

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
CON LA COLABORACION DEL
INSTITUTO DE ESTUDIOS ILERDENSES
DE LA
EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL DE LERIDA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

EXPLICACION

DE LA

HOJA N.º 216

BELLVER

MADRID
TIP. Y LIT. COULLAUT
MARIA DE MOLINA, NUM. 58
1 9 4 7

Esta Explicación, y su Hoja correspondiente, han sido compuestas por D. Luis Solé Sabarís (*Catedrático de la Universidad de Barcelona*) y D. Noel Llopis Lladó (*Profesor de la Universidad de Barcelona*) y revisada por el Ingeniero Delegado del Instituto Geológico D. Agustín de Larragán.

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

I

BIBLIOGRAFIA

1. ALMERA (J.): «Sobre la serie de mamíferos fósiles descubiertos en Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. Art., 3.^a época, t. II, pp. 351-357. Barcelona, 1898.
2. ALMERA (J.) y BOFILL (A.): «Descubrimiento de grandes mamíferos fósiles en Cataluña».—Crónica Científica, tomo V, número 220. Barcelona, 1887.
3. — «Cinc dies a través dels Alberes, lo Roselló i la Cerdanya».—Ilustració Catalana, t. XII, números 248 a 251. Barcelona, 1890.
4. ASTRE (G.): «Le bassin néogène de Bellver».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. LVI. 1927.
5. BATALLER (J. R.): «Contribució a l'estudi de nous mamífers fòssils de Catalunya».—Arx. Inst. Est. Cat., Any XII, n.º 1, 53 p., 15 lám. Barcelona, 1924.
6. — «Edat dels jaciments de mamífers neogènics pirinencs».—Butl. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. VI, número 4, pp. 86-88. Barcelona, 1926.
7. — «Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña».—Publ. Lab. G. Sem., n.º 8, 89 p., 11 figs., 8 láminas. Barcelona, 1933.
8. — «Les eaux thermo-minerales de la Catalogne».—Lab. Geol. Sem., n.º 7, 19 p. Barcelona, 1933.
9. — «Estudios geológicos sobre las aguas minerales de Cataluña».—(Tirada aparte de Ibérica, sin fecha.)
10. — «Els ratadors fòssils de Catalunya».—64 p., 10 láminas, 29 figs. Barcelona, 1938.

11. BATALLER (J. R.): «Els primers fòssils de vertebrats quaternaris de la Cerdanya».—Ciència, Any I, n.º 3, pp. 97-99. Barcelona, 1926.
12. — «Mamífers fòssils de Catalunya. Nota paleontològica».—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXI, pp. 80-86, 1 lám. Barcelona, 1921.
13. — «Los yacimientos de vertebrados fósiles miocenos de Cataluña».—Congr. Geol. Intern., Comp. Rend. XIV Sess., 3 fasc., pp. 1.009-1.116. Madrid, 1928.
14. BOISSEVAIN (H.): «Onderzoekingen in de Catalaansche Pyreneën». Geol. en Mijnbouw, 11 jg. Aug. 1932.
15. — «Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toul., t. LXVI, pp. 33-170, 27 figs., 1 mapa. Toulouse, 1934.
16. BRESSON (A.): «Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées».—Bull. Carte Géol. France. 1903.
17. BERTRAND (L.): «Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales».—Bull. Cart. Géol. France, F. 118. Paris, 1908.
18. — «Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales».—Bull. Soc. Géol. France (4), t. XI, pp. 122-153. Paris, 1911.
19. BUFFON (M. DE): «Histoire naturelle générale et particulière. Les époques de la Nature».—Suppl. tomo XI. Amsterdam, 1779.
20. CLOSES (J.): «La cova de la Fou de Bor».—Butll. Centre Excurs. Catalunya, núms. 490-91-92-93, 31 p., 6 figs., 4 láms. Barcelona, 1936.
21. CHEVALIER (M.): «Note sur les terrains néogènes de la Cerdagne». Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXV, pp. 126-138. Barcelona, 1925.
22. — «Note sur la «cuencita» de la Seo de Urgel».—Bull. Soc. Géol. de France (4), t. IX, pp. 158-178. Paris, 1925.
23. — «Andorra». 1925.
24. — «La tectónica de Catalunya».—Ciència, III, núms. 24 y 27, 34 p. Barcelona, 1928-1929.
25. — «Contribution à l'étude des Pyrénées. Note sur les terrains Néogènes des Vallées du Valira».—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXIV, pp. 177-190, 3 figs., láms. IV-VI. Barcelona, 1924.
26. — «Nouvelle note sur la «cuencita» de la Seo de Urgel». Bull. Soc. Géol. France (4), X, pp. 9-10. Paris, 1910.
27. — «Nota sobre el temblor de tierra ocurrido en Seo de Urgel el 22 de febrero de 1918».—Mem. R. Acad. Cienc.

- Art. Barcelona, 3.ª ép., vol. XIV, n.º 6, pp. 401-408. Barcelona, 1918.
28. CHEVALIER (M.): «Les glaciers pleistocènes dans les vallées d'Andorre et dans les hautes vallées espagnoles environnantes».—Comp. Rend. Acad. Sc. Paris, CXLII, pp. 662 y 910. Paris, 1906.
29. DALLONI (M.): «Etude géologique des Pyrénées Catalanes».—An. Fac. Sc. Marseille, t. XXVI, fasc. III, 373 p., 2 láms., 1 mapa. Alger, 1930.
30. DEPÉRET (CH.) et RÉROLLE (L.): «Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne».—Bull. Soc. Géol. France (3), tomo XIII, pp. 488-506. Paris, 1888.
31. DOUVILLÉ (R.): «La Péninsule Ibérique. Espagne».—Handb. d. reg. Géol. III. 3. 1911.
32. DUROCHER: «Essais sur la classification du terrain de transition des Pyrénées».—Ann. des Mines, 4.ª ser., tomo VI. 1884.
33. EGOZCUE (J.): «Relación de los terremotos ocurridos en la ciudad de Urgel y pueblos vecinos en el mes de enero de 1788, y erupciones de agua en Hinojosa de San Vicente en febrero del mismo año».—Bol. Com. Mapa Geol. España, tomo II, pp. 268-271. Madrid, 1875.
34. FAURA SANS (M.): «Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña».—Mem. Real Soc. Esp. Hist. Nat., tomo IX, n.º 1, pp. 1-166, 19 figs., 9 láms. Madrid, 1913.
35. — «Résumé de nos connaissances sur l'Antracolitique de la Catalogne».—Congr. p. a. Et. Liège, pp. 821-852. 1928.
36. — «La espeleología de Cataluña».—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., pp. 425-592, 17 láms. Madrid, 1911.
37. — «Mamífers fòssils descoberts a Catalunya».—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 2.ª ép., V, pp. 19-25, 3 figs. Barcelona, 1908.
38. FONT SAGUÉ (N.): «Catàleg Espeleològic de Catalunya».—Geogr. Cat., t. I, pp. 249-278. Barcelona [1909].
39. GIGNOUX (M.) et FALLOT (P.): «Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes».—C. R. XIV Congr. Géol. Intern., páginas 416-515, 39 figs., 14 láms. Madrid, 1927.
40. GAERTNER (H. R.): «Obersilurische Faunen aus den spanischen Pyrenäen».—Nachrich. v. d. Gess. d. Wiss. z. Göttingen, IV, n.º 2. Göttingen, 1930.
41. GARCÍA SÁINZ (L.): «Las superficies de erosión que preceden a los glaciares cuaternarios del Pirineo Central y sus recíprocas influencias». Est. Geogr., pp. 45-72, 5 láminas. Madrid, 1940.

42. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.): «El siluriano de España».—Expl. Mapa Geol. Esp., t. II, 2 vols., 848 p., 38 figs., 3 láms., 2 mapas. Madrid, 1942.
43. JACOB (CH.), FALLOT (P.), ASTRE (G.) y CIRY (R.): «Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales».—C. R. XIV Congr. Géol. Intern., XIV ses., pp. 335-411. Madrid, 1927.
44. JEANNEL (J.) et RACOVITZA (A.): «Ennumération des grottes visitées».—Biospeleologica, vol. III. 1909-11.
45. LACROIX (A.): «Sur les granites prétendus post-secondaires de l'Auge».—Comp. Rend. Acad. Scienc. Paris, t. CXII, página 1.468. París, 1891.
46. LEYMERIE (A.): «Recit d'une exploration géologique de la vallée de la Segre».—Bull. Soc. Géol. France (2), tomo XXVI, p. 604. París, 1869.
47. MALLADA (L.): «Explicación del Mapa Geológico de España».—Tomos II y III. Madrid, 1896 y 1898.
48. MARTEL (E. A.): «Neuvième campagne souterraine».—An. Club. Alp. Franc., vol. XXIII. 1896.
49. MENGEL (O.): «Feuilles de Prades et de Cérét».—Bull. Cart. Géol. France, XVI. p. 414. París, 1906.
50. — «Carte géologique de France. 1:80.000». Feuille Cérét. París, 1911.
51. — «Relación de los terremotos ocurridos en la ciudad de Seo de Urgel y pueblos vecinos en el mes de enero de 1788».—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. II, pp. 269-271. Madrid, 1875.
52. — «Étude de sismotectonique dans les Pyrénées et les Alpes Orientales».—Thèse. Public. B. C. Sismol. Intern. B. 3^{em} fasc., pp. 1-78. Strasburg, 1929.
53. — «Les tremblements de terre des Pyrénées Orientales en 1922».—Ann. Int. Phys. Glob. Strasburg, 1923.
54. NOBLEMAIRE (A.): «Étude sur les richesses minérales du district de la Seo de Urgel».—Ann. d. Mines, 5.^e ser., tomo XIV. 1858.
55. NUSSBAUM (F.): «Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen».—Zeitsch. Gess. f. Erdkunde. Berlín, 1930.
56. — «Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées orientales et leurs transformations pendant l'époque glaciaire».—C. R. Congr. Géogr. Paris, tomo II, sect. II, pp. 529-532. París, 1931.
- 56 bis. — «Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen».—Separat-Abdruck a. d. Jahresbericht Bd. XXXV u. XXXVI der Geogr. Ges. v. Bern., 247 p., 94 figs., 4 láms. Berna, 1946. (Recibido durante la impresión de la presente Memoria.)

57. PANZER (W.): «Talentwicklung und Eiszeitklima in nordöstlichen Spanien».—Abh. Senck. natf. Gess. XXXIX, H. 2, 155 p. Frankfurt, 1926.
58. — «Die eiszeitliche Endmoränen von Puigcerdá».—Zeitsch. f. Gletch. XX. 1932. Traducción y nota preliminar de L. Solé Sabarís: «Geleres quaternaries dels Pirineus llevantins», en Butll. Centre Exc. Catalunya, XLIV, pp. 153-162, 2 figs. Barcelona, 1934.
59. PENCK (A.): «Studien über das klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvial periode».—Zeitsch. Gess. f. Erdkunde, XXIX. Berlín, 1894.
60. RÉROLLE (L.): «Études sur les végétaux fossiles de la Cerdagne». Rev. Scienc. Nat. Montpellier, ser. 3, tomo VIII, 92 p., láms. III-XIV. 1884.
61. REY PASTOR (A.): «Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo. I. Región Catalana».—Geol. Med. Occ., vol. III, n.º 1 (partie VI), 19 p., 2 láms., 17 figs. Barcelona, 1935.
62. ROGGEVEN (P. M.): «Geologisch-petrographische onderzoekin in het Granietmassief von Llés-Aristot in de oostelijke Spaansche Pyreneëen».—Geograph. en Geolog. Meedelingen Geograph. I. u. h. Mineralog-geol. Inst. d. Rijksoniv. te Utrecht. Physiographis-geologische Recks., número 2, 119 p., 1 lám. Utrecht, 1929.
63. ROCAFORT (C.): «Provincia de Lleyda».—Geogr. Gen. Cat., 986 p. Barcelona [1909].
64. ROUSSEL (J.): «Sur l'âge d'un granite porphyroide des Pyrénées Orientales».—C. R. Ac. Scienc. Paris, tomo CXII, pp. 1.471-1.473. París, 1891.
65. — «Tableau stratigraphique des Pyrénées».—Bull. Car. Géol. France. París, 1905.
66. — «Contribution à l'étude de la stratigraphie des Pyrénées».—Bull. Cart. Géol. France. París, 1912.
67. SAN MIGUEL (M.): «Las fases orogénicas de Stille en las formaciones geológicas de España».—Las Ciencias, año I, n.º 3, pp. 529-541. Madrid, 1934.
68. SCHMIDT (H.): «Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen».—Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., III Folge, Heft 5, pp. 981-1.065. Berlín, 1931. Traducido al español por el C. S. I. C. en «Publicaciones alemanas sobre geología de España», vol. II, pp. 99-195, 21 figs., 2 láms. Madrid, 1943.
69. SOLÉ (L.) y LLOPIS (N.): «Estudios geológicos en el alto valle del Segre».—Ilerda, t. II, fasc. 2, pp. 275-338, 9 figs., 9 láms. Lérida, 1944.
- 69 bis. — «Mapa Geológico de Andorra. Escala 1:50.000».—Instituto de Estudios Ilerdenses. Barcelona, 1947.

- 69 ter. THOS Y CODINA (S.): «El granito del alto valle del Segre». — Estudios Geológicos. Madrid, 1947 (en curso de publicación).
70. SORRE (M.): «Les Pyrénées Méditerranéennes». — Thèse. Paris, 1913.
71. SPITZ (A.): «Die Pyrenäen im Lichte der Deckentheorie». — Geol. Runds. Bd. 6, 1915.
72. STILLE (H.): «Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung». — Z. D. Geol. Gess. 1928.
73. THOS Y CODINA (S.): «Reconocimiento físico-geológico-minero de los Valles de Andorra». — Bol. Com. Mapa Geol. Esp., tomo X, pp. 183-207. Madrid, 1884.
74. TOMÁS (L.): «Els minerals de Catalunya». — Treb. Inst. Cat. Hist. Nat., pp. 129-357, 37 figs. Barcelona, 1920.
75. VIDAL (L. M.): «Descripción física, geológica y minera de la provincia de Lérida». — Bol. Com. Mapa Geol. Esp., tomo II, pp. 273-349, 1 lám. Madrid, 1875.
76. — «Nota sobre la presencia del *Dropythecus* en el miocén superior del Pirineu Catalá». — Trab. Soc. Biol., tomo XIII, p. 507. Barcelona, 1913.
77. VILLALTA (J. F.) y CRUSAFONT (M.): «Los vertebrados del mioceno continental del Vallés-Penedés (prov. Barcelona)». — Publ. Mus. Sabadell, 16 p. Sabadell, 1941.
78. — «La flora miocénica de la depresión de Bellver». — Herda, t. III, fasc. 2, pp. 339-353, 10 láms. Lérida, 1945.

II

HISTORIA CRITICA

Por tratarse de una zona de interés geológico, abunda el material bibliográfico, aunque a pesar de ello no se haya profundizado aún demasiado detenidamente en el conocimiento de esta comarca. En el apartado correspondiente a Bibliografía se citan las obras más importantes que tratan de la geología de esta región, de manera que aquí sólo mencionaremos aquellos trabajos que constituyan verdaderos puntos de partida para el conocimiento geológico de la Hoja.

Los primeros conocimientos sobre esta región, se deben al insigne Luis Mariano Vidal; sus trabajos constituyen la base sobre la que asientan los conocimientos restantes. Le sigue Mengel con sus numerosas publicaciones que estudian el territorio comprendido dentro de las hojas de Prades y Ceret, del Mapa Geológico de Francia, primero, y en el estudio que hace de la hoja de Ceret, del Mapa Geológico de Francia a 1:80.000, después.

Posteriormente, Rérolle, Depéret y Astre estudian con más detenimiento la cuenca de Bellver; las plantas determinadas por el primero y los mamíferos clasificados por el segundo, permiten colocar en el Mioceno las capas inferiores terciarias. Chevalier, en una serie de trabajos especialmente de la región de los alrededores del Valira y cuenca de la Seo de Urgel, estudia principalmente los materiales terciarios y cuaternarios, citando en ellos fósiles que permiten precisar algunos niveles. Publica también un mapa del Paleozoico del Este de la Seo de Urgel, estudiando la serie devoniana de Arca-bell y las pizarras de la carretera de Puigcerdá, que sitúa también en el Devoniano.

Dalloni resume las observaciones de todos los autores anteriores y aporta otras nuevas, especialmente en el conocimiento del Paleo-

zoico de esta región, describiendo las capas del valle del Segre en sus rasgos más fundamentales.

Roggeven hace un estudio eminentemente petrográfico del granito y cortejo eruptivo de la zona Lles-Aristot, hasta cerca de la frontera andorrana; estudia también los bordes del macizo y la zona metamórfica y precisa el carácter estratigráfico de las series de rocas metamorfoseadas. Hace también un estudio de la microtectónica del granito y de su aureola metamórfica.

Schmidt, al estudiar los rasgos generales del Paleozoico pirenaico, habla del valle del Segre entre Seo y Bellver; al estudiar la fauna ashgillense de San Pedro, que tantas dudas había suscitado, describe la estratigrafía del Devoniano, con sus faunas de Isóbol, y la más conocida del Carbonífero inferior. En la parte tectónica, describe un plegamiento de *fase pallaresa*, entre el Llandeilo y el Caradoc y la presencia de otra discordancia dentro del Devoniano superior, provocada por una *fase leridana*. Cita también la presencia de las fases bretónica, sudética y astúrica, como principales responsables del plegamiento.

El estudio más completo que hasta la fecha se tiene del valle del Segre, es sin duda el de Boissevain, el cual describe la estructura y morfología del valle alto del Segre, dando un mapa geológico a 1:40.000 de la región Sur del río, entre Seo de Urgel, Bellver y la sierra del Cadí. Comienza con una primera parte estratigráfica y dedica también un capítulo a las rocas eruptivas, que cree de edad permiana. La segunda parte la dedica a Tectónica, y distingue, en conjunto, tres fases: una antigua, varisca; otra eocena, pirenaica, y una tercera, post-pontiense; las dos primeras de plegamiento y la tercera de fractura. En la tercera parte, que dedica a Morfología, señala el carácter epigenético del relieve, y su independencia de un plegamiento potente, haciendo resaltar el carácter cíclico del modelado. Explica en otro capítulo la génesis de las cuencas miocenas, que asimila al tipo de las *beckengraben*, de Stille. Establece todavía un intento de sincronización de terrazas cuaternarias y morrenas, y termina con un resumen de la historia geológica de la región durante el Terciario.

Ultimamente, Villalta y Crusafont han determinado las formas recogidas al hacer el estudio de esta Hoja, ampliando considerablemente el número de especies de plantas miocenas citadas por Rérolle. También los autores de esta Memoria han dado a conocer algunos resultados parciales de los estudios realizados con el propio objetivo.

En el transcurso de la impresión de esta Hoja, ha aparecido una importante monografía de Nussbaum que completa muchos de los aspectos morfológicos recogidos en sus anteriores publicaciones. Nuestros resultados concuerdan en gran parte con los de este fisiógrafo suizo, aun cuando ni a él ni a nosotros ha sido posible la consulta mutua.



III

DESCRIPCION GEOGRAFICA

El territorio que abarca la Hoja número 216, Bellver, del mapa a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico, queda incluido casi en su totalidad en la parte septentrional de la provincia de Lérida (partido de la Seo de Urgel), a excepción del ángulo NE. del mapa, perteneciente al término municipal de Meranges, que corresponde a la provincia de Gerona (partido de Puigcerdá). La parte Norte de la Hoja es límite con Francia hacia el Este, y con Andorra hacia el Oeste.

Geográficamente toda la región comprendida en esta Hoja está enclavada en el Pirineo Oriental y forma parte de la cuenca superior del río Segre, que la atraviesa de Este a Oeste, en su zona meridional, describiendo un trayecto de 38 kilómetros de longitud.

Caracteriza el relieve de esta región su accidentada topografía, que oscila entre cotas cercanas a los 3.000 metros (Puig Pedrós, 2.911 metros [*]; Tossa Plana de Lles, 2.848 metros [**]; Tossal Bobinà, 2.835 metros; Monturull [Port Negre, en el mapa], 2.761 metros, etcétera), sólo superadas por los altos macizos del Pirineo Central, y el fondo de las vaguadas maestras del Segre y sus principales afluentes, que transcurren entre 700 y 1.000 metros de altitud. Se trata, por consiguiente, de una zona de alta montaña que ofrece, además de innumerables encantos de paisaje, toda la complejidad geológica y morfológica de las regiones alpinas.

Las líneas principales del relieve son bastante sencillas. Al Norte, un gran macizo de formas robustas y picos escarpados, que alcanza

(*) *Puig*, término catalán frecuente, que significa pico, cumbre.

(**) *Tossa, tosseta*, voz frecuente en el país, equivalente a *tossal, tozal*, utilizado en Urgel, y este último en Aragón, como sinónimo de cerro.

de 2.000 a 3.000 metros de altura. Sus puntos culminantes son la Tossa Plana de Lles y Puig Pedrós. La cuerda y línea divisoria de aguas de este macizo es la línea fronteriza con Francia y Andorra. Al Sur, otra gran alineación montañosa, arrumbada de Este a Oeste, la cual se acerca constantemente a los 2.500 metros de altitud y corre paralela, y a escasa distancia del borde meridional de la Hoja; es la sierra del Cadí, una de las cordilleras catalanas más destacadas por su altitud y por sus formas enérgicas, resueltas en un imponente cantil de más de 1.000 metros de altura, encarado al Norte. Entre ambas grandes unidades topográficas, sierra del Cadí y macizo septentrional, corre de Este a Oeste el río Segre, siguiendo un valle profundo y angosto, situado al pie mismo del imponente acantilado del Cadí. Es la línea de comunicación obligada entre dos pequeñas llanuras enclavadas dentro del corazón de la cordillera pirenaica: Cerdaña, al Este, y la cuenca de la Seo de Urgel o Urgellet, al Oeste. Este valle estrecho y encajado es conocido en el país por *Canal Baridana* o *Baridá*.

La vía principal de comunicación, única importante, corre a lo largo del Segre, siguiendo el angosto cauce que pone en comunicación la depresión de Cerdaña con la depresión del Urgellet. En esta línea de paso o en sus proximidades, se sitúan los pueblos más importantes de la región: Bellver (1.511 habitantes) y Martinet (630 habitantes), en donde por ser puntos de verano, especialmente en el último citado, se encuentran hoteles dotados de todo confort. El Segre ha excavado profundamente su cauce en el granito, las pizarras y especialmente las calizas, que forman hoces angostas por las que la carretera se ha abierto paso a duras penas más de una vez. El cauce actual del río tiene, pues, todavía las características de un trazado juvenil e impetuoso.

En los extremos oriental y occidental de la Hoja, el paisaje cambia totalmente. El valle se ensancha para dilatarse ampliamente en las feraces depresiones de Cerdaña, al Este, y Urgellet, al Oeste. Sobre los terrenos arcillosos neógenos de estas depresiones se desarrolla un amplio sistema de terrazas cuaternarias bien aprovechadas por los cultivos y el emplazamiento humano. La Hoja no corta más que los extremos de ambas depresiones, especialmente en su lado occidental, en el que apenas se inicia el ensanchamiento de la cubeta de la Seo de Urgel. Por el lado oriental, el llano de Bellver, prolongado hasta Montellá y conocido también por la Pequeña Cerdaña, representa la cuña terminal de la gran depresión cerdana.

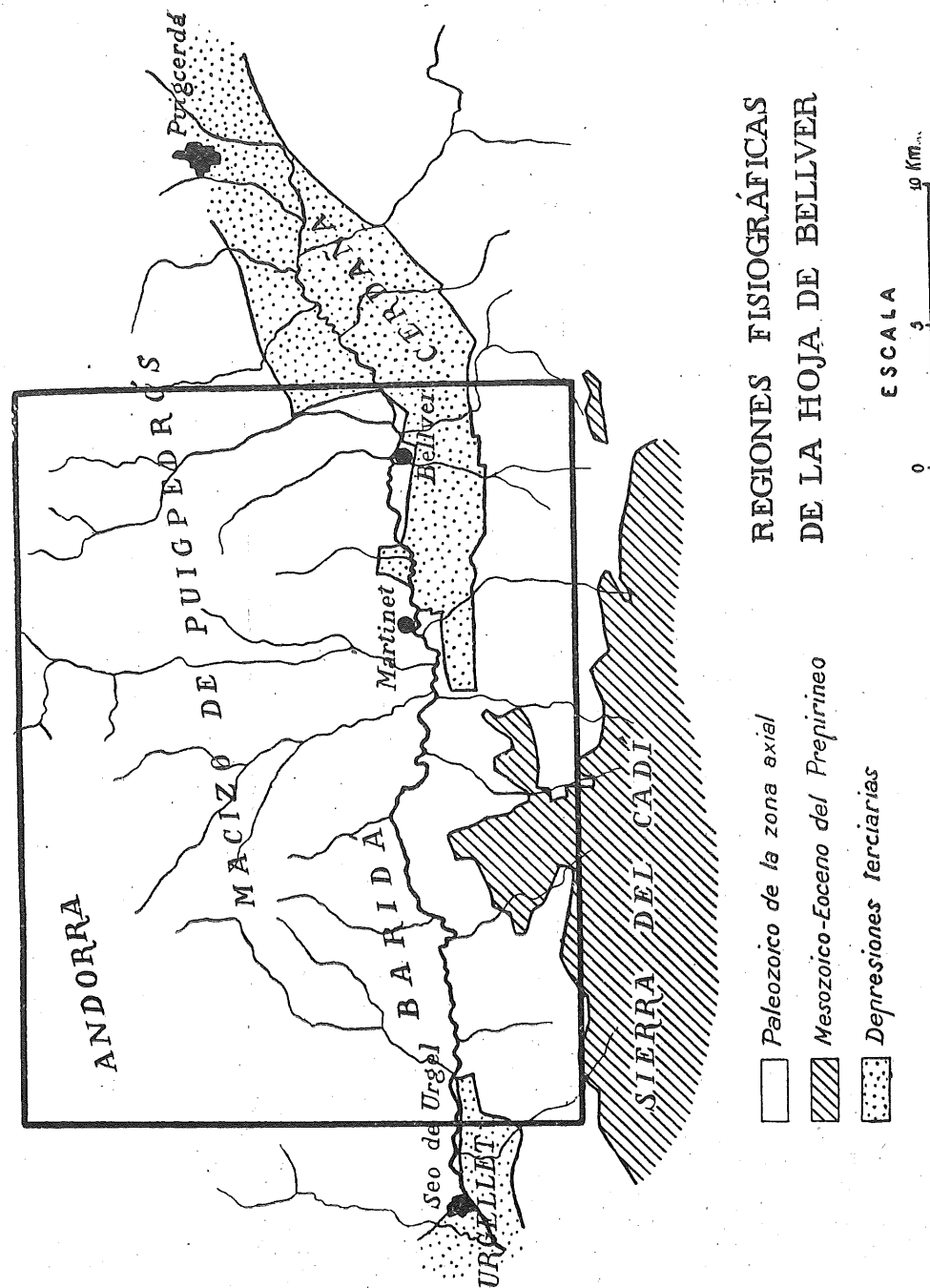


Figura 1.

IV

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE LA REGION

Basta una rápida ojeada al mapa geológico para darse cuenta de la diversidad de terrenos comprendidos en la Hoja y de la complejidad estructural que indica la fragmentación de los afloramientos. No es de extrañar. La región cartografiada coincide en su mayor parte con una zona de contacto entre dos grandes unidades geotectónicas: la zona axial pirenaica y su cobertera sedimentaria. La primera está constituida casi exclusivamente por terrenos paleozoicos, intensamente plegados y endurecidos por inyecciones del magma granítico, que forma un gran batolito en el centro de la cordillera. La cobertera sedimentaria de esta zona axial paleozoica está formada por materiales más modernos, que abarcan desde el Triás al Eoceno.

La estratigrafía de la región cartografiada es, pues, suficientemente compleja para presentar interesantes problemas dignos de estudio. El Paleozoico está bien representado por el Siluriano, Devoniano y Carbonífero; el Secundario, por el Permotriás, Triás y Cretáceo; el Terciario, por el Mioceno; el Cuaternario, por una gran variedad de depósitos de origen diferente: terrazas fluviales, morrenas, conos de deyección, etc. En algunos de los terrenos hay buenos yacimientos fosilíferos, particularmente en el Siluriano, Devoniano y Mioceno, los cuales han proporcionado abundante material de estudio. Lo mismo puede decirse respecto a la diversidad petrográfica: granito, filones asquísticos y diasquísticos, aureolas metamórficas, etcétera.

Tan interesante y variado como el estudio geognóstico es el tectónico. La historia geológica de ambas unidades es muy diferente.

El distinto comportamiento mecánico de ambas unidades, rigidez en la zona axial y plasticidad en su cobertera, se pone de manifiesto,

sobre todo, en la zona de contacto o fricción, en donde se han producido estructuras sumamente complejas a causa de la facilidad con que la cobertera plástica se desliza entre los bloques fragmentados del zócalo paleozoico. Precisamente, buena parte de la región comprendida en la Hoja de Bellver de Cerdaña corresponde a la zona de fricción entre la cobertera mesozoico-eocena, que forma la gran mole de la sierra del Cadí, y la zona axial paleozoica, que se extiende al Norte del Segre.

Desde el punto de vista tectónico, la Hoja de Bellver presenta, pues, cuatro problemas interesantes:

- 1.º Estructura de la región axial paleozoica y de sus relaciones con el batolito granítico.
- 2.º Estructura de la cobertera sedimentaria y de su zona de contacto con el macizo axial, en el pequeño sector de este contacto abarcado en la Hoja.
- 3.º Edad de los plegamientos hercinianos y alpinos, determinantes de estas estructuras, y
- 4.º Estructura y origen de las fosas de hundimiento del Urgellet y Cerdaña, en el sector abarcado por el mapa.

A su vez, los problemas morfológicos que presentan una y otra unidad son distintos. El macizo axial ofrece una serie encajada de epiciclos terciarios, hasta ahora no investigados. Sobre estas superficies planas o casi planas, superiores, se han desarrollado pequeños glaciares, que han dejado su impronta en el modelado, no muy intensa, pero lo suficientemente característica para evidenciar el retoque sufrido por las superficies epicíclicas.

La cobertera mesozoica, por lo menos en nuestro sector, no ofrece fenómenos glaciares, y sólo presenta formas estructurales determinadas por la erosión diferencial y, en particular, por las grandes líneas tectónicas. El gran problema morfológico de este sector es el del curso longitudinal del Segre, de origen eminentemente tectónico, como demuestra el paralelismo de su trazado con la gran falla que ha hundido el borde septentrional de la sierra del Cadí.

Queda, finalmente, como problema morfológico, el estudio de las cubetas terciarias de la Seo y de Bellver, con sus niveles de terrazas y sus paisajes de bad-lands.

En resumen, la región comprendida en la Hoja de Bellver, por la variedad de terrenos geológicos, por la complejidad de su tectónica y por la diversidad de sus formas de erosión normal y glaciar, constituye una zona de elevado interés geológico, tan ilustrativa, que pudiera ser modélica como tema didáctico.

V

ESTRATIGRAFIA

Paleozoico

DISTRIBUCION GENERAL DEL PALEOZOICO DE LA REGION.—Situada la región que comprende la Hoja en el borde meridional de la zona axial pirenaica, fácil es comprender que los materiales paleozoicos ocupen una gran extensión. La influencia de la intrusión granítica ha transformado la zona de contacto del Paleozoico con el magma, engendrando una aureola metamórfica, cuyos materiales serán descritos en capítulo aparte. Aquí sólo trataremos, pues del Paleozoico normal.

La zona granítica central forma una gran divisoria, a manera de enorme lomo, que separa las formaciones sedimentarias que se apoyan a su alrededor. Así pues, el Paleozoico forma en su conjunto una guirnalda abierta hacia el Norte desde la frontera andorrana, en la sierra de Arcabell, por el Oeste, hasta la frontera francesa, en Meranges, por el Este. La orla paleozoica corta el Segre entre Roc Beneidó y Vilanova de Banat, y vuelve a cortarle entre Martinet y Bellver.

El Paleozoico puede ser dividido en tres zonas por el accidente geográfico del Segre: 1.º Región occidental, entre la frontera andorrana y el Segre; 2.º Región meridional, que, desde el Sur de la línea fluvial citada, se extiende hacia las vertientes de la sierra del Cadí, y, 3.º Región oriental, que comprende la zona del Norte del Segre, entre Bellver y Martinet.

Siluriano

ORDOVICIENSE.—Los materiales más antiguos que aparecen en la región son las capas ordovicienses que integran buena parte de la zona occidental. Pero sólo aflora la parte alta del Ordoviciense.

