil de continuar lateralmente hacia el este y el oeste. Superiormente los volcanoclásticos están a su vez en contacto por falla con las areniscas de Peranera y del Bunts sin superposición anormal. Esta falla se interpreta no obstante como la base de una nueva unidad cabalgante, porque en su continuación cartográfica hacia el este hay un pequeño *duplex* de pizarras de Vilaller sobre los volcanoclásticos (pista que conduce al pueblo de Alíns).

3.3. LA ZONA SURPIRENAICA

En un primer análisis de la cartografía se observa una aparente falta de correspondencia entre las estructuras tectónicas a ambos lados de la Sierra de Sis. Los cortes seriados muestran que el estilo estructural es similar y las principales diferencias se derivan de que en el área del río Ribagorça el edificio estructural está topográficamente más elevado y hay varios sistemas de fallas importantes que cortan fuera de secuencia a los grandes pliegues.

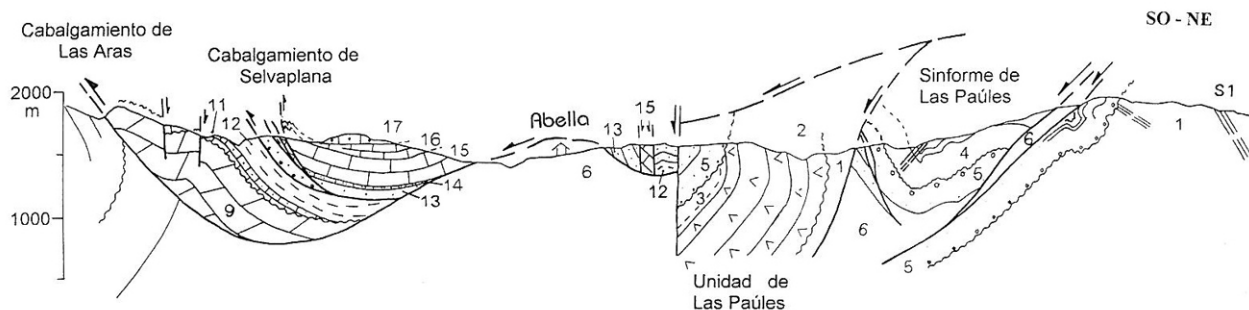
3.3.1. Estructura al Oeste de la Sierra de Sis

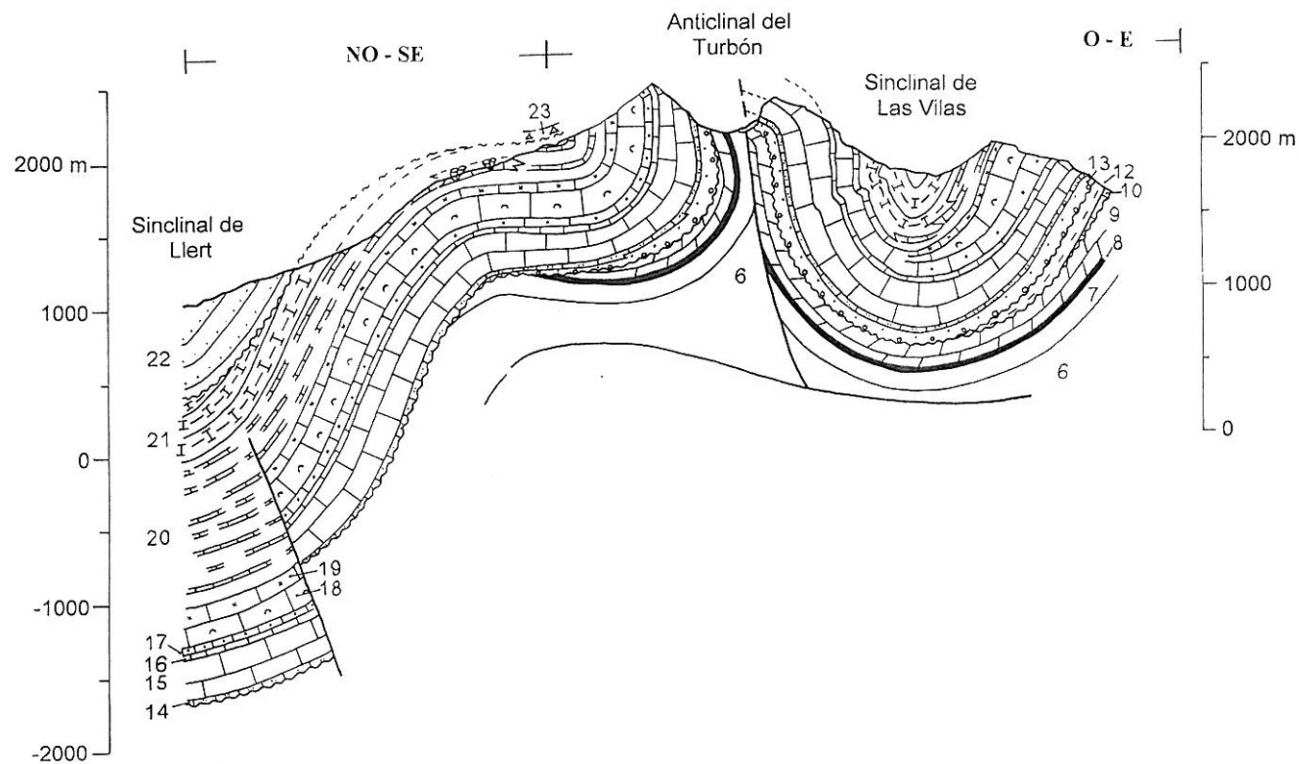
- a) Al suroeste de Gabás aflora una parte del cabalgamiento de la Sierra de San Juan, considerado como la continuación del cabalgamiento de Chía. En su bloque inferior se encuentra la Unidad del Ventamillo, caracterizada por una serie senoniense más reducida que la del Baciero. La Unidad del Ventamillo termina cartográficamente en una falla normal norte-sur que se interpreta hunde el bloque oriental.
- b) Entre Gabás y Espés el contacto de la lámina de mesozoico con la Unidad de Los Nogueras es una falla vertical NW-SE interpretada como una falla normal que hunde el bloque sur y corta al cabalgamiento inferior de la lámina (Figura-1). El cabalgamiento inferior aflora en superficie muy tendido, observándose que corta una estructura previa con pliegues y fallas normales, por ejemplo al norte de San Martín. Debido a que el cabalgamiento inferior está a su vez suavemente plegado, el Keuper aflora extensamente en áreas dómicas donde la lámina ha sido completamente erosionada.
- c) El Tozal de Montaliskué y el sinclinal de Alins tienen ambos una estructura sinclinal cortada a distintos niveles por el cabalgamiento inferior de la lámina. El Tossal de Montaliskué está limitado al sur por el cabalgamiento de Selvapiana, que aflora como *duplex* de rocas albienses y Cenomanienses y presumiblemente se continua verticalizado por el flanco sur del sinclinal de Alins. La verticalización del cabalgamiento ocurrió sincrónica con la sedimentación de los conglomerados de Sis en este sinclinal (discordancia progresiva). El contacto del flanco norte del sinclinal de Alins con las Unidades de Nogueras es un conjunto de fallas verticales que rodean *duplex* de Jurásico y Cretácico inferior. En un único afloramiento, las líneas de interrupción en ambos bloques de las fallas indican que el movimiento es de falla inversa dirigida hacia el norte. Se trata del pequeño afloramiento circular con trozos de Jurásico, de pizarras de Vilaller y de Buntsandstein, que está cabalgando a una Unidad de Nogueras en la pista que conduce al pueblo de Alins.
- d) La zona plegada del Turbón-Baciero (PAPON, 1969a,b) consiste en grandes pliegues concéntricos con distintas orientaciones. El anticlinal del Turbón (Figura-1) tiene un eje norte-sur que periclina bruscamente al sur y un plano axial subvertical. Su flanco oriental enlaza con el sinclinal de Las Vilas y su flanco occidental tiene un segmento que comparte con el sinclinal de Llet (eje inclinado al SW) y un segmento que comparte con el sinclinal del Collado de La Plana (eje norte-sur). Como se ve en la figura-1 el flanco occidental se sumerge a cotas mucho más inferiores que el oriental, marcando una vergencia al oeste. El núcleo anticlinal y el flanco oeste están cortados por una falla longitudinal que permite aflorar el Keuper. Cerca de la terminación periclinal hay varias fallas inversas que cortan la cresta. También existen multitud de fallas normales transversas que cortan los flancos, sobretudo el oriental. El anticlinal del Turbón cabalga al anticlinal del Serrado por un cabalgamiento NW-SE denominado de Las Artigas, que superpone el Keuper y las Areniscas del Turbón sobre las brechas campanienses. Este cabalgamiento, posiblemente de edad cre-

tática, termina en superficie antes del pueblo de Pueyo.

- e) El cabalgamiento de Las Aras tiene un punto de contorno en la ermita de Las Aras, donde se entronca lateralmente con el cabalgamiento de Selvapiana. Estas estructuras enlazan con una falla de desgarre dextra NE-SW que corta el bloque inferior y separa el bloque oriental invertido del bloque occidental con polaridad normal. Al este del río Isábena el cabalgamiento de Las Aras describe una rampa oblicua NE-SW quedando fosilizado por los conglomerados de Sis. En su bloque superior la lámina es relativamente tabular y está a un nivel estructural alto. En detalle el cabalgamiento se compone de varias fallas que cortan porciones del flanco inverso del bloque inferior. Se interpreta como un cabalgamiento que corta fuera de secuencia el flanco de un gran anticlinal previamente basculado hacia el sur (corte I-I').
- f) En el bloque superior del cabalgamiento de Las Aras se ha preservado con poca inversión tectónica una pequeña cuenca extensional de edad Aptiense-Albiense. Su depocentro se sitúa en la Partida de las Colladas, controlado por un sistema de dos fallas normales principales de orientación NW-SE (fallas de Sancerní y Las Colladas), que hundan el bloque septentrional y tres fallas menores antitéticas (fallas de la Borda de Ansuls y del repetidor). Estas fallas fueron principalmente activas durante la sedimentación de la Fm. de Cruz (Albiense medio) y son fosilizadas por las formaciones de Pegá y Turbón (Albiense superior).
- g) Estructura de la cuenca turbidítica. La base de la lámina de mesozoico se sumerge a varios miles de metros de profundidad coincidiendo con una línea NW-SE que une el Baciero y la rampa del cabalgamiento de las Aras, lo que permite un extenso afloramiento de la cuenca turbidítica. Se aprecia que las Brechas de Campo y la Unidad inferior terrígena de Turbiditas de Mascarell están plegadas en el sinclinal de Las Vilas y se acuñan contra los flancos del anticlinal del Turbón. La Unidad superior calcarenítica de las Turbiditas de Mascarell buza monoclinamente hacia el sur fosilizando estas estructuras de edad Cretácica. Por contra la parte alta de las Margas de Campo junto con la Fm. de Arén y el Terciario se hallan plegados con ejes de rumbo 176 grados inclinados 23 grados al sur. Es notorio que hay una inversión estructural de los pliegues eocenos respecto a los cretácicos: El sinclinal del pico Chordal está alineado con el anticlinal del Turbón y el anticlinal de Biescas de Obarra está alineado con el sinclinal de Las Vilas.

Figura 1.- Cortes geológicos que muestran algunas de las estructuras descritas en el texto: 1. Fm. de Vilaller; 2. Fm. de Erill Castell; 3. Fm. de Malpás; 4. Fm. de Peranera; 5.- Buntsandstein; 6. Muschelkalk y Keuper; 7. Lias calcáreo; 8. Lias margoso; 9. Dogger y Malm; 10. Fm. de San Roque; 11. Fm. de Cruz; 12. Fm. de San Martín; 13. Fm. del Turbón; 14. Fm. de Aulet; 15. Fm. de Santa Fé; 16. Fm. de Reguard; 17. Calizas bioclástico-oolíticas (Coniaciense); 18. Calizas masivas con rudistas y corales (Coniaciense); 19. Calizas con bioclastos, arena y grava de cuarzo (Coniaciense-¿Santoniense?); 20. Fm. de Aguas Salenz; 21. Fm. de Anserola; 22. Mb. de turbiditas de Mascarell; 23. Debritas de bloques calizos (Mb. de Mascarell).





3.3.2. Estructura al Este de la Sierra de Sis

- a) El contacto con la Zona de Los Nogueras está siempre fallado, con segmentos interpretados como fallas normales que hunden la lámina de mesozoico (Plá del Mont) y segmentos que corresponden al cabalgamiento inferior (cara norte del Cerro de Mirabet). Las escamas de Mirabet-Buira y de Plá del Mont-Sierra Curva tienen una estructura relativamente tabular y están a un nivel estructural alto, aflorando su cabalgamiento inferior en ambas vertientes del río Ribagorça. Posiblemente son la continuación de la escamas situadas al norte del cabalgamiento de Las Aras. Remarquemos que el cabalgamiento inferior corta aquí pliegues previos como lo hiciera al oeste. La falla del barranco de Cirés pone en contacto el Jurásico superior del Mirabet con el Keuper, separando las escamas del Mirabet y de Buira. Se interpreta como una falla de salto normal que hunde el bloque del Mirabet (bloque norte) y corta al cabalgamiento inferior de la lámina. En la vertiente derecha del Barranco de Cirés se observa que el Neocomiense-Barremiense de la parte trasera de la escama de Buira se superpone al Albiense-Cenomaniense. Este cabalgamiento lo interpretamos como la continuación oriental del cabalgamiento de Selvapiana.
- b) La rampa de cabalgamiento que limita al sur la escama de Buira es posiblemente la continuación del cabalgamiento de Las Aras (cortes I-I' y II-II'). Este cabalgamiento está cortado por la falla vertical E-W que limita la escama de Sierra Fallada y se continúa por las fallas alineadas NE-SW del Pilaret de Santa Bárbara. Son fallas inversas dirigidas al sur con una componente dextra de desgarre, que cortan oblicuamente al gran sinclinorio de Sierra Fallada-Santorens y son sin duda posteriores a los grandes pliegues, pero anteriores a los conglomerados oligocenos de Sis.
- c) La escama de Sierra Fallada tiene estructura de sinclinorio con el flanco norte verticalizado e invertido. Los principales problemas en el trazado de los pliegues se deben a truncaciones y discordancias en las series sedimentarias que los componen. Es un equivalente del bloque inferior del cabalgamiento de Las Aras, pero está aquí a un nivel estructural más alto, permitiendo aflorar sólo un espesor reducido de turbiditas. El sinclinorio de Sierra Fallada está cortado al sur por un sistema de fallas posteriores al plegamiento principal, que limitan septentrionalmente el afloramiento de Triásico de Aulet. En la carretera al norte de Aulet tienen un desplazamiento inverso hacia el sur, con repeticiones en las calizas del Cenomaniense y Turoniense. Las estrías en los planos de falla indican que existe una componente importante de desgarre. Este sistema es la continuación más occidental de la falla de Morreras, que limita por el norte la lámina de Boixols.
- d) Al sur del afloramiento triásico de Aulet y al este del embalse de Escalles hay un gran flanco inverso que pertenece a la escama de la Sierra de San Gervás. Esta escama contiene en la cartografía un pequeño segmento de la falla de Llastarri orientada NW-SE, que pone en contacto las margas invertidas del Coniaciense con la serie normal del Albiense superior de la carretera. En los afloramientos de la Hoja de Arén, la falla de Llastarri se interpreta como una falla activa durante el Vraconiense-Cenomaniense (SOUQUET, 1967; GARRIDO-MEGIAS, 1969).

3.3.3. Estructura de la Sierra de Sis

Los Conglomerados de Sis son discordantes sobre todas las estructuras descritas. Presentan no obstante un basculamiento y plegamiento suave debido a que el paleorelieve que recubren está reactivado por compresión. Este paleorelieve es suave sobre las turbiditas y margas de margen occidental de la Sierra, mientras que en los márgenes oriental y septentrional hay un

modelado en valles y crestas sobre calizas plegadas. En general los niveles de conglomerado próximos a la discordancia basal están inclinados con direcciones de capa paralelas a su traza de afloramiento, mientras que los niveles altos tienen un plegamiento laxo con predominio de un basculamiento hacia el noreste. La geometría a gran escala es un *downlap* hacia el noreste, con los abanicos de área fuente local retrocediendo progresivamente en ese sentido. Esto define una secuencia de deformación de tipo *break-back*. Los conglomerados más recientes que se depositaron son los del Barranco de Cirés y los que rellenan el sinclinal de Alíns, cuyos términos más altos fosilizan las fallas que limitan la Zona de Nogueras y la Unidad Surpirenaica.

Un ejemplo excepcional de paleorelieve reactivado es el anticlinal que forman los conglomerados que fosilizan la cuesta de la Arenisca de Arén y las calizas ilerdenses (corte I-I'). Los conglomerados en sus flancos tienen discordancias progresivas y la cresta anticlinal está truncada por una discordancia angular inclinada al norte.

En síntesis, las sucesivas deformaciones que se infieren para este sector de la lámina surpirenaica son: 1) formación durante el senoniense del anticlinal del Turbón, anticlinal del Serrado, sinclinal de Lleret, sinclinal de Las Vilas, cabalgamiento de las Artigas, anticlinal de Las Aras, pliegues de Sierra Fallada; 2) generación de cabalgamientos tendidos de edad eocena que cortan a los grandes pliegues descritos y son la continuación del sistema de cabalgamientos del Cotiella. Principalmente el cabalgamiento inferior que limita la lámina de mesozoico, el cabalgamiento de Selva plana y el cabalgamiento de Las Aras; 3) Fallas verticales que cortan todas las estructuras. Incluyen las fallas que limitan la zona de Los Nogueras, la falla E-W del Isábena, la falla del Barranco de Cirés, las fallas oblicuas del Pilaret de Santa Bárbara y las fallas que limitan por el norte el Triásico de Aulet. Esta última es parte del sistema de fallas de Morrerres; 4) Erosión y formación de paleorelieves 5) Deformación del sustrato erosionado durante el Priabonense-Oligoceno.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La hoja de Pont de Suert (32-10, 213) pertenece administrativamente a las provincias de Huesca y Lérida, formando parte del sector más oriental de la comarca aragonesa de la Ribagorza en su límite con la catalana del Pallars Sobirà.

Morfoestructuralmente la región de estudio se encuentra a caballo de las dos grandes unidades constituidas por la Zona Axial pirenaica, caracterizada por ser la de mayor elevación de la Cadena y por el afloramiento en la misma de materiales del zócalo paleozoico, y las Sierras Interiores sudpirenaicas en su sector central, correspondiente al Manto de Cotiella-Montsec. Estas se caracterizan por una más modesta elevación de sus relieves y por el afloramiento de series mesozoicas de naturaleza principalmente carbonatada.

Entre ambas se localizan los afloramientos paleozoicos y permotriásicos de la Zona de Los Nogueras.

La esquina SO de la hoja morfoestructuralmente ya se encuadra en la Depresión Intermedia, con relieves más moderados sobre sedimentos paleocenos y eocenos, la cual a grandes rasgos y a escala de la cadena mantiene una estructura sinclinal paralela al eje de la misma.

La zona climatológicamente se encuadra en un régimen de tipo mediterráneo de alta montaña de carácter templado húmedo, con temperaturas medias anuales comprendidas entre los 9,5 y 11,5°C y precipitaciones medias anuales comprendidas entre los 850 y 1100 mm/año.

La orografía de la hoja de Pont de Suert es muy abrupta, estando constituida por estrechos y encajados valles entre importantes macizos montañosos con características de montaña media y alta montaña.

Las principales cotas son las 2295 m de las estribaciones de la Sierra Coxano, en el borde N de la hoja, los 2200 m de las estribaciones de la sierra Capitana en el borde E de la misma, y sobre todas las 2492 m del Macizo del Turbón, al O. En el borde S se alcanzan los 1.761 m del Tosal de Sis y los 1.791 m del Amariado.

Las cotas topográficas más bajas se encuentran asimismo en el borde S, con los 810 m del valle del río Isábena y los 797 m del Pantano de Escales, en el curso del Noguera Ribagorzana.

Los principales cursos fluviales drenan la hoja con una dirección a grandes rasgos N-S. Su régimen hidrológico es claramente pluvio-nival.

El principal de ellos es el río Noguera Ribagorzana, que recibe los aportes del Río Baliera por su margen derecha y del Noguera de Tor por la izquierda.

El río Isábena presenta en su curso un marcado control estructural, con bruscos cambios de dirección (NE-SO, O-E y NNE-SSO) en su transcurso por la hoja. Recibe aportes de diversos barrancos, de los cuales los más importantes son los de Espés y Villacarlí.

El borde occidental de la hoja drena hacia el río Esera a través de los barrancos de Gabás y Lleret..

El principal núcleo de población es Pont de Suert, con 1.982 habitantes, concentrándose el resto de la población en pequeños núcleos rurales entre los que caben destacar Vilaller, Montanuy, Las Paules y Bisaurri, con varios centenares de habitantes. El resto de la zona prácticamente permanece despoblada, encontrándose numerosas aldeas abandonadas.

La economía de la zona se basa en la agricultura, principalmente en las vegas fluviales, la ganadería ovina, algunas explotaciones silvícolas y en el sector servicios, principalmente orientado al turismo y concentrado en la parte leridana de la hoja.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio Morfoestructural

Uno de los factores principales a considerar en el análisis geomorfológico de una región es su estudio morfoestructural, condicionando por elementos intrínsecos al sustrato geológico como son la composición litológica del mismo y su estructura estática, definida por los procesos orogénicos de plegamiento y fracturación.

Ambos factores condicionan la actuación de los agentes erosivos externos, y por tanto, la evolución del modelado.

Desde este punto de vista, la hoja de Pont de Suert presenta tres ámbitos o subunidades morfoestructurales claramente distintos.

El primero de ellos ocupa el sector N y NE, e incluye la Zona Axial junto con los mantos de la Zona de Los Nogueras.

El sustrato litológico lo forman básicamente pizarras con algunas intercalaciones de calizas y cuarcitas en la Zona Axial, y lutitas y yesos, areniscas, conglomerados y dolomías del Permo-Trías en la Zona de los Nogueras, estructuradas según la dirección de la Cadena pirenaica, esto es ONO-ESE.

El predominio de materiales relativamente lábiles -pizarras y lutitas-, junto a la intensa denudación a los que se ven sometidos permite el desarrollo en los materiales más competentes de algunas superficies estructurales degradadas (2), limitadas por escarpes estructurales (4), y algunas crestas (5) en las divisorias de aguas. En los dorsos de las cuestas ocasionalmente se aprecian modelados de tipo chevron (9). Formas menores son los cerros cónicos (6), más frecuentes sobre los materiales del Buntsandstein y en los bloques de ofitas y Muschelkalk de la Zona de los Nogueras, las líneas de capa con indicación de buzamiento (7) y alguna falla con expresión morfológica (10).

La segunda subunidad morfoestructural ocupa el resto de la superficie de la hoja con la excepción de los relieves constituidos por la Sierra de San Marcos-Sierra de la Pena, en la zona centro-meridional de la misma. Corresponde, a grandes rasgos, a la Unidad Morfoestructural de las Sierras Interiores Sudpirenaicas, incluyendo el borde de la Depresión Intermedia, que ocupa la esquina SO de la hoja.