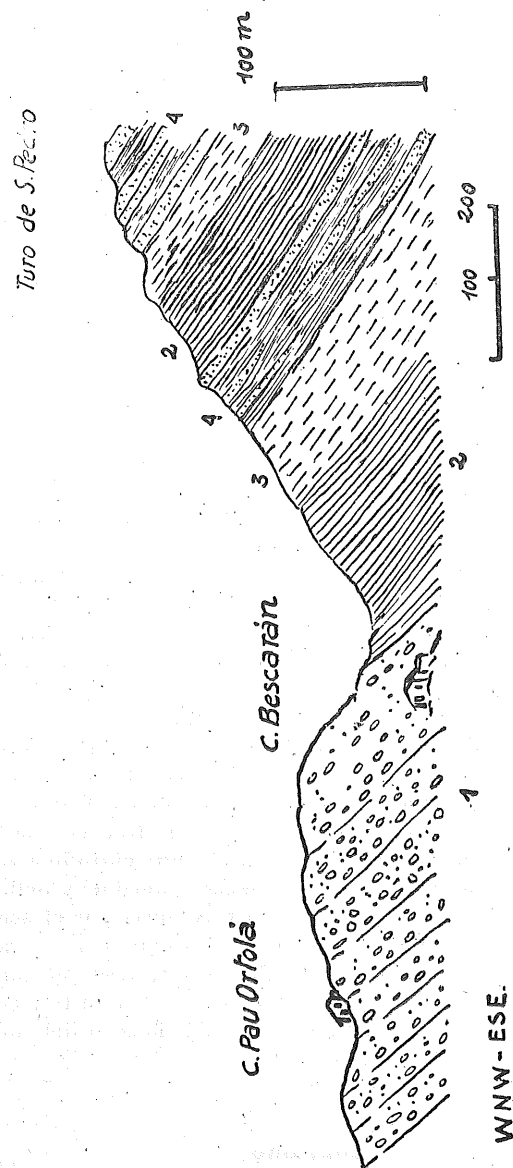


Fig. 2.—Corta geológico del yacimiento fosífero de S. Pedro.
1. Ordoviciense. Conglomerados cuarzosos del Caradoc.—2. Pizarras verdosas.—3. Pizarras rojizas y abigarradas.—4. Pizarras abigarradas y grauvacas parduscas, lumaquéllicas.

Región occidental.—Las capas ordovicienses más inferiores son los conglomerados del Caradoc, que aparecen en el kilómetro 134,5 de la carretera general. Estas capas están inclinadas 45° al ENE. Son conglomerados brechoides de elementos cuarzosos, y tienen más de 200 metros de potencia. En las vertientes orientales del barranco de San Pedro se hunden bajo una espesa sucesión de pizarras abigarradas, pizarras rojizas y grauvacas verdosas, que alternan con calcoesquistos, en los que se descubrió una rica fauna atribuida primeramente al Gedinense, pero que más tarde se ha situado en el Caradoc. (Véase la lista de las formas citadas en el capítulo de Paleontología.)

Las capas siguen en este cerro el mismo régimen isoclinal de los conglomerados, y ascendiendo por las vertientes occidentales se atraviesa la siguiente sucesión (fig. 2):

1. Conglomerados del Caradoc.
2. Pizarras verdosas, 60 metros.
3. Pizarras rojizas, 40 metros.
4. Grauvacas verdosas, 30 metros.

A unos 100 metros sobre el barranco de San Pedro, la serie parece repetirse, pues aparecen sucesivamente:

5. Pizarras verdosas, 50 metros.
6. Pizarras rojizas, 30 metros.
7. Grauvacas verdosas, 60 metros.

Cerca de la cumbre, estas capas llevan intercalados calcoesquistos que constituyen verdaderas lumaquelas de braquiópodos. En realidad es difícil en este caso diagnosticar si se trata de una sucesión normal o de una repetición de tipo tectónico, pues no existen superficies de fricción y por otra parte la fauna es la misma en todas las capas. Algunas formas, como *Orthis actoniae*, se reconocen en todas ellas, especialmente en los estratos verdes. No obstante, los francos pliegues que complican el Ordoviciense algo más hacia el Norte, hacen sospechar una mayor complicación estructural que la que puede deducirse de una simple sucesión de hiladas (*).

Sobre los materiales del cerro de San Pedro se superponen nuevas hiladas de pizarras arcillosas, grisáceas y pizarras gris-negruzcas

(*) El Sr. Sampelayo, que ha tenido la gentileza de determinar algunos de los fósiles de este yacimiento, opina que la presencia de favosítidos y pterópodos, especialmente las formas de *Cornulites* y *Gliptocrinus*, tienen tendencia a elevar la posición vertical de estas capas, en las que podría estar representado el Llandovery inferior. Esta opinión parece estar de acuerdo con una mayor complicación tectónica, pues de existir el Llandovery inferior en San Pedro, no es posible admitir normalmente los 500 metros de pizarras que se interponen entre el Asgillense de San Pedro y el Gotlandense de Torres.

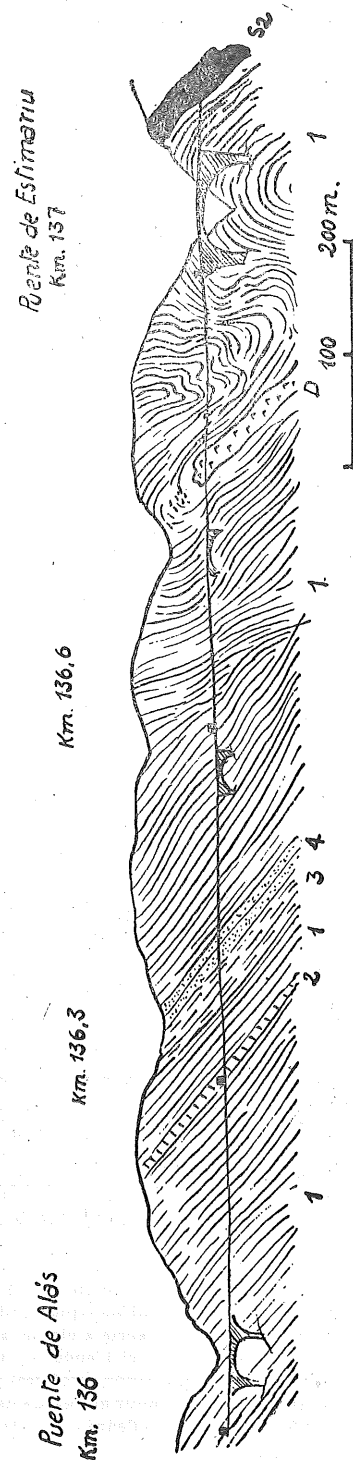


Fig. 3.—Corte geológico del kilómetro 136-137 de la carretera general del Segre, entre la carretera de Alías y la carretera de Estimariu. 1. Ordoviciense. Pizarras gris azuladas, enarzosas, en grandes lajas conteniendo lechos negruzcos y negros, explotables para cubiertas.—2. Calizas con crinoides.—3. Pizarras astillosas gris oscuras.—4. Pizarras verdosas y abigarradas fosilíferas, muy friables.—S₂ Gotlandiense.

con pátina amarilla de limonita, orientadas de NO. a SE. y buzando 45-50° al NE. En el hectómetro 3, aparece un banco de calizas con crinoideos, de dos metros escasos de espesor, que soporta una potente serie de pizarras negruzcas en grandes lajas de textura astillosa; es tal vez el nivel petrográficamente más típico del Ordoviciense.

La sucesión desde el kilómetro 136 al 137, es la siguiente (fig. 3):

1. Pizarras grisáceas y gris-negruzcas con limonita, 300 metros.
2. Banco de caliza con crinoideos, 2 metros.
3. Pizarras negruzcas en grandes lajas, 350 metros.
4. Pizarras oscuras, de disyunción astillosa, 60 metros.
5. Pizarras verdosas friables, fosilíferas.

A unos 60 metros sobre la carretera, contienen numerosos fósiles del Caradoc.

Más allá del kilómetro 136 vuelve a repetirse la serie de pizarras oscuras en grandes lajas, en las que se descubren numerosos pliegues internos, que hacen sospechar la presencia de una inversión, y aparecen rocas filonianas en el kilómetro 136,85. En esta zona, la potencia de la hilada de pizarras en lajas sólo puede evaluarse en unos 200 metros.

Al Este del barranco de Ribona, la carretera de Estimariu corta capas de pizarras rojas y amarillentas de 60-70 metros de potencia, semejantes otra vez a las de San Pedro, las cuales continúan alineadas uniformemente hacia el NO., integrando casi todos los relieves situados al Oeste de la línea Estimariu-Roca de Lator-La Burna-Coll Botoriu.

En los alrededores de La Burna se han encontrado faunas con ciertas analogías a las coblencienses, lo que ha engendrado colocaciones estratigráficas erróneas de estas capas. Schmidt lo hace destacar así, encontrando en estos materiales buen número de formas.

Entre la cuerda cota 1.508 metros y el barranco de Prat de Estebarens, al SO. de La Burna, el Ordoviciense aparece bajo las pizarras ampelíticas y cuarcitas gotlandienses, integrado por capas de pizarras gris claras, astillosas, grauvacas claras y pizarras en grandes lajas, que ya hemos mencionado en el kilómetro 136-137 de la carretera del Segre. Entre Coll d'Arques y Sant Jaume, se aprecia magníficamente un cambio de buzamiento, pues mientras los materiales del NE. de este collado buzaban al NE., los del SO. lo hacen también en este sentido. Hay, pues, repetición de niveles que obligan a actuar con suma cautela al dar cifras para la valoración de espesores.

La misma sucesión se prosigue regularmente hasta el Norte de Estimariu. En el cerro cota 1.320, a 800 metros al SO. de la Casa Nova, las pizarras astillosas son más verdosas y abigarradas, con tonalidades amarillentas y contienen la acostumbrada fauna del Caradoc.

En el collado de Les Coromines, al Oeste de Estimariu y a lo largo

del barranco de Saló, hay el contacto con el Gotlandiense. En la loma de Cortal Nou, al Oeste del barranco de las Carboneras, hay la siguiente sucesión:

1. Pizarras en lajas muy compactas, 300 metros.
2. Pizarras cuarzosas, 100 metros.
3. Pizarras astillosas, verdosas y abigarradas, 80 metros.

Estas últimas tienen representada la fauna del Caradoc en numerosos puntos, aunque son siempre formas escasas y mal conservadas en general.

Región meridional.—Al otro lado del Segre, la magnífica sucesión que corta la carretera general, entre los kilómetros 134 al 138, aparece enmascarada por el desarrollo del valle aluvial de Alás. Solamente hacia el Sur y Suroeste de este pueblo, entre los kilómetros 2 y 3 de la carretera de la Seo de Urgel a Cerc, aflora el Ordoviciense.

En el camino de la ermita de Sant Miquel aparecen los niveles de pizarras rojas y abigarradas, que deben de equivaler a los del Oeste de Estimariu. Al Este de Can Belloc, la carretera de Cerc corta los bancos de pizarras compactas, en lajas, que integran los cerros de cota 820 metros.

Más hacia el Este aparecen de nuevo apuntamientos ordovicienses en Vilanova de Banat y en Arséguel; son únicamente grandes bancos de pizarras cuarzosas muy potentes, que constituyen la zona más elevada del Ordoviciense; en Arséguel, estas capas tienen más de 200 metros de potencia y son cortadas por la carretera que asciende desde la Bollera, entre la ermita del Carmen y el pueblo. Son capas suavemente inclinadas hacia el SE. (30°), que terminan en el SE. del pueblo, camino de Can Neguí, por contacto mecánico con el Gotlandiense y el Devoniano.

Entre Bar y Martinet vuelven a aflorar las capas ordovicienses, que son fosilíferas en los alrededores del primer pueblo. Boissevain ha encontrado una serie de yacimientos con fauna del Caradoc que se cita en el capítulo de Paleontología.

Cerca de Bar, aparece una masa de pizarras cuarzosas análogas a las de Arséguel y Vilanova de Banat; tiene una potencia de unos 100 metros y en la base aparecen pizarras verdosas que llevan intercaladas capas más calizas, con abundantes lumaquelas de braquiópodos, análogas a las de San Pedro y con análoga fauna.

La sucesión en este punto es la siguiente:

1. Capas de pizarras verdosas con calcoesquistos intercalados, 10 metros.
2. Pizarras cuarzosas en gruesos bancos, 90-100 metros, las cuales deben de corresponder a la parte alta del Ordoviciense, pues

aparecen en el núcleo de un anticlinal con toda apariencia de normalidad.

Al Oeste y NE. de Bar, descendiendo por el camino hacia la carretera general, se corta el Ordoviciense, formado por unos 300 metros de materiales, que aparecen más claramente definidos en la carretera general, entre los kilómetros 151-153, donde afloran en forma de una bóveda anticlinal muy abombada. En el kilómetro 152, al pie del Roc de l'Aguila, la sucesión es la siguiente:

1. Pizarras cuarzosas en grandes bancos, muy compactos, 200 metros.
2. Pizarras grises y rojo vinosas alternantes, 60 metros.

No obstante esta sencillez estratigráfica, al otro lado del Segre, por el camino de Bar, se acusa una riqueza petrográfica mucho mayor, pues aparecen niveles de pizarras muy variados: pizarras abigarradas, rojas y amarillentas y potentes bancos de pizarras en lajas.

Frete a Martinet, al otro lado del Segre, el río ha cortado también los bancos de pizarras cuarzosas ordovicienses, y en los alrededores de Montellá, cerca de Can Sant Romá, los esquistos abigarrados del Caradoc contienen la fauna corriente.

Región septentrional.—Al Norte del Segre se desarrolla otro gran manchón ordoviciense sobre la línea Tallendre-Cortás, donde aparecen pizarras arenosas, amarillentas, gris-claras y algo versicolores, con vetas de cuarzo, buzando 60-70° SO., y pasando a pizarras arcillosas, amarillas y negras o pardusco-micáceas; a la salida de Cortás, buzando al NNE. 60°; entre Cortás y Éllar hay capas verticales de areniscas pizarrosas formando la bóveda de un anticlinal cuyo núcleo ha sido metamorfoseado.

En Éllar aparecen de nuevo pizarras impregnadas de cuarzo con pequeñas áreas de metamorfismo local. A la salida del pueblo, camino de Meranges, se encuentran pizarras amarillas satinadas, buzando 45° NE.; a 300 metros del pueblo, sobre el camino, hay un yacimiento de fósiles en muy mal estado.

Las mismas capas se continúan hasta Meranges, predominando los buzamientos al NE. 45°. Al Sur de Meranges y a 200 metros al Sur de Sant Sadurní, afloran pizarras normales grises y gris negruzcas que buzando al NNE. 15-20°, pero estos buzamientos no tienen un valor tectónico, pues cambian brusca y rápidamente; en las inmediaciones aparecen buzamientos de 25° NE. y en la ermita de Sant Antoni, de 70° Nordeste.

En la carretera de Meranges a Isóbol, kilómetro 4, el Ordoviciense está integrado por pizarras grauvacoides, gris amarillentas o parduscas, que alternan con pizarras arcillosas verde amarillentas, buzando

35° OSO; más al Sur, se orientan de ONO. a ESE. y las capas son verticales; en el kilómetro 5, las capas de pizarras arcillosas grauvacoides buzán 80° Sur, y, algo más al Sur, 45° Norte.

En el pueblo de Ordén aparecen areniscas, pizarras gris claras, ásperas al tacto, cuarzo-micáceas y pizarras satinadas oscuras que buzán 85° NE. En el camino del Pelat de Talltendre, el Ordoviciense está formado por pizarras cuarcíferas que buzán 70° NE., siguiéndoles pizarras arenoso-amarillentas, con conglomerados finos intercalados y pizarras astillosas que alcanzan hasta el pie del Pelat de Talltendre, cuyo conjunto tiene unos 500 metros de potencia. Estas capas forman los flancos de un pliegue, en cuyo núcleo aparecen las pizarras satinadas metamórficas.

GOTLANDIENSE.—Sobre las capas de pizarras abigarradas o pizarras cuarcíticas ordovicienses, se apoyan las capas de pizarras y calizas ampelíticas con bancos basales de cuarcitas, cuya característica coloración permite localizarlas a larga distancia.

Las cuarcitas inferiores forman bancos de 5 a 20 metros de potencia, aislados o intercalados en capas delgadas entre las pizarras ampelíticas; éstas son de color negro, suaves al tacto. En ocasiones se decoloran, pasando a ser completamente blancas. Siempre contienen abundantes nódulos de sulfuros de hierro y, en ocasiones, cristales de yeso. El nivel superior de calizas carburadas presenta casi siempre los mismos caracteres.

Región occidental.—Al SO. de la sierra de Arcabell, una larga y estrecha banda de Gotlandiense se interpone entre la zona devoniana de Bescarán y la ordoviciense de la región Segre-Estimariu-Arcabell.

En las bordas (*) de Bescarán y al Norte de Roca Palomera aflora una estrecha faja de pizarras ampelíticas. La misma aflora más hacia el Oeste, al otro lado de la sierra de Arcabell, en el barranco de Font (**) de Civís.

En La Burna hay el contacto de las pizarras ampelíticas y las cuarcitas gotlandienses con la potente serie de calizas y margas calizas devonianas de la sierra de Arcabell. La potencia total del Gotlandiense es de unos 70 metros, de los que por lo menos 55 corresponden a las pizarras ampelíticas. La misma faja continúa entre La Burna y Estimariu. Al Norte de este pueblo, en el cruce del camino del collado de Segalés con el barranco de Ribona, afloran las mismas pizarras ampelíticas y los niveles de calizas con fauna bastante mal conservada.

No hay cuarcitas y las pizarras ampelíticas tienen poco espesor, pues aparecen enormemente comprimidas; tampoco hemos hallado

(*) Habitación temporal dedicada a almacenar forraje para el ganado.

(**) Fuente.

fauna en estas pizarras. En el collado de Les Coromines, al Oeste de Estimariu, y a lo largo del barranco de Solá, el Gotlandiense está formado por cuarcitas y pizarras ampelíticas. Las mismas capas se repiten en la loma de El Cortal (*).

Hacia el SE., en Torres, vuelven a aparecer las mismas capas muy comprimidas y son cortadas por las carreteras de Estimariu y la general del Segre. En esta última, afloran en el km. 138,7-138,8, en el núcleo de un anticlinal modelado en la serie devoniana; son las calizas carburadas, en capas delgadas, alternando con pequeñas capas muy laminadas de pizarras ampelíticas, en las cuales se encuentran algunos fósiles que denuncian la presencia del Ludlow.

Región meridional.—Las mismas capas afloran, aunque poco claras, en la carretera de Torres, y en el kilómetro 139,2 de la carretera general, pero al otro lado del Segre, sobre la acequia de La Quera. Las calizas tienen allí más espesor, pero contienen la misma fauna y grandes nódulos de sulfuros de hierro, además de numerosos cristales de yeso.

En Pont de Bar vuelven a aflorar las capas gotlandienses; son pizarras ampelíticas graptolíticas, dirigidas de NE. a SO. y de buzamientos muy poco constantes, pues están muy plegadas; en ellas Boissevain ha encontrado buen número de graptolites.

Al Oeste de Toloriu hay un afloramiento mucho más extenso que corta la carretera de Pont de Bar a Toloriu, en el fuerte recodo de la cota 1.200 metros, al lado del pueblo. En este punto, la fauna es más variada, a pesar de que no presenta gran número de individuos. Boissevain cita muchas especies de graptolites.

En la vertiente opuesta de la cuerda de Toloriu, en los alrededores de Bar y entre este pueblo y Can Areny, afloran las mismas capas. El propio pueblo de Bar está edificado sobre la capa de cuarcitas y pizarras ampelíticas gotlandienses; las capas van orientadas aquí de ONO. a ESE. y son muy ricas en yacimientos fosilíferos, encontrados ya por Boissevain.

La faja gotlandiense Toloriu-Bar, pasa el Segre hacia el NE. y se pierde digitándose por las vertientes SE. del Roc de l'Aguila, donde aun se reconocen pizarras ampelíticas, buzando al NNO. 50°. Hacia el SO. aparece de nuevo en los alrededores de Arséguel, formada por pizarras ampelíticas y cuarcitas fuertemente laminadas e inclinadas hacia el SE. Más hacia el Este, cerca de Martinet, aparecen aún otras, estrechas fajas gotlandienses.

Región oriental.—En la región oriental de la Hoja, los asomos gotlandienses son más escasos; en el camino de Prullans a Cal Anes,

(*) Cortal o borda, almacén de forraje para el ganado.

en el eje de un anticlinal, hay pizarras y calizas carburadas con fósiles.

Entre Talltendre y La Bastida, en el barranco de Ataló, aparecen también las pizarras ampelíticas con cuarcitas intercaladas. Al Norte de Ardévol, hay otra pequeña faja; y en la propia casa de La Bastida, calizas gotlandienses con *Orthoceras* sp.

Todos estos afloramientos son muy ricos en restos fósiles, aunque se repiten siempre las mismas especies.

Los afloramientos más orientales de Gotlandiense están situados en el Pelat de Talltendre, apareciendo en los flancos de un sinclinal, cuyo núcleo está formado por calizas devonianas.

Al Sur del Segre todavía se encuentran pequeños afloramientos, como los de Montellá, descritos ya por Dalloni. Boissevain cita, en el camino de este pueblo a Martinet, algunos graptolites.

Más al Este, en Valltarga, aparecen solamente las calizas carburadas, que tienen una potencia de unos 15 metros. Y en Pedra hay otro pequeño retazo de calizas negras, con abundantes *Orthoceras*, en contacto, por falla, con el Permotrías.

RESUMEN.—El resultado de la comparación de las faunas de graptolites, encontradas en estas capas, indica que se hallan representados en esta región los cuatro horizontes clásicos del Gotlandiense, caracterizados por especies numerosas.

No obstante, no aparecen nunca distribuidas por horizontes con regularidad, sino todo lo contrario, se encuentran confusamente mezcladas, sin que sea posible la diferenciación estratigráfica de los niveles. Boissevain opina, a este respecto, que ello se debe a la anomalía tectónica de los esquistos ampelíticos, que han sido fuertemente comprimidos, poniendo algunos ejemplos de clara repetición de series, en lo que estamos completamente conformes con el geólogo holandés, pues las pizarras ampelíticas, donde aparecen estos fósiles, están siempre en los planos de laminación de la compleja tectónica varisca.

Devoniano

Los materiales devonianos ocupan una gran extensión en la región occidental de la Hoja, pues desde la sierra de Arcabell llegan hasta el Segre. Los materiales de la base del Devoniano son difíciles de localizar en la mayoría de los afloramientos, pues solamente aparecen de una manera clara en los núcleos de los anticlinales, donde surgen las capas gotlandienses, como ocurre en el kilómetro 138,5 de la carretera del Segre. Allí, sobre las calizas carburadas gotlandienses, reposan calizas grises y gris-azuladas, perfectamente concordantes, en las cuales Boissevain ha localizado graptolites de los horizon-

tes altos del Gotlandiense. No hay duda, pues, que el Devoniano comienza con un Downton que hace impreciso su límite inferior.

Región occidental.—Al Sur de Arcabell, cerca del borde occidental de la Hoja, aparecen las capas devonianas apoyadas directamente sobre el Gotlandiense; pero no se ve aquí el tránsito insensible a las capas del Downton, sino un brusco contacto entre las cuarcitas gotlandienses y las dolomitas devonianas; Chevalier interpreta esta disposición como una discordancia angular, pero en realidad parece tratarse de una discordancia mecánica. Un destacado cantil de dolomitas se desarrolla desde La Burna hasta Estimariu, sobre el que se apoyan las variadas capas devonianas de la sierra de Arcabell. Ascendiendo a Pla de les Lloses, desde Can Pla, por Roc Tajó, se corta la siguiente sucesión:

Pizarras versicolores astillosas, 30 metros.

Dolomías grises muy compactas, 70 metros.

Pizarras abigarradas y calcoesquistos intercalados, 100 metros.

Calizas griotte, compactas, grises, 100 metros.

Estas últimas capas forman la totalidad de la sierra de Arcabell, desde las Rocas de Sarset hasta el Bony de Pradal, apareciendo complejamente plegadas como lo atestiguan los frecuentes, bruscos y acusados cambios de buzamiento; en general, la formación buza al Norte y NE. Las calizas del nivel superior se rompen en lajas —Pla (*) de les Lloses— y contienen una fauna en general poco variada, pues sólo hemos podido encontrar *Orthoceras* sp., y numerosas secciones de crinoideos.

Hacia el Este de Palomera continúan las capas devonianas, pero son exclusivamente calizas; no aparecen los niveles pizarrosos. En Coll (**) de Font Aristot las capas buzan al NNE. y contienen crinoideos mal conservados. En Coll de Queralt, el Devoniano no es metamórfico aún, a pesar de la proximidad del granito, pues en las inmediaciones del collado las calizas están cuajadas de crinoideos. Más hacia el Oeste, en el collado cota 2.181, se repite el mismo contacto, pero sin Gotlandiense; las calizas devonianas con crinoideos, buzando 30° Norte, se apoyan sobre la serie metamórfica de El Punxó.

Hacia el Oeste, se desarrolla una amplia zona de calizas devonianas que forma los collados de Midós y las montañas que rodean Bescarán; en el extremo occidental de la sierra de Arcabell, en Pla de les Lloses y Bony de Pradal, aparecen también las calizas grises que representan seguramente el nivel de *Clymenias* del Devoniano superior.

En el borde occidental de la sierra de Arcabell, el contacto con el

(*) Llano en catalán; y Hosa, laja.

(**) Collado.

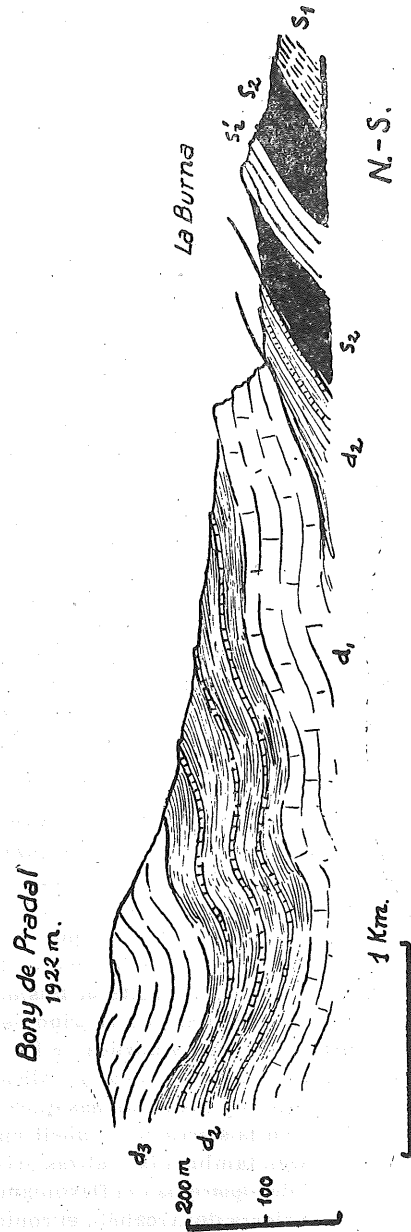


Fig. 4. Corte geológico del Devoniano de la sierra de Arcabell.

S₁ Ordoviciense. Pizarras cuarzosas en lajas.—S₂ Gotlandiense. Pizarras ampefiticas.—S₂ Gotlandiense. Cuarzilas.—d₁ Devoniano. Calizas dolomíticas.—d₂ Esquistos abigarrados y calcoesquistos.—d₃ Fameniense-Frasniense. Calizas grises; nivel de *Clymenias*.

Siluriano se hace por medio de una espesa serie de calizas dolomíticas de más de 100 metros de potencia, que forma una magnífica cuesta desde Coll Botoriu hasta Torres (kilómetro 138 de la carretera del Segre). En toda esta zona de Bescarán la estratigrafía del Devoniano resulta un tanto difícil, dada la frecuente repetición mecánica de los mismos niveles, como puede observarse a lo largo del barranco de Bescarán.

Las calizas del Devoniano superior integran todo el macizo de Puig Beneidó; la carretera corta esta magnífica formación entre los kilómetros 138 y 142, mostrando su complicada estructura; en la parte alta del cerro, en la zona del Ubac (*), aparecen las intercalaciones de calizas rojas amigdaloides con *Cheiloceras*, hacia la cota 1.400.

Región meridional.—Las formaciones de calcoesquistos y calizas dolomíticas de Puig Beneidó, continúan al otro lado del Segre, al Norte de la línea Ortedó-Vilanova de Banat; son siempre los niveles altos del sistema, calizas griotte y calizas amigdaloides, y aparecen completamente plegadas integrando las vertientes del cerro del Grau (**) (cota 1.411) y las laderas sur-occidentales del Turó de Palalliu.

Entre Coll de Cer y el torrente Capiscol se desarrolla otro gran manchón devoniano; son también fundamentalmente calizas de los niveles superiores, con capas de calcoesquistos intercaladas; a lo largo de la carretera de Pont de Bar a Toloriu, especialmente en los dos últimos kilómetros, pueden estudiarse muy bien bancos de esquistos calizos, calizas en lajas con crinoideos y calizas griottes compactas (nivel de *Clymenias*) con una potencia total que no pasa de 200 metros. Siguiendo el camino de Toloriu a Coll de Cer, el Devoniano aparece integrado por calizas compactas y pizarras, buzando 30-40° SE. Al penetrar en el bosque de Palalliu, aparecen pizarras rojas y calizas amigdaloides (nivel de *Cheiloceras*) muy atormentadas; en las inmediaciones de Coll de Cer vuelven a aparecer las calizas grises verticales.

Entre Can Burbuja, Bar y Martinet, el Devoniano está formado casi exclusivamente por las mismas capas de calizas fameniense-frasnienses, que en el camino de Can Burbuja a Bar se orientan Norte 10° Este, con fuertes buzamientos hacia el NE.; en el cerro de Can Vima aparecen de nuevo las calizas rojas con *Cheiloceras*. Las mismas capas de calizas grises y calizas con *Cheiloceras* integran el Serrat (***) de la Malesa hasta el Segre, donde son cortadas por la carretera, entre los kilómetros 153 y 154.

Entre Béixac y Vilec, y en todo el borde meridional de la cuenca

(*) Ubac, Bac, Baga, equivalente a umbría.

(**) Grado, escalón.

(***) Sierra pequeña.

terciaria de Bellver, el Devoniano tiene una constitución semejante. En Montellá hay un buen corte; en el cerro de Montgrás son calizas grises en bancos compactos, intercaladas con calizas rojas del Frasnense, con abundantes y buenos *Cheiloceras*, buzando 15° NNE.; siguen calizas grises que se inclinan hasta 40° SSE. y alterna con calcoesquistos rojos y gris-verdosos estériles, que forman la cumbre del Montgrás, terminando el conjunto con nuevas calizas. Las mismas capas se prosiguen por el camino que de Montellá va a Bellver, por Els Torrens, el cual corta varias veces el Devoniano por la ladera Oeste de Ridolaina; el Frasnense rojo típico, con buenos *Cheiloceras*, buza variablemente entre 40° NO. y 80° SE.

En el extremo SE. de la Hoja, en el barranco de Santa María, al Sur de Talló, aparecen las calizas con crinoideos y microfauna, buzando 70° Norte, y calizas gris azuladas muy compactas, con una potencia total de unos 70 metros. Más hacia el Este, en Bor, continúan las mismas capas; en el barranco de la Fou buzan muy diversamente desde 20° NE. a 20° NNE. A media ladera derecha de este barranco, afloran las calizas rojas de *Cheiloceras*, debajo de los niveles grises de *Clymenias*; el espesor del Frasnense es aquí de 4 ó 5 metros; el nivel de *Clymenias* es más potente. En su conjunto se reconoce la siguiente sucesión:

1. Calizas compactas, muy potentes (Devoniano medio).
2. Calizas rojas, griotte, con *Cheiloceras* (Frasnense), 4-5 metros.
3. Calizas de *Clymenias* (Famenense), 10 metros.

Más hacia el Norte, en el cerro de Valltarga, sobre las calizas negras gotlandienses, con *Orhoceras*, aparecen los siguientes niveles:

1. Esquistos versicolores, arcillosos, verdosos, con profusión de tallos de crinoideos, que alternan con calcoesquistos nodulosos, 12-15 metros.
2. Calizas en bancos delgados, grises, con crinoideos raros, 20 m.
3. Calizas alternantes, con calcoesquistos, 10-15 metros.
4. Bancos calcáreos compactos, 20 metros.
5. Pizarras grises y calcoesquistos fosilíferos de la cumbre, 10 metros (véase lista de fósiles en el capítulo de Paleontología).
6. Calizas rojizas, nodulosas, fosilíferas, 50 metros (Frasnense).
7. Pizarras arcillosas vinosas, 8-10 metros (Frasnense).
8. Calizas nodulosas, algo margosas, 4-5 metros visibles (Famenense?)

El conjunto buza 15° ENE. a ESE. y está todo en posición normal; los primeros niveles pueden referirse, por consiguiente, al Downton y los últimos al Devoniano superior.

Región oriental.—Al Oeste de Martinet y al Norte del kilómetro 154, las calizas frasnenses integran la sierra del Roc de l'Aguila, en contacto con el granito por medio de dislocaciones. Estas calizas se apoyan aquí anormalmente sobre el Gotlandense y son estériles.

Al Este del valle de la Llosa aparece aún un importante afloramiento devoniano. Al NE. de Ardévol hay una sucesión normal del Gotlandense al Devoniano.

La carretera que desde el kilómetro 161,6 de la general del Segre asciende a Prullans, corta también las capas devonianas, que se prolongan hasta la carretera general, en el kilómetro 162,2; en el empalme con la carretera de Prullans hay calizas dolomíticas pseudobrechoides, y en el kilómetro 1 son calcoesquistos alterados con calizas y esquistos versicolores con secciones de crinoideos, buzando 50° NNE. Vienen luego calizas azules compactas y pizarras rojizas y calizas amigdaloides y esquistosas con tallos de crinoideos en el kilómetro 1,6. Toda la serie tiene buzamientos muy variados, entre 10 y 60° NNE. En el propio pueblo hay calizas en bancos delgados y esquistos rojos calcáreos y versicolores, que integran las alturas hasta 80 metros por encima del nivel del pueblo.

El camino de Prullans a Cal Anes, se prolonga dentro de la misma formación, plegada en anticlinal, en cuyo núcleo aparecen las calizas negras gotlandienses; en el flanco Norte, encima de estas calizas, aparecen los calcoesquistos versicolores buzando 20° NNO. En la vertiente occidental del barranco de Ataló, en el camino de Cal Aurén a La Bastida, por el Clot de Matamoros, en la base del Carbonífero, aparecen calizas, liditas, grauvacas y conglomerados alternantes con calizas. En la cumbre del Pelat de Tallendre aparece un potente macizo de calizas devonianas, plegadas en sinclinal, que reposan sobre el Gotlandense a través de un pequeño espesor de calcoesquistos; sus capas más altas no alcanzan el Frasnense.

Entre Bellver y Ordén se cortan las mismas capas; se observa muy bien el paso del Devoniano superior al Carbonífero, concordantes y con capas de tránsito (véase fig. 5 A):

Carbonífero:

1. Pizarras, grauvacas y conglomerados.
2. Calizas, 2 metros.
3. Pizarras, 2 metros.
4. Liditas, 1 metro.
5. Calizas, 1 metro.
6. Liditas verdes en capas delgadas, 2 metros.
7. Calizas de crinoideos, 1 metro.
8. Pizarras, 3 metros.
9. Calizas, 0,50 metros.
10. Pizarras, 3 metros.

Devoniano:

11. Calizas parduscas groseras, 5 metros.
12. Calizas rojas (tipo griotte) con una capa blanca marmórea intercalada.

Las dos últimas capas son claramente devonianas y tienen una potencia total de unos 20 metros. Las restantes capas son de tránsito al Carbonífero.

Más hacia el Norte, y después de atravesar las capas gotlandienses y carboníferas que afloran en los núcleos de los pliegues, aparecen otra vez los materiales devonianos de la alineación sinclinal Cortás-Talltendre, que permite observar la composición del Devoniano, formado esencialmente por un potente complejo calizo, en el que es muy difícil observar la sucesión a causa de estar afectado por pliegues acostados, como lo acredita la repetición de los niveles de *Cheiloceras* y los frecuentes cambios de buzamiento en capas de una misma hilada. El Frasnense tiene aquí de 8 a 10 metros de potencia.

Al Sur de Cortás, el torrente de Llevador diseca aún la prolongación oriental de la misma alineación devoniana, ya en el extremo Este de la Hoja; el camino de Bellver a Éllar que asciende por este barranco, pasadas las capas carboníferas de la cota 1.250 metros, se ha trazado en el Devoniano y en las capas de tránsito:

Carbonífero detrítico.

Calizas y pizarras con *Crinoides*, buzando 35° SE.

Liditas verdes.

A continuación, el Devoniano superior está integrado por metros 60-70 de:

Calizas espáticas algo dolomíticas.

Calizas gris-azuladas.

Calizas rojas del Frasnense.

Calizas gris azuladas impregnadas de minerales de hierro y manganeso. El conjunto buzando al Nordeste.

Carbonífero

Al lado de la enorme extensión que sobre la superficie total de la Hoja ocupan el Siluriano y el Devoniano, el Carbonífero aparece localizado exclusivamente en la mitad oriental y muy poco desarrollado; no obstante, su estudio tiene un interés muy grande, pues posee las formaciones detríticas continentales más modernas de la Era Primaria.

Existe un tránsito brusco entre las calizas rosadas que señalan el Devoniano superior y los conglomerados del Carbonífero, aun cuando unas y otras capas no sólo son concordantes, sino que existen incluso hiladas de paso, de modo que, dada la escasez de fósiles, se hace difícil determinar netamente el Carbonífero por su parte inferior. Existe, pues, una base fameniense-cúlmica difícil de separar paleontológicamente.

Los afloramientos más occidentales de Carbonífero son los de Coll de Cer, poco aptos para un buen estudio estratigráfico, pues están influenciados por las fracturas terciarias; son capas de conglomerados cuarzosos y grauvacas verticales o fuertemente inclinadas al S. y SSO. Al Este del barranco de Quer (*), adquiere mucha mayor extensión en los alrededores de Can Vima. En el cerro de esta casa aparecen los conglomerados cuarzosos del Culm, cabalgando las calizas grises y rojas neodevonianas, y en el propio collado donde está construída la casa hay pizarras micáceas y grauvacas. La sucesión de este Carbonífero puede estudiarse muy bien siguiendo el camino de Can Vima a Béixac, donde, de arriba abajo, se puede ver la siguiente sucesión, con una potencia total de unos 400 metros:

Pizarras negras micáceas, algunas capas muy arenosas.

Grauvacas y pizarras micáceas negras.

Conglomerados cuarzosos y cuareitas.

Toda la serie buza fuertemente hacia el S. y SSE. Hay un paso insensible de unas capas a otras. El conjunto sufre frecuentes inflexiones y cambio de buzamiento; entre Can Vima y Béixac, las capas están verticales; en Béixac buzando 60° NNO.

Al Este de Montellá y al Sur del cerro cota 1.214, reaparece el Culm formado por los conglomerados cuarzosos y liditas con nódulos de fosforita, los cuales llevan una capa de caliza intercalada; pero esta sucesión no es clara, pues la intercalación caliza parece mecánica; las mismas capas forman parte del cerro de Montgrás, donde buzando 70° SE.

Entre Martinet y Bellver se sigue casi la dirección de las capas, por lo que es difícil obtener buenos cortes. Se observan repetidamente los niveles de conglomerados, grauvacas y pizarras. Los conglomerados groseros destacan por su mayor dureza, y están en la proporción de 1 a 2 y de 1 a 3 respecto a los esquistos y pizarras grauvacoides. En el seno de la masa detrítica se observan niveles calcáreos, hasta de 20 metros de espesor, claramente interestratificados y con tránsitos a las pizarras a través de calcoesquistos amigdaloides. En las proximidades del Devoniano se repiten varias veces

(*) Quer, quera, querol, Querforadat, topónimo frecuente en la región; significa roca

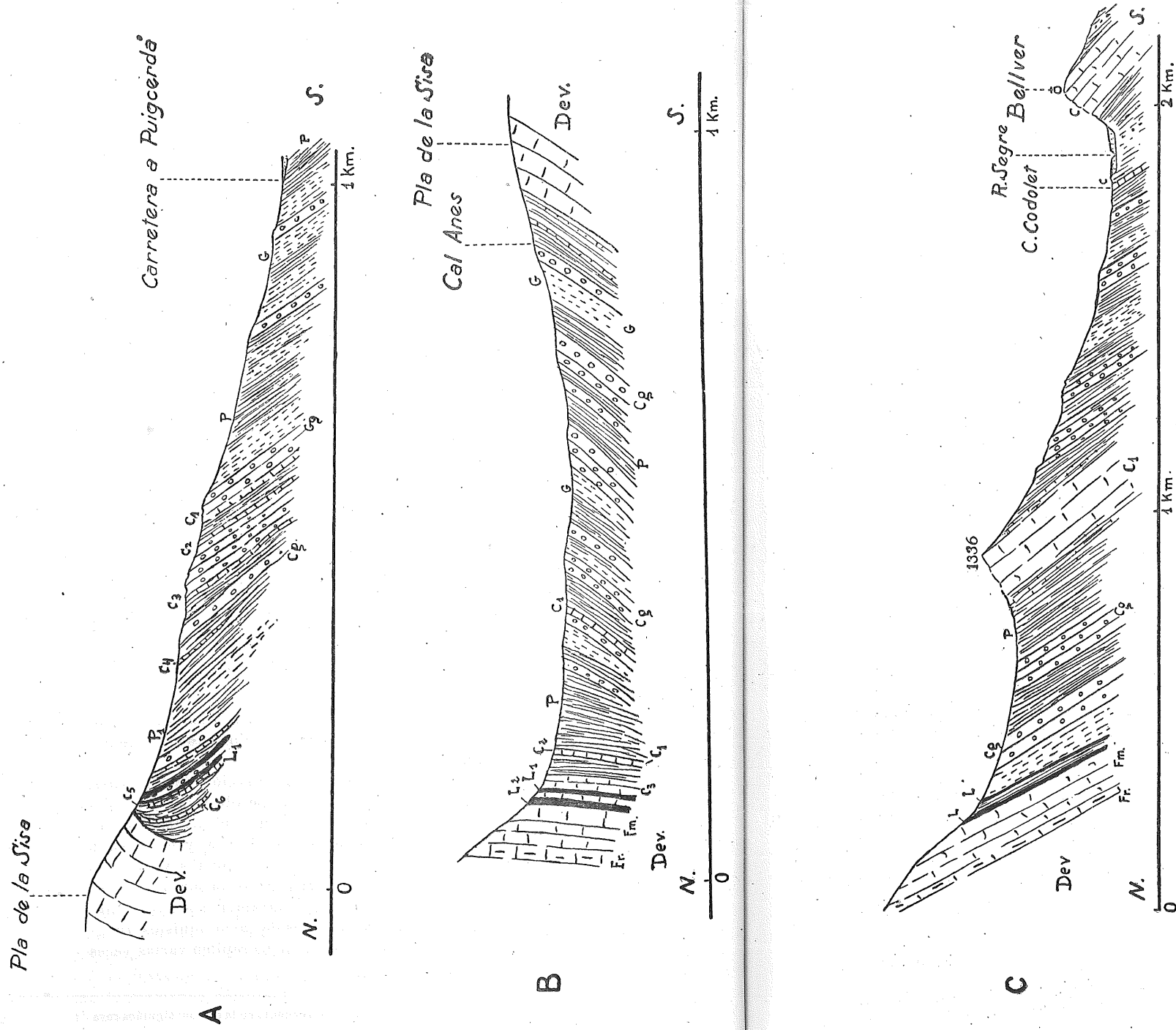


Fig. 5.—Tres cortes geológicos del Carbonífero de la región de Bellver: A, de Bellver a Cal Anes; B, Sinclinal del Cal Anes; C, de Bellver al Tossal Ras, por el camino de Tallentendre.

En todos los cortes la proporción entre conglomerados, grauvacas y pizarras del Carbonífero está representada en su verdadero valor. Los espesores de los niveles de liditas y calizas de tránsito al Devoniano, bastante exagerados. En todos los cortes: P. Pizarras.—Cg. Conglomerados.—G. Grauvacas y areniscas.—L. Liditas.—C. Calizas.—C₁ Calizas.—C₂ Calizas.—C₃ Calizas.—C₄ Calizas.—C₅ Calizas.—C₆ Calizas.—P. Pizarras.—Fr. Frasnense.—Fm. Famenicense.—A.—C₁. Calizas astillosas, amigdaloides, pasando a calcoesquitos con grandes crinoideos, 2 metros.—C₂. Calizas semejantes a las anteriores, 7-8 metros.—C₃. Calizas, 2 metros.—C₄. Calizas rosadas, algo pizarreas, 2 metros.—P₁. Pizarras arcillosas, amarillentas.—L₁. Liditas verdosas con capas arcillosas intercaladas.—L₂. Liditas, 5 metros.—C₅. Calizas con crinoideos, 1 metro.—C₆. Calizas, 0,50 metros.—B.—C₁. Calizas pizarreas pardo grisáceas, 5 metros.—C₂. Calizas compactas amigdaloides 3 metros.—C₃. Calizas negras, 2,5 metros.—Fm. Calizas gris azuladas y rosado-amigdaloides.—Fr. Frasnense, mármoles griottes, rojos, con *Cheloniceras*.—C.—L. Liditas negras y pizarras amarillentas intercaladas.—Cg. Conglomerados con cantos de granito y néis.—C₁. Calizas negras y blancas, 20 metros.—G₁. Grauvacas amarillentas con impresiones de *Archaeocalamites*?

las calizas, liditas y pizarras en bancos delgados (véanse cortes de la figura 5) en absoluta concordancia hasta alcanzar las calizas rosado-amigdaloides del Fameniano.

Para obtener buenos cortes hay que seguir la dirección Norte-Sur, como el camino de Bellver a Talltendre, por Cal Anes, que corta el Carbonífero a lo largo del barranco de Cap de Bou; los materiales dominantes son grauvacas y conglomerados; hay muy pocas pizarras y éstas aparecen aún formando lentejones entre las grauvacas; los conglomerados están formados por cantos de cuarzo y liditas predominantemente, areniscas, pizarras ordovicienses y calizas devonianas; los diámetros corrientes en estos cantos son de 8 a 10 centímetros. Pasan insensiblemente a los devonianos por medio de sucesivas intercalaciones de calizas entre las liditas y las pizarras, tal como ya se ha indicado (fig. 5).

En Cal Anes, el Carbonífero integra el núcleo de un amplio sinclinal, comprendido entre los flancos devonianos de Talltendre y de Prullans; está integrado por una sucesión de pizarras y de conglomerados de buzamiento variable, que en Cal Anes es de 80° NNE. (fig. 5 B). El conjunto da un espesor de 160-170 metros, de los que 60 son de pizarras. Hay pues solamente un tercio de material fino en el conjunto del Carbonífero. En la próxima masía de Cal Aurén tiene una constitución semejante, y en el camino de Cal Aurén a La Bastida, vuelve a repetirse la serie de tránsito al Devoniano y a la masa detrítica terminal.

La misma formación continúa hacia el ESE., por debajo del Tossal Ras. Sobre las calizas rosadas (tipo *Clymenias*) aparecen las capas de tránsito al Devoniano formadas por calizas con capitas de liditas negras, y pizarras amarillentas finas, y sobre ellas se desarrolla el Carbonífero típico, con pizarras negras y conglomerados con cantos de granito y neis, abundantes.

Las capas están fuertemente inclinadas al SE. La constitución de este Carbonífero es en todo semejante al de Cal Anes, pero tiene una banda caliza intercalada, muy potente, que Dalloni atribuye al Visense; la sucesión puede seguirse en el corte de la figura 5 C.

Cerca de Bellver hay otra intercalación caliza más pequeña, que aflora debajo de Can Codolet (al Norte del kilómetro 164, carretera general), y a continuación se suceden capas de esquistos, grauvacas, conglomerados, de caracteres y espesor análogos a los descritos, que terminan con los 20 metros de calizas del cerro de Bellver. Muy cerca, en el kilómetro 164,9, afloran en la misma carretera las liditas alternantes con pizarras y capitas de calizas con crinoideos que señalan el paso al Devoniano.

Al Sur de Cortás se prosigue la misma formación.

En el extremo SE. de la Hoja, al Sur de Bor, hay un último afloramiento complicado en la tectónica terciaria; aparece al Sur de la cota 1.209, en la sierra de la Quera, y está formado por esquistos, grauva-

cas y conglomerados, buzando 80° ENE., pasando hacia el Norte a 50° NNE.; la sucesión es la siguiente:

Esquistos, grauvacas y conglomerados.

Calizas.

4-5 metros, calizas espáticas.

Esquistos con impresiones de *Dictyodora* sp.

Pudingas con cantos de más de 20 centímetros de diámetro, formadas por cuarzo, caliza, cuarcitas y pizarras.

Síntesis estratigráfica de las formaciones paleozoicas

SILURIANO

ORDOVICIENSE:

Caradoc	200 metros. Conglomerados de elementos cuarzosos.
	100 metros. Pizarras verdosas y rojizas con braquiópodos dispersos, <i>Orthis actoniae</i> , <i>Stropheodonta deltoidea</i> , etcétera.
	170 metros. Pizarras verdosas y rojizas con lechos alternantes de grauvacas y calcoesquistos, que forman linaquelas con <i>Politropis sardoa</i> , <i>Orthis actoniae</i> , <i>O. menapiæ</i> , <i>Stropheodonta deltoidea</i> , <i>Porambonites intercedens</i> , <i>Atrypa insolita</i> .
	400 metros. Pizarras cuarzosas en lasjas con escasísimos <i>Orthis actoniae</i> , <i>Platystrophia biforata</i> , <i>Dalmanella testudinaria</i> . Llevan intercaladas capas de calcoesquistos con crinoideos.
	100 metros. Pizarras verdosas, grauvacas y calcoesquistos con <i>Orthis actoniae</i> , <i>O. menapiæ</i> .

GOTLANDIENSE.

Llandovery	10 metros. Cuarcitas oscuras.
	20 metros. Ampelitas negras y blancas con <i>Monograptus convolutus</i> y <i>Retiolites perlatus</i> .
Tarannon	30 metros. Ampelitas y cuarcitas, conteniendo las primeras: <i>Monograptus barrandei</i> , <i>M. becki</i> , <i>M. crispus</i> , <i>M. proteus</i> , etc.
Wenlock	20 metros. Ampelitas con <i>M. priodoni</i> , <i>M. vomerinus</i> , <i>Retiolites genitizianus</i> .

Ludlow 10 metros. Ampelitas con *M. roemeri*.
 20 metros. Calizas carburadas con *Cardiola interrupta*, *Sciphocrinus elegans*, *Orthoceras bohemicum*.

DEVONIANO

DOWNTON Y DEVONIANO INFERIOR 50-200 metros. Calcoesquistos con *graptolites*, bancos de dolomitas y pizarras abigarradas con calcoesquistos intercalados.

MESODEVONIANO 10-150 metros. Calcoesquistos y pizarras micáceas abigarradas y calizas grises con *Orthoceras* y crinoideos.

NEODEVONIANO.

Frasniense-Fameniense 5-100 metros. Calizas rojas amigdaloides con *Cheiloceras* y calizas rosadas con *Clymenias*.

CARBONIFERO

CULM 250 metros. Pizarras, conglomerados, calizas y grauvacas; las pizarras contienen impresiones de *Dictyodora* sp., y las grauvacas *Archeocalamites* dudosos. Las calizas, con *Goniatites striatus*, del Viseense superior.

El espesor total máximo del Paleozoico es de unos 1.800 metros.

Mesozoico

DISTRIBUCION GENERAL DEL MESOZOICO DE LA REGION.—

Los materiales mesozoicos tienen dentro de la Hoja una extensión muy escasa, pues están reducidos al borde meridional, al Sur del Segre y en los límites de la Hoja. Son los extremos septentrionales de formaciones mesozoicas mucho más desarrolladas hacia el Sur, al pie de la sierra del Cadí. Sólo reducidos apuntamientos triásicos y cretáceos integran el Mesozoico de esta Hoja.

El afloramiento mesozoico más importante está situado en los alrededores de Coll de Cer, formando el Turó de Palalliu, entre Arséguel y Toloriu, y más al Sur el cerro cota 1.604, prolongación de las formaciones ya más desarrolladas de Querforadat, ocupando en su conjunto una superficie de sólo cuatro kilómetros cuadrados. En el extremo SE. de la Hoja, e interesados en la tectónica del borde de la cubeta terciaria, hay otros pequeños afloramientos de algunos

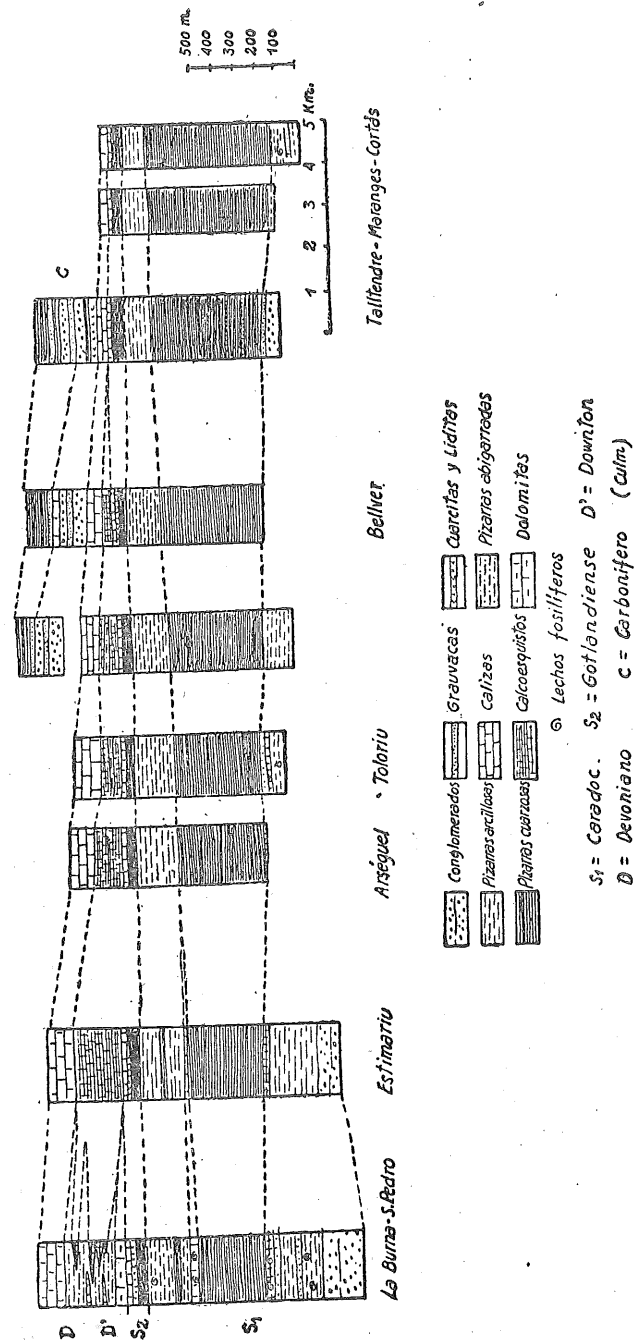


Fig. 6.—Estratigrafía comparada del Paleozoico del alto valle del Segre.

metros cuadrados de superficie. Los sistemas reconocidos son el Triás y el Cretáceo.

Triásico

La base del Mesozoico tiene las características del Permotriás típico de la región prepirenaica, y se apoya completamente discordante sobre el Paleozoico, arrasado según se descubre magníficamente cerca de Coll de Cer, en la base del Turó de Palalliu (Pla de Torres). Son capas muy típicas de arenisca roja, con intercalaciones margosas y capas de conglomerados cuarzosos poco potentes. La facies röt no es muy clara, pues casi toda la serie es arenosa y esquistosa. El camino que asciende desde Can Neguí, por la ermita de San Cristóbal a Coll de Cer, corta sucesivamente desde la base toda la serie del Permotriás, dislocada localmente por estar atravesada por una potente erupción de porfirita. Los materiales son eminentemente detríticos, finos, pero en las inmediaciones de Coll de Cer son ya bastante más margosos. Tanto la base del cerro cota 1.604, al Sur de Coll de Cer, como la del Turó de Palalliu, están formadas por estas mismas capas. Son siempre estériles y buzan en general hacia el SSO. El camino que desciende de Coll de Cer a Can Burbuja muestra la misma sucesión de materiales, los cuales forman un cantil de 40-50 metros de altura, que a manera de anfiteatro limita por el Sur la pintoresca cabecera de los barrancos de Burbuja y de la Quera.

Sobre el conjunto detrítico basal se superpone una hilada caliza que por su posición puede asimilarse al Muschelkalk, aun cuando sea completamente estéril. Esta hilada está integrada por calizas compactas grises en la base, y calizas con *fucoïdes* y calizas dolomíticas en la parte alta, que en su conjunto no pasarán de tener una potencia de 50-60 metros. Todavía, sobre estos depósitos, aparecen nuevas capas de margas abigarradas y carniolas que pueden asimilarse al Keuper. El espesor de este Keuper es exiguo. Al Sur de Coll de Cer, cerro cota 1.604, no alcanza los 10 metros y en el Turó de Palalliu no pasa de cinco metros.

En el ángulo SE. de la Hoja, en el camino de Bor a Pedra, vuelven a aparecer las capas del Permotriás y calizas de *fucoïdes*, en extensión muy reducida, pues forman una dovela marginal de la depresión terciaria de Bellver (fig. 7).

Cretáceo

Todavía menos extensión tienen en esta Hoja las capas cretáceas, pues están reducidas a la zona de los alrededores de Coll de Cer, coronando las formaciones triásicas. Son capas de calizas, areniscas y

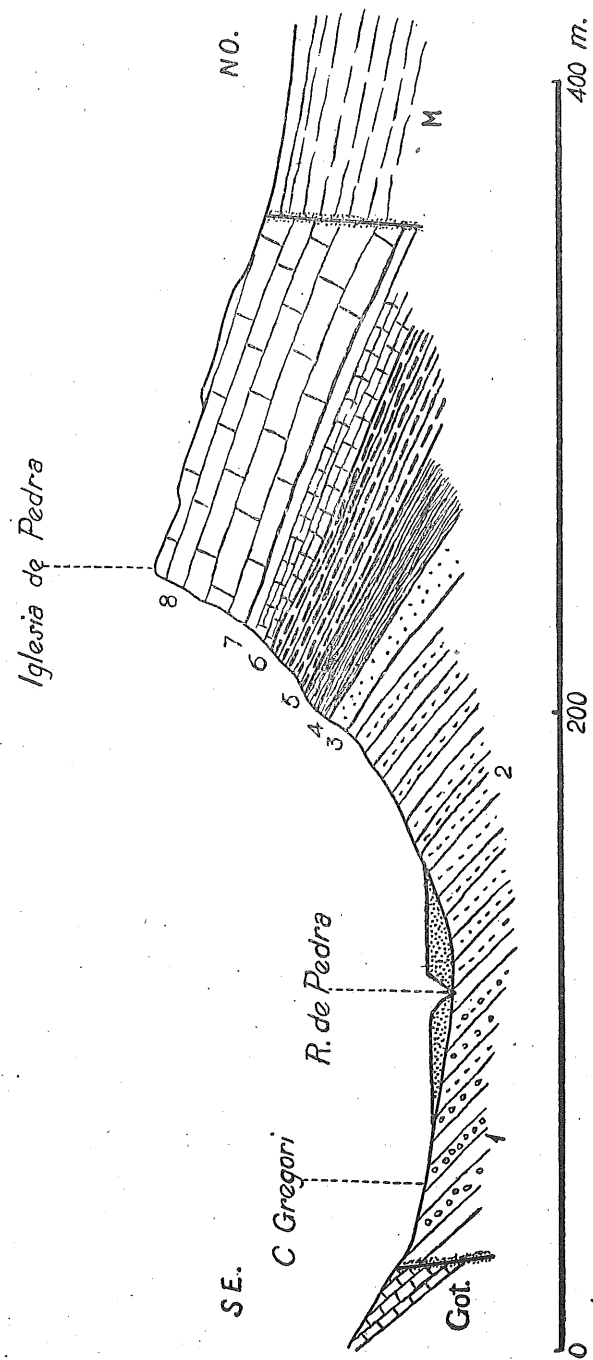


Fig. 7.—Permotriás: 1. Pizarras vinosas alternando con conglomerados con cantos de porfirita, 14 m.—2. Areniscas y pizarras vinosas alternantes, espesor visible, 6 m.—3. Cuarzitas claras, 2 m.—4. Pizarras vinosas, 2 m.—5. Pizarras verdes, 3,5 m.—Muschelkalk: 6. Calcosquistos, 1,5 m.—7. Calizas en bancos delgados, 5 m.—8. Calizas de *fucoïdes*, 5 m.—Got. Gotlandiense, calizas con *Orthoceras*.—M. Mio-Plioceno, arcillas rojas y amarillas.

conglomerados cuarzosos, que se han referido al Senonense; al Sur del cerro cota 1.604, en la continuación de estas capas, fuera del límite de la Hoja, Boissevain ha encontrado una fauna del Maestrichtien que figura en el capítulo de Paleontología.

En los alrededores de Bor, cerca de la iglesia, aparece también en forma de dovela una zona muy reducida de calizas y areniscas senonenses, con la fauna que se indica en Paleontología.

Neógeno

En el ángulo SE. del mapa existe un extenso afloramiento de Neógeno, que forma la llamada depresión o cubeta de Bellver, prolongación occidental de la depresión de Cerdaña, que se extiende ampliamente hacia el Este. El Terciario de la cubeta de Bellver forma una planicie situada entre 1.100 y 1.200 metros de altura, extendida entre el río Segre y los contrafuertes septentrionales de la sierra del Cadí.

En este Terciario de facies lacustre existen numerosos yacimientos de plantas fósiles, estudiadas por Rérolle, que permiten afirmar, por sus afinidades con la flora del Sur de Europa, que se trata del Mioceno superior o Plioceno inferior. Pero su edad exacta ha quedado mejor precisada gracias al hallazgo de numerosos restos de mamíferos, estudiados por Depéret, Almera, Bofill, Chevalier y Bataller, en algunas localidades próximas al borde oriental de la Hoja, en plena depresión cerdana. Casi los mismos fósiles han sido hallados en la depresión gemela del Urgellet, en el extremo occidental de la región estudiada, pero fuera también del terreno acotado en esta Hoja. Por las razones paleontológicas que se expondrán seguidamente, estos terrenos representan el Mioceno medio y superior: Vindoboniense y Pontiense.

Recubren a estos depósitos lacustres extensas formaciones de aluviones y arcillas, que han sido atribuidas al Plioceno.

Mioceno

El Mioceno de la depresión cerdana ha sido objeto de numerosas investigaciones. Mengel, Depéret y Rérolle, fueron los primeros en estudiarlo. Rérolle clasificó un buen lote de plantas fósiles de Bellver y otras localidades próximas, reconociendo su semejanza con la flora vindoboniense de Oeningen (Baviera), y ciertas afinidades con la pliocena de Cantal y Meximieux. Este mismo autor y Depéret determinaron, asimismo, los primeros vertebrados citados de esta región. Posteriormente Bofill, Almera y Bataller, han dado cuenta de nuevos hallazgos. También Chevalier, en primer plano, y Vidal, Almera y

Bataller, se han ocupado de los restos de mamíferos de la Seo de Urgel, en donde se han hallado casi las mismas formas que en Cerdaña. La fauna mastodológica de ambas depresiones ha servido de base de juicio para fijar la edad de los terrenos miocenos comprendidos en la presente Hoja. Y por eso tendremos que recurrir a ella, a pesar de caer fuera del dominio de la misma, para fijar la edad de estos terrenos.

La parte profunda de la formación sólo ha sido alcanzada en las perforaciones mineras de Cerdaña, y consta de una serie de capas de arcillas grasas, alternantes con lechos delgados de lignito. De las minas abandonadas de Santa Eugenia y el Padró, en Bellver, Depéret cita:

Sus major Gervais

y de esta misma localidad procede un molde en yeso donado por don Francisco Novellas, que corresponde a

Mastodon longirostris Kaup.

y figura en la colección paleontológica del Museo Martorell, de Barcelona, procedente de la colección de la Real Academia de Ciencias de la misma ciudad (*).

La parte de la formación miocena visible al exterior comienza con arcillas grasas, arenosas, de color amarillento claro o blanco grisáceo, con venillas ferruginosas y pequeños lentejones de lignito. Estas capas contienen abundantes impresiones vegetales que fueron determinadas por vez primera por Rérolle. Los Sres. Villalta y Crusafont, han hecho el estudio de los fósiles hallados en los numerosos yacimientos próximos a Bellver, ampliando las listas de Rérolle.