La naturaleza litológica de esta unidad es eminentemente calcárea, con escasas intercalaciones de margas, margocalizas, areniscas y lutitas.

En la misma, el modelado estructural adquiere una mayor importancia, siendo frecuentes las amplias superficies estructurales (1) y superficies estructurales degradadas (2), limitadas por escarpes (3 y 4), en su mayor parte menores de 100 m. salvo en las Sierras del Turbón y Ballabriga, máximas altitudes de la zona. A menudo, la red fluvial consecuente incide los dorsos de cuestas y "hog-backs", dando lugar a morfologías de tipo chevron (9), mientras que la red subsecuente por erosión diferencial hace aflorar líneas de capa (7 y 8) con longitudes en ocasiones de hasta 2 km (Barranco de Vayart, junto al vertice Chordal).

También son frecuentes las crestas (5) estructurales, siendo las más significadas las existentes en el Macizo del Turbón por su bello impacto paisajístico.

El Turbón constituye una combe o relieve conforme anticlinal (11) retocada en su valle central (Valle de San Adrián) por procesos glaciares, la cual sigue una dirección sensiblemente N-S, transversal a las estructuras pirenaicas ONO-ESE.

Otro relieve conforme sinclinal (12) que se ha cartografiado es el 2Sinclinal de Alins, el cual ocupa una posición central en la hoja y que presenta importancia morfoestructural al condicionar la sobreimposición del río Isábena.

Por último, se han incorporado a la cartografía algunas fallas normales con expresión morfológica (10), generalmente de pequeño salto. Como alineaciones morfológicas con control

estructural (13) se han cartografiado tanto el cabalgamiento con vergencia S de Espés, prolongación de la terminación meridional de la zona de Los Nogueras y que condiciona estructuralmente el encajamiento del Río Isábena en sentido E-O en un tramo que supera los 2 km de longitud, como el de Santorens, de la misma vergencia y perpendicular al curso del Noguera Pallaresa (Embalse de Escales) en las proximidades del borde meridional de la hoja.

El tercer ámbito morfoestructural lo constituye la importante masa de molasas sin-postorogénicas que, con una elongación NO-SE, ocupa la zona centro-meridional de la hoja. Origina los relieves de las Sierras de San Marcos y de la Peña, con cotas como el Tozal de Sis (1761), Amariado (1791) y Serrat del Puxó (1465).

Esta subunidad queda limitada por elevados cantiles principalmente en su mitad S, cartografiados como escarpes estructurales (3) que en ocasiones llegan a alcanzar los 350 m. de altura. También son numerosas las líneas de capa (7 y 8) marcadas por los niveles conglomeráticos más resistentes. Toda su zona interna está sometida a una fuerte incisión poco definida desde el punto de vista morfoestructural, dada la homogeneidad litológica de los materiales.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Laderas

Las laderas constituyen los elementos principales de la evolución del paisaje, dada su función como proveedoras de agua y sedimentos a la red de drenaje.

En toda la hoja de Pont de Suert, el elevado gradiente de pendientes que existe hace particularmente dinámicos los procesos de génesis básicamente gravitacional asociados a vertientes.

Con el fin de no dificultar la lectura del Mapa Geológico, se ha seguido un criterio restrictivo en la Cartografía Geomorfológica de los depósitos asociados a vertientes.

La intensidad de los procesos denudativos hace que sólo en escasos puntos se conserven vertientes regularizadas (14), de perfil rectilíneo o ligeramente cóncavo.

Cuando el espesor de la cobertera detrítica lo ha permitido, se han cartografiado como coluviones (18), ligados a sustratos calcomargosos y en ocasiones pizarrosos.

Dada la abundancia de fuertes pendientes, la mayor parte de los depósitos de ladera cartografiados en la hoja corresponden a Vertientes de bloques (15).

Al pie de la Sierra de Ballabriga se han reconocido derrubios ordenados o “greze litée” (16) de la literatura geomorfológica francesa, de génesis mixta gravitacional/periglacial.

En el Macizo del Turbón adquieren gran desarrollo los canchales (17), rodeándolo irregularmente en forma de anillo por su exterior, y tapizando las laderas con fuertes pendientes de la Coma de San Adrian. Forman anchos mantos de derrubios, en ocasiones con morfología de conos y perfiles suavemente convexos, otras con mayores pendientes y perfiles desde rectilíneos a concavos.

En su génesis, además de los procesos gravitacionales tienen gran influencia la gelifracción y crioclastia, dadas las condiciones periglaciares dominantes durante buena parte del año en

las alturas donde se localizan.

Los canchales externos al macizo en la parte topográficamente superior de los mismos son fuertemente activos, mientras que en la zona topográficamente más baja han perdido funcionalidad, mostrándose muy encostrados por CO_3Ca .

Otros procesos de laderas de singular importancia en la morfogénesis actual de la zona de estudio son los ligados a movimientos gravitacionales más o menos puros.

En los cantiles y escarpes de materiales duros son frecuentes las caídas de bloques (23), en ocasiones de tamaños hasta decamétricos.

Sobre litologías más plásticas se desarrollan numerosos deslizamientos (20), generalmente de tipo rotacional. El material deslizado presenta morfologías lobuladas que eventualmente alcanzan más de 1 km de longitud, a los que no se les ha dado tratamiento de formación superficial con el fin de no enmascarar el Mapa Geológico. Son particularmente importantes en el Barranco de Villamiel, donde han llegado a provocar a principios del presente siglo el abandono de alguna aldea como Brallans.

Cuando la extensión superficial del material deslizado es pequeña, se ha optado por cartografiar las cicatrices de despegue (19).

Sí se han cartografiado como formación superficial los lóbulos y coladas de solifluxión (21), también ligados a substratos pizarrosos o margosos y que funcionan como flujos de derrubios (debris-flow) y coladas de barro (mud-flow). Corresponden a movilizaciones en masa rápidas donde intervienen procesos de geli-solifluxión (CHUECA, J. 1992).

Localmente también se han cartografiado como zona de reptación generalizada (22) algunas áreas sometidas a dichos procesos de movilización lenta, aunque estos son bastante generales en cotas superiores a los 1000 m en aquellos lugares donde las condiciones topográficas permiten un frecuente encharcamiento de los suelos.

4.2.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de la intensa actividad denudativa a la que se ha visto sometida la región en tiempos recientes, son los procesos de génesis fluvial los que dan lugar a la mayor actividad morfogenética.

La incisión lineal (27) presenta una densidad de drenaje elevada. A menudo se ven ejemplos del control morfoestructural de la red de incisión, como ya se ha señalado en el epígrafe 4.2.1.

Dada la juventud del relieve, alejados de los perfiles de equilibrio, la sobreimposición de la red sobre los niveles litológicamente competentes origina gargantas y cañones (28), en cuya génesis no hay que descartar la influencia de los procesos de disolución kárstica de las calizas. También son muy numerosos los saltos de agua y cascadas (32).

Las zonas somitales del relieve dibujan aristas e interfluvios alomados (36), algunas de las cuales se han significado como grandes aristas en zonas de montaña (37) particularmente la que marca la divisoria de aguas entre las cuencas del Noguera Ribagorzana y el Isábena.

Los procesos de arroyada en regueros (29) estan generalizados en cotas superiores a los 1500 m.

En las areas de sustrato margoso, particularmente en la esquina SO de la hoja, los procesos de acarcavamiento presentan especial intensidad, habiéndose cartografiado cárcavas (30), y cabeceras de cárcavas (31), empleándose a menudo este símbolo para significar zonas sometidas a intensos procesos erosivos que originan morfologías de tipo “bad-bands”.

También se han recogido en el Mapa Geomorfológico los escarpes de terraza. Estos son de tipo colgado (34) en los niveles superiores, mientras que en los dos niveles inferiores son escarpes encajados (35) al solaparse los depósitos de ambas terrazas.

Localmente se han apreciado pérdidas de drenaje (33), relacionadas por lo general con infiltraciones de las aguas superficiales en zonas kársticas.

Las formaciones de génesis fluvial son de escasa entidad superficial ya que estan conscriptas por la estrechez de los valles fluviales.

Se han cartografiado como fondo de valle (24) tanto el hecho activo como los niveles de llanura de inundación, situados a unos 2 m por encima de los cauces.

En el río Noguera Ribagorzana, junto con su afluente Noguera de Tor, se han identificado tres niveles de terrazas (25), situadas a las siguientes cotas relativas:

$$T_1 = +4-5 \text{ m (f)}, T_2 = +10-12 \text{ m (e)} \text{ y } T_3 = +20-25 \text{ m (d)}$$

El embalse de Escales oculta los niveles inferiores en la mitad sur de la hoja.

El rio Isábena tambien presenta dos niveles de terrazas bajas encajadas:

$$T_1 = 3-5 \text{ m (f)} \text{ y } T_2 = +10 \text{ m (e)}$$

Un caso particular lo constituye el nivel (c), situado junto a la aldea de Pardiniella a una cota sobre el Isábena de +155-165 m. Se ha cartografiado como terraza dada la composición litológica del depósito (grandes cantos polimícticos con matriz limoarcillosa). Sin embargo, dada la gran altura sobre el cauce actual a la que se encuentra y la ausencia de niveles de terrazas intermedios creemos que tal vez pudiera correlacionarse con los Depósitos de Piedemonte Pirenaico que adquieren gran desarrollo al S de las Sierras Exteriores, ya en la Cuenca del Ebro.

Por último hay que citar los numerosos conos de deyección (26) funcionales que se localizan generalmente en la desembocadura de barrancos y torrenteras en los valles fluviales principales, debido a la pérdida de carga que se produce por el brusco cambio de pendiente del perfil longitudinal. Un caso particular es el cono de deyección situado al NE del Turbón, en el paraje denominado Partida de Salvaplana, producido por infiltración de las aguas del torrente en un sistema kárstico.

4.2.2.3. Formas poligénicas

En este epígrafe se incluyen aquellos depósitos y morfologías en cuya formación intervienen varios procesos genéticos, aunque bajo este punto de vista también podrían considerarse

poligénicos otros depósitos (conos de avalancha y canchales por ejemplo) incluidos en otros sistemas morfogenéticos.

Se han cartografiado tres niveles de glacis (39) que se disponen de forma escalonada en el valle del Arroyo de Villacarlí, y en las proximidades de Torre La Ribera, en la esquina SO del Mapa.

El nivel superior (h), tiene, al igual que el inferior (j) escasa representación, estando mejor desarrollado el intermedio (i). Se caracterizan por la notable variación de pendiente que presentan entre sus zonas proximales y las distales. Como áreas madre están tanto en Macizo del Turbón al N como la Sierra de Chordal al S.

En su génesis intervienen procesos gravitacionales y aluviales del tipo de la arrollada difusa y en manto, que arrastran los materiales de las vertientes derramándolos hacia los valles.

También se han cartografiado algunos depósitos aluvial-coluvial (40), de génesis mixta entre procesos gravitacionales ligados a la dinámica de las laderas y fluviales (arroyada principalmente).

Por último, se ha interpretado como superficie de erosión (38) el rellano afectado también por procesos kársticos situado al S de la Montaña del Turbón, en cotas comprendidas entre 2.240 y 2.300 m. Otros autores -GARCÍA SAINZ, J. (1940) y GIMENEZ BRUNET, J.L., (1982)- interpretan como superficie de erosión la línea somital de cumbres que cierran por el O el Valle de San Adrian, en el macizo del Turbón, asignándola una edad Pontiense, aunque nosotros consideramos que la erosión posterior ha degradado dicha superficie prácticamente en su totalidad.

4.2.2.4. *Formas kársticas*

El factor litológico es el principal condicionante del desarrollo de este tipo de modelado, que como se deduce de su distribución en la cartografía, afecta fundamentalmente a las formaciones carbonatadas y calcareníticas de edad Cenomaniense-Santoniense, aunque localmente (proximidades de Santorens) pueden afectar a materiales yesíferos de edad Keuper.