Las especies encontradas (véase capítulo Paleontología) permiten formar una idea bastante exacta de las características de la vegetación, clima y, en general, paleogeográficas de Cerdaña, durante el Mioceno superior. El bosque estaba formado por hayas, abetos, castaños, tilos y arces, es decir, las mismas plantas que se observan actualmente en las regiones húmedas de la zona montana pirenaica, principalmente en la vertiente atlántica. A la misma altura, la vegetación actual de Cerdaña está constituida especialmente por el bosque de *Pinus silvestris* y, a mayor, por el abeto y el *Pinus uncinata*, indicando, especialmente el primero, una mayor sequía. Al lado de aquellas plantas higrófilas miocenas forman, sin embargo, una serie de plantas que denuncian la influencia de un clima de tipo más seco: la

(*) Recientemente, en las minas de Prats, inmediatas a Coll de Saig, lindantes con el borde occidental de la Hoja, hemos recogido varios molares de *Hipparion gracile*, amablemente cedidos por el culto maestro de Bor, Sr. Pons.

encina, el boj y el enebro, desarrolladas seguramente en las solanas de las zonas calcáreas circundantes. Existen, además, como en la actualidad, los árboles de ribera, que debieron formar galerías a lo largo de los cursos de agua: olmos, sauces, fresnos y álamos, mientras las osmundias, potamogeton, ciperáceas y trapas indican la existencia de turberas de montaña y aguas estancadas, continuación de las que mucho más generalizadas engendraron los depósitos lignitíferos de la base de la formación miocena. En resumen, el clima y el aspecto del paisaje de Cerdaña debieron ser poco diferentes que en la actualidad, acusando, sin embargo, una mayor humedad y quizás una mayor templanza. Lo mismo parece indicar la abundancia de la diatomea *Melosira granulata*, propia de aguas de gran volumen y templadas.

La facies de esas arcillas fosilíferas es bastante constante en todo Cerdaña, pasando a ser algo más arenosa en los alrededores de Bellver. En el Monterrós, cerro situado al Oeste de la citada localidad, se observa la sucesión de margas y arcillas arenosas, con lechos delgados de gravas poco rodadas, conteniendo en la base una capa de arcilla gris con impresiones vegetales. Boissevain asigna a este nivel de 80 a 100 metros de espesor.

Este mismo autor distingue cerca de Bellver un nivel superior mucho más detrítico, de desarrollo local, formado por aluviones de cantos cuarzosos poco rodados, el cual determina, por su mayor resistencia a la erosión, un escarpe a los 1.100 metros de altitud.

En el Urgellet existen depósitos similares descritos por Vidal y Chevalier. Están bastante dislocados y sólo aparece la parte inferior de la formación por haber sido cortada por las terrazas cuaternarias. Por eso es difícil establecer el paralelismo estratigráfico exacto entre ambas depresiones. Sin embargo, en la Seo, se ha hallado un buen número de mamíferos, a los que nos referiremos inmediatamente, que permite establecer, por lo menos, la analogía cronológica de la base de la formación. La mayor parte de ella queda fuera de la Hoja, pero en los alrededores de Alás existe un manchón poco extenso, en el cual Chevalier ha encontrado, en las capas de areniscas y lignitos, algunos fósiles citados más adelante, entre ellos *Hipparion gracile*.

De este último fósil hemos visto un ejemplar encontrado por el Sr. Duró, de la Seo, en el barranco de Sant Miquel, en las areniscas amarillentas situadas debajo del pueblo de Alás, además de una defensa de *Mastodon*, procedente del nivel de las arcillas rojas superiores.

No se hallan de acuerdo los diversos autores acerca de la atribución cronológica de los terrenos de Cerdaña y el Urgellet. Leymerie, en 1869, creyó que debían atribuirse al Plioceno. Vidal, posteriormente, en la explicación del mapa geológico de España, lo atribuye al sistema Terciario superior, sin concretar más, pero en el mapa, a escala 1:400.000, de la provincia de Lérida, lo atribuye al Mioceno, lo

mismo que el Terciario de Cerdaña. En el trabajo de este mismo autor, dando cuenta del hallazgo de un *Dryophitecus*, lo atribuye al Tortoniense, por ser sincrónicos con los depósitos de Eppelsheim, que realmente son pontienses. Depéret y Rérolle colocan la base de los depósitos en el Pontiense inferior. Mientras Chevalier reconoce el carácter de antigüedad de los depósitos terciarios de Cerdaña y el Urgellet, creyendo se encuentran representados en ellos el Vindoboniense lacustre: Tortoniense y Sarmatiense, además del Pontiense y Plioceno de facies continental. Dalloni sigue el criterio de Astre y Mengel, y distingue, en la formación lacustre de la cuenca de Bellver, el Sarmatiense en la base, y el Pontiense en la parte media, considerando como pliocenos los depósitos superiores; y para Seo de Urgel reconoce la mezcla de formas vindobonienses y pontienses. Posteriormente, Bataller aboga por la edad exclusivamente pontiense de dichos depósitos, criterio en el que le sigue Hernández Pacheco, en contra de lo aceptado por buen número de autores. Ultimamente, Boissevain, siguiendo el criterio más general, continúa admitiendo la presencia del Sarmatiense en la base de las formaciones terciarias de Cerdaña, considerando el resto como Pontiense y Plioceno.

El criterio sustentado por los autores que se han ocupado de esta región, respecto a la edad de los depósitos terciarios, varía, pues, entre admitir la presencia del Vindoboniense en la base de la formación terciaria, como hacen Vidal, Depéret, Rérolle, Chevalier, Astre, Dalloni, Boissevain y Mengel, o en situar todo el complejo lacustre en el Pontiense, como Bataller y Hernández Pacheco. Se trata de una cuestión de criterio, pues la lista de fósiles apenas ha variado desde las determinaciones hechas por Depéret y Chevalier, que no afecta más que a la edad de la base subterránea de la formación, pues no se puede dudar que la parte alta que aflora al exterior es Pontiense, según acreditan *Hipparion gracile* y *Mastodon longirostris*.

Plioceno

Encima de las arcillas y areniscas blanco-amarillentas del Mioceno superior, se halla una potente formación, preponderantemente arcillosa, que destaca de todo el resto del Terciario por sus vivos colores rojizos y su abarrancado en bad-lands, formando una banda anular alrededor de la depresión de Cerdaña, muy visible sobre todo en su borde meridional.

En la base, está constituida por arcillas rojas con abundantes fragmentos angulosos de pizarra. Hacia la parte terminal de la serie, vuelve a acentuarse el carácter grosero de los depósitos, con bancos de aluviones cementados e intercalados entre las arcillas rutilantes. Las capas son casi horizontales o siguen las deformaciones del Mioceno infrayacente. En Nas, Néfol, Santa Magdalena y Bor, constitu-

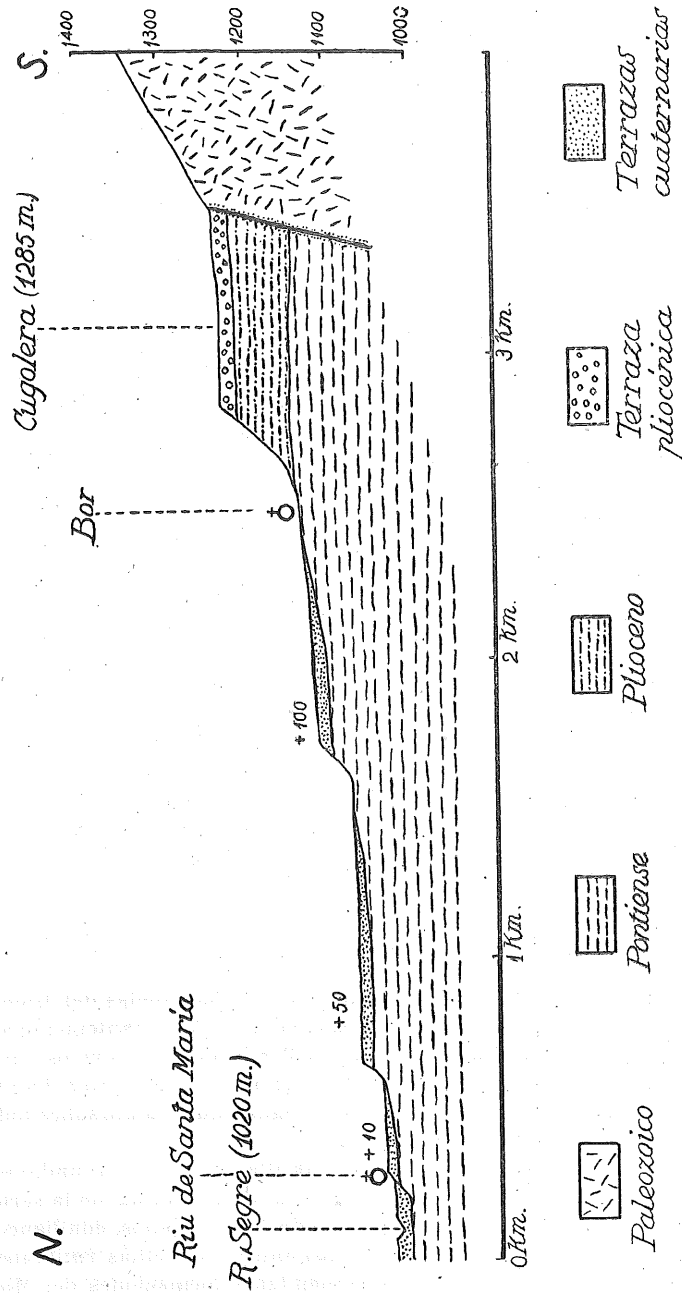


Fig. 8.—Corte geológico del Terciario y Cuaternario de la depresión de Bellver.—Pontiense: margas y areniscas amarillentas. Plioceno: arcillas rojas con algún banco de conglomerados.—Terraza pliocénica: aluviones dislocados

yen magníficos escarpes de más de 60 metros de altura. Boissevain, le atribuye un espesor medio de 100 a 150 metros. Hacia Montellá, su espesor parece ser bastante menor, por haber sido cortado por la terraza que corona la formación. Hacia Prullans hay también algún pequeño retazo muy afectado por dislocaciones tectónicas.

La edad de estos depósitos varía, según los diversos autores, desde el Pontiense al Cuaternario. Pero sus asignaciones no se basan en ninguna determinación paleontológica, sino únicamente en analogías de facies y particularmente en el criterio sustentado respecto a la edad de los mamíferos encontrados en la base de la formación, lo cual obliga a una corrida en la escala cronológica correspondiente a los niveles superiores, tal como puede verse en el cuadro adjunto.

Entre Alás, Cerc y Ortedo, en las proximidades de la Seo, se encuentran diversos afloramientos de arcillas rojas, de facies completamente análoga a los de Cerdaña. En gran parte aparecen recubiertos por los materiales más recientes de las terrazas del Segre, por lo que es difícil fijar exactamente su posición y características. Sobre todo en la parte inferior producen la impresión de haber resbalado por las laderas. En estos depósitos, el Sr. Duró, de Seo de Urgel, ha encontrado una defensa de *Mastodon*, sin que pueda concretarse su exacta atribución específica. Sin embargo, es suficiente el hallazgo para demostrar que deben referirse por lo menos al Plioceno, más teniendo en cuenta que en los sedimentos inmediatamente inferiores se ha encontrado *Hipparion gracile*, característico del Pontiense. Además, es verosímil admitir un cambio notable de facies entre el Mioceno y el Plioceno, pasando de las areniscas lacustres blanco amarillentas a las arcillas rojas superiores, de tipo más continental. Por eso, siguiendo a Boissevain, colocamos los depósitos de arcillas rojas de Cerdaña y del Urgellet en el Plioceno, pero con las reservas anotadas que impone la falta de fósiles.

En la región de Bellver, encima de las arcillas pliocénicas rutilantes, a unos 200 metros de altura sobre el río Segre y alrededor de unos 1.230 metros de altitud media, se desarrolla una potente formación de 5 a 10 metros de espesor de conglomerados, frecuentemente brechoides, de elementos groseros, trabados por un cemento rojizo arcilloso-calcareo. Los cantos son generalmente poco rodados y pueden alcanzar hasta un metro de diámetro. La sedimentación es muy irregular, con ejemplos de estratificación cruzada o imbricada, de aspecto caótico en algunos lugares. Boissevain atribuye al Plioceno superior o al Siciliense estos conglomerados, por analogía con los conglomerados rojos de Forç Real y Thuir, en el Rosellón, pero sin base paleontológica alguna. Siguiendo un criterio más prudente, a nuestro entender, no separamos los dos niveles, incluyendo ambos en el Plioceno.

Los materiales que forman estos depósitos son de origen local,

CRONOLOGIA DE LOS TERRENOS TERCIARIOS

	Leymerie	Vidal	Mengel	Depéret Rérolle	Chevalier	Battaller	Boissevain	Dalloni
Nivel inferior (Lignitos)		Tortonense		Pontiense inferior	Tortonense	Pontiense	Sarmatiense	Sarmatiense
Nivel medio (Arcillas amarillas con plantas)...	Plioceno	Mioceno		Mesiniense	Sarmatiense	Pontiense	Pontiense	Pontiense
Nivel de areniscas.....								
Nivel superior (Arcillas rojas).....								
Conglomerados de la terraza superior.....			Cuaternario	Plioceno superior	Pontiense		Plioceno (Plasenciese)	Cuaternario
							Siciliense (*)	Cuaternario

(*) En el texto atribuye al Siciliense, esto es, al Cuaternario inferior, los conglomerados que coronan la formación terciaria, mientras en el mapa se señalan como pliocénicos.

como señala muy bien Boissevain, representando por consiguiente una serie de conos de deyección fusionados, formados por los torrentes que desde lo alto del Cadí descienden hacia el Segre, apoyándose estos sedimentos en las arcillas rojas pliocenas y habiendo sido cementados por aguas calcáreas. En la orilla derecha del Segre, sólo los hemos reconocido en Ardévol, entre 1.220 y 1.260 metros.

En resumen, en el Plioceno de la región estudiada se distinguen dos niveles:

1. Arcillas rutilantes con algunos bancos de cantos angulosos en la base y en la parte terminal de la formación. Restos de *Mastodon*. Espesor de 100 a 150 metros.
2. Conglomerados de cemento arcilloso calcáreo formando la terraza superior. Espesor de 5 a 10 metros.

Síntesis estratigráfica de las formaciones terciarias

- VINDOBONIENSE**.... Base de la formación: lignitos y margas claras con *Mastodon angustidens* y *Dinotherium bavaricum*, fuera de la Hoja (Estevar). Espesor desconocido.
- PONTIENSE**.....
 - 1) Margas y lignitos de Prats, Sanabastre, Das, Llivia, Seo de Urgel, con *Hipparion gracile*, *Dinotherium giganteum*, etcétera. Espesor desconocido, pero no inferior a 10 metros.
 - 2) Margas amarillas sabulosas, localmente con algunos bancos de conglomerados. Abundantes impresiones vegetales. Espesor de 80 a 100 metros.
- PLIOCENO**.....
 - 1) Arcillas rutilantes, con bancos de cantos angulosos en la base y parte terminal de la formación. Restos de *Mastodon*. Espesor de 100 a 150 metros.
 - 2) Conglomerados de cemento arcilloso calcáreo (terrazza superior). Espesor de 5 a 10 metros.

Espesor total del Terciario: de 185 a 260 metros.

Cuaternario

La complejidad de fenómenos erosivos, debidos a las aguas salvajes y fluviales y a la acción de los glaciares, propios de una región de tan accidentada topografía y diversidad geológica y climática como la estudiada, hace presumir ya la heterogeneidad de los depósitos continentales atribuidos al Cuaternario. En general han sido

poco estudiados en los trabajos antiguos; únicamente en las comunicaciones de Chevalier y en el trabajo más reciente de Boissevain se presta una real atención a los problemas de estratigrafía cuaternaria, señalando la diversa naturaleza de los depósitos y sus características, basándose, como es lógico, más bien en un criterio morfológico y genético que en el cronológico.

De acuerdo con estas ideas, dividimos el estudio de los depósitos cuaternarios en los siguientes grupos: a) Depósitos glaciares y fluvio-glaciares. b) Terrazas fluviales. c) Conos de deyección y derrubios de pendiente, y d) Depósitos eluviales y coluviales.

DEPOSITOS GLACIARES Y FLUVIOGLACIARES.—Dejamos para el capítulo de Morfología el estudio íntegro del glaciario y su papel en el modelado de la región, limitándonos aquí a la descripción de los depósitos que atribuimos a la acción glacial.

De la cresta divisoria hispano-andorrana e hispano-francesa, mantenida entre 2.000 y 3.000 metros de altura, descendían una serie de pequeños cursos glaciares, que han dejado sus morrenas en el fondo de los antiguos valles en artesa o colgadas en hombreras y rellanos. Otro tanto ocurrió con los pequeños glaciares locales, cuyos depósitos morrénicos se acumulan alrededor de pequeños circos.

Las morrenas reconocidas están todas situadas en la parte Norte de la Hoja, cerca de la frontera con Andorra y Francia. De Este a Oeste se han identificado las siguientes:

VALLE DE MERANGES O DEL RÍO DURÁN.—Los depósitos glaciares más bajos se encuentran aguas arriba de Meranges, a unos 500 metros al Oeste del agregado de Girult. La morrena forma un potente terraplén de 400 metros de largo, desarrollado casi exclusivamente sobre la margen izquierda del río Durán, encontrándose su base a 1.620 metros de altura sobre el nivel del mar y la cima a 1.755-60 metros. La característica de los depósitos no ofrece dudas. Se trata de un amontonamiento caótico de grandes bloques angulosos de granito, enclavados en la zona pizarrea, mezclados con arenas finas; en la cresta se observan grandes bloques erráticos. Interesa consignar también que, entre el circo de la cabecera del valle y esta cubeta terminal, existen otras dos cubetas, rellenas por depósitos cuaternarios.

Al pie del circo glacial dels Engores, en la confluencia del pequeño curso que desciende de Puig Pedrós y de la Portella de Meranges con el curso principal nacido en dicho circo glacial, existe otra pequeña morrena que más bien parece de retroceso que de confluencia.

En la cuerda de la sierra de la Carabassa y Roca de Can Colomé, divisoria entre el río Durán y el de la Llosa, existen diminutos circos glaciares conocidos en el país por «sots» (hoyas) que corresponden a pequeños glaciares locales suspendidos, en cuyo fondo y parte ante-

rior de estos circos hay algunos acúmulos morrénicos de escasa importancia, desarrollados a expensas de las resbaladizas pizarras metamórficas.

VALLES DE LA LLOSA Y DEL ARÁNSER.—Mucha mayor importancia tuvo la acción glacial en el valle contiguo recorrido por el río de la Llosa, en donde existió el glaciar de valle más importante de la zona estudiada. Ayudados en gran parte por la morfología glacial del valle, que empieza a manifestarse claramente aguas arriba de Villiella, colocamos la morrena terminal frente a este pueblo, tal como se consigna en el mapa francés a escala 1:80.000 (Feuille Hospitalet), a pesar de que los depósitos morrénicos que aquí se presentan no ofrecen en ningún caso la disposición típica de una morrena frontal. La base de la morrena está situada a 1.420 metros de altura y su cima a 1.500 metros.

Además de la morrena frontal, se reconocen en el valle de la Llosa otras morrenas de menor importancia, junto a la llamada cabaña dels Esparvers, refugio de pastores, al pie de la Portella de Vallcibera, por cuyo dorso remonta suavemente el camino de Andorra. Los restantes depósitos morrénicos son menos característicos. En el fondo NO. del circo de la Muga, a 2.730 metros de altura, existe una diminuta morrena de retroceso y otra más importante al final de este mismo circo, en dirección a la Tossa Plana de Lles, a través del bosque, llamada de la Artiga Negra. Particularmente, en el rellano del Pla de la Riva, existe un grueso depósito de arenas graníticas y cantos erráticos a 2.300 metros de altura, el cual se extiende hasta el Pla de Rubá, en donde ya aparece el granito *in situ* alterado.

Depósitos análogos aparecen en toda la zona del Pla de la Cot, Clot del Codell, Clot de Sassá, Bony de l'Os y Prat Castelló y, más al Sur, en el camino de Aránser a la Tossa Plana. En su mayor parte parecen corresponder a los depósitos morrénicos de un glaciar de meseta que se extendió por encima de la superficie de erosión de la Tossa Plana de Lles y de sus inmediaciones, tal como será descrito en el capítulo de Morfología. Posteriormente, la acción torrencial postglacial ha contribuido a dispersar estos depósitos morrénicos, ocupando mayor extensión que la que en realidad les corresponde, y siendo difícil establecer la distinción neta entre depósitos glaciares propiamente dichos y derrubios formados a expensas de ellos. En Sant Marxell, a 1.720 metros, existe una morrena colgada, claramente identificable, que seguramente corresponde a un lóbulo de esta masa glacial, el cual empezaría a encajarse en algunos de los valles que mordían la mencionada plataforma de erosión. También se encuentran depósitos claramente morrénicos en la cuerda entre Cantabrà y Pla de la Cot.

Al Oeste del macizo de Port Negre, ya no se encuentran más depósitos morrénicos, por lo menos claramente identificables.

TERRAZAS FLUVIALES.—De todos los ríos que atraviesan la Hoja, únicamente el Segre ofrece un sistema de terrazas claramente desarrollado.

Chevalier, primero, y Boissevain, después, han sido los únicos autores que se han ocupado de las terrazas del curso superior del Segre en este sector.

Según Boissevain, todas las terrazas superiores a 50 metros serían risienses, mientras las inferiores estarían relacionadas con la glaciación wurmiense. En cambio, para Panzer, sólo son wurmienses las inferiores a 27 metros; la de 50 metros sería risiense, y la de 100 m. mindeliense. Estas diferencias de opiniones se basan en la edad asignada a las morrenas de Puigcerdá, las cuales, a través de sendos conos flüvioglaciares, enlazan con las mencionadas terrazas del Segre. La interpretación de los autores mencionados puede verse en el siguiente cuadro comparativo:

	Aluviones superiores	I 100 m.	II 40-60 m.	III a 27 m.	III b 10-12 m.	IV 2-3 m.
CHEVALIER ..	Siciliense				Risiense	Wurmiense
BOISSEVAIN ..	Siciliense	Risiense	Risiense		Wurmiense	Wurmiense
PANZER		Mindeliense	Risiense	Wurmiense		Wurmiense

Aparte de estas cuestiones de criterio relacionadas con la interpretación glaciológica, nuestras observaciones sobre las terrazas de la región comprendida en la Hoja concuerdan bastante bien con las de Boissevain sobre la misma región.

Los aluviones de la terraza superior que se extienden por la depresión de Bellver y coronan los cerros de arcillas rojas pliocenas, han sido atribuidos por Boissevain, con reservas, al Siciliense o al Plioceno superior, criterio, este último, que compartimos, y por eso han sido descritos en el apartado correspondiente a los terrenos terciarios. Su altitud media, de unos 1.230 metros, sufre muy escasas variaciones, ya que su altura no desciende paralelamente al curso del Segre. En algunos sitios, sin embargo, se registran ligeras variaciones de altitud a causa de movimientos tectónicos.

En la región central de la Hoja, el desfiladero de Martinet no tiene vestigios de esta terraza, pero al mismo nivel se encuentran terrazas rocosas o niveles de erosión desarrollados sobre el granito y las pizarras principalmente, y en menor grado sobre las duras calizas. Al Sur de Ardévol, se observa perfectamente el paso de la terraza aluvial a la de erosión, que forma el cerro cota 1.225 metros, en cuya cima hay grandes cantos de cuarzo procedente de la devastación de la

terrazza. Al Oeste de Prullans se observa, a 1.300 metros; en Musa a 1.225-1.300 y en Aristot a 1.250-1.300 metros, ganando continuamente altura sobre el cauce actual del río.

Esta terraza es el último nivel de erosión independiente del río. Por debajo de ella hay un paralelismo estrecho entre el cauce del Segre y el curso de las terrazas cuaternarias.

TERRAZAS CUATERNARIAS.—En la cuenca terciaria de Bellver, entre la vaguada del Segre y la plataforma pliocena, se escalonan cuatro terrazas colgadas, de características muy parecidas, atribuibles al Cuaternario.

La terraza situada más o menos a 100 metros, se observa sobre el Ponticense blanco amarillento y está muy erosionada, conservándose solamente en algunos puntos de la orilla izquierda del Segre: Monterrós, Bor, El Padró, Oliá, entre Pi y Viliella, etcétera.

La segunda terraza cuaternaria se encuentra bien representada en la cuenca de Bellver, al Norte de Riu de Santa María y Oeste de Valltarga, a más o menos 40 metros de altura relativa.

La tercera terraza cuaternaria, 10-12 metros, está todavía mucho mejor representada en la depresión de Bellver, constituyendo el nivel más constante a la izquierda del Segre, entre Santa Eugenia y Bellver.

Por último, la terraza inferior o cauce mayor del río, sólo inundado en las avenidas excepcionales, la cual, en algunos sitios, alcanza, inclusive, dos o tres metros de altura sobre el nivel medio de las aguas normales. En esta terraza se observan cantos más voluminosos que en las superiores (fig. 8).

Todas ellas están constituidas por aluviones groseros de uno a dos metros de espesor, bien cementados por arenas calcificadas. La mayoría de los cantos son de origen local, procedentes de los arroyos laterales afluentes del Segre.

En la región de la Seo, dentro de la zona del mapa, sólo hay una terraza bien desarrollada, en Alás, a 20 metros sobre el río.

CONOS DE DEYECCION Y DERRUBIOS DE PENDIENTE.—Los torrentes importantes, especialmente los que tienen cauce abierto en terrenos calizos y graníticos de la zona más elevada, han formado conos de deyección suficientemente desarrollados para poder ser representados algunas veces en el mapa.

Los terrenos graníticos de la zona elevada, donde prepondera la acción erosiva mecánica del hielo, ofrecen casi siempre sus pendientes más pronunciadas cubiertas de grandes bloques angulosos (canchales), que en el país reciben el nombre de *tartrés* o *tartera*. Este tipo de derrubio, por su difusión enorme en toda la zona nival, no ha podido ser representado en el mapa más que excepcionalmente. En algunos casos, como al pie de la Muga, forman caos de ingentes dimensiones.

DEPOSITOS ELUVIALES Y COLUVIALES.—Además de las acumulaciones glaciares, fluviales y de pendiente, frecuentemente el roquedo está cubierto de un manto más o menos grueso de material, poco o nada rodado, resultante de la alteración atmosférica; estos materiales sólo han sido señalados excepcionalmente en el mapa cuando llegan a impedir la observación del yacente geológico originario.

En la zona alta, por encima de los 2.000 metros, predomina la acción mecánica del hielo y por esto el roquedo está cubierto casi siempre, a excepción de las zonas más abruptas, por cantos angulosos resultantes de su fragmentación. En las pendientes algo acentuadas, estos cantos resbalan suavemente y constituyen verdaderos depósitos coluviales; cuando la pendiente es insuficiente para este ligero arrastre quedan *in situ* y forman depósitos eluviales. Tanto el granito como las pizarras de las regiones altas están frecuentemente sepultados bajo enormes acumulaciones de este tipo de materiales, como en Puig Pedrós, la Carabassa, Monturull, etcétera.

Por la lentitud en el proceso de descomposición química faltan verdaderos suelos en estas zonas, quedando reducidos a los fondos turbosos (*mulleres*) de las cubetas glaciares. En toda la región alta, estos suelos turbosos tienen gran desarrollo y algunas veces alcanzan espesores respetables, citándose, en las Mulleres de Puig Pedrós, el caso de caballerías desaparecidas en estos suelos inestables.

Por debajo de los 2.000 metros de altura predomina la acción química, y los depósitos eluviales y coluviales son mucho más incoherentes y pulverulentos. Especialmente sobre el granito, por alteración del feldespato, se llegan a constituir verdaderos suelos sialíticos, en el sentido edafológico de la palabra.

Las pizarras originan depósitos arcillosos amarillo-rojizos, a propósito para el cultivo. Sobre las arcillas del Neógeno existen también suelos arcillosos, que dificultan la observación del substrato, el cual, en realidad, sólo aparece en los cortes frescos y en los escarpes y barrancos profundos.

En el mapa no han podido ser indicados estos tipos de depósitos por su escaso desarrollo.

VI

TECTONICA

La zona que comprende la Hoja en estudio es asiento de una interesantísima estructura, en cuya constitución han intervenido complejos procesos orogénicos y epirogénicos. En su conjunto se distinguen dos grandes fases o períodos orogénicos: uno en el Paleozoico, plegamiento variseo, y otro en el Terciario, plegamiento alpídico.

La estructura herciniana

ESTRUCTURA DE LA REGION OCCIDENTAL.—Al Oeste de la intrusión granítica, la tectónica varisca se muestra en todo su magnífico desarrollo, especialmente en la región de Bescarán y sierra de Arcabell. La estructura es, en general, muy apretada, y los contactos entre los materiales rígidos y plásticos son siempre mecánicos.

El conjunto occidental se resuelve en una serie de escamas sucesivamente amontonadas y fuertemente vergentes al SO., que más hacia el SE., al otro lado del Segre, en los alrededores de Vilanova de Banat, se transforma en una sucesión de pliegues isoclinales con la misma vergencia.

Al Norte de Bescarán, la misma estructura se reconoce en la sierra de Arcabell, Port Negre y Pic Monturull, pero en estos dos últimos puntos modelada sobre las pizarras ordovicienses y gotlandienses metamorfosadas; además, las vergencias han cambiado, pues los pliegues están todos inclinados hacia el NE. La zona de Bescarán actúa, pues, de crencha divisoria de dos ramas de pliegues: los de la zona Bescarán-Estimariu, vergentes al SO., y los de Bescarán-Monturull, vergentes al NE.

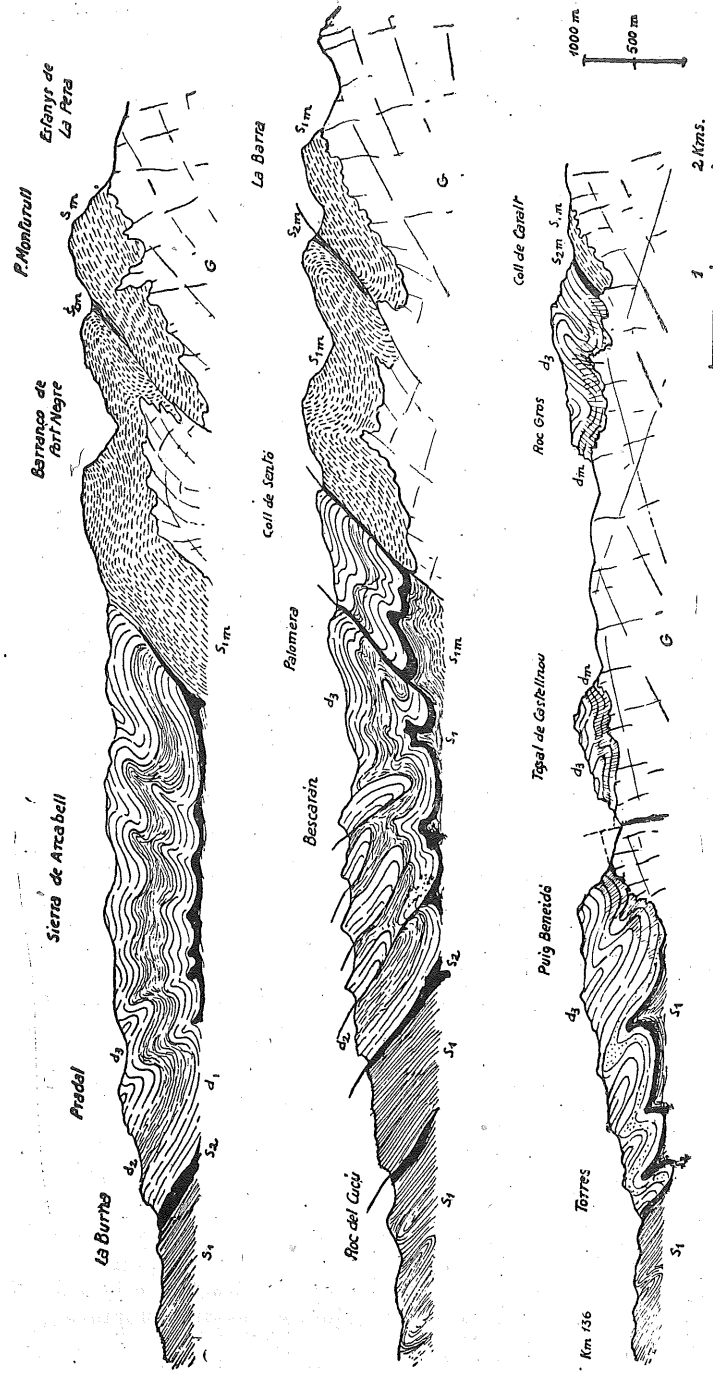


Fig. 9.—Cortes geológicos estructurales de la región occidental de la Hoja. G. Granito.—S_{1m}. Ordoviciense metamórfico.—S_{2m}. Gotlandiense metamórfico.—d_m. Devoniano metamórfico.—S₁. Ordoviciense.—S₂. Gotlandiense.—d₁. Devoniano inferior.—d₂. Devoniano medio.—d₃. Devoniano superior.