El segundo factor que influye es el estructural: presencia de superficies subhorizontales o suavemente inclinadas, y de discontinuidades tectónicas como son fracturas y diaclasas.

Por último, el factor climático es fundamental. La abundancia de precipitaciones es un condicionante básico en el desarrollo de las morfologías de disolución kárstica.

También en la hoja de Pont de Suert el factor altitudinal tiene una indudable influencia. Al situarse los complejos kársticos en cotas elevadas -generalmente por encima de los 1.500 m- las precipitaciones en forma de nieve permanecen durante buena parte del año, favoreciendo la concentración de CO₂, que puede llegar en neveros semipermanentes a ser 20 veces superior a la del agua de lluvia. Desde este punto de vista, la mayor parte de las zonas kársticas pueden considerarse como karst nivales (CHUECACIA, J., 1993).

Las principales formas exokársticas cartografiadas son lapiaces areales (46) y puntuales (47), que se presentan generalmente desnudas y puede considerarse lapiaces estructurales (kluftkarren). También se han observado lapiaces en regueros y de aristas agudas (rillenkarrén).

Las principales morfologías de disolución corresponden a las dolinas, habiéndose observado tanto dolinas con fondo plano (41) como dolinas en embudo (42). En ciertos lugares, por

ejemplo al N del Macizo del Turbon (Montaña de Gabas), se aparecían dos generaciones distintas de procesos de disolución siendo las más antigua la generadora de una gran uvala (45) con 1000 m de longitud y 600 m de anchura máxima. En su fondo se localizan distintas dolinas en embudo de hasta 350 m de diámetro máximo.

Los fondos de las dolinas con frecuencia permanecen cubiertos por terras rossas.

Dado el pequeño tamaño de la mayoría de ellas, comprendido entre 30 y 100 m de diámetro, se han representado como campo de pequeñas dolinas (44). Con frecuencia, estas permanecen alineadas según direcciones ONO-ESE y N-S, haciendo patente el fuerte control estructural de los procesos de disolución.

Ocasionalmente, la incisión lineal subactual ha llegado a capturar alguna de ellas, representándose como dolinas capturadas (43).

Como formas de absorción se ha cartografiado algún sumidero (48) en el fondo de alguna dolina, así como dos simas (49) en las proximidades de Santorens.

El estudio de las morfologías endokársticas excede los objetivos de este estudio, aunque es conveniente indicar la existencia en la zona de numerosas cavidades y conductos subterráneos.

4.2.2.5. Formas glaciares y periglaciares

Las formas y depósitos asociados a estos sistemas morfogenéticos, aunque presentan una escasa expresión cartográfica en la hoja de Pont de Suert, han tenido una importancia extraordinaria en el desarrollo morfogenético reciente de la región, siendo los fenómenos periglaciares funcionales en la actualidad en buena parte de la misma.

El fondo S de la Coma de San Adrian, en el Macizo del Turbón, presenta dos **circos** glaciares (50) encajados uno en otro, que constituyeron las áreas de acumulación de cabecera del glaciar desarrollado a lo largo del valle. El circo meridional tuvo un menor desarrollo que el septentrional, el cual presenta forma semicircular y una anchura de unos 500 m. A lo largo del valle se reconocen dos pequeños glaciares rocosos (53), formados posiblemente en el periodo Tardiglaciár. El mayor de ellos tiene forma irregular, con un desarrollo de unos 400 m. y conserva una morfología en surcos y umbrales. El menor está fosilizado por derrubios de avalancha de la pared lateral del valle. Actualmente no son funcionales.

Siguiendo el curso del valle, y en su margen derecha, se conservan unos derrubios de nivación (54) en cotas comprendidas entre 1900 y 2000 m. Según CHUECA CIA, J. (1993), existen 3 generaciones de derrubios, con morfologías de cordón, de las cuales la más reciente es la única funcional.

En la margen izquierda del valle y en su cierre septentrional, se conservan diversos restos de las morrenas de fondo (51), fuertemente incididas por el Barranco de San Adrian, y en parte colonizadas por vegetación herbácea.

La longitud total del valle glaciar alcanza los 2.300 m, y sus paredes laterales están tapizadas por canchales de genesis mixta gravitacional/periglaciár, que en ocasiones presentan morfologías de conos de avalancha (57) de perfiles suavemente cónicos o rectilíneos. Alguno de ellos conserva perfectamente cicatriz de cabecera de avalancha (55) y son funcionales en la actualidad.

En la zona externa del macizo, y principalmente en los sectores O y S-SE, existen numerosos corredores de avalanchas que originan numerosos conos de avalancha con entidad cartográfica a la escala de trabajo.

Los tills glaciares del valle del río Noguera Ribagorzana se han cartografiado como frentes morrénicos (52) aunque agrupan tanto depósitos de frente morrénico como depósitos glacio-fluviales y tills subglaciares.

El depósito situado 1 km al S de Vilaller (Ermita de San Antonio) representa la máxima extensión que alcanzó el glaciar del Noguera Ribagorzana (VILAPLANA, J. 1983 y BORDONAU, J. 1992), el cual alcanzó los 30 km de longitud desde sus áreas de cabecera. Sin embargo, los retoques erosivos posteriores hacen que no se conserve la morfología morrénica original.

Hay que indicar que en el valle del Noguera del Tor, y unos 500 m al S del embalse de Llesp, en la cota de 890 m, se conserva otro depósito glaciar cuya pequeñez de afloramiento no ha permitido incluirlo en la cartografía, y que representa la máxima expansión del Glaciar del Noguera de Tor, el cual llegó a superar asimismo los 30 km de longitud.

El depósito morrénico situado 1.5 km al N de Vilaller presenta una morfología de arco morrénico bien conservada pese a la erosión posterior, y constituiría la morrena frontal del glaciar del Noguera Ribagorzana durante la fase de glaciares de valle definida por BORDONAU, J. (op. cit.). Aguas arriba del mismo, el valle conserva perfectamente la morfología en U característica de los valles glaciares.

El depósito situado en el Barranco de Dinardi, unos 200 m por encima del fondo de valle actual del Noguera Ribagorzana se interpreta como producido por obturación glaciar, siendo posiblemente correlativo con la tillita frontal de la Ermita de San Antonio, esto es, correspondiente con la fase de máximo glaciar.

Hay que señalar también la existencia de dos cubetas de sobreexcavación glaciar, denominadas por VILAPLANA, J., (op. cit.) de Bono y Barruera, las cuales se prolongan por el N en la vecina hoja de Benasque.

Se encuentran rellenas por depósitos glaciolacustres, investigados mediante sondeos eléctricos verticales por el mismo autor, que están recubiertos por los depósitos de fondo de valle y conos de deyección de los ríos Noguera Ribagorzana y Noguera de Tor respectivamente.

Por último se han localizado, tanto en el valle de San Adrián como en la ladera N de la Sierra Capitana algunas microformas de génesis periglacial, cartografiadas como almohadillas (58). Se trata de abombamientos de pequeña entidad (decimétricos) formados por materiales lúuticos. Hay que indicar que tanto estas microformas como otras del tipo terracillas, sendas de ganado, pies de vaca o campos de piedras, no cartografiadas, son muy frecuentes en cotas elevadas (por encima de 1500 m), desmostrando la completa funcionalidad de los procesos periglaciares en la actualidad.

4.2.2.6. *Formas antrópicas*

Dentro del modelado de génesis antrópica se han cartografiado dos pequeñas canteras (59) situadas en las proximidades de la localidad de Bonansa. Ambas explotaban niveles carbonatados del Cretácico.

También se han reflejado en el mapa geomorfológico algunos aterrazamientos (60) realizados con fines agrícolas o silvícolas. Se sitúan en la zona meridional de la hoja, en las proximidades de Beranuy, Obis y Puerto de Viu respectivamente.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía se ha realizado la descripción litológica y cronológica de las formaciones superficiales presentes en la hoja, mientras que en epígrafes anteriores del capítulo de Geomorfología se ha reflejado el contexto geomorfológico en que se sitúan haciendo especial referencia a la morfogénesis.

Por tanto, aquí solo se hará referencia a que la sedimentación de las distintas superficiales se encuentra geéticamente ligada al contexto morfoclimático, de tal forma que durante las etapas pluviales dominan los procesos deposicionales, mientras que en las etapas interpluviales dominan los procesos denudativos. La alternancia, a lo largo del Cuaternario, de periodos climáticos origina la sucesión y encajamiento de las distintas formaciones superficiales.

4.4. EVOLUCION DINÁMICA

Como punto de partida de la evolución geomorfológica de la región puede considerarse el momento del emplazamiento de las últimas láminas cabalgantes del orogeno pirenaico.

Según SENZ y ZAMORANO (1991) la edad del emplazamiento es Eoceno superior-Oligoceno inferior, aunque la deformación prosigue con el desarrollo de cabalgamientos menores durante el Oligoceno superior y Mioceno Inferior, simultaneamente con el inicio de la sedimentación bajo régimen endorreico en la Cuenca del Ebro, y del depósito de las grandes masas de conglomerados denominados en la literatura geológica tradicional como molasas pirenaicas postorogenicas. Estas, representadas en la hoja de Pont de Suert por los materiales que constituyen las Sierras de San Marcos y de la Pena, ocupan las zonas deprimidas por la tectónica.

El fin de esta etapa sedimentaria marcaría el inicio de la actividad erosiva en este sector de la cadena, con un drenaje que sería de dirección submeridiana la cual heredarían los cursos fluviales cuaternarios.

La actividad denudativa se prolonga durante el Mioceno-Plioceno, iniciandose el desarrollo de un modelado estructural condicionado por la heterogeneidad litológica del sustrato y por la fracturación del mismo. Paralelamente, durante el Plioceno prosigue la jerarquización de la red fluvial, pudiendose considerar que durante éste periodo se inician los procesos de sobreimposición a favor de debilidades tectónicas que originan los caprichosos cambios de dirección del río Isabena y las espectaculares gargantas que le enmarcan.

El Pleistoceno marca la generación de un relieve policíclico por alternancia de sucesivas etapas glaciares e interglaciares. Sin embargo, el poderoso efecto morfogenético de la última etapa glaciar ha borrado en toda la vertiente meridional del Pirineo practicamente casi cualquier vestigio de anteriores glaciaciones (BORDONAU, J., 1992), de las cuales en la hoja de Pont de Suert no hemos encontrado evidencia alguna.

Siguiendo a este mismo autor, las fases y cronología del último ciclo glaciar (wurmense) en el Pirineo son las siguientes:

- 1.- Fase de estabilización pre-máximo, anterior a los 50.000 años B.P.
- 2.- Fase de máximo glaciar, durante la cual alcanzan su máxima extensión, longitud y espesor los glaciares del Noguera Ribagorzana, Noguera de Tor y Turbón. Así, puede cifrarse en un espesor máximo de 600 m. el del Glaciar del Noguera Ribagorzana al N de la hoja de Pont de Suert, mientras que dentro de la misma pudiera alcanzar espesores de unos 250 m.

En esta etapa, comprendida entre los 45.000 y 50.000 años BP, la morfogenesis glaciar alcanza su máxima efectividad, desarrollandose el modelado de circos y valles glaciares, así como la formación de morrenas frontales, laterales y de fondo, de las cuales son ejemplo los tills de la Ermita de San Antonio, en el Noguera Ribagorzana, y los situados al S de Llesp en el Noguera de Tor.

- 3.- Fase de estabilización post-máximo, la cual marca el inicio de la deglaciación y que está caracterizada porque los glaciares experimentan un ligero retroceso, cifrable en unos 2,5 km en el Valle del Noguera Ribagorzana, seguido por una estabilización durante la cual se sedimenta al arco morrenico del Seminario de Vilaller, y posiblemente la terraza de +20-25 m del río Noguera Ribagorzana. Su edad está comprendida entre los 31.000 y 45.000 años BP.
- 4.- Fases de glaciares de valle, donde el retroceso posterior a la fase de estabilización post-máximo hace que las lenguas glaciares de los valles principales quedan desconectadas de sus tributarios más importantes, marcando una fuerte disminución volumétrica y espacial del hielo. Se inician los procesos erosivos aluviales en las zonas altas de los valles recién abandonados por los hielos, produciéndose la sedimentación de los materiales glacio-lacustres que colmatan las cubetas de sobreexcavación glaciar de Bono y Barruera y depositándose la terraza de +10-12 m de los ríos Isábena y Noguera Pallaresa.

La duración de esta fase comprende entre los 16.000 y 31.000 años BP.

- 5.- Fase de glaciares de altitud, en la cual se agudiza el retroceso haciendo que los glaciares queden confinados a los sectores de cabecera de los valles y circos glaciares. Posiblemente, en esta fase desaparecería el glaciar del Turbón, iniciándose el desmantelamiento de su morrena, y se depositarían las terrazas inferiores de los ríos Noguera Pallaresa e Isábena. Esta fase se sitúa entre los 1.3000 y 16.000 años BP.
- 6.- Fase de glaciares rocosos, desarrollada bajo un régimen climático frío y seco que no favorecería la expansión de los glaciares blancos. En esta etapa se formarían los glaciares rocosos del Macizo del Turbón, y tal vez se iniciara la génesis de derrubios de nevero, en una edad comprendida entre los 10.000 y 13.000 años BP.

La etapa postglaciar corresponde al Holoceno, en la cual se producen las últimas acumulaciones, representadas por los aluviales y llanuras de inundación de los cursos fluviales de la zona, conos de deyección, canchales, conos de avalancha, vertientes de bloques, coluviones y depósitos aluvial-coluvial, todos más o menos coetáneos y funcionales en la actualidad.

Hay que señalar que alguna de estas acumulaciones recientes aparecen localmente disectadas por procesos de arroyada, como consecuencia de un cambio climático hacia la aridez de menor entidad que los que se interpretan durante el Pleistoceno.

4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfogénesis actual en el sector de la Cadena Pirenaica ocupado por la hoja de Pont de Suert está dominada por los procesos denudativos, principalmente de carácter fuvio-torrencial. La arroyada, incisión lineal y acarcamientos son especialmente activos, estando los "talweg" de los valles lejos de alcanzar sus perfiles de equilibrio, y en particular los de los barrancos secundarios, como prueban los numerosos saltos de agua y cascadas existentes en la zona de estudio. También hay que señalar la posibilidad de inundaciones en las vegas de los cauces no regulados, principalmente Isabena, Baliera y Noguera Ribagorzana al N de Pont de Suert.

Son también muy activos los procesos de dinámica de laderas, favorecidos tanto por el régimen climático (las condiciones periglaciares, con sus secuelas de abundante generación de gelifractos dominan durante buena parte del año las cotas más elevadas del territorio) como por los fuertes gradientes de pendientes que favorecen los fenómenos gravitacionales (lóbulos de solifluxión, deslizamientos, caídas de bloques, etc).

Cara al futuro puede considerarse la actuación humana como un factor fundamental de cambios potenciales en las condiciones morfodinámicas actuales. La acción antrópica sobre todo respecto al uso de recursos naturales como agua, suelo, sustrato geológico o vegetación, pueden modificar de forma rápida el delicado equilibrio entre los procesos de erosión y sedimentación, aunque, como es lógico, son las posibles variaciones del régimen climático el factor principal de los futuros cambios morfodinámicos.

5. PETROLOGÍA

5.1. TRAQUIANDESITA Y RIODACITA (1)

Se encuentran sólo en la Unidad tectónica de Las Paúles aflorando como pequeños cuerpos ígneos lenticulares intruidos en las lutitas de la Fm. de Vilaller. El color de alteración es un pardamarillento muy característico, mientras que en corte fresco son verdeoscuras, de grano fino y aspecto denso. Según MEY (1968) contienen fenocristales de plagioclasas, algo de cuarzo y feldespato potásico, piroxeno y probablemente olivino, además de calcita y clorita de alteración. Su composición varía de traquiandesita a riodacita, con textura volcánica, siendo muy posible una relación genética con las lavas y sedimentos volcanoclásticos del Estefaniense.

5.2. DIQUES DE DIORITA-PORFIRITA (2)

Relacionados con la Zona Metamórfica de Bono, situada en los márgenes del río Ribagorça fuera de la Hoja. En el área cartografiada hay una acumulación densa de diques en el bloque superior del cabalgamiento de Bono inclinados unos 25 grados hacia el noreste, siguiendo en general el clivaje S1 principal. Otro grupo menos importante se encuentra aislado cerca de Castanesa. El contacto con la roca encajante es brusco, con metamorfismo de contacto sólo visible en los diques más grandes. El espesor varía entre 0.5-30 metros y su longitud es kilométrica. En fractura tienen un color blanco-gris claro o verdoso, destacando los fenocristales de feldespato entre una matriz densa. Según MEY (1967) los fenocristales se componen de un 25-40 % de plagioclasa (albita a andesina) muy alterada a sericita y ocasionalmente reemplazada por feldespato potásico; biotita usualmente alterada a clorita y parcialmente reemplazada por cuarzo, y como accesorios hornblenda y apatito. La matriz (>50 %) está

muy sericitizada, con una composición original de plagioclasa, algo de feldespato potásico, calcita, apatito, zircón, titanita, metálicos y muy poco cuarzo.

5.3. OFITAS (3)

Son rocas resistentes de color verde oscuro, que se encuentran incluidas como masas alargadas o subredondeadas entre las evaporitas deformadas del Keuper. Destaca el afloramiento al noreste de Vihuet de cuatro kilómetros de largo y unos 200 metros de espesor. La intersección de fracturas ligadas al enfriamiento y fracturas tectónicas crean bloques prismáticos que al alterarse pueden dar bolas escamosas. Su composición es bastante homogénea, una facies media se compone de olivino a menudo metamorfoseado, piroxenos, matriz de plagioclasas zonadas, óxidos opacos y algunos anfíboles y biotita, correspondiendo a doleritas ofíticas con textura subofítica.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El primer registro sedimentario en el área cartografiada corresponde a las ampelitas del Silúrico, que se depositaron en un ambiente marino anóxico de plataforma poco profunda cuya extensión sobrepasa los afloramientos pirenaicos. Hacia el final del Silúrico y base del Devónico, las facies son ya más oxigenadas, desarrollándose durante el Lochkoviense y parte del Praguense una rampa homoclinal mixta donde se depositó la formación de Rueda. Las facies del tramo inferior de la Fm. de Basibé son indicativas un ambiente marino abierto, probablemente de rampa media, que se somerizó a ambientes litorales durante la sedimentación del Mb. de San Silvestre, con entrada en la cuenca de aportes deltáicos desde el oeste, retrabajados como barras costeras. La batimetría se profundizó en el Praguense alto-Emsiense inferior, con desarrollo de una plataforma carbonática que muestra ciclos de profundización (Mb. de Llaviere). Como continuación de esta tendencia, la plataforma carbonática se hundió totalmente en el Emsiense inferior, sedimentándose las lutitas de la formación de Fonchanina en un medio marino distal. Durante el resto del Emsiense y hasta el Eifeliense inferior (Devónico medio) el medio cambió a una plataforma externa con sedimentación condensada de calizas y margas en series periódicas (Fm. de Mañanet). Presumiblemente la subsidencia se incrementó durante gran parte del Eifeliense, iniciándose un ciclo de profundización ligado al desarrollo de áreas de cuenca, con sedimentación distal de lutitas y areniscas (Fm. de Vilaller). Este ciclo terminó con una reducción de la batimetría, cese del aporte terrígeno y nuevo depósito de carbonatos hemipelágicos en transición con las calizas de plataforma de la formación de Renanúe. Esta plataforma muestra una evolución somerizante durante el Givetiense, que culmina en ambientes pararrecifales al inicio del Devónico superior (Frasniense). Desde este momento y a lo largo del Frasnense se registra una profundización progresiva y aumento de detríticos, desarrollándose una plataforma mixta dominada por oleaje y tormentas, primero de ambiente proximal (parte alta de las Calizas de Renanúe) y luego medio y distal (formación de Sahún).

El resto de la historia sedimentaria del ciclo Hercínico se ha reconstruido a partir de los afloramientos cercanos de Benasque, donde continuó la sedimentación de calizas de plataforma durante el Turnasiense-Namuriense (Carbonífero), seguidas de la facies Culm de edad namuriense, formada por alternancias de lutitas y areniscas en ambientes fandeltaicos y turbidíticos.

Posteriormente a las fases de compresión que formaron las estructuras hercínicas y a la intrusión de las granodioritas y los diques, hubo una importante etapa de erosión sin sedimentación que ocupa parte del Carbonífero. Entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior este sus-

trato parcialmente arrasado se fracturó en cuencas de tipo *graben*, asumiéndose un contexto tectónico de desgarre. Las cuencas se rellenaron primero por coladas de lavas andesíticas y sedimentos aluviales de área fuente volcánica, ricos en materia orgánica vegetal en un clima cálido y húmedo (Fm. de Malpás), y posteriormente por sedimentos de llanura aluvial con área fuente en las rocas paleozoicas, en un clima de tipo estepa favorable a la oxidación (Fm. de Peranera). La subsidencia fue importante en esta última etapa, seguida por una laguna sedimentaria asociada a rotación de bloques. Durante el Pérmico superior estas cuencas se reestructuraron y ampliaron, lo que se considera como el inicio del ciclo distensivo alpino, materializado por la discordancia basal del Buntsanstein. La subsidencia fue más homogénea y menos controlada por fallas que en los depósitos anteriores, había menor relieve montañoso y extensas áreas con granodioritas estaban expuestas en superficie alimentando ríos trenzados que fluían hacia el suroeste en un clima de tipo sabana. La “Unidad de Lutitas” del techo del Buntsanstein indica una disminución del detritismo y el inicio de la transgresión marina en el Anisiense (Triásico medio), sedimentándose a continuación las calizas del Muschelkalk en condiciones de mar somero y subsidencia homogénea. El máximo transgresivo se alcanzó en el Ladiniense, comenzando la regresión marina en el Carniense. Las facies Keuper son el resultado de la acentuación de esta regresión durante el Carniense-Noriense coincidiendo con una fase de *rifting* continental, con depósito de yesos, cloruros y lutitas en *sabkhas* y lagunas costeras bajo un clima árido. El superciclo triásico terminó por una nueva ingresión marina con sedimentación de las calizas de la Fm. de Isábena en ambiente de llanura mareal.

Un nuevo ciclo sedimentario se inició en el Liásico, primero con depósitos vulcanoclásticos probablemente asociados a la intrusión de las ofitas en la cuenca, continuando con ambientes inter-supramareales donde se sedimentaron las “Calizas con ostrácodos bituminosas” y las “Brechas dolomíticas”. Estas últimas se relacionan regionalmente con cubetas subsidentes donde se depositó un gran espesor de anhidritas, sugiriendo una aceleración de la tectónica extensional. En el Sinemuriense volvió a establecerse una llanura mareal carbonática en el área, con sedimentación de las “Calizas y dolomías listadas”. Esta plataforma fue anegada bruscamente por la importante subida relativa del nivel marino a comienzos del Pliensbachiense, depositándose margas con cefalópodos en series condensadas. Es la primera vez en el ciclo alpino que se registran condiciones de mar abierto en la cuenca. El ciclo sedimentario del Liásico termina con otra regresión generalizada en la base del Dogger. Los sedimentos que caracterizan al resto del Jurásico son carbonatos de plataforma somera, divididos por un largo periodo de emersión que ocupa parte del Bathoniense y Oxfordiense. La subsidencia fue más importante durante el Kimmeridgiense y Titónico, probablemente controlada en parte por fallas normales. El ciclo sedimentario termina con un importante alzamiento, rotación y erosión de los sedimentos jurásicos al final del Titónico, produciendo la discordancia neocimérica, que se relaciona con el inicio de la etapa distensiva del Cretácico inferior. Asociados a esta emersión se formaron depósitos de lateritas delgadas y discontinuos en el flanco norte del sinclinal de Alins.