A lo largo del Segre, entre el kilómetro 141 y Martinet, la estructura aparece cortada por la intrusión granítica, la cual ha abombado el conjunto, formando el domo de Aristot, metamorfoseando los materiales más inmediatos a la intrusión, en ocasiones hasta el Devoniano inclusive.

ESTRUCTURA DE LA REGION ORIENTAL.—Al otro lado del batolito granítico reaparecen los materiales paleozoicos, mostrando una estructura bastante parecida a la de la zona de Bescairen, únicamente que es menos perceptible por estar el Devoniano mucho menos desarrollado.

Los pliegues de esta zona están netamente orientados de ONO. a ESE. y tienen vergencias indefinidas, aunque con tendencia hacia el Sur. Son también pliegues apretados con numerosos contactos mecánicos, especialmente allí donde se juntan niveles rígidos y plásticos. Al Norte de Meranges, el mismo granito interviene en la tectónica, cabalgando fuertemente al Ordoviciense al pie de Puig Pedrés.

La estructura alpídica

Los escasos restos de materiales mesozoicos que se han mencionado tienen, desde el punto de vista tectónico, una importancia extraordinaria, pues permiten precisar con claridad la verdadera importancia y características estructurales que la orogenia alpídica ha impreso a esta región del alto Segre.

La estructura de los materiales triásicos y cretáceos es, en esta zona, evidentemente tabular; entre Coll de Cer y Béixac, las areniscas, margas y calizas triásicas forman una magnífica cuesta, ante la que se han detenido las cabeceras de los barrancos de Burbuja y de Quer; las calizas senonenses se superponen a estas tablas triásicas, adoptando idéntica disposición. Parece como si el plegamiento pirenaico sólo hubiera actuado sobre estos materiales inclinando las capas suavemente hacia el SSO., y provocando así la génesis de la cuesta. Nada, pues, en esta estructura recuerda un país de plegamiento.

Más hacia el Sur, ya fuera de los límites de esta Hoja, el Mesozoico, y aun el Eoceno del pie de la sierra del Cadí, son también tabulares y la estructura de plegamiento sólo empieza al Sur de la cuerda divisoria de la sierra del Cadí.

No obstante, a lo largo del Segre y en pleno país paleozoico, el análisis estructural revela la presencia de accidentes tectónicos que cortan las alineaciones variscas y complican enormemente el conjunto, superponiendo dos estructuras distintas; son fuertes fracturas verticales que dividen el país en compartimentos de diversa importancia,

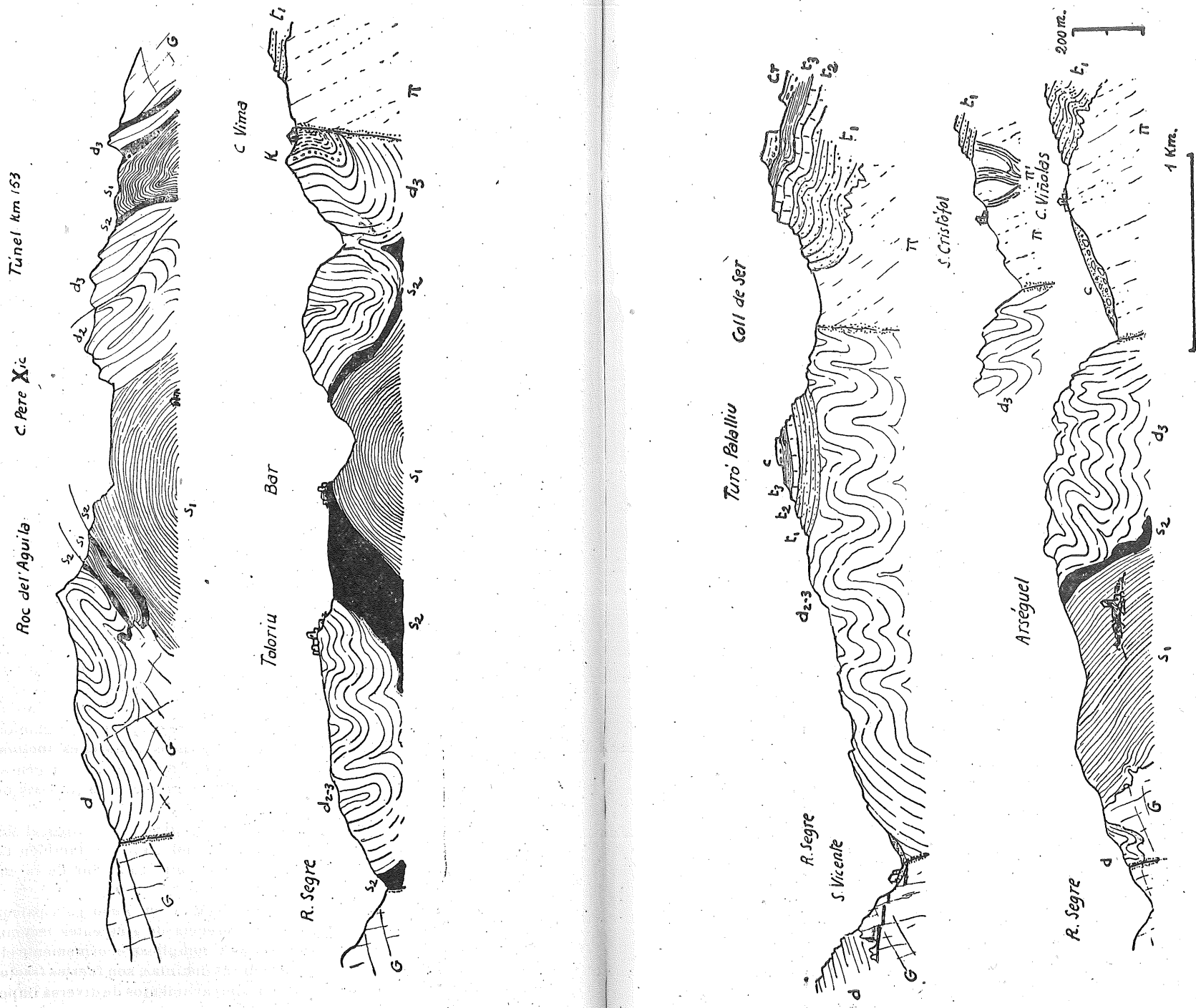


Fig. 10.—Estructura de la regió paleozoica del S. del Segre.

G. Granito —S₁. Pizarras cuarzosas y arcillosas ordóvicienses.—S₂. Pizarras y calizas carbonadas con *Graptolites* del Gotlandiense.—d. Devoniano, en general.—d₂. Calizas y esquistos abigarrados mesodevoni unos.—d₃. Calizas grises y rojizas frasnense-fanentienses.—k. Conglomerados y pizarras negras del Culm.—t₁. Permotufas. Areniscas y margas rojas estétilas.—t₂. Calizas grises, calizas de *fucoides* y dolomitas del Muschelkalk.—t₃. Margas abigarradas y dolomitas del Keuper.—Cr. Conglomerados y calizas senonenses.—π. Peritritas.

entre los cuales existen fuertes desnivelaciones. Se advierte toda una tectónica de tipo vertical, eminentemente alpidica, pues no sólo afecta al Trías y al Senonense de Col de Cer, sino aun al Mioceno de Bellver. El plegamiento pirenaico no se ha traducido en esta región por los acusados fenómenos de plegamiento del Prepirineo español, sino por un estilo germánico, establecido sobre el material paleozoico.

LAS REGIONES FRACTURADAS.—Las dislocaciones principales, como hemos dicho, se localizan a lo largo del Segre y precisamente entre el valle actual y al pie de la sierra del Cadí. Hay tres unidades tectónicas principales; la cubeta de Bellver, el campo de fracturas de Toloriu y la depresión de Alás.

LA CUENCA DE BELLVER.—Es el ejemplo más patente de la tectónica alpidica en esta región, tanto por su relleno mioceno-plioceno, como por sus características tectónicas; conserva aún en parte, el carácter de zona hundida y tiene por consiguiente los caracteres estructurales más puros.

Esta cuenca aparece enteramente limitada por fallas; las fracturas septentrionales se localizan en la vaguada del Segre. En el borde meridional, la dislocación interesa a los aluviones sicilienses y se orienta sensiblemente de Oeste a Este desde el barranco de Bastanís, al Sur de Montellá, hasta Pedra, en la sierra de la Quera; estas dislocaciones forman cuñas y pequeñas dovelas, en las cuales aparecen jirones de areniscas permotriásicas y calizas senonenses; es una típica estructura en *seracs*, de margen, análoga a las encontradas por nosotros en el borde septentrional de Las Gabarras.

La cuenca terciaria de Bellver aparece, pues, como una fosa tectónica, cuyo fondo está integrado por un voluminoso paquete de materiales miocenos, inclinados bastante uniformemente hacia el Sur y mostrando pequeños pliegues y dislocaciones internos; este paquete se ha hundido entre dos masas paleozoicas, de las cuales la meridional aparece limitada por una fractura Oeste Este, pero cuyo borde septentrional y occidental es más complejo, especialmente este último, pues aparece dividido en dos depresiones satélites bien claras: al Oeste, la depresión del Sur de Montellá, que termina ante la fractura de la riera de Bastanís, y al NO. la cubeta de Prullans. En este último punto no aparece ningún contacto claro entre el Paleozoico y el Mioceno, pero el carácter morfológico de depresión es muy patente y las arcillas miocenas aparecen claramente hundidas al pie de los cántiles de calizas devonianas; en este caso las fracturas maestras de la cuenca de Prullans tendrían dirección NO.-SE.

EL CAMPO DE FRACTURAS DEL BARIDÁ.—Al Oeste de la cubeta de Bellver, aparece una zona de gran complicación estructural, comprendida entre la línea Martinet-Vilec, el barranco de Cadí y el Segre, que

denominamos campo de fracturas del Baridá. El borde oriental empieza en el contacto entre el granito y el Paleozoico, en el kilómetro 154 de la carretera del Segre, que se hace por medio de una dislocación vertical, pues los materiales de contacto no están metamorfoseados. Es muy probable que esta dislocación tenga otras satélites, especialmente en los alrededores del establecimiento de los Baños de Senillers, por las cuales pueden haber sido expulsadas las fuentes termales.

Por su extremo NO., la falla corta a la carretera en el kilómetro 150 y pone en contacto el Devoniano con el granito; desde este punto hasta el kilómetro 145, hacia el Oeste, la vaguada del Segre sigue sobre el plano de una dislocación sensiblemente Oeste-Oeste, que pasa por Pont de Bar y por los Baños de San Vicente, hundiendo ostensiblemente el Devoniano de la zona de Toloriu, en relación con el granito de Aristot-Castellnou; la vaguada sirve de divisoria tectónica entre las calizas devonianas, buzando fuertemente hacia el NNO., y el granito del margen septentrional.

En los alrededores de Coll de Cer (Turó de Palalliu, Pla de Torres), los contactos entre los diversos afloramientos son casi todos por fractura.

Entre el Turó de Palalliu, Toloriu, Bar y Can Burbuja, aparece un campo de fracturas de direcciones aberrantes, desarrolladas todas dentro del Paleozoico.

En su conjunto, se vislumbran en esta región dos dislocaciones maestras orientadas OSO.-ENE., que limitan una zona hundida; la septentrional, constituida por la línea tectónica del Segre, entre San Vicente y el Roc de l'Agulla, y la meridional formada por la falla de San Cristóbal-Hostal Nou; este accidente tiene en su región media (Coll de Cer) una solución de continuidad formada por las pequeñas dislocaciones de dirección aberrante, del Este de Palalliu, Sur de Bar y Este de Coll de Cer, que pueden indicar la presencia de movimientos posteriores a su formación. Estas fracturas tienen una orientación que discrepa completamente de las de la cubeta de Bellver, regularmente orientadas de Oeste a Este. Hay un claro y marcado desplazamiento de los bordes de estas fallas hacia el NO., como si la línea de falla del barranco de Bastanís, kilómetro 154 de la carretera del Segre, hubiera jugado horizontalmente como desgaje, desgarrando la primitiva cubeta y empujando el labio occidental (zona de Coll de Cer) hacia el Noroeste.

LA CUBETA DE ALÁS.—Entre Alás y Seo de Urgel, la presencia de nuevos sedimentos terciarios denuncia la posibilidad de una nueva cuenca; estos materiales aparecen visiblemente hundidos en la vaguada del Segre y cubiertos por el Cuaternario, en relación con el Paleozoico de San Pedro, de manera que, aunque no hay contactos limpios, suponemos la presencia de una falla a lo largo del Segre.

Estas fracturas deben de formar evidentemente parte de un campo más extenso situado al Oeste, que interesa seguramente a la depresión terciaria de la Seo de Urgel, fuera ya de los límites de esta Hoja, y que conjugándose con las fallas del cauce del Segre, dejan vislumbrar un borde de cubeta, semejante al de Bellver.

EDAD DE LOS ACCIDENTES.—Los primeros accidentes tectónicos del alto valle del Segre corresponden, como ya hemos indicado, a la orogénesis varisca; no obstante, resultan difíciles de precisar las fases orogénicas intrapaleozoicas, dado el carácter de la orogénesis herciniana.

La continuidad sedimentaria entre el Caradoc y el Devoniano inclusive hace creer, por lo menos provisionalmente, en un plegamiento esencialmente varisco, aun cuando Schmidt, en otros puntos del Pirineo, ha citado movimientos intradevonianos e intrasilurianos. Los conglomerados del Culm serían entonces los sedimentos sintectónicos.

La ausencia de sedimentos westfalienses no excluye la posibilidad de continuación del plegamiento hasta el Estefaniense, pues estos sedimentos se encuentran plegados en regiones próximas a la nuestra (valle de Ribas, cuenca de la Seo), de manera que probablemente el plegamiento herciniano está representado hasta la fase astúrica inclusive, en que debió de terminar definitivamente, pues el Permotriás es completamente discordante sobre el Paleozoico arrasado, como se descubre en Coll de Cer.

Durante el Mesozoico, sólo tuvieron lugar movimientos epirogénicos en gran escala, como se deduce por la laguna estratigráfica Trias-Senonense. No obstante, es posible admitir, en este intervalo, la presencia de orogénesis más o menos intensas, pues vienen probablemente denunciadas por las erupciones de porfiritas y riolitas del pie del Cadí, pues estas erupciones atraviesan netamente el Permotriás de San Cristóbal, y los conglomerados senonenses contienen cantos de estos materiales. Esto puede hacer creer, tal vez, en plegamientos de fase austriaca, manifestados sólo aquí en el vulcanismo.

Después de éstos, los movimientos orogénicos que pueden datarse con exactitud en nuestra Hoja son de edad miocena, pues los materiales más antiguos que rellenan la cuenca de Bellver son vindobonienses. No obstante, se puede admitir que las fracturas que hundieron esta depresión a lo largo de la zona axial, son en parte anteriores a la sedimentación neógena, y con toda probabilidad de fase pirenaica, pues deben de ser contemporáneas del plegamiento de los materiales mesozoicos del Sur de la sierra del Cadí. No obstante, durante el Mioceno, y aun durante el Plioceno y el Cuaternario, estas fallas han continuado moviéndose, sin que esto indique una solución de continuidad en el movimiento, pues siendo concordantes el Vindoboniense y el Pontiense, no es posible admitir ni la

fase estírica ni la ática en su sentido estricto. Realmente se trata de un continuado juego de estas dislocaciones en relación con la sedimentación, que alcanza a todas las fases orogénicas, desde el Eoceno hasta el Cuaternario inclusive (es decir, las fases sálica, ática, estírica, rodánica y valáquica, de Stille).

Movimientos actuales

Todavía en la actualidad prosiguen, en esta movida región, las réplicas de la orogénesis alpídica, que provocan dos tipos de movimientos: movimientos sísmicos y movimientos epirogénicos.

MOVIMIENTOS SÍSMICOS.—La zona pirenaica tiene un coeficiente de sismicidad bastante elevado (17°) y dentro de ella está comprendida la región estudiada en esta Hoja. No obstante, la intensidad y frecuencia de los sismos es en esta región muy variable, opinando Rey Pastor que disminuye desde Puigcerdá a Andorra. En el primer punto, en 20 años, se han registrado siete sismos, de los cuales sólo uno alcanzó el grado VI, tres el V, tres el IV y tres entre el II y el III.

Toda la región del alto Segre es evidentemente una zona de sismos tectónicos, como lo acredita su historia geológica, pues las fracturas de Bellver y de la Seo han continuado moviéndose durante el Cuaternario y aun probablemente en la actualidad, aunque en menor escala, engendrando microsismos. Ya en el año 1788 se tomaron observaciones de temblores de tierra, que comenzaron el día 11 de enero y continuaron en días sucesivos, produciéndose grietas en las inmediaciones de Puigcerdá, y alterándose los caudales de algunas fuentes y pozos. Igualmente el sismo de grado V, descrito por Chevalier en 1918, el cual lo atribuye a un pequeño movimiento de las fracturas que cruzan la depresión de la Seo, entre Alás y Castelleiutat.

MOVIMIENTOS EPIROGÉNICOS.—Se ha citado este tipo de movimiento en período histórico, por Thos y Codina, entre los pueblos de Coborriu y Lles, separados por un cerro. Este autor dice «En el espacio de veinte años los habitantes de Coborriu, que antes no descubrían más que la cruz del campanario del pueblo de Lles, por una colina que entre los dos pueblos se interpone, lo han visto irse elevando lentamente sobre el horizonte y hoy lo descubren por entero». No es probable que se trate de un fenómeno de erosión, pues el espón es granítico y además parece coincidir este fenómeno con el abombamiento general del centro de la Hoja, zona del Baridá, denunciado tanto por los datos tectónicos como por los morfológicos.

MORFOLOGIA

En el capítulo III se han esbozado los rasgos generales del relieve en la región cartografiada en la Hoja de Bellver. En resumen se distinguen las siguientes unidades geomorfológicas:

1. Al Norte, un macizo paleozoico formado principalmente por granito, pizarras silurianas y calizas devonianas, el cual se eleva hasta cerca de los 3.000 metros de altitud. Forma parte de la llamada región axial pirenaica.

2. Al Sur, la cobertera mesozoica-eocena de este macizo, la cual se eleva hasta la sierra del Cadí (2.561 metros). En la Hoja sólo se observa la parte inferior del escarpe de falla que separa el macizo paleozoico de su cobertera.

3. En el centro, el gran valle longitudinal del Segre, paralelo a la falla del Cadí y excavado en el macizo paleozoico esquistoso-calcareo.

4. Al Este y al Oeste, dos cubetas tectónicas: Cerdaña y Urgellet, rellenas por depósitos arcillosos, neógenos y cuaternarios.

En la individualización de estas unidades morfológicas han actuado por igual la estructura geológica y la erosión. A la primera se debe todavía hoy la mayor parte de los rasgos principales del relieve.

Ciclos de erosión

Los rasgos topográficos y las formas de modelado del alto valle del Segre no pueden explicarse únicamente a base de la influencia del roquedo o del trazado de las líneas tectónicas. El problema es mucho más complejo, según se ha apuntado ya varias veces. La altu-

ra de las cimas y cuerdas, el aspecto de los valles y los cambios de pendiente de las laderas y del cauce, obedecen a un largo proceso de evolución cíclica, que ha determinado los rasgos fundamentales del paisaje morfológico.

Boissevain reconoce una serie de niveles de erosión entre el fondo del valle del Segre y las cimas superiores que rodean la cubeta de Cerdaña, lo cual probaría el progresivo levantamiento de la cordillera. Lo propio se observa en la región estudiada por nosotros y constituida, asimismo, por una gradería escalonada entre los 3.000 metros de altura y la vaguada del Segre. La mayoría de los niveles reconocidos por nosotros coinciden, en líneas generales, con los señalados por Boissevain en Cerdaña.

Los niveles que se reconocen son los siguientes:

NIVEL DE LAS CRESTAS, DE 2.700 A 2.900 METROS.—Más adelante será discutida la edad de este nivel y de los siguientes.

NIVEL DEL FONDO DE LOS CIRCOS, DE 2.200 A 2.600 METROS.—Se extiende por debajo de las crestas principales, formando una planicie accidentada por la erosión glaciaria y cortada por un brusco talud que la separa del ciclo siguiente.

NIVEL DE VILIELLA, DE 1.500 A 1.750 METROS.—Por debajo del nivel de los circos se reconoce otro entre 1.500 y 1.750 metros, bastante menos desarrollado que el anterior. No obstante, se identifica bien, tanto por la presencia de superficies residuales (Viliella, Sant Marcell, etc.) como por las alturas de algunos cerros, crestas y collados.

NIVEL DE LLES, DE 1.300 A 1.450 METROS.—Menos desarrollo tiene todavía el nivel siguiente o de Lles, sostenido entre 1.300 y 1.450 metros de altura, por término medio. Forma un rellano estrecho que bordea por ambas laderas el desfiladero del Segre.

NIVEL DE TRAVESSERES, DE 1.100 METROS.—Se trata de un pequeño rellano de escaso valor en la morfología general de la región y que únicamente se encuentra bien desarrollado a ambos lados del curso del Segre, particularmente en su sector occidental.

Edad de los niveles de erosión

Todavía no se conoce bien la evolución morfológica del Pirineo oriental para poder establecer sin lugar a dudas la edad exacta de los diversos niveles de erosión, particularmente de los más elevados, que por ser los más antiguos han sido muy deformados y devastados por la erosión o retocados por la acción glaciaria.

Para los niveles medios e inferiores, el problema es algo más sen-

cillo, puesto que estas superficies de erosión están recubiertas por depósitos neógenos o en relación con ellos por la sedimentación correlativa, de forma que es más fácil establecer su cronología.

Al nivel de crestas le ha sido atribuida edad diferente por los autores que se han ocupado de este problema.

Posiblemente el nivel de crestas se debe a varias fases erosivas. No hay duda, por ejemplo, que ha existido la peniplanicie pretriásica, de la cual existen retazos bien conservados en la zona estudiada, en Coll de Cer. Pero dada la constancia del nivel de erosión superior y sus deformaciones poco acentuadas, por lo menos para este sector de la cordillera, puede admitirse como verosímil la hipótesis de Boissevain en el sentido de que su formación es poco posterior al paroxismo eógeno y debe considerarse a *grosso modo* como una superficie de edad eógena, contemporánea de las peniplanicies de esta misma edad, reconocidas en los Alpes, Macizo Central francés, Meseta castellana, etcétera.

El nivel del fondo de circos es considerado por Boissevain como Ponticense, basándose en que en el Coll de la Perxa el nivel siguiente corta por igual a los depósitos pontienses fallados y al Paleozoico inmediato. Por consiguiente su edad queda comprendida entre la eogénica del nivel de las crestas y la postpontiense del ciclo de 1.577 metros. Si además se tiene en cuenta que los depósitos pontienses son arcillas finas, se puede considerar a esta formación como correlativa a una extensa peniplanicie anterior al ciclo de 1.577 metros, que no puede ser otra que la del nivel del fondo de los circos.

La edad de los ciclos restantes es más fácil de determinar. El ciclo de 1.300 a 1.450 se apoya visiblemente en la terraza pliocénica. Siendo pliocénico este ciclo, el siguiente debe ser cuaternario, según lo demuestra, además, la concordancia de altura con la terraza superior del Segre; los depósitos glaciares, que serán descritos más adelante permiten concretar su edad wurmiense.

En resumen, la cronología más probable de los ciclos de erosión es la siguiente:

Nivel de las crestas	Postparoximal (Eógeno).
Nivel del fondo de los circos	Pontiense.
Nivel de Viliella	Plioceno inferior.
Nivel de Lles	Plioceno superior.
Nivel de Travesseres	Wurmiense.

Formas glaciares y glaciario cuaternario

A pesar de que el glaciario cuaternario del Pirineo empieza a ser bastante conocido, apenas existe ningún dato referente a la región comprendida en la Hoja de Bellver.

Todas las grandes alturas que limitan por el Norte y por el Sur la canal del Segre, entre Bellver y la Seo de Urgel, llevan señales indelebiles de la impronta glaciaria. Los pequeños glaciares instalados sobre la cresta Norte de la sierra del Cadí no interesan por caer fuera de la Hoja, tanto sus circos de erosión como sus aparatos morrénicos. En cambio, todos los glaciares, mucho más importantes que los anteriores, situados sobre la cresta fronteriza hispano-andorrana e hispano-francesa, quedan dentro de la misma y se reconocen bien por sus formas de erosión y por sus depósitos morrénicos, ya descritos anteriormente.

Los glaciares cuaternarios se adaptaron al relieve policíclico modelado en el transcurso del Terciario y principios del Cuaternario. Sobre las extensas superficies de erosión, entonces mucho menos disecadas que en la actualidad, se formarían campos de hielo o glaciares de plataforma, poco potentes por lo general. Únicamente los dos niveles superiores fueron afectados por la erosión glaciaria, pues el límite de las nieves perpetuas no pasaba muy lejos de las cumbres, entre 2.250 y 2.300 metros, según Nussbaum. Por eso la superficie de 1.500 a 1.700 metros ya no presenta señales glaciares. Sobre el nivel de las crestas, ya bastante atacado por los ciclos posteriores, se formaría un gran casquete de hielo, con lenguas divergentes hacia los diversos valles, los cuales estaban ya bien excavados, por lo menos hasta el nivel de los 1.350-1.400 metros. El espesor del hielo en estas plataformas superiores sería insuficiente para excavar profundos circos. En cambio, sobre el nivel siguiente, a 2.300 metros, aunque próximo al límite de las nieves perpetuas, se formarían campos de hielo de mayor espesor, por estar alimentados por el procedente de las nevizas superiores. Especialmente al pie del talud separatorio entre ambos niveles, en donde las lenguas glaciares procedentes de las altas cimas caían sobre la plataforma inferior, formando glaciares del tipo de los llamados regenerados, en los que el hielo alcanzó el mayor poder erosivo, teniendo fuerza suficiente para transformar los antiguos rellanos de erosión en circos glaciares de moderadas dimensiones. Las mayores cubetas glaciares sobreexcavadas, convertidas hoy en cuencas lacustres, están, por esta razón, emplazadas al pie de las facetas limítrofes entre los dos ciclos superiores de erosión. Esos retoques glaciares son poco profundos, de tal forma que permiten reconstruir fácilmente el modelado normal anterior. La mayor parte de las veces se trata de pequeños circos, que parecen ahondados de un golpe de gubia al pie del talud de erosión.

También los valles fluviales precuaternarios sufrieron la acción del modelado por el hielo, discurrendo por los cauces de mayor importancia pequeños glaciares de valle, de moderado poder erosivo. Alrededor de los 1.500 a 1.800 metros terminan los vestigios de la acción glaciaria en los valles importantes. Probablemente las morrenas terminales de estos valles se depositaron al borde del talud que se-

para el nivel de erosión de 1.500-1.700 metros y el inmediato superior, pues las lenguas glaciares ya no pudieron salvar esta faceta.

El mayor de estos glaciares de valle fué el del valle de la Llosa, de 12 kilómetros de longitud, al que sigue en importancia el del río Durán, de 6,5 kilómetros. En las hombreras de erosión, colgadas sobre las vertientes laterales y en los torrentes secundarios, la acumulación del hielo no tuvo suficiente valor para originar largas lenguas, constituyéndose pequeños glaciares de circo, como los actuales del Pirineo, siendo el más importante de todos el de la Muga, de 700 metros de diámetro, a 2.560 metros de altitud. Se encuentran todas las formas de transición entre el glaciar de lengua pequeña (glaciar de C. Colomé, un kilómetro), el glaciar de circo suspendido (La Muga), completamente privado de lengua, y el nicho de nivación, actual o cuaternario (Cot de la Riba, La Carabassa, etcétera).

En los circos existen cubetas excavadas, convertidas muchas de ellas en depresiones lacustres. Existen en total 18 lagos, los mayores de los cuales son los de Malniu (350 × 250 × 18-20 m. de profundidad), Guils (200 × 300 × 14 m. de profundidad) y Montmalís (250 × 100 metros). Casi todos están cerrados por umbrales rocosos y solamente un par de ellos son retenidos por morrenas (Sot de la Colilla y la Muga). Las cubetas más pequeñas se han transformado en turberas de montaña (Engores, Sot de la Colilla, etc.) o han sido rellenadas por derrubios fluvio-glaciares y de pendiente.

En los glaciares de valle (La Llosa y Meranges) se encuentran morrenas frontales, colgadas a 1.550 y 1.735 metros, respectivamente, bastante potentes, de acuerdo con la importancia de la lengua glaciaria. En los glaciares de circo los depósitos son naturalmente mucho menos potentes y los derrubios más gruesos, localizados en la parte terminal del circo o tapizando el fondo del mismo (La Muga, Can Colomé) alrededor de 2.300 metros de altura. En los glaciares de plataforma, desarrollados sobre las superficies de erosión próximas al límite de las nieves perpetuas, las morrenas constituyen un acúmulo de grandes bloques (Rasets de Puig Pedrós) o un extenso manto de detritos finos, frecuentemente arrastrados y extendidos por la erosión fluvio-glaciaria (valle del Aránser). Estos mantos morrénicos se localizan entre los 2.200 y los 2.300 metros; en el valle del Aránser un lóbulo, más desarrollado, llega a 1.800 metros, en Sant Marcell.

El emplazamiento del límite de las nieves perpetuas, próximo a las cumbres, la reducción de la morfología glaciaria concretada a una estrecha zona muy atacada por la erosión fluvial subsiguiente, el escaso modelado de las artesas glaciares y la insignificancia de los depósitos morrénicos, prueban la escasa potencia de los glaciares cuaternarios de este sector, comparados con los del Pirineo Central. Seguramente por la misma razón no existen pruebas concluyentes sobre la posible existencia de más de una fase glaciaria.

PETROGRAFIA

La región comprendida en la Hoja n.º 216 ofrece una gran variedad de rocas eruptivas y metamórficas. En el macizo paleozoico, que ocupa la mayor parte de la región cartografiada, existe en el centro un gran batolito granítico que llega hasta el río Segre, bordeado de su correspondiente aureola metamórfica. Todos los terrenos paleozoicos, antracolíptico inclusive, están atravesados por numerosos diques de rocas asquísticas y diasquísticas. También existen erupciones mesozoicas que atraviesan el Permotrás.

Las rocas sedimentarias son, en cambio, mucho menos variadas, reduciéndose a las pizarras paleozoicas, las calizas devonianas, triásicas y cretáceas, a diversos niveles de rocas detríticas, intercalados en los depósitos anteriormente citados, y a las liditas del Carbonífero.

El estudio petrográfico de las rocas eruptivas y metamórficas de esta Hoja ha sido realizado en colaboración con los profesores de Barcelona Sres. Marcet Riba y Alfredo San Miguel.

Rocas eruptivas

GRANITOS.—La porción central de la Hoja está ocupada por el macizo granítico que Roggeven denomina de Lles-Aristot, el cual no es más que una apófisis del gran batolito granítico que ocupa parte del eje de la cordillera pirenaica y se extiende hacia el valle del río Tet.

Petrográficamente el granito es bastante uniforme, apareciendo en observación macroscópica como una roca de grano mediano en el que se observan bien sus elementos integrantes normales. Al mi-

croscopio aparece constituido por cuarzo, ortosa y plagioclasa como elementos leucocratas esenciales y biotita u horblenda como elementos melanocratas fundamentales. Como minerales accesorios se observan: apatito, circón, titanita, ortita y oligisto, y como secundarios: clorita, sericita y moscovita. El cuarzo es generalmente idiomorfo y se presenta asociado a la ortoclasa perfitica. La ortosa, también idiomorfa frecuentemente, y convertida en sericita; a veces asociada, en sistema micropertítico, a la albita. La plagioclasa es raramente idiomorfa y ofrece maclas polisintéticas según las leyes de Carlsbad y periclina, principalmente; abundan los cristales de estructura zonar, con núcleo interno de anortita y albita u oligoclasa en la periferia; se presenta frecuentemente alterada, dando como productos secundarios calcita y epidota. La biotita es idiomorfa y por alteración pasa a clorita y epidota; son frecuentes las inclusiones de circón con aureolas pleocroicas y de sagenita. En los granitos con horblenda, este mineral suele ser idiomorfo, junto a la biotita, con colores de polarización típicos. El apatito es constante, pero poco frecuente, lo mismo que el circón. También se observan titanita y leucoxeno con aspecto normal.