La cuenca sedimentaria del Cretácico inferior se caracteriza por estar compartimentalizada por fallas normales que determinan importantes variaciones de espesor y cambios de facies. Las series del Neocomiense-Barremiense se sedimentaron al este de la Sierra de Sis, ocupando un área más restringida que la cuenca jurásica. Son carbonatos de ambiente confinado, algo más abierto al inicio del Aptiense. Entre el Aptiense y el Albiense medio se generó una pequeña cubeta sedimentaria al oeste de la Sierra de Sis controlada por fallas normales N130 y N30, que terminaba en la montaña del Turbón. Otra cubeta todavía más pequeña se hallaba en la Sierra de San Juan. El relleno sedimentario fue primero de calizas arrecifales (Fm. de San Roque) y al acelerarse la subsidencia se formaron taludes con sedimentación de calizas

arrecifales y margas poco profundas (Fms. de Cruz y San Martín). La proliferación de corales, rudistas y melobesias indica condiciones de mar cálido.

Entre el Albiense superior y la base del Cenomaniense la cuenca sedimentaria experimentó una importante reestructuración tectónica, con efectos distintos según las áreas. Al sur de Aulet se formó un depocentro muy subsidente relleno por más de mil metros de calizas y margas de plataforma; por contra, al oeste de la Sierra de Sis sus efectos fueron la rotación y alzamiento de las series albienses previas (discordancia intralbiense bajo la Fm. de Pegá), la ampliación de la cuenca hacia el noroeste y la reactivación del relieve emergido de la Zona Axial. A consecuencia de estos cambios los ambientes arrecifales desaparecieron reemplazados por abanicos deltáicos provenientes del norte y del oeste (Fm. de Turbón) y por calizas bioclásticas de plataforma agitada (Fm. de Aulet).

El ciclo del Cretácico superior se inicia en el territorio cartografiado por la formación de cuencas con sedimentación margosa pelágica (Fm. de Sopeira), sin desarrollo aparente de áreas de plataforma. Los centros sedimentarios pueden o no coincidir con los existentes al final del Albiense. En el Cenomaniense medio-superior la batimetría se homogeneizó, formándose una extensa plataforma carbonática somera donde proliferaban rudistas y Prealveolinas. A inicios de Turoniense esta plataforma se hundió en toda su extensión, cambiando a un medio de mar abierto con influencia pelágica y facies remarcablemente homogéneas (Calizas con Pithonellas). La homogeneidad batimétrica se rompió durante el resto del Turoniense y parte del Coniaciense, con desarrollo en el área del Turbón de una plataforma bioclástica que grada a facies más profundas hacia el este, y que fue posteriormente reemplazada por una plataforma arrecifal con corales y rudistas.

Un cambio importante ocurrió en la cuenca a partir del Coniaciense superior, referido por PAPON (1968) como la epirogénesis Santoniense. La subsidencia diferencial experimentó una aceleración crítica que condujo al basculamiento y truncación de las series previas, a la formación de depocentros rellenos por facies de talud y cuenca ("Calizas de Aguas Salenz) y a una reducción importante de las áreas de plataforma. Estas quedaron restringidas a la alineación N-S del Turbón-Serrado, donde temporalmente se desarrollaron biohermes de rudistas. Al final de esta etapa la sedimentación de calizas fue progresivamente reemplazada por las margocalizas de la Fm. de Anserola, con estructuras de inestabilidad gravitatoria.

La discordancia intrasantoniense marca el inicio de la etapa "flysch" que se extiende hasta el Maestrichtiense superior, coincidiendo con la fase de plegamiento que formó los anticlinales del Turbón y el Serrado, el cabalgamiento de las Aras y estructuras relacionadas al este de la Sierra de Sis. El relleno de la cuenca indica una somerización progresiva, primero por series turbidíticas (Mb. de Brechas de Campo y Mb. de Turbiditas de Mascarell), a continuación por margas de prodelta (Mb. de Margas de Campo) y por último por areniscas mareales asociadas a medios de transición y continentales (Arenisca de Arén y facies garumniense). Se infiere durante este proceso un decrecimiento de la inestabilidad sedimentaria en los taludes y el desplazamiento hacia el sur de la cuenca.

La primera transgresión marina del Terciario generó una extensa zona lacustre conectada al noroeste con el mar. Este primer pulso fue seguido de ciclos transgresivos-regresivos en ambientes de transición a marinos (Calizas con glomalveolinas), hasta la importante transgresión del Ilerdiense que formó la plataforma de las Calizas con Alveolinas. Esta plataforma somera se profundizó en el Ilerdiense medio cambiando a un ambiente de plataforma externa con sedimentación margosa (Margas de Riguala). No obstante la sedimentación carboná-

tica se mantuvo inicialmente en el alto estructural de Merli, desarrollándose una pequeña plataforma arrecifal de corales y algas, que fue finalmente cubierta por la sedimentación detrítica. A partir de este momento en el área de la cartografía no hay registro sedimentario hasta el final de Eoceno, aunque la sedimentación se mantuvo al sur, en la cuenca de Graus. En este intervalo se formaron el resto de las estructuras tectónicas que están fosilizadas por los conglomerados de la Sierra de Sis. Se observa no obstante, que la sedimentación de los conglomerados durante el Priaboniense-Oligoceno fue contemporánea con una reactivación diacrónica (más moderna hacia el norte) de las estructuras del sustrato. El relieve generado alimentaba abanicos aluviales de área fuente local que coexistían con abanicos más extensos con área fuente en la Zona Axial y la Zona de Los Nogueras. Los depósitos más recientes son ya cuaternarios, en relación con el relieve actual.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

La evaluación y análisis de los datos aportados por distintas fuentes de información, entre las que cabe destacar, el Libro de la Minería de Aragón, Revista de Geología Aragonesa (RODE-NO), el Inventario del P.E.S. y diversos proyectos de investigación sobre las cuencas carboníferas pirenaicas realizadas dentro del P.E.N. y cuyas conclusiones se recogen en la Síntesis Geológico-Minera de los carbones del Noreste Peninsular, ITGE (1987), así como de la información aportada por los trabajos de campo, permite realizar una evaluación de los distintos indicios y yacimientos encuadrándolos en los siguientes grupos:

- a) Recursos Energéticos
- b) Minerales Metálicos
- c) Minerales Industriales
- d) Rocas Industriales

a) Recursos Energéticos

En el área de investigación, la Cuenca Carbonífera de Pont de Suert o de Malpas, es sin duda el recurso más importante en este capítulo.

La cuenca productiva, de forma alargada y dirección ONO-ESE, está limitada por los ríos Noguera de Tor al Este y el Flamisell al Oeste, afluentes respectivamente del Noguera Ribagorzana y del Noguera Pallaresa. Tiene una longitud aproximada de 14 km y una anchura de 11 km. La topografía es acusada con una serie de profundos barrancos que la inciden de forma perpendicular. La tectonización es fuerte, aunque en general el tramo producto se mantiene con buzamiento de 80° a 60° al Suroeste en todo su afloramiento.

Los sedimentos de esta cuenca se disponen en discordancia entre los materiales del Devónico y, a su vez, los depósitos rojos del Permotrias se observan discordantes sobre ellos. La edad atribuida al conjunto de formaciones diferenciadas en esta cuenca es Westfaliense Superior-Estefaniense.

Dentro de la Hoja sólo se encuentra el sector occidental de la cuenca entre Erill Castell y el Barranco de Peranera, donde se sitúan las instalaciones del Grupo M. Padro de la Minería Industrial Pirenaica, S.A. (MIPSA).

En la columna sedimentaria general de la cuenca se diferencian tres formaciones de muro a trecho: Aguiro, Erill Castell y Malpas.

La Formación Aguiro, constituida por conglomerados y brechas con espesores de 20 a 30 cm. y escasa continuidad lateral. La Formación Erill Castell constituida esencialmente por depósitos volcanoclásticos con coladas de lava andesítica intercaladas, sobre todo hacia techo de la formación.

La Formación Malpás es el termino productivo del conjunto Estefano-Pérmico, tomando su nombre del pueblo que a su vez fue centro del distrito minero. Esta representada básicamente por una serie volcano-sedimentaria, con capas de carbón de hasta 4,5 m. de espesor.

Se extiende a lo largo de unos 9 km, desde el Barranco del Obegins al O hasta Vilancós al E (Hoja nº 214), siendo su potencia máxima de unos 300 m en el Barranco del Pont de Ertá, disminuyendo progresivamente en dirección ESE hasta desaparecer.

Se dispone concordante sobre el conjunto volcánico precedente, a techo del cual suele desarrollarse un paleosuelo laterítico que inicia el tránsito a unas condiciones tectosedimentarias diferentes.

Esta unidad se estructura en secuencias granodecrecientes con microconglomerados, areniscas de grano fino a grueso, lutitas finas y arenosas, en todos grises y pardo-grisáceas, niveles carbonosos y capas de carbón, culminando con un nivel decamétrico de calizas anquiriticas grises, con abundantes restos lacustres.

Estas facies detríticas, intercalan abundantes niveles piroclásticos de tobas y cineritas, aunque con frecuencia variable en distintos puntos de la cuenca.

Sobre el nivel carbonatado que se dispone a techo de la Formación Malpas, se depositan los potentes conjuntos pardo-rojizos postestefanienses, de lutitas, areniscas y conglomerados, organizados en diversas secuencias y que intercalan niveles volcanoclásticos, pertenecientes al Pérmico (Fm. Peranera y/o Fm. Bunter).

Todas las unidades descritas se disponen con una dirección ONO-ESE, observándose las capas con buzamientos importantes en general al Sur, variando entre los 40° en zonas próximas al Permotrias, a la vertical en las unidades inferiores. Existen también buzamientos invertidos.

Entre los depósitos de carbón existentes en el tramo productivo de la Formación Malpas, destacan cuatro capas o conjuntos de capas, de las que dos de ellas han sido objeto de explotación por minera de interior. Todas ellas tienen una morfología arrosariada, por lo que los espesores son muy variables. Se disponen con fuertes buzamientos.

Carboneros de muro:

Consisten en una serie de niveles borrascosos, al mayor de los cuales no supera el metro de espesor, separados por lutitas. Tienen escasa continuidad al estar interdigitados con materiales volcanoclásticos, por lo que solo se observan localmente (alrededores de Peranera).

Capas primeras o Capas de muro

Es de las dos capas explotadas en la cuenca, las situadas mas a muro en la serie y también la mas regular y continua. Está incluida en un conjunto lutítico de espesor variable entre 10-15 m. Los espesores en afloramiento de la caja de capa (niveles de carbón con sus estériles), varían proporcionalmente con la potencia de la unidad en cada punto, pasando de 0,5 m en el borde W de la cuenca, a los 3,4 m en los alrededores de Peranera, 1,6 m en la Colada de Fades, , 0,9 m en el Barranco de Pont de Ertá, hasta niveles decimétricos en la Collada de Sas (Hoja nº 214).

En los informes mineros correspondientes a las explotaciones, se habla de espesores de hasta 3 m. No obstante, su carácter arrosariado se comprueba observando los planos de labores y de zonas explotadas, en los que las zonas beneficiadas, se disponen de forma discontinua aprovechando los sectores de bonanza de capa, que constituyen unos 2/3 de la zona minada.

Carboneros intermedios:

Muy irregulares en potencia y discontinuos, están constituidos por una alternancia de carbón, borrasca y lutitas, en un conjunto de unos 15 m. de espesor, alcanzando el carbonero mayor los 0,5 m.

Capas segundas o Capas de techo:

En los sectores con mayor desarrollo de la Formación Malpas, se sitúa a unos 100 m. a techo de las Capas primeras. Su morfología con frecuentes esterilizaciones, la hacen aun más irregular y discontinua.

Las variaciones de espesor de la caja de capa en superficie, van de los 0,4 m. en el limite O de la cuenca, 4,3 m en Erill Castell y 2 m en Collada de Fabes, 1,6 m en Sas y 0,7 en Collada de Sas. A partir de este punto se esteriliza, observándose solo carboneros centimetricos (Hoja nº 214).

La superficie explotada en esta capa, constituye aproximadamente la mitad de la zona minada.

Los carbones pertenecen al grupo de hullas-antracitosas, de aspecto brillante, duro y compacto (a veces mas sucio y mate). No se aglutinan, dan llama escasa azulada o blanca, cenizas blancas, tienen algo de pirita y no producen humo ni mal olor. Los resultados analíticos de muestras de carbón tomadas de las explotaciones son:

- Humedad.....	1,5%
- Cenizas.....	16-38%
- Volátiles.....	8%
- Carbono fijo.....	48-58%
- Poder calorífico.....	7.000-8.000 kcal/kg

En relación con las reservas en la cuenca, no se definió el potencial existente. En el Plan Nacional de la Minería, se adelantaban unas reservas de 250.000 t.

Durante el pasado siglo, las unicas explotaciones que se llevaron a cabo en la cuenca, se limitaron a arranques de pequeñas cantidades de a cielo abierto para abastecer algunas fraguas de pueblos próximos.

A partir de 1931 que se constituye la Sociedad Anónima Minera Industrial Pirenaica (MIPSA), se inician los trabajos de investigación y es a partir de principios de los cuarenta, cuando comienza una gran actividad de las explotaciones, alcanzando producciones de 30.000 t/año. El problema del transporte a la estación de Balaguer, limita al parecer la producción durante el resto de la década.

La ejecución del pozo de extracción vertical "Marcelino Padró" y la instalación de la Fábrica de Cementos del Xerrallo, impulsan nuevamente las explotaciones en los años cincuenta.

En la década de los sesenta, diferentes proyectos mineros se ponen en marcha para mejorar la rentabilidad, pero la mina cierra antes de finalizar la década, no por la falta de carbón sino por la baja rentabilidad de la explotación.

Pasados 15 años y coincidiendo con una etapa en donde se generaliza el interés por la utilización del carbón en centrales térmicas, ENADIMSA realiza a petición de MIPSA, unos trabajos de reconocimiento superficial de la continuación de las capas a partir de las áreas explotadas, concluyéndose con la existencia de un sector a continuación de las antiguas explotaciones, de algo menos de 1 km de corrida, en donde hasta la cota 930 se evalúan aplicando todo tipo de coeficientes reductores, unos recursos de unas 500.000 t para la Capa 1ª y unos 700 t en Capa 2ª.

En el ámbito de la Hoja las concesiones mineras y vigentes son las siguientes:

- Zona Júpiter: Se integra en la concesión del mismo nombre. Situada entre Erill Castell y el Barranco Peranera, consta de cinco pisos por encima del barranco y tres plantas a niveles inferiores, a partir de los cuales se explotó la Capa 1ª. Solo se llevó a cabo alguna labor de reconocimiento en Capa 2ª.
- Zona Egara: Corresponde a las labores llevadas a cabo en dicha concesión y se ubica entre el Barranco de Peranera la Collada de Fades. Consta de seis pisos situados sobre el nivel del Arroyo y tres plantas situada a nivel inferior del mismo, en los cuales se beneficiaron las Capas 1ª y 2ª.

Como conclusión cabe indicar la existencia de unos recursos teóricos beneficiables de algo mas de 1 Mt de hulla antracitosa, con alto contenido en cenizas distribuidas en dos capas arrosariadas y subverticales. Estas características, junto a la situación geográfica del yacimiento y la caída de la demanda de este combustible, limitan no obstante las posibilidades de una nueva reactivación de la extracción de carbón en esta cuenca por el momento.

Otros indicios de muchas menor importancia, se citan en los afloramientos del Cenomaniense en la ladera meridional del Barranco de Espes y en los oligocenos del sector suroccidental, en los alrededores de Merli. En ambos casos son lignitos sin aparente continuidad lateral y muy ricos en sulfuros.

b) Minerales Metálicos

Los indicios de lignito del Cretácico y Oligoceno muestran un porcentaje elevado de metálicos, entre los que se cita la presencia de marcasita, pirita, goethita, calcita, melanterita y yeso.

En las series rojas del Permotrias se observan numerosos indicios de minerales metálicos. Cabe reseñar los de la cota 1.0790 m situada al Norte del km 52 de la carretera que condu-

ce de los Bordes a Bonansa y el de Denuy al noreste de dicha localidad. En ambos casos, en los "red-beds", se cita la presencia de calcosina, goethita, calcita, malaquita y cuarzo. En el de Denuy es de tipo cobaltífero con eritrinas como mena, y en la cota 1079 hay indicios de autinita. En los afloramientos de ofitas del Tosal de Abella, central eléctrica de Villaler, San Martín y Bisaurri, se observan indicios metálicos en los que se determinan la presencia de magnetita, epidota y tremolita.

c) Minerales Industriales

La presencia de masas salinas en el tramo basal del Keuper debe tener cierta importancia local, dado el número de fuentes saladas que existen en el sector noroccidental, especialmente entre San Feliu y Muna (Las Salinas). En los depósitos de estas fuentes se tiene halita, calcita, yeso y caolinita. Asimismo entre los yesos, se citan cristales negros de biogertita.

Estos indicios no han sido motivo de explotación en ningún caso.

d) Rocas Industriales

En la Hoja de Pont de Suert, las explotaciones de arenas y gravas son las únicas reseñables en este capítulo, ya que algunas canteras en la serie cretácica de las márgenes del Embalse de les Escalles, previsiblemente activas durante su construcción se encuentran actualmente inactivas.

En el capítulo de graveras cabe reseñar como la más importante, aunque solo con extracciones temporales, la ubicada en la confluencia del río Sabena con el Arroyo Villacur y algunas pequeñas extracciones en la confluencia del Noguera Riobagorzana y Noguera Toro, aguas arriba de Pont de Suert.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Encuadre hidrogeológico

Para la redacción del presente apartado ha sido de gran utilidad la consulta del trabajo "Investigación hidrogeológica del sistema acuífero nº 68, en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana (Huesca)" elaborado por el ITGE en 1986. En dicho trabajo, y desde la perspectiva hidrogeológica, se dividió dicho interfluvio en cuatro grandes unidades, enumeradas de Norte a Sur: Zona Axial, Sierras Interiores, Cuenca de Graus-Tremp y Sierras Exteriores.

La Hoja de Pont de Suert participa de las características de los dos primeras.

En la zona Axial, formada por materiales paleozoicos y secundarios, se diferencian gran número de acuíferos de poca importancia, aptos solamente para satisfacer demandas locales de pequeña entidad. Los niveles acuíferos son de escasa importancia y se encuentran compartimentados, mal conectados entre sí, libres o confinados, cuya porosidad y permeabilidad puede ser relativamente alta en superficie pero que disminuyen bruscamente en profundidad, por lo cual, la circulación del agua suele ser hipodérmica y los acuíferos tienen escaso poder de regulación, aunque puedan mantener los caudales de los manantiales durante bastante tiempo debido al elevado volumen del almacenamiento, en relación a la permeabilidad y a la frecuencia de la recarga.

La alimentación de los acuíferos de la zona Axial, se produce por infiltración directa de las precipitaciones y por la procedente de la escorrentía superficial originada a partir de estas precipitaciones o del deshielo y su drenaje tiene lugar por multitud de manantiales pequeños.

En la Sierras Interiores, situadas al sur de la zona Axial, formadas principalmente por materiales secundarios, se diferencian acuíferos carbonatados que pueden ser importantes, que descargan por manantiales de caudales elevados y con relación clara con los ríos. Asimismo existen otros niveles acuíferos formados por materiales detríticos, de recubrimiento, originados por acumulación de materiales procedentes de la erosión de los macizos, derrubios de ladera y aluviales.

En los acuíferos carbonatados, los cambios laterales, la estructura y las particularidades propias de estos acuíferos condicionan que estos sean multicapa del tipo kástico "sensu estricto" o intermedios, mixtos, de doble porosidad, pudiendo ocurrir que un mismo acuífero participe de muchos tipos; libres en general o confinados localmente.

La descarga se realiza a través de manantiales importantes a los ríos que son los ejes de drenaje, y por manantiales pequeños los acuíferos de escasa entidad o menos permeables o colgados. Las relaciones río-acuífero son importantes en el Esera e Isabena, Rialvo etc. y menos evidentes en el Noguera, enmascarados por los embalses. Los manantiales y los drenajes importantes a los ríos tienen lugar en acuíferos Cretácicos y Jurásicos.

7.2.2. Inventario y usos del agua

En la Hoja de Pont de Suert se ha podido disponer de un total de 34 puntos de agua; la mayor parte de los mismos son manantiales con caudales más bien reducidos, en general inferiores a 10 l/s y sólo hay un punto con nº 3210-8-004 con caudal aforado de 89 l/s.

Alguno de los manantiales aprovecha sus aguas para ser envasadas y otras sirven para el abastecimiento a pequeños núcleos de población.

La cota a la que se sitúan los manantiales es muy variable y oscila entre 880 y 1670 m s.n.m. lo cual ya proporciona una primera información acerca de la escasez de acuíferos importantes.

7.2.3. Hidroquímica

En la Zona Axial, caracterizada por su baja permeabilidad, las aguas presentes son de naturaleza bicarbonatada-sulfatada, cálcico-sódica de mineralización débil, y blandas en lo relativo a la dureza.

En la Sierras Interiores las aguas son de naturaleza bicarbonatada, en ocasiones bicarbonatada-sulfatadas, cálcicas o cálcico-magnésicas, de mineralización ligera. Debido a la compartimentación de los acuíferos son frecuentes pequeñas variaciones en las características químicas de las aguas.

La presencia anómala de compuestos nitrogenados en algún análisis debe de estar relacionado con factores humanos asociados con la agricultura o con la ganadería.

En ninguna de las muestras la conductividad supera los 500 S/cn.

7.2.4. Caracterización hidrogeológica

Los materiales que integran la zona Axial se caracterizan por una baja permeabilidad, con lo que desde el punto de vista de las aguas subterráneas, revisten poco interés.

No obstante, existe algún nivel calizo, y son relativamente frecuentes los niveles detríticos y de alteración que pueden constituir acuíferos, que si bien son de pequeño potencial, tienen cierta importancia a nivel local, especialmente para solucionar problemas de abastecimiento.

En conjunto, en la Zona Axial se diferencian gran número de acuíferos, poco importantes y mal conectados entre sí que responden a los dos tipos de acuífero tradicional, por porosidad intergranular y por fisuración.

A los primeros corresponden todos aquellos que surgen en los suelos, y en las pequeñas acumulaciones de los materiales de alteración. Son libres y se alimentan de las precipitaciones directamente y de la escorrentía superficial.