Además del granito normal, existen microgranitos localizados casi siempre en la zona periférica del batolito, como se observa en la región occidental, en los alrededores de Arséguel, en donde constituyen la roca dominante en una gran extensión. En otros lugares, como en el alto valle de la Muga y de la Llosa, se reducen a estrechas bandas de diferenciación, localizadas cerca de la cobertera sedimentaria. Estos microgranitos son más oscuros que el granito normal y han sido bien estudiados por Roggeven, en los cuales distingue cristales de dos generaciones, con estructura netamente porfídica. Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo, horblenda y ortosa. El cuarzo se presenta en cristales idiomorfos, bipiramidales; la plagioclasa en grandes cristales de estructura zonar, formados principalmente por andesina sericitizada; la horblenda en agujas alotriomorfas. La pasta es muy fina y está formada por ortosa de estructura perfitica y micropegmatítica, apatito y circón como elementos accesorios, ortosa, moscovita y turmalina; también se observa alguna vez, broncita, transformada en actinota, serpentina y limonita, con broncita residual en el centro de los cristales pseudomórficos. El autor mencionado considera a esos microgranitos como sincrónicos de los granitos normales descritos anteriormente.

En muchos sitios se observa fácilmente el paso del granito normal al granito cataclástico o protogina, en las partes afectadas intensamente por dislocaciones tectónicas, lo cual permite descubrir dislocaciones intragraníticas difíciles de precisar de otra forma. Así se observa, por ejemplo, en una muestra recogida en el circo de la Muga, con estructura típicamente cataclástica, en la que el cuarzo se deshace en cristales triturados, de extinción ondulante; el feldespato

aparece sausuritizado, convertida la oligoclasa-andesina en sericita, clorita pennina y caolín; la biotita se presenta deshecha en laminillas con numerosas agujas de rutilo y productos ferruginosos. También hemos recogido muestras análogas, aunque menos cataclásticas, en Tossal Bobinà, valle de la Llosa, etcétera.

En la periferia del batolito granítico son generales los fenómenos de asimilación, observándose bien en la Roca de Can Colomé, Ardèvol, Martinet, etcétera.

También se encuentran enclaves en la periferia del batolito. Los unos, poiquilíticos, a base principalmente de cuarzo y ortoclasa. Los otros, oscuros, se resuelven al microscopio en una fina estructura microgranítica formada a expensas de horblenda y biotita en elevada proporción; son pobres en cuarzo y contienen plagioclasa sericitizada, apatito, ortita y pirita. Estos últimos enclaves abundan sobre todo entre los microgranitos de la zona occidental.

La edad del granito queda demostrada por sus relaciones con los sedimentos paleozoicos, debiendo aceptarse, según casi todos los autores, su origen herciniano.

DIORITAS.—En la mayor parte de la zona periférica del batolito existen, en zonas estrechamente localizadas, rocas intrusivas más básicas que el granito, producidas por la asimilación de los materiales sedimentarios que se hallan en contacto con esta roca. Casi todas son referibles al magma diorítico.

Se distinguen dos clases de dioritas. Las unas son dioritas cuarcíferas o granodioritas, de paso insensible al granito, las cuales se pueden presentar a bastante distancia de la zona de contacto, pudiendo considerarse como un subtipo de diferenciación poco acentuada del granito normal, del cual derivan. Las otras son dioritas normales, sin cuarzo, y están mucho más estrechamente ligadas a los fenómenos de asimilación de la cobertera sedimentaria paleozoica.

Las dioritas cuarcíferas están constituidas por plagioclasa, algo sericitizada generalmente, referible a oligoclasa-labrador o andesina, poca ortosa, muchas veces convertida en caolín, y cuarzo muy abundante; como elementos melanocratas existen biotita parda, alterada en su mayor parte en clorita pennina, algo de epidota e ilmenita convertida en leucoxeno. Como elementos secundarios existe calcita, además de los ya citados: caolín, sericita, clorita, epidota e ilmenita. Y como accesorios apatito, circón e ilmenita.

Hemos recogido buenas muestras de este tipo de rocas en el Bony de Manyé (valle de Meranges), ermita de Arséguel, Circo de la Muga, etcétera. En los mapas y estudio de Roggeven existe una relación completa de los afloramientos más importantes.

El otro tipo de dioritas, generalmente anfibólicas, está formado por rocas de color gris, algo más oscuro que el granito, en las que a simple vista se distinguen gruesos cristales de horblenda. Al micros-

copio se revelan como rocas de estructura granitoidea, formadas esencialmente por plagioclasa, horblenda y biotita. La plagioclasa suele ser oligoclasa-andesina; en una diorita recogida en el kilómetro 6,1 de la carretera de Lles a Martinet, la plagioclasa contiene un 28,5 % de anortita; algunos cristales se presentan convertidos en sericita y caolín. En algunos casos, Roggeven observa alguna pequeña cantidad de cuarzo. El elemento melanocrata dominante es la horblenda, sola o con biotita, esta última bastante alterada; a veces la horblenda se convierte también en clorita pennina y delesita. Como elementos melanocratas, pero en menor proporción, figuran, asimismo, moscovita, ilmenita alterada en leucoxeno y productos ferruginosos. Los elementos secundarios son: sericita, caolín, pennina, delesita, moscovita, ilmenita y leucoxeno. Y como accesorios: apatito, circón y rutilo, poco frecuentes. Roggeven señala en algunos casos la presencia abundante de epidota secundaria, que no ha aparecido en nuestras preparaciones.

Se encuentran rocas de este tipo en la mayor parte de las zonas periféricas del batolito granítico; hemos recogido buenos ejemplares en la carretera de Lles a Martinet, en el camino de Martinet a Ardévol, frente a esta última localidad, en el curso inferior del valle de la Llosa, en las inmediaciones de Martinet, etcétera.

APLITAS.—Existen bastantes diques de aplitas y algunos de pegmatitas cuyo espesor varía entre algunos centímetros y unos pocos metros. En general se alejan poco del batolito, penetrando hasta unos 200 metros en el interior de la cobertera metamórfica.

Roggeven distingue tres clases de aplitas:

1. Aplitas cuarzo-ortoclásicas. Estas rocas se caracterizan por estar formadas por cuarzo y ortosa fundamentalmente. La estructura es micropegmatítica.
2. Aplitas cuarzo-ortoclásico-albíticas. Con estructura y caracteres semejantes a las anteriores, distinguiéndose de ellas por la presencia más frecuente de albita, algo de biotita, clorita primaria en pequeños esferulitos, circón y titanita. La estructura es también micropegmatítica o pegmatítica.
3. Aplitas turmaliníferas. Con cuarzo, ortosa, plagioclasa sericitizada, biotita, rutilo y turmalina en cristales idiomorfos, alargados y bastante grandes.

LAMPRÓFIDOS.—Bajo la común denominación de lamprófidos incluye Roggeven todas las rocas porfídicas básicas que atraviesan el macizo granítico y su cobertera sedimentaria, a causa de que su elevado grado de alteración impide precisar frecuentemente a qué tipo exacto de estas rocas deben referirse.

Ordinariamente se apartan poco del batolito, penetrando, a veces, a 1.400 metros dentro de la masa paleozoico-sedimentaria. Son rocas

porfídicas, gris oscuras o verde grisáceas a verde parduscas. Al microscopio aparecen constituidas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, ortosa, piroxeno (ordinariamente augita) y horblenda. El cuarzo presenta casi siempre extinción ondulada y formas bipiramidales, cataclástico en los bordes; frecuentemente ofrece sus contornos corroídos por el magma, formándose a su alrededor una aureola de clorita, carbonatos, mica y epidota. Este cuarzo unas veces es anterior a la erupción lamprófica, y por eso es corroído por el magma, mientras otras es posterior y se ha formado por disolución de las rocas periféricas. La plagioclasa es ordinariamente albita-plagioclasa, pero cuando presenta estructura zonar el centro está constituido por andesina-labrador y la periferia por albita-oligoclasa; se altera con facilidad transformándose en sericita y dando como productos secundarios clorita, epidota y calcita. También la ortoclasa se transforma fácilmente en clorita y sericita. Existen además otros fenocristales procedentes de la alteración completa de los minerales antes mencionados, como clorita, serpentina, epidota, calcita, etcétera.

La pasta está formada generalmente por los mismos elementos que los fenocristales: cuarzo (observado por Roggeven en el 50 % de las preparaciones), ortosa, plagioclasa (labrador, andesina), biotita cloritizada, horblenda y piroxeno como elementos esenciales; la prehnita como secundario, además de los ya citados: clorita, sericita, calcita y epidota, y como accesorios el apatito, muy abundante. El piroxeno es más abundante que en los fenocristales, por lo general, existiendo lamprófidos en los cuales constituye el elemento melanocrata dominante, mientras en otros lo es la horblenda.

Generalmente las salbandas son de grano más fino y alguna vez presentan vidrio.

En cuanto a la edad de los lamprófidos, Roggeven los juzga posteriores a las aplitas, y atraviesan indistintamente los terrenos silurianos y devonianos.

Existen numerosos diques atribuibles al tipo lamprófico. Roggeven ha dado una lista muy completa en la zona por él estudiada, en la que figuran 238 afloramientos. Algunos son afloramientos tan pequeños que no se han representado a causa de la escala del mapa.

PORFIRITAS.—Al pie del Cadí existe un verdadero manto eruptivo de expansión, interestratificado entre el Estefaniense y el Permotriás, el cual ha sido estudiado particularmente por Boissevain. La Hoja de Bellver sólo abarca la parte inferior de esta colada. Por consiguiente su edad queda comprendida entre el Estefaniense y el Permotriás, análogamente a las erupciones de Turingia y de Morvan. Sin embargo, en algún punto, tal como ya se ha indicado anteriormente, es indudable que atraviesa la base del Permotriás. Schmidt ha señalado cantos de meláfidos entre los conglomerados estefanienses, lo cual parece indicar, inclusive, una edad en parte anteestefaniense.

Además de este manto continuo, el Paleozoico está atravesado por numerosos filones del mismo tipo, como en Serrat Mosbé, al Sur de Néfol, al Norte del Segre; en el granito o en el Paleozoico hemos observado, asimismo, diversos diques atribuibles al tipo eruptivo del Sur del Cadí, lo cual indica la importancia de la erupción herciniana.

Boissevain ha clasificado estas rocas como porfiritas, describiendo sus caracteres petrográficos. Este autor distingue los siguientes tipos:

Porfiritas cuarzosas, formadas por cuarzo, plagioclasa, ortosa?, biotita, anfíbol?, piroxeno?, apatito, magnetita y circón, como elementos de la primera consolidación, fenocristalinos. La pasta es holocristalina y está formada por feldespato, cuarzo, clorita y algunas veces sericita. Se recogen buenos ejemplares de este tipo de porfiritas en Vilec, a 250 metros al Oeste de Bastanís, entre Vilec y Estana, al Sur de Néfol, etcétera.

Porfiritas no cuarzosas. Son porfiritas micáceas que se diferencian esencialmente de las anteriores por la ausencia accesorial del cuarzo.

Como localidades típicas pueden citarse: Bastanís, entre C. Barbuja y Querforadat, Serrat Mosbé, etcétera.

Porfiritas cuarzosas silicificadas. Al Este del torrente de Riudolaina las porfiritas cuarzosas se han silicificado fuertemente, apareciendo los fenocristales de feldespato completamente epigenetizados en agregados de cuarzo fibroso, sericita esferulítica y clorita; la biotita es probable se haya transformado en epidota. La pasta está formada por microlitos de cuarzo cementados por clorita y sericita. Estructura fluidal.

Al Norte de la línea del Segre hemos recogido abundantes muestras de rocas básicas, que forman diques bastante potentes, los cuales son referibles a porfiritas o andesitas piroxénicas. Por sus caracteres se parecen mucho a las porfiritas no cuarzosas descritas por Boissevain, siendo, seguramente, sus representantes más alejados. Por otra parte, creemos que buen número de los lamprófidos descritos por Roggeven son seguramente referibles al mismo tipo.

Estas porfiritas piroxénicas se caracterizan por su estructura porfídica, microlítica de grano fino, tendiendo a la disposición ofítica. Los fenocristales son de andesina u oligoclasa, andesina (30 a 33 % anortita), alterada en sericita y caolín. Como elementos melanocratas figuran diópsido, con ángulos de extinción de 37 a 43°, alterado en horblenda pardo rojiza, uralita verde, clorita, pennina, calcita, ilmenita y leucoxeno. La pasta está formada por los mismos elementos, rellenando los intersticios con cuarzo y el piroxeno con sus productos de alteración.

En algunos sitios próximos a la sierra del Cadí, se encuentran tobos y brechas volcánicas, pero la mayoría quedan fuera de la Hoja. Únicamente en Vilec aparecen sedimentos de este tipo.

Rocas metamórficas

El granito de Lles aparece suavemente arqueado a manera de gigantesco lomo y discordante con la estructura de la bóveda, de la que en algunos puntos corta las alineaciones tectónicas, especialmente en su parte oriental, al NE. de Martinet, donde los pliegues son asimilados netamente. En la región occidental, en cambio, parece adaptarse más a la estructura del Paleozoico suprayacente, pues en la zona de Aristot las calizas devonianas se disponen regularmente sobre el granito, a cuya superficie se adaptan en general. En Arséguel, en cambio, el contacto es tectónico, lo que explica el metamorfismo nulo o poco acusado del Paleozoico marginal.

La intrusión granítica, dirigiendo la base del país de plegamiento, ha metamorfoseado, pues, la cobertera, de manera poco uniforme y según la mayor o menor receptividad del material paleozoico, engendrando productos muy variados. Los caracteres del contacto son también diferentes según la composición de la cobertera; en general es rectilíneo y con escasas apófisis y enclaves.

La transformación de la cobertera ha sido en general pequeña y muy diferente en este aspecto de la que se reconoce en otros macizos graníticos. En general, depende de la composición de la cobertera. Así, las calizas devonianas se metamorfosean escasamente unos 30 metros, mientras que, en los materiales silurianos del borde oriental, Roggeven calcula el espesor de la aureola en unos 700 metros, pudiendo admitirse, como término medio, una potencia de unos 500 metros.

La intrusión granítica, en contacto con una cobertera tan heterogénea, ha dado multiplicidad de productos. Se han producido fenómenos de ana y catamorfismo, los primeros menos acusados que los segundos; no obstante, en la periferia, los granitos contienen cristales idiomorfos de calcita aplastados según (0001), a veces cordierita y piroxeno y aun puede faltar el cuarzo, lo que prueba los fenómenos de asimilación, pues estos minerales proceden de la cobertera. No obstante, ni éstos, ni los fenómenos de catamorfosis son realmente importantes, hecho que Roggeven atribuye a dos circunstancias: 1.º A que se trata de un granito de techo; y 2.º A que el magma se ha enfriado muy rápidamente.

Los productos engendrados por el metamorfismo difieren con la composición del material primitivo, lo mismo que la profundidad que alcanza la transformación. Así, los sedimentos ordovicianos aparecen transformados hasta 800 metros del granito; las pizarras se convierten en esquistos nodulosos, micacitas y cornubianitas; a 100 metros del granito se produce feldespatización y producción de cornubianitas feldespáticas. Las pizarras gotlandienses pasan a es-

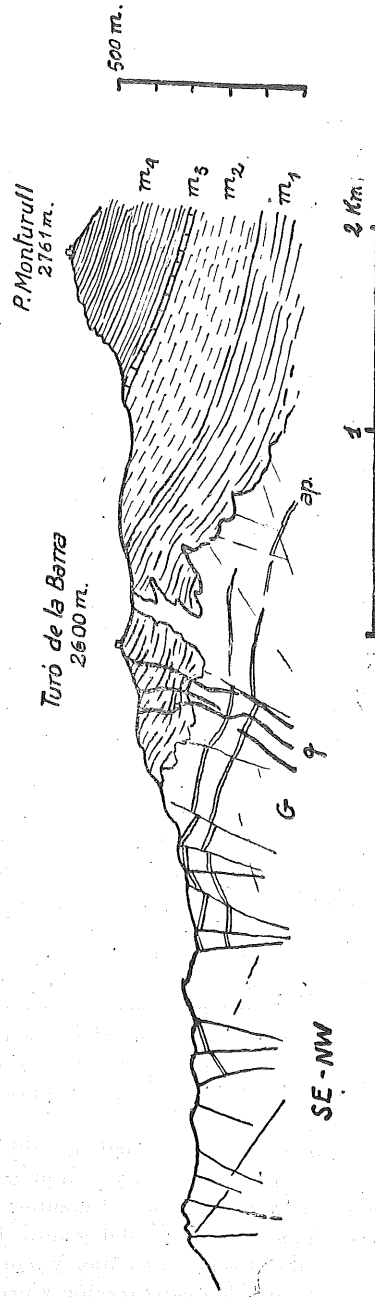


Fig. 11.—Corte geológico de la zona metamórfica del Pic Monturull.
 G. Granito.—ap. Aplitas.—q. Filones de cuarzo.—mi. Pizarras cuarzosas y cornubianitas.—m2. Micacitas.—m3. Micacitas.—m4. Caliza metamórfica.—m4. Micacitas rojas.

quistos maclíferos, ricos en quiastolita. Las calizas devonianas se transforman en mármoles y calizas cristalinas con silicatos cálcicos; pero en estos últimos materiales el metamorfismo alcanza escasamente unos 30 metros.

Los sedimentos carboníferos no aparecen nunca interesados en el metamorfismo.

DESCRIPCION DE LAS ROCAS METAMORFICAS.—En esta descripción seguiremos el orden estratigráfico de los materiales metamórficos por parecernos más racional; es decir, sucesivamente, los materiales procedentes de capas ordovicienses, gotlandienses y devonianas.

MICACITAS NODULOSAS.—Proceden de las pizarras ordovicienses y se encuentran hasta a 800 metros del contacto con el granito. En la base pasan a cornubianitas, de forma insensible, existiendo toda una zona intermedia de micacitas nodulosas con hábito de corneanas.

Macroscópicamente presentan una superficie satinada más o menos acusada, de coloración desde gris-amarillenta a rojiza con nódulos pigmentados más o menos fuertemente, según el tono del conjunto.

Microscópicamente tienen todas caracteres más o menos análogos. Las micacitas nodulosas de la base del pico Monturull tienen estructura lepidoblástica nodular, presentando únicamente cuarzo como elemento leucocrata, distribuido en granos aislados o agrupados en mosaico. Los melanocratas son la biotita, que a veces se presenta alterada en moscovita, con separación de ilmenita, leucoxeno y otros productos ferruginosos. La biotita se presenta en forma escamosa, dentro de la masa internodular. Los nódulos están formados por biotita decolorada, que forma una tupida trama escamosa de mica blanca con separación de ilmenita, muy poco alterada en leucoxeno, y productos ferruginosos. Como elementos secundarios se reconocen la mica blanca, ilmenita, leucoxeno muy escaso y productos ferruginosos. Como elementos accesorios, sólo la ilmenita, en polvillo y en granos.

Las micacitas nodulosas de la zona oriental de la aureola, La Carabassa, Meranges, etc., aparecen al microscopio con muy pocas diferencias mineralógicas con las anteriores.

Una muestra de micacita nodulosa de la Cascada de Meranges descubre, también al microscopio, la misma estructura lepidoblástica, con cuarzo como elemento leucocrata, en granos dispersos o agrupados en mosaico. La biotita, muy abundante en secciones basales, pasa a moscovita, pero quedan secciones sin alterar; otras secciones se transforman en clorita pennina, aisladas o en grupos, con separación de ilmenita poco alterada en leucoxeno y débil tendencia a alterarse en productos ferruginosos. Se presenta en escamas en la

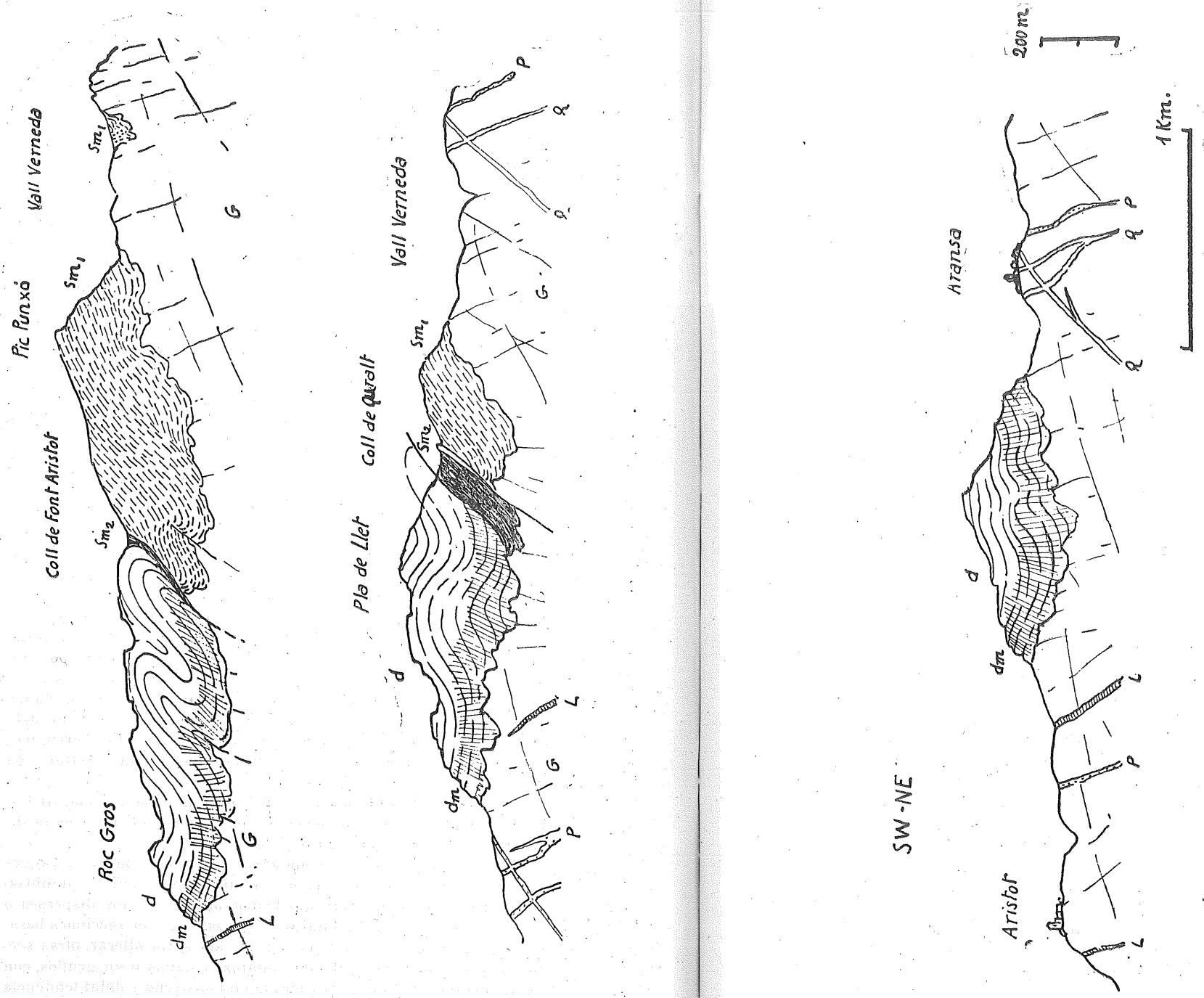


Fig. 12.—Cortes geológicos de la zona metamórfica al Norte del Segre.
 G. Granito.—L. Lamprófidos.—P. Pegmatitas.—Q. Cuarzo.—Sm. Ordovíciana metamorfoseado. Pizarras cuarzosas y micacitas.—Sm2. Gotlandiense metamorfoseado. Pizarras macíferas y cuarcitas.—dm. Calizas devonianas metamórficas.—d. Calizas devonianas con crinoideos.

masa fundamental internodular. Los nódulos están formados también de cordierita muy alterada. Hay una trama tupida de escamas de biotita más o menos decolorada, pasando a mica blanca o a clorita pennina con separación de ilmenita, poco alterada en leucoxeno y tendencia ligera a separar productos ferruginosos. Como elementos secundarios se aprecian mica blanca, clorita pennina, ilmenita, leucoxeno y productos ferruginosos. Como accesorios, ilmenita.

En las inmediaciones del contacto oriental las micacitas tienen tendencia a adquirir estructura cataclástica. Una muestra del Roc de Can Colomé puede clasificarse como micacita cataclástica; al microscopio aparece con estructura lepidoblástica, con venas granoblásticas de cuarzo en mosaico, cataclástico. Como elementos leucocratas aparece el cuarzo, cataclástico, con típicas extinciones ondulantes y sílice amorfa, $n \approx 1,54$ aproximadamente; birrefringencia muy débil y sin figuras de interferencia. Como elementos melanocratas aparece la biotita, alterada casi completamente en moscovita y jamurita, con separación de ilmenita, alterada en leucoxeno. La mica parece haber facilitado la trituración del cuarzo y la estructura cataclástica de la roca disponiéndose normalmente a la presión.

CORNUBIANITAS.—Son rocas muy compactas y oscuras, de tintes violáceos, que aparecen hasta a 200 metros del contacto con el granito. Según Roggeven hay cuatro tipos de estos materiales, unas con cuarzo, cordierita y mica, biotita o moscovita; otras con cuarzo, cordierita, mica y granates; unas terceras con feldespatos, predominantemente plagioclasas (oligoclasa, albita, andesita y labrador) y un último grupo con andalucita. En estas rocas es donde se encuentra la mayor riqueza en minerales accesorios, pues en ellas abundan, con este carácter, los siguientes: biotita, moscovita, cordierita, andalucita, granates, cuarzo, turmalinas, ortoclasas, plagioclasas, ilmenita, apatito, circón, corindón y espinelas.

PIZARRAS MACLÍFERAS.—Son los materiales característicos de la transformación de las pizarras ampelíticas del Gotlandiense. Son rocas muy oscuras, más que sus elementos originarios, casi negras en algunos puntos, sobre cuya superficie destacan largos cristales de quistolita, la que también se halla otras veces en pequeñas esferulas. La masa envolvente está formada por cuarzo, sericita y sustancia carbonosa que es la principal responsable de la pigmentación.

CALIZAS CRISTALINAS.—Cuando los materiales devonianos han sido transformados por el metamorfismo, aparecen las calizas cristalinas y las vesubianas y granatitas. Las primeras son las más abundantes en extensión y potencia. La carretera de Martinet a Montellá da un corte magnífico de este contacto, en el que aparecen una serie de calizas cristalinas. Una muestra tomada en esta carretera aparece ma-

croscópicamente como una roca blanca, de aspecto sacaroideo, con cristales blancos e incoloros de tamaño aproximadamente igual y algunos pocos elementos oscuros. Al microscopio aparece con estructura granoblástica, formada por cristales de calcita en granos asociados y formando una zona de calcita granular más oscura, no transformada en mármol, con frecuentes intercalaciones de ilmenita, alterada en gran parte en leucoxeno; estos dos últimos elementos están dispersos también en la masa granoblástica del verdadero mármol.

En Castellnou las calizas cristalinas semejan ofalcias, pues aparecen veteadas de verde. Al microscopio aparecen con estructura granoblástica muy irregular de granos de diverso tamaño, formando nódulos. Se distinguen nódulos de forma redondeada o hexagonal, distribuidos en grupos o aislados, formados por calcita. Como elementos metamórficos se distinguen calcita, en granos grandes y pequeños, y cordierita; esta última formaba probablemente los nódulos del mineral primitivo, en cristales lamelares entrecruzados en disposición reticular o dendrítica, procedente de su alteración total; también los había quizá de calcita y moscovita. Se ha separado ilmenita, alterada en gran parte en leucoxeno. Se observan diversas fases de transformación de la caliza devoniana en mármol.

GRANATITA-VESUBIANITA.—Proceden también, como ya hemos indicado, de la transformación de los materiales devonianos. Macroscópicamente son rocas claras, acarameladas, muy compactas, finamente veteadas, que al microscopio presentan estructura granoblástica, encontrándose, como elementos metamórficos, granate, vesubiana o hidrocrasa y epidota, en forma de granulaciones dispersas.

PALEONTOLOGIA

Siluriano

Ordoviciense.— En el sector comprendido en la presente Hoja el primer piso paleozoico fosilífero es el Ordoviciense, bien representado en la carretera de la Seo de Urgel a Puigcerdá, frente al kilómetro 135, sobre la ermita de San Pedro, y algo más al Este entre los kilómetros 135,5 y 136,6. Toda la fauna recogida en estos yacimientos pertenece al Ashgillense. Particularmente en el primer punto es abundantísimo, siendo uno de los más importantes del Ordoviciense español por la abundancia y variedad de formas, que llegan a formar lumaquelas. Este yacimiento es conocido ya de antiguo, habiendo sido identificado por Faura como Coblenciense, y demostrando más tarde Schmidt que se trataba del Ordoviciense, reconociendo no obstante el marcado aire devoniano de la fauna.

Las especies encontrados hasta el presente son las siguientes:

BRAQUIÓPODOS.

Orthis aconiae Sow; Torres, km. 135,5, km. 136,6, C. Burbuja, San Pedro, Bar.

- (*Dalmanella*) *testudinaria* Dalm.; Torres, S. Pedro.
- *calligramma* Dalm; km. 135.
- *spiriferoides* Mc Coy; Bar.
- *inguis* Sow.
- *alternata* Sow.; km. 135, S. Pedro (?).
- cf. *menapiae* Hicks.; km. 135; 135,5; 136,6.
- *noctilio* Sh.; km. 135.
- *plicata* Sow.; km. 135.

- Orthis* cf. *elegantula* Dalm.; km. 135,5; 136,6, San Pedro (?),
 — *flabellum* Sow.; S. Pedro.
 — cf. *levissi* Daw.; km. 135,5; 136,6.
 — *rhomboidalis* Wilk.; km. 135.
Platystrophia biforata Schloth.; San Pedro.
 — *lynx* Eichw.; km. 135.
 — sp.; km. 135; 136, San Pedro.
Orthisina verneuili Eichw.; km. 135.
Stropheodonta euglypha Sow.; km. 135.
 — *deltoidea* Conr.; km. 135,5; 136,6.
 ? *Retzia barrandei* Dav.; km. 135,5; 136,6.
Atrypa insolita Barr.; km. 135,5; 136,6.
Porambonites intercedens Mc. Coy var. *filosa*; km. 135,5; 136,6.

BRIOZOOS.

- Monticulipora petropolitana* Pand.; km. 135.
 — sp.; km. 135,5; 136,6.
Ptilodictya sp.; km. 135.
Rafinesquina grandis Sow.; km. 135
 — *sardoa* Vin.; km. 135.
Syringopora sp. (?); San Pedro.

CRINOIDEOS.

- Caryocistites* sp.; km. 135; 136.
Echinospaerites sp.; km. 135; 136.

TRILOBITES.

- Dalmanites* sp.; km. 135.
Phacops sp.; km. 135,5; 136,6.

OSTRÁCODOS.

- Km. 135,5; 136.

MOLUSCOS.

- Tentaculites* sp.; km. 135.
 — *anglicus* (?) Salter; San Pedro.
Polytropis sardoa Vin.; km. 135,3; 136,6.
Cornulites sp.; San Pedro.
 — aff. *serpularius* Schloth.; San Pedro.

CORALARIOS.

- Favosites* sp.; San Pedro.

Gotlandiense. El piso paleozoico más fosilífero en la región y en general en todo el NE. de España es el Gotlandiense. En las hiladas inferiores, formadas por esquistos blancos o carburados, se hallan nu-

merosos graptolites monopriónidos, abundantes y perfectamente conservados. Son numerosos los yacimientos, pero entre los más ricos merecen citarse los de Montellá, camino de Bar a Toloriu y camino de Pont de Bar a Bar. Los graptolites de estos yacimientos han sido estudiados en diversas ocasiones por Dalloni, Boissevain, Schmidt, etcétera. Las calizas azules superiores son también muy fosilíferas y contienen abundantes erinoideos, braquiópodos y particularmente moluscos, según se detalla en las listas siguientes:

GRAPTOLITES.

- Monograptus vomerinus* Nich, sp.; Tallendre.
 — *priodon* Bronn., sp.; Tallendre-Montellá.
 — *basiliscus* Lapw., sp.; Tallendre.
 — *communis* Lapw.; Bar, Toloriu, Montellá.
 — *convolutus* His.; Ansobell a Ortedó, Pont de Bar.
 — *triangulatus* Hark. var. *major* El. et W.; entre Ansobell y Ortedó.
 — *raitzhainiensis* Eis.; Bar, Toloriu, Montellá.
 — *lobiferus* M'Coy, sp.; Bar, Toloriu, Montellá; entre Ansobell y Ortedó; S. de Pont de Bar, cota 1.200.
 — *becki* Barr.; Bar, Toloriu, Montellá.
 — *gregarius* Mc. Coy; Bar a Toloriu, cota 1.175.
 — *fimbriatus* Nich; citado por Dalloni de los yacimientos de Estana (fuera de la Hoja) y Montellá, sin concretar los que corresponden a cada localidad.
 — *clingani* Carr.; igual que el anterior, citado por Dalloni, sin concretar.
 — *sedgwicki* Portl.; Bar; Toloriu, cota 1.200.
 — *decipiens* Tornq.; Bar; Toloriu, cota 1.200; S. de Pont de Bar, cota 1.200.
 — *jaculum* Lapw.; Bar; Toloriu, cota 1.200; S. de Pont de Bar, cota 1.200.
 — *regularis* Tornq.; citado por Dalloni, sin concretar.
 — *leptotheca* Lapw., sp.; entre Ansobell y Ortedó.
 — cf. *convolutus* His.; Bar, cota 1.200.
 — *barrandei* Lapw.; Bar-Toloriu, cota 1.200.
 — *urceolus* Richter; Bar-Toloriu, cota 1.200.
 — *limatulus* Tornq. var. *cigneus*; S. Pont de Bar, cota 1.200.
 — *marri* Pern.; Montellá; citado por Dalloni, sin concretar.
Rastrites longispinus Pern.; Bar; Toloriu, cota 1.200.
 — *aproximatus* var. *genitzi* Tornq.; Bar; Toloriu, cota 1.200.
 — *hybridus* Lapw.; Pont de Bar-Toloriu, cota 1.200.
Diplograptus acuminatus Nich.; Montellá.
Climacograptus normalis Lapw.; Montellá.
 — *medius* Tornq.; Montellá.
 — *rectangularis* Mc. Coy; Montellá.

- Climacograptus törnquisti* El. et W.; Montellá.
 — *scalaris* His.; Montellá; C. Arenys; Pont de Bar-Toloriu, cota 1.200.
 — sp.; entre Ansobell y Ortedó.
 — sp.; Pont de Bar a Bar.
 — *scalaris* s. s. His.; Pont de Bar, cota 1.200.
 — sp.; E. Arséguel, cota 1.300.

- Petalograptus palmeus* Barr. var. *latus* Barr.; Montellá.
 — — Barr.; camino Pont de Bar a Bar.
 — — s. s. Barr.; camino Pont de Bar a Toloriu, cota 1.200.
 — — Barr. var. *latus* Barr.; Pont de Bar-Toloriu, cota 1.175.

- Orthograptus bellulus* Tornq.; Montellá.
Glyptograptus sinuatus Nich.; Montellá.
 — *tamariscus* Lapw. var. *incertus* El. et W.; Montellá; Bar-Toloriu, cota 1.175.
 — cf. *tamariscus* Nich.; Montellá.
 — *serratus* El. et W.; C. Arenys (Bar).

- Gladiograptus perlatus* Nich.; Pont de Bar-Toloriu, cota 1.200.
Mesograptus modestus Lapw.; Montellá.
Desmograptus sp.; C. Arenys (Bar).

HIDROIDEOS.

- Dendrograptus* sp.; Montellá.

CRINOIDEOS.

- Scyphocrinus elegans* Zenk.; Prullans, Toloriu.
Encrinus sp.; Alás.

TRILOBITES.

- Arethusina koninki* Barr.; Toloriu, camino Bar.
Dalmanites longicaudatus Murch.; Toloriu.

BRAQUIÓPODOS.

- Atrypa* sp.; Toloriu, camino Bar.

MOLUSCOS.

- Orthoceras bohemicus* Barr.; Prullans, Alás.
 — *regularis* Schlott.; Alás.
 — sp.; S. de Bar y Toloriu, E. y SO. Villanova.
 — *dorulites* Barr.; cerca de Torres.
 — *subanulare* Murch.; cerca de Torres.

- Vlasta bohémica* Barr.; Prullans.

- Isocardia* cf. *procerula* Barr.; Prullans.

- Cardiola interrupta* Sow.; Prullans, Alás, carretera Seo a Puigcerdá, NO. Vilanova.

- Avicula impatiens* Barr.; Torres.
Avicula; Alás.

Devoniano

El Devoniano de esta región no es muy fosilífero. Abundan las calizas con crinoideos y corales, pero es difícil obtener buenos ejemplares determinables, mereciendo citarse, entre estos últimos, los que se encuentran en las calizas superiores situadas al Norte de Bellver, citadas por Dalloni y que nosotros hemos vuelto a encontrar en la carretera de Bellver a Ordén, cerca del Tossal Ras. También las calizas del Frasnense contienen abundantes nódulos de goniatites, pero resulta difícil encontrar formas aisladas fáciles de determinar.

Los fósiles más característicos son suministrados por las capas versicolores del nivel inferior, en el que se han reconocido, en Valltarga y Ansobell, algunos trilobites, braquiópodos, etc., siendo el yacimiento más rico el de Isóbol, a escasa distancia del borde oriental de la Hoja, el cual contiene numerosos goniatites clasificados por Schmidt.

CORALES.

- Favosites polymorpha* Gold. var. *ramosa*; Bellver.
 — *goldfussi* Edw. H.; Bellver.
Stromatopora concentrica Gold.; Bellver.
Cyathophyllum sp.; camino Ansobell, Valltarga.
Favosites sp.; camino Ansobell, San Pedro, Valltarga.

TRILOBITES.

- Phacops occitanus* Trom. Grass.; camino Ansobell-Valltarga.
Bronteus meridionalis ? Trom. Grass.; Valltarga.
Phacops cf. *fecundus* Barr.; Torres, Pont de Bar.

BRAQUIÓPODOS.

- Atrypa reticularis* Linn.; camino Ansobell-Valltarga.
Orthis sp.; camino Ansobell.
 — (*Dalmanella*) sp.; Valltarga.
Chonetes; Valltarga.
Streptorhynchus devonicus d'Orb.; Valltarga.
Spirigera; Valltarga.

CRINOIDEOS.

- Cyathocrinus pinnatus* ? Gold.; camino Ansobell.
Thylacocrinus vanniosti Dehl., Torres.

MOLUSCOS.

- Orthoceras* sp. Valltarga.

Platyceras (Ortonychia) sp.; Valltarga.
Tentaculites sp.; Valltarga.
Capulus sp.; Pont de Bar.
Ambocoelia sp.; Pont de Bar.
Anarcestes sp.; camino Ansobell.
Cheiloceras sp.; torrente de Pedra.
Dimeroceras sp.; torrente de Pedra.
Bactrites sp.; camino Ansobell.

Carbonífero

El Culm es muy pobre en fósiles, habiendo suministrado únicamente impresiones de dudosa clasificación, conocidos ya por las citas de Roussel y repetidos por los demás autores. Únicamente las calizas viseenses contienen algunos ammonites más característicos, aunque los yacimientos mejor dotados se hallan fuera de la Hoja, y dentro de ella no se halla más que el citado por Boissevain, y cuyos fósiles han sido determinados por Delèpine.

VEGETALES. °

Archaeocalamites; de Bellver a Isóbol.
Dictyodora liebeana Gein.; camino Cal Anes; de Bellver a Isóbol.

MOLUSCOS.

Goniatites striatus Sow.; camino de Bor a Manradas de Bor.

Cretáceo

Senonense.—Los fósiles del Senonense de Bor han sido citados por primera vez por Dalloni, añadiendo posteriormente algunos pocos más Boissevain, el cual, además, ha explorado los yacimientos occidentales de Serrat Mosbé, en el borde extremo de la Hoja, y los de Querforadat, describiendo algunas formas y variedades. Posteriormente, Bataller ha determinado algunas formas entre los ejemplares recogidos por nosotros, las cuales, en esta lista, van seguidas de un asterisco.

ALGAS.

Archaeolithothamnium; Bor.

CORALES.

Synastraea splendida From.; Bor.
 — *procera* Reuss *; Bor.
Hydnophora styriaca Edw. et Haim.; Bor.

Ulastraea edvardisi Reuss.; Bor.
Dimorphastraea sulcosa Reuss *; Bor.
Heliastrea lilli Reuss *; Bor.
 — *cribaria* Reuss *; Bor.

BRAQUIÓPODOS.

Rhynchonella eudessi Coq.; Bor, Serrat Mosbé.
 — — var. *lombada*.
 — *lamarckiana* *; Bor.
 — *eudessi* var. *aplastada*.
Terebratulula santoniensis d'Orb.; Bor.
 — *lujani* Vid.; Serrat Mosbé.

EQUÍNIDOS.

Hemiasler batalleri Lamb. *; Bor.
Micraster douvillei Lamb. *; Bor.

MOLUSCOS.

Modiola; Bor.
Pecten royanus d'Orb.; Bor.
Exogyra matheroni d'Orb.; Bor.
Pycnodonta vesicularis Lamk. sp.; Bor.
Orbignya lapeirousei Gold.; Bor.
 — *radiosa* des Moul.; Serrat Mosbé.
Nerita rugosa, forma de tránsito a *Nerita bergadana* Vid. *; Bor.

PECES.

Ochyrina ?; Bor.

Mioceno

Pontiense.—Los estratos miocenos de Cerdaña han suministrado una fauna muy nutrida e interesante, sobre la cual ya se ha tratado en el correspondiente capítulo de Estratigrafía, relacionando los hallazgos comprendidos dentro de esta Hoja con sus similares de las regiones limítrofes. La abundancia de fósiles encontrados ha permitido emprender un estudio paleontológico más minucioso, realizado con la ayuda de los Sres. Fernández Villalta y Crusafont Pairó, especialistas en Mioceno continental, el cual se ha concretado particularmente sobre la flora pontiense y ha sido objeto de una publicación más extensa (78). Las diatomeas han sido determinadas por D. Ramón Margalef.

En el trabajo de Rérolle no se indica el paradero de los fósiles descritos en el mismo y, hasta el presente, ningún museo ni colección particular poseía en España ejemplar alguno de la flora mioce-

na ceretana. Ultimamente, los Sres. Closas, Villalta y Crusafont han realizado metódicas campañas de exploración, con la esperanza de poder precisar las localidades y aumentar la riqueza de la flora miocena de Cerdeña. La colección recogida está constituida por millares de ejemplares, y es indudable que, proseguidas las exploraciones con perseverancia, el lote aumentaría extraordinariamente, dada la densidad en restos de las capas fosilíferas de la depresión. El material recogido se halla en las colecciones de los Sres. Closas, Villalta, Crusafont, Laboratorio de Geología de la Universidad de Barcelona y en el Instituto Geológico y Minero de España.

Con el estudio aun incompleto de los materiales recolectados se ha logrado duplicar el número de especies citadas primitivamente por Rérolle, el cual parece que dedicó atención preferente a las especies arbóreas. En cuanto a los afloramientos algo vagos de este autor quedan concretados con las indicaciones de la Hoja de Bellver, en la que se sitúan todos los yacimientos reconocidos, existiendo, además, algunos otros muy próximos, situados en los bordes exteriores de dicha Hoja.

En total se señalan doce localidades que, enumeradas de occidente a oriente, son las siguientes: 1. Can Pilbre, en el camino que desde Santa Eugenia conduce a la mencionada casa de campo; 2. Oliá, en medio de los campos de labor cercanos al pueblo; 3. Torrente de Carcadors, en el cruce del barranco con el camino de Santa Eugenia; 4 y 5. En el término conocido por Terra Negra, por debajo del pueblo y hacia el Oeste; 6. Barranco de Vilella, al Oeste de Bellver; 7. Torrente de Vilella, en las márgenes, cerca de su confluencia con el de Riell; 8 y 9. Badés, en el camino de Bor a Valltarga, cerca del torrente de Pedra; 10. Valltarga, antes de la subida a Coll de Saig y al lado de la carretera de Alp; 11. Coll de Saig, en el borde exterior de la Hoja, en la trinchera de la carretera; 12. Prats, debajo de la ermita inmediata al pueblo, en las inmediaciones de la susodicha carretera de Alp a Bellver. Los mejores ejemplares proceden de los yacimientos orientales, especialmente los de Badés y Coll de Saig; el yacimiento de Can Pilbre ha proporcionado, asimismo, gran número de novedades, sobre todo leguminosas. Después de estas adiciones la lista completa de los fósiles miocenos es la siguiente (*):

VEGETALES.

CRIPTÓGAMAS. TALOFITAS.

Diatomeas.

Melospora granulata (Ehrenb.) Ralfs.

Navicula sp.

Gomphonema sp.

(*) Las citas sin localidad precisa proceden del estudio de Rérolle.

Caraceas.

Chara sp.; Vilella.

Pirenomicetales.

Sphaeria sp.

PTERIDOFITAS.

Osmundáceas.

Osmunda stozii Gaud.

Polipodáceas.

Pteris radobojana Ung.

FANERÓGAMAS. GIMNOSPERMAS.

Cupresáceas.

Juniperus drupacea Labill. var. *pliocenica* Rer.; Col. de Saig.

Abietináceas.

Abies saportana Rer.; Pedró, Torre Vilella, Badés.

Pinus sp. Badés.

Pinites sp.; Badés.

ANGIOSPERMAS MONOCOTILEDÓNEAS.

Esmiláceas.

Smilax cf. *obtusangula* Heer.; Coll de Saig.

Tifáceas.

Typha latissima Al. Br.; Coll de Saig.

Aralia ?; Coll de Saig.

Nayadáceas.

Potamogeton orbiculare Rer.; Pedró, barranco Vilella.

ANGIOSPERMAS DICOTILEDÓNEAS.

Cupulíferas.

Betula speciosa Rer.

Alnus occidentalis Rer.; Oliá, Torre, cercaders, Pedró, Vilella, Valltarga, Coll de Saig y Prats.

Alnus cf. *kefersteinii* Gp.; Pedró, Coll de Saig.

Carpinus grandis Ung.; Pedró y Badés.

Ostrya oenningensis Heer.; torrente Vilella.

Fagus pliocenica Sap. var. *ceretana* Rer.; todos los yacimientos.

Fagus (*Castanea* ?) cf. *castaneaefolia* Ung.; Pedró Riell, Badés.

Castanea palaeopumila And.; Coll de Saig.

Quercus praevilex Sap.; Badés y Coll de Saig.

— *denticulata* Rer.

— *hispanica* Rer.; Pedró.

— — Rer. var. *cuspidata* Rer.; Badés.

— — — var. *expansa* Rer.; Pedró y Coll de Saig.

— *weberi* Heer.; Badés.

— *mediterranea* Ung.; Badés.

- Quercus praecurso* Sap.; torrente Vilella.
 — *crasipes* Heer.; Badés.
 — *neriifolia* Al. Br.; Coll de Saig.
 — *drimeia* Ung.; Coll de Saig.
 — sp.
 Juglandáceas.
Juglans acuminata Al. Br.; Coll de Saig.
 — cf. *vetusta* Heer.; Badés.
Pterocarya denticulata Heer.; Pedró.
 Miricáceas.
Myrica (vecina de *M. salicina* Ung.); Coll de Saig.
 Salicáceas.
Populus tremula L. var. *pliocenica* Rer.
 — sp.; barranco Vilella.
Salix tenera Al. Br.; Coll de Saig.
 — cf. *denticulata* Heer.; Can Pilbre y Badés.
 Ulmáceas.
Zelkova (Planera) crenata Spach.; Can Pilbre, Pedró, Badés y Coll de Saig.
 — — *subkeaki* Rer.; Pedró.
 — — *ungeri* Ett.; Can Pilbre, Pedró.
 Artocarpáceas.
Ficus lanceolata Heer.; Coll de Saig.
Ficus sp.
 Lauráceas.
Persea cf. *brauni* Heer.; Badés.
 — sp.
Cinnamomum polymorphum Al. Br.; Coll de Saig.
 Tiliáceas.
Tilia vidali Rer.
 — *expansa* Sap.
 Aceráceas.
Acer trilobatum Al. Br.; Pedró y Coll de Saig.
 — — var. *productum* Al. Br.; barranco de Vilella.
 — *decipiens* Al. Br.; Can Pilbre.
 — *pyrenaicum* Rer.; Coll de Saig.
 — *magnini* Rer.; Pedró y Coll de Saig.
 — *subrecognitum* Rer.
 — *pseudocraeticum* Ett.; Badés.
 — *laetum* C. A. Mey var. *pliocenicum* Rer.; Badés.
 — cf. *campestre* L.; Coll de Saig.
 — sp.
 Buxáceas.
Buxus sempervirens L. var. *ceretana* Rer.
 Hamamelidáceas.
Parrotia pristina Ett.

- Parrotia gracilis* Heer.
 Platanáceas.
Platanus sp.
 Onagráceas.
Trapa ceretana Rer.; Coll de Saig.
 Leguminosas. Mimosáceas.
Leguminosiles proserpinae Heer.; Coll de Saig.
 — *brunneri* Heer.; Coll de Saig.
 — sp.; Can Pilbre.
 Leguminosas. Cesalpináceas.
Caesalpinia townshendi Heer.; Can Pilbre.
 — *micromera* Heer.; Can Pilbre.
 — cf. *lepida* Heer.; Can Pilbre.
Cassia berenices Ung.; Badés y Coll de Saig.
 — *lignitum* Ung.; Can Pilbre, torrente Vilella.
 — *ambigua* Ung.; Coll de Saig.
Podogonium lyellianum Heer.; Can Pilbre.
Gledtschia allemanica Heer.; Coll de Saig.
 Ericáceas.
Andromeda tremula Heer.; Badés.
 Sapotáceas.
Bumelia sp.; Coll de Saig.
 Ebenáceas.
Diospyros brachysepala Al. Br.; Coll de Saig.
 — cf. *anceps* Heer.; Coll de Saig.
 Oleáceas.
Fraxinus praedicta Heer.; Can Pilbre.
 — sp.

Entre las monocotiledóneas existen también numerosas especies referibles a gramíneas y ciperáceas, prácticamente indeterminables, como indica el mismo Rérolle. Este cita además, *Crategus*, *Myriophyllum salix* cf. *alongata* O. Web. y un par de celestrináceas.

Los sedimentos que contienen la riquísima flora fósil enumerada han revelado también la presencia de una numerosísima fauna que debió de pasar inadvertida a Rérolle y a los que más tarde exploraron las formaciones del Terciario de Bellver. Esta fauna, completamente inédita, comprende principalmente numerosos restos de insectos, aunque también nos ha sido dado hallar algunos raros ejemplares de peces y de batracios. Los insectos miocenos son muy raros en España y el gran número de ejemplares que comprende nuestro lote es de gran interés paleontológico.

INSECTOS.

Neurópteros.

Lepidópteros.

Geométridae.

Dípteros.

Sobre una hoja de *Fagus (Castanea) castaneaefolia* existen unas cecidomias.

Himenópteros.

Formicidae.

Scolidae.

Coleópteros.

Carabidae.

Tenebriónidae

Curculiónidae.

Aphodinidae.

Hemípteros.

Pantatomidae.

PECES.

Leuciscus ?.

Anguilla ?.

MAMIFEROS.

Sus major Gerv.; Bellver.

Mastodon longirostris Kaup.; Bellver.

Hipparion gracile Kaup.; Alás.

MOLUSCOS.

Planorbis sp.

Limnaea sp.

Helix sp.

Los yacimientos más ricos en insectos fósiles son los de Badés y Coll de Saig, de donde proceden algunos ejemplares magníficamente conservados, entre ellos algunas preciosas alas de lepidópteros nocturnos. Los restos de peces han sido recogidos únicamente en los yacimientos de Vilella y Pedró. Algunos huesos de rana han sido hallados en el ya mencionado yacimiento de Coll de Saig.

Plioceno

Mastodon sp.; Alás.

Cuaternario

La fauna cuaternaria es muy reducida. Las especies reconocidas dentro de la Hoja son muy recientes y proceden de las cavidades accesorias de la Fou de Bor. Bataller y Villalta han determinado:

Capra hircus L.

Sus scrofa L.

Canis familiaris L.

Equus equus L.

MINERALES

A pesar de la existencia de una extensa zona metamórfica, de la complejidad tectónica y de los numerosos diques de rocas filonianas que cruzan el territorio de la Hoja en estudio, los yacimientos minerales son poco numerosos, y menos aun aquellos que pueden ser objeto de aprovechamiento industrial. Lorenzo Tomás, en su documentado estudio sobre los minerales de Cataluña, cita únicamente en la provincia de Lérida la limonita, en el término de Arséguel. Calderón, en su memoria fundamental sobre los minerales de España, no cita ninguno de esta zona. Todos los minerales que se citan a continuación son mencionados por Dalloni, o son citas nuevas en este territorio. Van ordenados a continuación por orden alfabético:

Azabache.—Se encuentran pequeños granos de este mineral en el interior de los *Favosites* del Gotlandiense, en forma de laminillas brillantes, asociado al cuarzo y a la calcita. En muy pequeñas cantidades.

Azurita.—Hemos hallado pequeños cristales en materiales rodados en Coll de Cer, al comenzar el camino de Toloriu, asociada a malaquita y cuprita; no hemos podido localizar el yacimiento.

Baritina.—La cita Dalloni de Toloriu, pero sin indicar procedencia exacta.

Calcita.—En las masas de calizas devonianas y carboníferas que tanto abundan, especialmente las primeras en la región occidental de la Hoja, se encuentran numerosas vetas de calcita espática, escaloédrica y trapezoédrica. Las calizas del Downton y del Gotlandiense también las tienen, y en estas últimas se presenta siempre en romboides de aspecto lechoso, que destacan netamente sobre el fondo oscuro de la roca. En Torres hay una veta de calcita espática, acaram-

lada, de dos metros de potencia, que podría ser utilizada industrialmente. En Cortás hay bellos ejemplares escalenoédricos. También la hemos encontrado en formas semejantes en la carretera de Martinet a Montellá, formando vetas en las calizas metamórficas. De Béixac poseemos también bellos ejemplares. Se encuentran también calcitas espáticas lechosas rellenoando los políperos que se encuentran en las calizas gotlandienses. Las calizas devonianas se explotan cerca de Bellver para la obtención de cemento.

Calcopirita.—La cita Dalloni, de Toloriu, aunque sin indicar procedencia exacta.

Cuarzo.—Formando filones en el granito, en ocasiones de gran potencia. Al N. de la Hoja, cerca de la frontera andorrana, camino del Clot de la Colilla al Puerto de Perafita, se cortan filones de cuarzo de diez metros de potencia. Son siempre cuarzos lechosos, en ocasiones muy elásticos, formando casi brechas. No hemos hallado en ninguno de estos filones buenos cristales de cuarzo hialino, que abundan en yacimientos análogos de otros puntos del Pirineo. Se encuentran también filoncillos en las pizarras silurianas, y en menores cantidades en los nódulos de las pizarras gotlandienses. En las demarcaciones mineras de Meranges, los minerales de hierro están también en relación con un filón de cuarzo.

Epidota (Piroxeno de Dalloni?).—Es bastante abundante en forma de pequeños cristales verdes, en las calizas del Roc de l'Aguila; en general, casi todas las calizas de la base del Devoniano, en las inmediaciones del granito, son ricas en estos cristales, pero en el primer punto son especialmente abundantes y se encuentran ejemplares muy bellos.

Fosforita.—Se encuentran buenos nódulos de este mineral en los materiales carboníferos de los alrededores de Montellá.

Granates.—Tomás cita granatita en Meranges.

Horblenda.—Se cita de Meranges, y es posible exista en la zona metamórfica, pero no la hemos encontrado.

Hulla.—Vidal cita este mineral en Castellnou, y Tomás repite la cita; nos parece muy difícil que en este término puedan hallarse carbonos minerales, dado que no existen en él formaciones adecuadas para su yacimiento; creemos, pues, se trata de un error toponímico o por lo menos, que pueda tratarse de otro Castellnou, distinto de Castellnou de Carcolé, que queda dentro del perímetro de la Hoja.

Idrocresa.—Se encuentra en la zona metamórfica de los alrededores de Meranges; forma, en general, agregados microcristalinos entre los que a veces destacan hermosos cristales pseudo hexagonales, de color marrón. Mengel, primero, y Dalloni, después, la citan como mineral corriente en las calizas metamórficas.

Magnetita.—Tomás cita la magnetita en Meranges; no hemos encontrado en ningún punto este mineral, pero es posible exista en alguno de los diques que atraviesan el granito de esta zona.

Malaquita.—Hemos hallado varios ejemplares rodados de este mineral, asociado a cuprita y azurita, en Coll de Cer, pero tampoco conocemos el lugar del yacimiento.

Marcasita.—Las pizarras gotlandienses, donde quiera que afloran, contienen abundantes nódulos, de gran tamaño, de sulfuros de hierro, predominantemente de marcasita. En ninguno de los que hemos encontrado se reconocen buenos cristales, pero sus caracteres son los de la marcasita; en el kilómetro 139 de la carretera del Segre, se encuentran buenos ejemplares, como también en la carretera a Toloriu.

Oligisto.—En la roca Can Colomé, término de Meranges, existen unas demarcaciones mineras enclavadas en la zona metamórfica de contacto y en relación con un dique de cuarzo. Las micacitas y pizarras quistolíticas de este punto contienen grandes nódulos de oligisto, que no han sido explotados.

Pirita.—Se encuentra asociada a los minerales de manganeso de las minas de Cortás, en forma de bonitos cristales cúbicos. También se encuentra, en escasas cantidades, en los nódulos de marcasita de las pizarras gotlandienses.

Pirolusita.—De todos los minerales de esta región, es el único que ha sido objeto de un aprovechamiento industrial más o menos fructífero, especialmente en la región de Cortás; las minas están situadas en la cota 1.467 en el Devoniano superior, límite de las calizas griotte; allí, estas calizas están espatizadas y son dolomíticas, de colores parduscos y gris azulados, producidos por la impregnación mineral; acompañan a la pirolusita, calcita, siderita y oligisto. La mineralización está probablemente relacionada con los contactos mecánicos del sinclinal de Cortás.

Pirrotina.—Al pie del Roc de l'Aguila, en el camino de Toloriu a Múser y a 200 metros sobre el kilómetro 151 de la carretera del Segre, se encuentran unas calicatas que han puesto al descubierto un triple filón de pirrotina muy esperanzador. No obstante las labores están actualmente interrumpidas.

Quiastolita.—Se encuentra con relativa frecuencia en forma de hermosos cristales cruciformes en las pizarras de la zona metamórfica, tanto de Meranges como del Aránser. En la sierra de Can Colomé se encuentran bellos ejemplares. La formación de este mineral es muy frecuente en las pizarras ampelíticas gotlandienses metamorfosadas.

Rivotita.—Vidal cita esta especie en unas explotaciones del término de Toloriu. Se trata de antiguas labores, abandonadas hoy completamente.

Siderita.—Se encuentra asociada a los minerales de manganeso de las minas de Cortás, pero en muy pequeñas cantidades.

Yeso.—Boissevain cita el yeso en las pizarras carburadas del Gotlandiense, en las que se encuentra con bastante abundancia en forma

de pequeños cristales incoloros, pero muy mezclado con materiales carbonosos que dan a los ejemplares un tono oscuro en conjunto.

Hemos recogido buenos ejemplares de este mineral en el kilómetro 139 de la carretera del Segre.

Los minerales petrográficos, en pequeños cristales microscópicos, tan variados en las rocas eruptivas y metamórficas, han sido descritos en el capítulo de Petrografía.

XI

HIDROLOGIA SUBTERRANEA Y GEOESPELEOLOGIA

La elevada pluviosidad de la región del alto Segre y la heterogeneidad de las formaciones geológicas que lo integran determinan diversos tipos de circulación subterránea que probaremos de describir a continuación.

El avenamiento subterráneo normal

La circulación subterránea normal se realiza de modo muy distinto en la cuenca terciaria de Bellver y en la región paleozoica del resto de la Hoja. En la primera, la naturaleza de los materiales que la componen determina la formación de un régimen de capas freáticas condicionadas por la presencia de las capas de arcillas vindobonienses inferiores; la composición de las capas de arenas y gravas, superpuestas a estas arcillas, facilita la imbibición de la masa y la formación de mantos acuíferos perfectamente explotables.

En la región paleozoica, comprendiendo en ella la intrusión granítica, el régimen subterráneo es mucho más complicado. Se hace preciso distinguir tres zonas: 1.^a Región granítica; 2.^a Región de pizarras y 3.^a Región de calizas.

En la región granítica, las zonas de absorción son las diaclasas que surcan la masa, y las aguas absorbidas son detenidas por los diques de rocas filonianas y obligadas a reintegrarse a la superficie. De aquí, que la circulación en la masa granítica sea relativamente pobre especialmente en las partes bajas, desprovistas de régimen nival.

En Aránsér, Aristot, Múser, las fuentes que abastecen las escasas

necesidades de la población tienen este origen. A lo largo de la nueva carretera en construcción a Aránser se observan varios ejemplos de este tipo de emisión.

En las zonas de pizarras, los afloramientos hídricos son aún más escasos. La absorción y circulación se realiza enteramente a través de la fisuración, y por consiguiente las zonas situadas en la región de régimen nival, como la región de Monturull o de Meranges, tienen un régimen más activo que la región siluriana del borde occidental. En todos los casos, pero especialmente en esta última zona, los afloramientos vienen condicionados por los contactos mecánicos entre las masas de pizarras fisuradas ordovicienses y las ampelitas gotlandienses, mucho más plásticas e impermeables. Al SE. de Arcabell, existen magníficos ejemplos de este tipo de fuentes, como las fuentes de Civís y Escás.

En los macizos de calizas paleozoicas, y muy especialmente devonianas, hay régimen cárstico, herencia de otro más exuberante desarrollado en el Cuaternario. No obstante, todavía hoy se mantiene una circulación hipogea importante, condicionada por las rocas menos permeables (pizarras o granito) que le sirven de base. Un magnífico ejemplo se advierte en las cabeceras de los barrancos que se engendran al Norte de Aristot, en el contacto de las calizas metamórficas con el granito. En este contacto son numerosos los afloramientos hídricos que atravesando las calizas son detenidos por el granito, menos permeable. La fuente Marnosa es la más importante. En este caso, la absorción del agua por las calizas está favorecida por la presencia de un enorme cantil calcáreo que se levanta casi verticalmente, desde la base granítica, situada alrededor de los 1.400 metros, hasta la plataforma superior, a más de 2.000 metros, la cual está situada ya en la zona de nivación que nutre el avenamiento cárstico de esta cuenca.

La región de los alrededores de Bescarán, comprendida entre la sierra de Arcabell y el Segre, es una magnífica cuenca de régimen cárstico, digna de ser mencionada. Está integrada por un sinclinorio complejo, orientado de NNO. a SSE., cuyas principales líneas de absorción están situadas hacia el margen occidental, donde aparecen contactos mecánicos entre las calizas y las pizarras devonianas. En el eje del sinclinal se reúnen todas las aguas avenadas por estos contactos, determinándose el establecimiento de un río subterráneo, que desciende hacia el Segre, a lo largo de un meridiano que pasaría por el kilómetro 140,3-4 de la carretera general, punto en que tiene lugar la resurgencia principal de estas aguas en la fuente de la Quera, río hipogeo que emite un caudal de 60 litros por minuto (aforo de septiembre de 1944). Otras resurgencias más pequeñas afloran en los ejes de los sinclinales accesorios, del gran sinclinorio de Puig Beneidó, motivando una ligera dispersión del caudal. No obstante, es muy probable que estas fuentes sean el *trop-plein* de otro curso más

importante que avenaría todas las aguas de la cuenca cárstica de Bescarán y que resurgiría, tal vez, en la vaguada del Segre.

Entre Coll de Cer y Martinet hay otro macizo calizo carstificado. Son las calizas devonianas de diferentes niveles, que avenan las aguas recogidas sobre el Trías o sobre el Carbonífero. Las aguas del barranco de Burbuja, al llegar al contacto del Carbonífero con el Devoniano, que se hace por falla, son absorbidas totalmente a los 300 metros de la fractura. Favorece esta absorción el buzamiento general NE. de las calizas devonianas, de manera que este barranco es una rambla. A 900 metros al SO. de Bar, donde terminan las calizas, resurgen las aguas absorbidas, provocando la resurgencia los niveles de pizarras gotlandienses que las soportan.