Los materiales consolidados, detríticos y carbonatados, constituyen también acuíferos, en este caso por fisuración. Sin embargo, el tipo de materiales y su estructura, su meteorización y la erosión superficial existente, condicionan que se trate de acuíferos muy compartimentados, mal conectados, libres o confinados, cuya permeabilidad y porosidad pueden ser relativamente altas en superficie. Su alimentación se produce por el agua de lluvia y por la escorrentía superficial y descargan por manantiales que surgen al amparo de la topografía en contacto con materiales de diferente permeabilidad y/o por condiciones estructurales.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

8.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS

Dentro de la Hoja de Pont de Suert se han catalogado los siguientes Puntos de Interés Geológico (P.I.G):

PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO. INTERÉS PRINCIPAL

- 1- Sección de Erill Castell Estratigráfico
- 2- Sinforme de Las Paúles Tectónico
- 3- La Coma de San Adrián en el anticlinal del Turbón Morfoestructural
- 4- Congosto de Obarra Estratigráfico
- 5- Arrecife de Merli Estratigráfico
- 6- El Turbón y la cuenca de Las Vilas Morfoestructural
- 7- Panorámica del cabalgamiento de Bono Tectónico

En su selección se han valorado al margen de su interés principal otros criterios acordes con su utilización (didáctica, turística, científica...) así como su repercusión (local, regional...).

La sección de Erill Castell (1) puede contemplarse en panorámica desde el pueblo de Peranera y luego ser recorrida por el camino que une Malpás y Erill Castell. Los principales aspectos son: La discordancia posthercínica, la excelente serie del Estefaniense, Pérmico y Triásico, con rocas de distintas coloraciones, destacando las lavas andesíticas donde se asienta el pueblo abandonado de Erill Castell, los depósitos piroclásticos, las escombreras y minas de Lignitos

de Malpás y finalmente la discordancia del Buntsandstein. El interés científico, didáctico, paisajístico e histórico de este paraje es remarcable.

El sinforme de Las Paúles (2) se sitúa junto al pueblo de Las Paúles. Es una lámina cabalgante de forma anticlinal que ha rotado completamente hasta quedar como un sindclinal con la serie estratigráfica invertida. La calidad de afloramiento es excelente y anualmente este área es visitada por numerosos geólogos nacionales y extranjeros. Un interés adicional es que esta estructura está ligada a la historia de la geología pirenaica como uno de los puntales de controversia entre escuelas tectónicas aloctonistas y autoctonistas.

La Coma de San Adrián y el anticlinal del Turbón (3) se hallan en un contexto de alta montaña. Se accede por una marcha a pie desde la cabecera del valle de Lleret o desde Selvapiana. El interés morfológico de la Coma de San Adrián reside en que es un valle glaciar de morfología bien preservada que disecciona el núcleo del anticlinal del Turbón. Tiene las particularidades de ser el más meridional de este área del Pirineo y que el glaciar se desplazaba hacia el norte. Hay morrenas disectadas, nichos de nivación y glaciares rocosos. Tectónicamente es bien visible la estructura anticlinal, con un eje de orientación N-S ortogonal a la cadena. Este punto es también el “área tipo” de la formación de Areniscas del Turbón.

Al “arrecife de Merli” (4) se accede desde el pueblo de Merli, al que se llega por carretera desde la Puebla de Roda. Es un arrecife de edad llerdiense perfectamente preservado. Su geometría de gran escala se observa en un escarpe visible desde Merli hacia el sureste. Sobre el afloramiento se constatan varios episodios de colonización y estabilización de corales y algas en un contexto paleoecológico de gran abundancia de organismos fósiles. Este punto tiene gran interés estratigráfico así como didáctico y paleontológico.

El Turbón y la cuenca de Las Vilas (4). Se accede por la carretera que une las poblaciones de Campo y Las Vilas. En este área los controles de la estructura y la litología en el modelado son especialmente patentes. Destaca la abrupta terminación periclinal del anticlinal del Turbón y los acarcavamientos modelados en las margas grises que componen la cuenca deprimida de Las Vilas.

Panorámica del cabalgamiento de Bono (6). Este cabalgamiento se observa desde numerosos puntos, aunque por su calidad y comodidad recomendamos la panorámica desde el collado del pico de Faro al suroeste del pueblo de Montanúy (acceso por carretera). Es el más meridional de los cabalgamientos de edad alpina que caracterizan este sector de la Zona Axial. Es remarcable la inclinación del plano de cabalgamiento hacia el noroeste y la línea de interrupción del Buntsandstein en su bloque inferior.

El congosto de Obarra (7). Contiene una serie clásica del Liásico surpirenaico y la serie tipo de un miembro de la formación de Isábena. Las laderas de hasta 700 metros de desnivel proporcionan una buena sección de una cubeta sedimentaria de edad Albiense y de la geometría del cabalgamiento de Las Aras. La parte más estrecha del congosto es muy cerrada, con numerosos problemas de desprendimiento de rocas a nivel de los túneles de la carretera.

9. BIBLIOGRAFÍA

- BESLY, B.M. AND COLLINSON, J.D. (1991). "Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpás-Sort Basin, Catalanian Pyrenees". *Sedimentology* 38, 3-26.
- BOSCHMA, D. (1963). "Successive Hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, 28: 103-176.
- BOERSMA, K.TH. (1973).- Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 303-377.
- BROUTIN, J. Y GISBERT, J. (1985). "Entorno paleoclimático y ambiental de la flora stephano-autuniense del Pirineo Catalán". *C.R. 10e Congrès Carbonifère, Madrid 1983*, 3, 53-66.
- CALVET, F.; SOLE DE PORTA, N. Y SALVANY, J.M. (1993). "Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico". *Acta Geol. Hisp.* v.28, nº 4, 33-48.
- CALVET, F.; MARQUEZ, L. Y TRIFONOVA, E. (1994). "Litoestratigrafía y bioestratigrafía (foraminíferos) de la facies Muschelkalk del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89 (1-4), 167-188.
- CALVEZ, H (1989). "L'Albien carbonaté des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles: Micropaléontologie, Sédimentologie et Stratigraphie séquentielle". *Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse III*.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l' Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XIX, 744 p.
- DALLONI, M. (1930). "Etude géologique des Pyrénées Catalanes". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, 365 p.
- DELMAS, M.; GARRIDO, A. Y RIOS, L.Mª. (1971). "Contribución al estudio del Jurásico de la Cuenca de Gaus-Trempe (provincias de Huesca y Lérida)". *Cuad. Geol. Ibérica, Madrid*, 2: 591-606.
- EICHENSEER, H. (1988). "Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal to shallow marine sediments, Tremp-Gaus basin, Northeastern Spain". *PhD thesis Universität Tübingen, Federal Republic Germany*, 237 p.
- FAURE, PH. (1984). "Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lérida et Barcelona)". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 121: 23-37.
- FONDECAVE-WALLEZ, M.J.; SOUQUET, P. ET GOURINARD, Y. (1989). "Enregistrement sédimentaire de l'eustatisme et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétacé des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, n.gr., Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t308, Série II, 1011-1016.
- FRECHENGUES, M. Y PEYBERNES, B. (1991). "Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, 355-360.

- GARCÍA LÓPEZ, S.; GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y ARBIZU, M. (1990). "Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona Axial, Pirineos centrales españoles)". *Geogaceta, Madrid*, 7: 33-35.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1991, 1992). "Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça". *Publ. esp. Bol. Geol. y Minero*, 167 p.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1969). "Estudio geológico de las sierras marginales del Pirineo en el valle del Noguera Ribagorzana o zona de Arén Pont de Suert". *Informe nº 171 ENPASA (inédito)*.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. Y RIOS-ARAGÜES, L.M^a. (1972). "Síntesis Geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)". *Bol. Geol. y Minero*, T. LXXXIII: 1-47.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)". *Tesis Doct. Univ. Granada*, 395 p.
- GISBERT, J. (1981). "El Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología". *Resumen de Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, Secretariado de publicaciones*, 23 p.
- MALLADA, L. (1891). "Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España". T. XVIII. *Imprenta y fundición de Manuel Tello, Madrid*.
- MARQUEZ, L.; CALVET, F.; ARNAL, I. Y TRIFONOVA, E. (1994). "Asociación de foraminíferos en la Formación Isábena, Triásico superior Sudpirenaico (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89 (1-4): 189-197.
- MEY, P.H.W. (1967). "The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, deel 41: 153-220.
- MEY, P.H.W. (1968). "Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, Vol. 41: 229-292.
- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. Y HARTEVELT, J.J.A. (1968). "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- MISCH, P. (1934). "La estructura tectónica de la región central de los Pirineos meridionales". *Publ. extranjeras sobre la geología de España*, IV, 178 p.
- MONGIN, D.; PEYBERNES, B.; SOUQUET, P. ET THOMEL, G. (1983). "Le gisement vraconnien (Albien supérieur) de la Selva de Bonansa (Pyrénées espagnoles): Intérêt stratigraphique, paléocologique et paléobiogéographique". *Palaeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 41, Amsterdam, 45-63.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969). "Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of Post-hercynian continental deposits in the south-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, Vol.42, 143-238.

- PAPON, J.P. (1969a). "Etude de la zone sud-pyrénéenne dans le massif du Turbón (Prov. de Huesca, Espagne)". *Thèse 3 cycle, Univ. Toulouse-III*, 95 p.
- PAPON, J.P. (1969b). "Etude géologique du massif montagneux du Turbon (Pyrénées aragonaises- Espagne)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 105, 191-211.
- PEYBERNES, B. ET PAPON, J.P. (1968). "Etude stratigraphique des terrains antécénomaniens entre la Noguera Ribagorzana et l'Esera (Pyrénées aragonaises, Espagne)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, T. 104, Fasc. 3-4, 333-349.
- PEYBERNES, B. (1976). "Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée". *Thèse Doct. Sc. Nat. Toulouse, Imp.C.R.D.P. Toulouse*, 459p.
- RAMON, X. (1989). "Análisis secuencial y sedimentología del Lias en los Pirineos centrales". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, Madrid: 159-173.
- RAMON, X.; AURELL, M. Y MELENDEZ, G. (1992). "Stratigraphy and associated unconformities in the middle to upper Jurassic of the South Central Pyrenees, Spain". *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latin. de Geología, Salamanca, Simposios T.2*: 161-167.
- REILLE, J.L. (1971). "Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales". *Thèse Doct. Univ. Montpellier*, 330 p.
- ROBADOR, A.; SAMSO, J.M.; SERRA-KIEL, J. Y TOSQUELLA, J. (1990). "Field guide. In: Introduction to the early paleogene of the south Pyrenean basin". *Field trip guidebook. IGCP Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO*, 133-159.
- SALVANY, J.M. (1990). "Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la Cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica". *En Ortí, F. y Salvany, J.M. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas y de la Zona de Levante. ENRESA-GPPG. Universidad de Barcelona*: 9-20.
- SANZ, J. (1995). "Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo oriental y central". *Tesis Doc. Univ. Barcelona*, 717p.
- SCHROEDER, R. (1973). "El corte de Aulet (prov. de Huesca) evolución de las orbitolinas en el límite del Cretáceo inferior superior". *XIII col. Europ. de micropaleontología, España*. 141-149.
- SEGURET, M. (1972). "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". *Publ. Ustela, série Géol. Struct. n° 2, Montpellier*, 155 pp.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre". *Thèse Doct. Fac. Sci. Toulouse*, 529 p.
- TALENS, J. AND WAGNER, R.H. (1995). "Stratigraphic implications of late Carboniferous and early Permian megafloras in Lérida, south-central Pyrenees; comparison with the Cantabrian mountains". *Col. de Paleont.*, 47, Ed. Complutense, Madrid, 177-191

- VALENZUELA-RIOS, J.I. (1994). "Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo central español". *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, nº 5, 176 p.
- VAN HOORN, B. (1970). "Sedimentology and Paleogeography of an upper Cretaceous turbidite basin in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.* Vol. 45, 73-154.
- WENNEKERS (1968). "The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees, Spain, France". *Unpublished Ph. D. thesis Leiden*, 46 p.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