En el borde oriental de la Hoja existe, al Sur del Segre, otro aparato cárstico conocido desde hace muchos años, pero aun no estudiado en su totalidad. Se trata de la resurgencia de la Fou de Bor, de un caudal de unos 150-200 litros por segundo, caudal que evidentemente sufre ciertas oscilaciones en los períodos de lluvias; en período normal de lluvias el caudal se eleva a 800-1.000 litros por segundo y en régimen abundante de lluvias se eleva a 2.000 litros. La temperatura es de 8,5°. Jeannel ha dividido muy acertadamente el aparato cárstico de la Fou en las siguientes partes: 1.º La cueva mayor y más alta, antiguo talweg hipogeo abandonado. 2.º Una gruta más baja y más pequeña que la anterior. 3.º *Trop-plein* de la resurgencia. 4.º Resurgencia actual. El manantial se origina en el contacto por falla del Devoniano con las pizarras del Culm, las cuales actúan de barrera y obligan a las aguas a ascender; el caudal actual representa, pues, una parte de otro más importante, que debe circular a lo largo de esta falla. El macizo avenado se extiende probablemente hacia el OSO., pues todos los buzamientos son NE. y el mismo aparato hidrológico de la Fou ha evolucionado a lo largo de un eje sinclinal, sobre el cual se han orientado sucesivamente sus diferentes partes; la más moderna, la resurgencia actual, está situada precisamente en su extremo NE. Es muy posible, como supone Closas, que la sima denominada Forat de las Grallas esté realmente relacionada con ella.

El carst muerto

La circulación cárstica ha tenido en esta región mucha más importancia en otras épocas, según lo acredita la presencia de todo un carst abandonado, integrado por una serie de interesantes fenómenos, muchos de ellos aun poco conocidos, que pueden proporcionar abundante material para estudios de geoespeleología.

Según los datos que hemos podido recoger, tenemos noticias de las siguientes cavernas y simas, algunas de las cuales habían sido ya

citadas anteriormente en las correrías biospeleológicas de los doctores Jeannel y Racovitza, del Museo de París. Únicamente la cueva de la Fou de Bor ha sido objeto de una descripción más minuciosa por Clomas.

Avenc de la Cabana d'en Garroba.—Es una sima situada a media hora del camino de Bar, que se abre en el fondo de una pequeña gruta con abundantes inscrustaciones y que no ha sido explorada. Datos de Jeannel, 1909.

Cueva de Cal Anes (Bellver).—En las inmediaciones de la masía de Cal Anes existe una caverna de grandes dimensiones, según datos de la comarca, situada alrededor de los 1.500 metros de altura, que no ha sido explorada y de la cual no se tiene dato ninguno. Se abre en las calizas devonianas.

Cueva de la Fou de Bor.—De los accesos hidrológicos abandonados de la actual resurgencia de la Fou de Bor, el más importante, desde el punto de vista geoespeleológico, es una caverna de gran longitud y complicación topográfica, que se abre a unos 35 metros sobre la resurgencia actual. Clomas ha trazado de la misma un buen plano topográfico, en el que se puede ver el conjunto laberíntico de corredores, pasadizos y cámaras, que constituyen el complejo topográfico de esta caverna, en la que se descubre la disposición arrosariada característica de las cavernas en plena evolución morfológica, en las que las primitivas orientaciones a lo largo de los planos de las diaclasas han sido profundamente modificadas.

Alcanza en su totalidad un recorrido de 650 metros, según dicho plano, por lo que constituye la cueva de mayor longitud de las conocidas en la región catalana. La temperatura es, en toda ella, de 8,5°, y la humedad 93,5 %.

En su conjunto, se trata de un fenómeno cárstico de evolución muy interesante; en él se observa una alineación principal de cámaras y corredores, dirigida en sus líneas generales de ONO. a ESE., siguiendo casi la dirección del plano de falla, que pone en contacto las calizas devonianas con las pizarras del Culm; este plano de falla ha servido evidentemente de barrera a las infiltraciones procedentes del SO. y, por lo tanto, en aquella dirección se han formado las cavidades más importantes, las cuales han conducido a las aguas hacia el Oeste hasta su resurgencia en la boca de la caverna. Así, los corredores N.-S. y NE.-SO. serían los afluentes de la línea de drenaje maestra, representada por la dirección del plano de falla.

La actividad de este talweg hipogeo ha evolucionado en función de la evolución del nivel de base general del Segre, y los tres pisos de cavidades que observa Jeannel en el conjunto del aparato hidrológico de la Fou representan seguramente otras tantas fases de hundimiento del nivel de base general, de las cuales la última, representada por el *trop-plein*, es seguramente muy reciente. La Fou actual es la herencia legada por una larga evolución subterránea, cuya

importancia ha evidentemente decrecido, pues seguramente las cavidades de la cueva actual representan sólo una pequeña parte de una red mucho más complicada, que debe de extenderse hacia el SO., inasequible actualmente por la actividad demoledora de la decaificación.

Forat de les Gralles (Bor).

Avenc de Béixac.—Jeannel, en 1909, ha reconocido la presencia de una sima, que cree de bastante profundidad, en los alrededores de Béixac.

Cuevas can Negui (Arséguel).

Cueva de la Tuta (Múser).

Cueva de Les Encantades.—Está situada en el término de Martinet, en las inmediaciones del kilómetro núm. 154 de la carretera general del Segre, a pocos metros sobre el nivel de ésta y perfectamente visible su entrada. No obstante, hasta el presente, no ha sido explorada.

Cuevas de Tallendre.—Parece ser que se trata de dos cuevas diferentes, aun cuando se las nombre colectivamente. Es posible que alguna de ellas se confunda con la ya mencionada cueva de Anes.

Cueva del Borgunyá.—Situada en el término de Toloriu, en las calizas devonianas. No hay otros datos.

La edad de todas estas cavernas no es la misma. Parecen haber existido dos fases de carstificación. Una posterior o coetánea al nivel de base supramioceno y, por lo tanto, posiblemente plioceno, y otra netamente posterior a los depósitos rojos, pues los niveles más altos están a 1.200 metros y han funcionado solicitados por un nivel de base inferior a la altura de aquellos sedimentos. Esta fase debe de ser, pues, forzosamente cuaternaria.

Manantiales hidrotermales.

A lo largo de la línea tectónica del Segre, en los contactos del granito con las calizas devonianas o en sus proximidades, la actividad subcortical se ha manifestado en forma de emisiones hidrotermales, análogamente a lo que ocurre en otras regiones, que muestran una estructura semejante, tanto en España como en el extranjero.

Los manantiales hidrominerales están localizados en dos zonas, separadas por unos 10 kilómetros; una en las inmediaciones de Martinet y otra en la de Pont de Bar; son los baños de Senillers y de San Vicente, respectivamente.

Manantiales de Senillers.—Están situados en el término municipal de Lles, en la propia vaguada del río Aránser, a dos kilómetros de Martinet y a 1.040 metros sobre el nivel del mar. Se conocen cuatro

fuentes bicarbonatado-sódicas-silicatadas, y una ferruginosa; esta última, probablemente, según se deduce de su composición, debe tener origen diferente.

La fuente del Païdor emerge a 32°C. y de ella se conoce el siguiente análisis del Dr. Badía:

Silicato sódico	0,0682	por litro
Silicato de alúmina	0,0008	—
Silicato de potasa	0,0400	—
Carbonato de sosa	0,0010	—
Sulfato de sosa	0,0015	—
Sulfato de calcio	0,0010	—
Cloruro de sodio	0,0020	—
Substancia orgánica y pérdida ..	0,0005	—
TOTAL	0,1150	

Existe, además, una gran cantidad de anhídrido carbónico, ácido sulfhídrico y nitrógeno.

La fuente de la Montaña está situada sobre Can Biel, entre los jaulones de los kilómetros 2 y 3 de la carretera de Martinet a Travesseres; sólo alcanza 27°C. Según datos de Ceferino Rocafort y de Batailler tiene una composición semejante a la anterior.

La fuente Hèrpética está situada junto al Balneario y, según Rocafort, tiene cierta cantidad de glenoina y caracteres semejantes a los de otras fuentes de la Cerdaña.

La fuente del Río emerge a unos 20 metros de la casa balnearia, casi en la vaguada del Aránsér, y su composición parece semejante a las anteriores.

Hay todavía otra fuente, denominada Caldas de Múser, ligada tanto geográfica como genéticamente a las de Senillers, pero situada al otro lado del río Aránsér y, por lo tanto, en término municipal de Múser; según análisis del Dr. Badía, en Ceferino Rocafort, esta fuente contiene sulfuro sódico, cloruro sódico, cloruro magnésico, bicarbonato cálcico, bicarbonato magnésico, silicato aluminico, sílice libre, nitrógeno y anhídrido carbónico.

La multiplicidad de los manantiales existentes en Senillers indica claramente que se trata de un fenómeno de dispersión, a lo largo de los planos de diaclasa, de un caudal mucho más importante que debe de ascender por la fractura del kilómetro 154 de la carretera del Segre, que pone en contacto el granito con el Paleozoico sin metamorfosarse.

Los manantiales de San Vicente.—En la propia vaguada del Segre, en el kilómetro 145 de la carretera general, aparecen los manantiales de San Vicente, a 800 metros sobre el nivel del mar; son de aguas sulfurado cálcicas y emergen a la temperatura de 42,6°C. y densidad de 1,00062. Existen tres fuentes a pocos metros unas de otras, te-

niendo aproximadamente la misma composición y temperatura. El análisis de estas aguas ha dado el siguiente resultado para un litro:

Gases:

Nitrógeno	14,805	c. c.
Acido carbónico	1,695	c. c.

Materias sólidas consideradas anhidras:

Sulfuro cálcico	0,0152
Cloruro sódico	0,0154
— cálcico	0,0798
— magnésico	0,0018
Sulfato cálcico	0,0880
Bicarbonato magnésico	0,0028
Silicato potásico	0,0373
— sódico	0,0220
Alúmina	0,0406
Sílice	0,0065
Materia orgánica nitrogenada	0,0040
Yoduros y nitratos	indicios
Litina y óxido férrico	indicios

El origen de estas fuentes es mucho más claro que el de los manantiales de Senillers, pues aparecen en la propia falla que cruza el Segre en los Baños de Senillers, hundiéndose el Devoniano de Tolriu en relación con el granito de Castellnou. El plano de falla sirve de conducto de emergencia, pero se dispersan cerca de la superficie al encontrar el complejo microtectónico, cuya continuidad puede estudiarse en la carretera de los Baños a Castellnou. Los diques de lamprófidos, de aptitas y de cuarzos, son los que provocan, como siempre, la emergencia. Sólo una pequeña parte de la emisión hidrotermal es aprovechada en la actualidad.

INDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
I. Bibliografía	3
II. Historia crítica	9
III. Descripción geográfica	11
IV. Características geológicas de la región.....	15
V. Estratigrafía	17
VI. Tectónica	55
VII. Morfología	65
VIII. Petrografía	71
IX. Paleontología	85
X. Minerales	99
XI. Hidrología subterránea y Geoespeleología	103

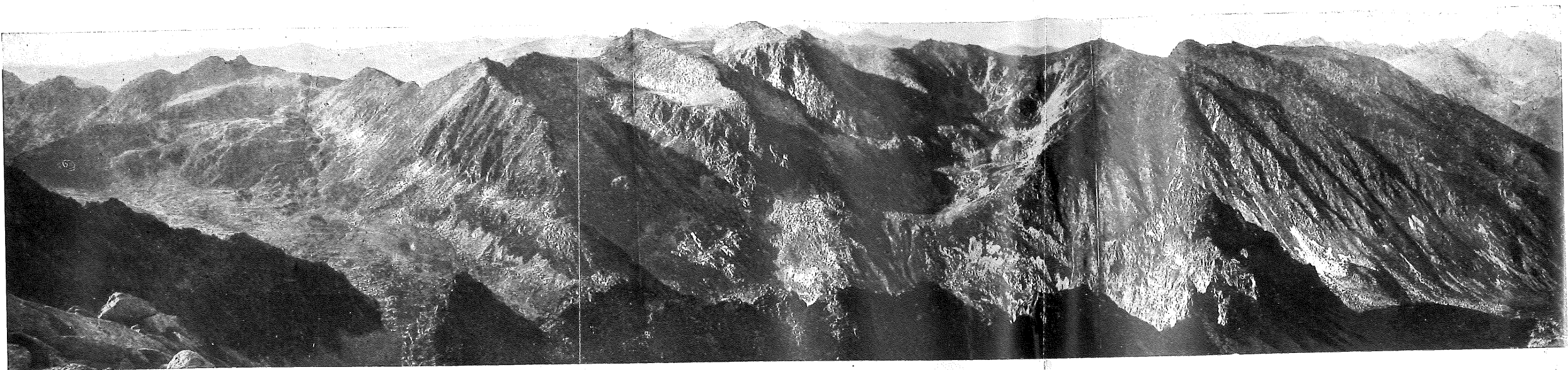
P. de Boyette (2.794 m.).....

Circo de Font Negra.....

P. de Font Negra (2.852 m.).....

Coll dels Isards.....

P. Negre d'Envalira.....



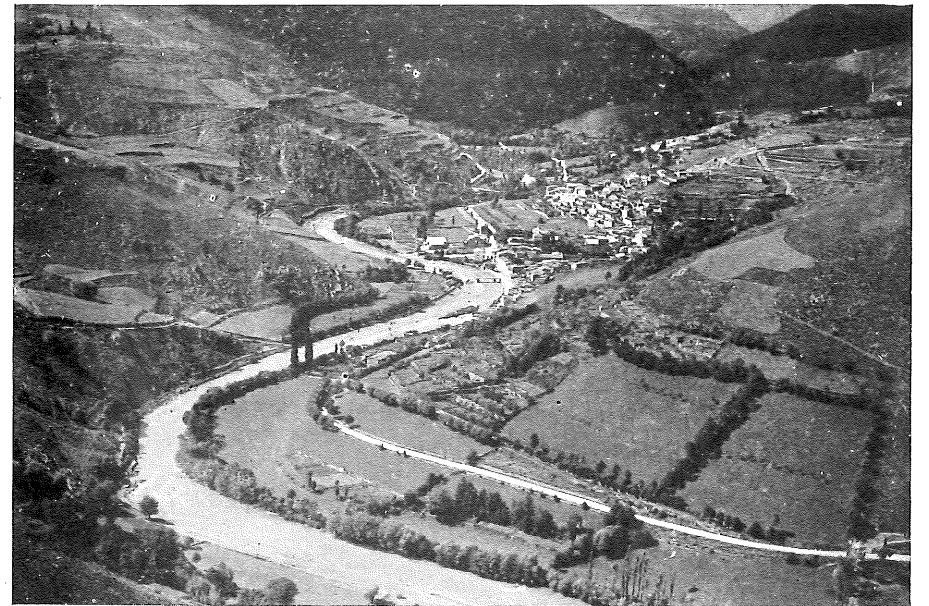
Meranges. Vista panorámica desde Puig Pedrós (2.911 metros); a la derecha, valle de Campquerdós y, a la izquierda, frontera andorrana en el alto Madriu (Vallcibera). Paisaje granítico y esquistoso con modelado glacial.

Foto Solé



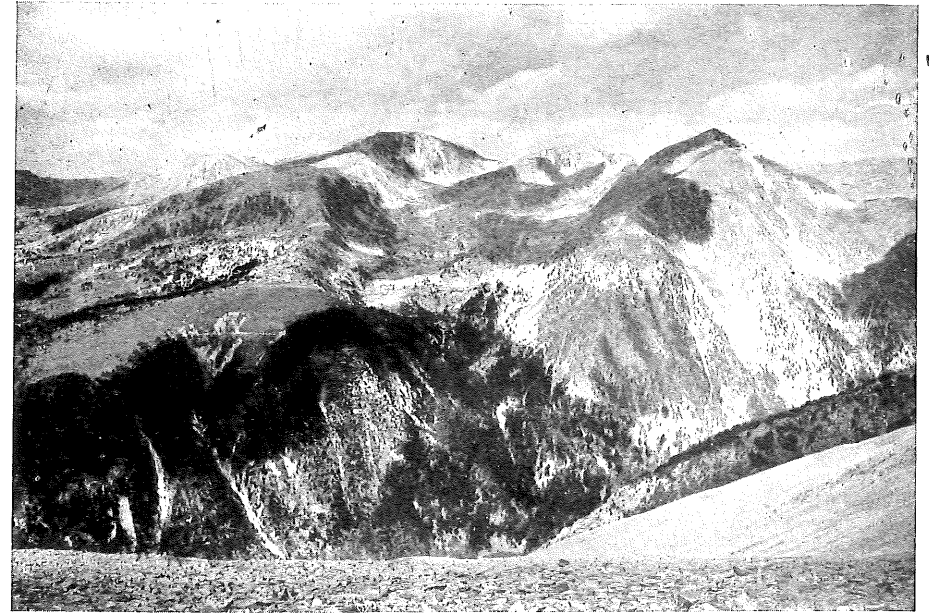
Fuente vaclusiana de la Fou, cerca de Bor, en el contacto por falla entre las calizas devonianas y el Carbonífero.

Foto Solé



El Baridá o Canal Baridana, hoz abierta por el Segre a través del Paleozoico (pizarras silurianas y calizas devonianas) que separa la depresión de Cerdaña de la del Urgellet; inmediaciones de Martinet.

Foto Solé



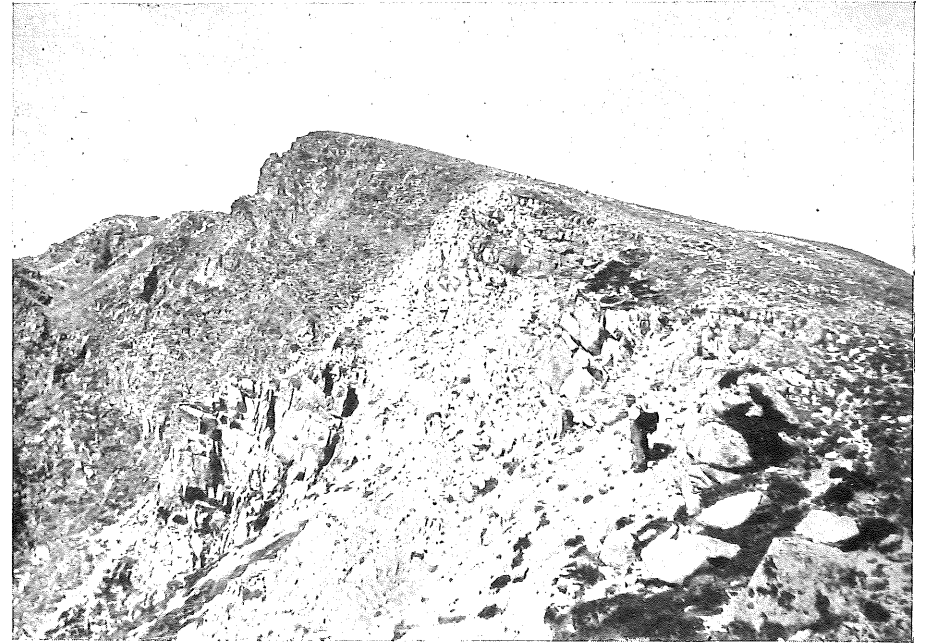
Macizo granítico de La Muga (Viliella). Circos glaciares con morrena, a 2.300 metros, colgados sobre el valle de La Llosa.

Foto Solé



Meranges. Pizarras metamórficas de la Roca de Can Colomé (2.700 metros) — En primer término, pequeño dique de aplita.

Foto Solé



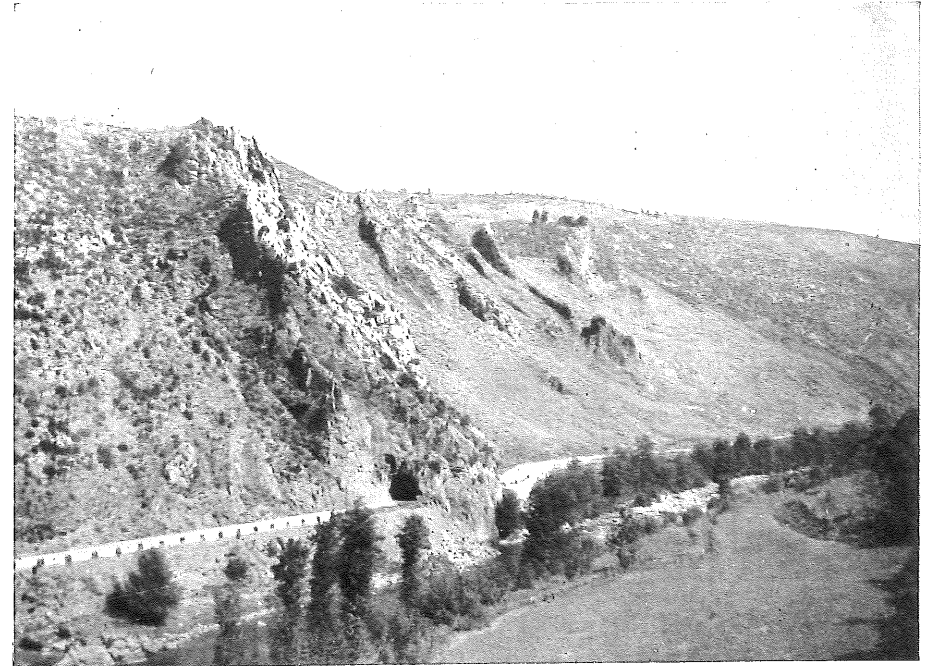
El contacto del granito (en claro) con las cornubianitas ordovicienses (en oscuro) en las proximidades de la cota 2.200 metros de la cuerda de La Barra, cerca del pico Monturull.

Foto Llopis



El llano aluvial de Alás y los cerros de pizarras ordovicienses de Can Bescaran. Yacimiento de fósiles del Caradoc; de San Pedro.

Foto Llopis



Las calizas devonianas subverticales en las proximidades del contacto granito-paleozoico, en la carretera del Segre.

Foto Llopis



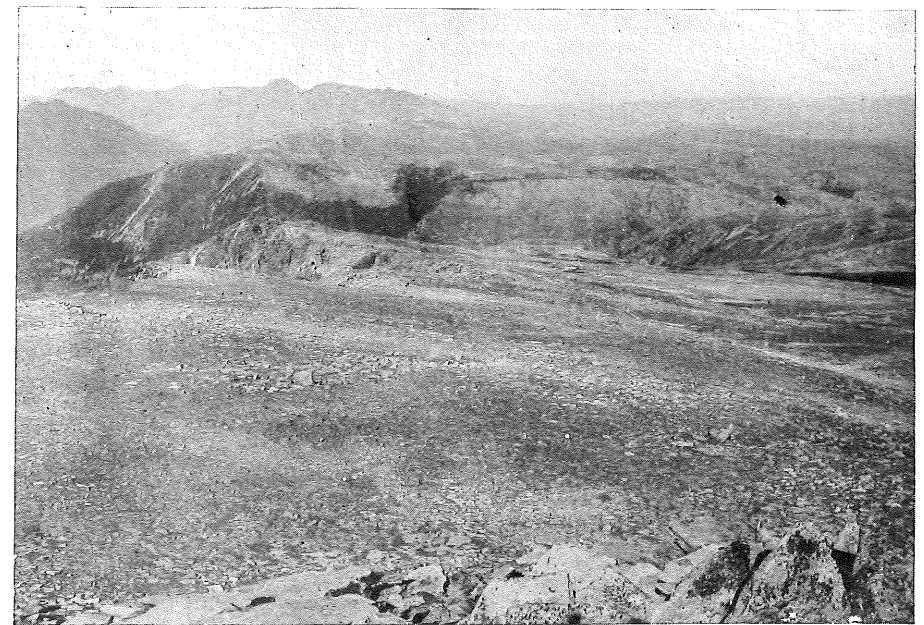
Charnela de pizarras y calizas gotlandienses en el anticlinal devoniano de Torres, en la carretera del Segre.

Foto Llopis



El macizo de Puig Pedrós visto desde lo alto del valle de Meranges, cerca del Orri. Dos pequeños circos glaciares, Coma Pregona a la derecha y Forat de Bou a la izquierda, excavados al pie de la superficie de erosión, perfectamente visible, en el contacto del granito con las pizarras.

Foto Solé

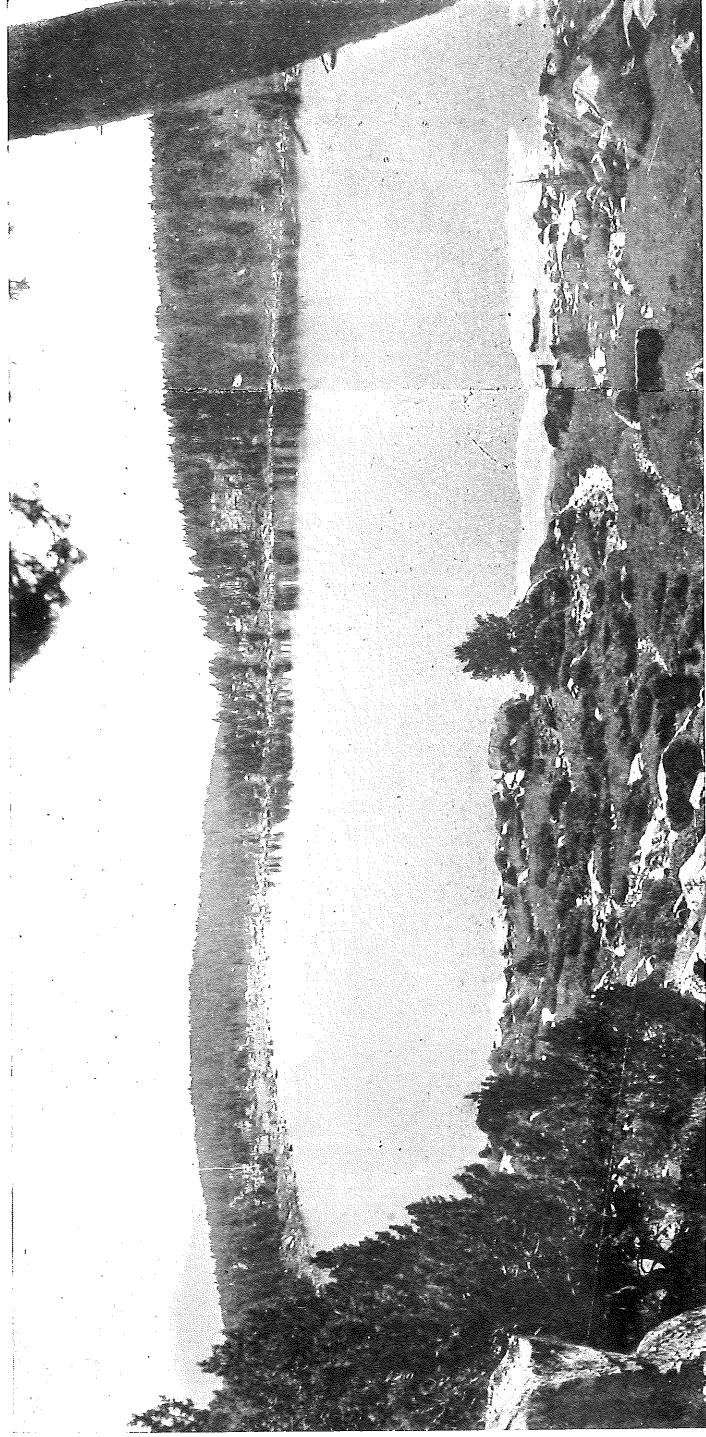


Superficie de erosión de la cumbre de Puig Pedrós, entre 2.700 y 2.800 metros de altura, en el granito, basculada hacia la derecha (Sur). Al fondo el macizo del Carlit (Francia).

Foto Solé

HOJA N.º 216.—BELLVER

LÁMINA VII



Estany de Malniu (Meranges). Lago de circo excavado en el granito y cerrado por un umbral berroqueño, a 2.250 m. de altura.

Foto Solé



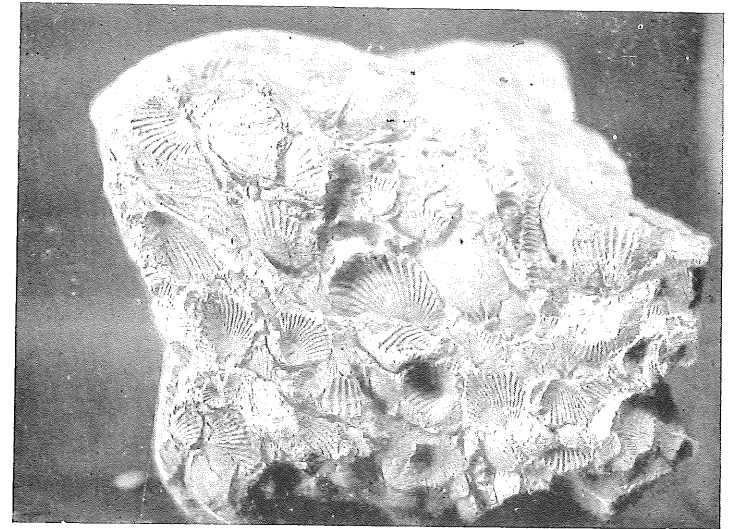
Morrena en el valle de la Llosa, debajo de Viliella, a 1.420 metros de altura, que señala la máxima extensión del glaciar de este valle, que alcanzó unos 12 km. de longitud.

Foto Solé

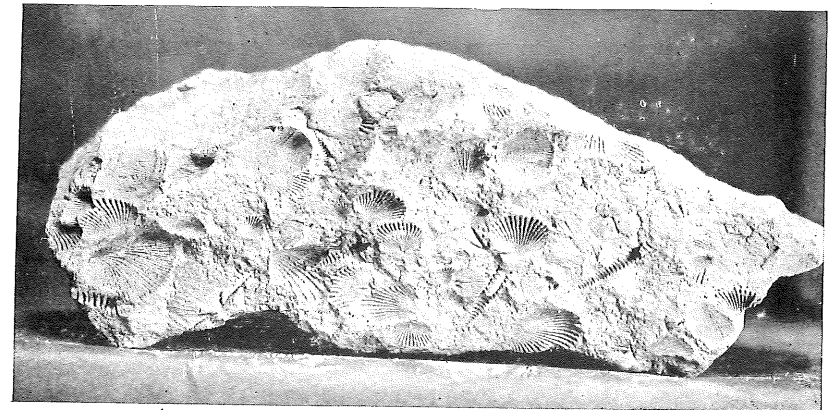


Estany de la Comarca Xica (2.550 metros), en el circo glaciar de la Muga, en el alto valle de la Llosa, cerrado por un umbral de granito.

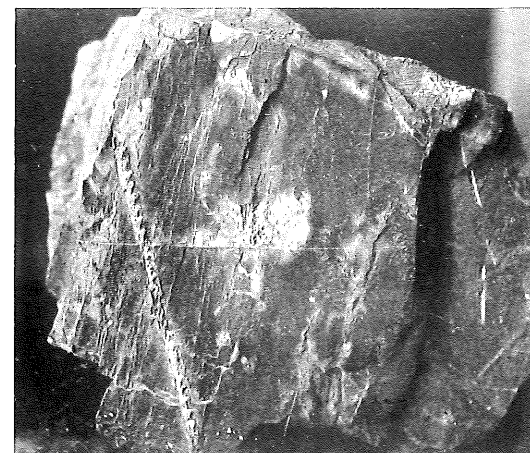
Foto Solé



Lumaquela con *Platystrophia biforata* Schlot. y *Platystrophia lynx* Eichw. — Ordoviciense. Ermita de San Pedro (Seo de Urgel).



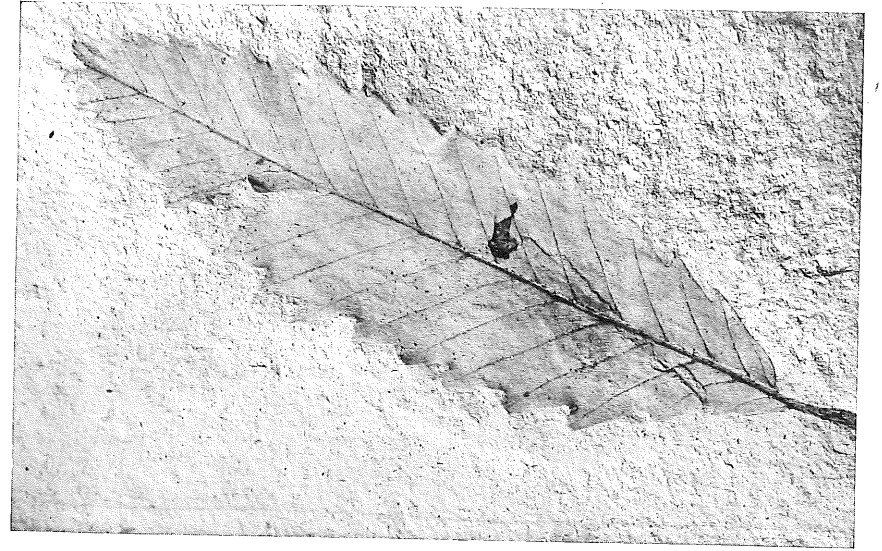
Lumaquela con *Orthis* (varias especies) y *Tentaculites* sp.—Ordoviciense; Ermita de San Pedro (Seo de Urgel).



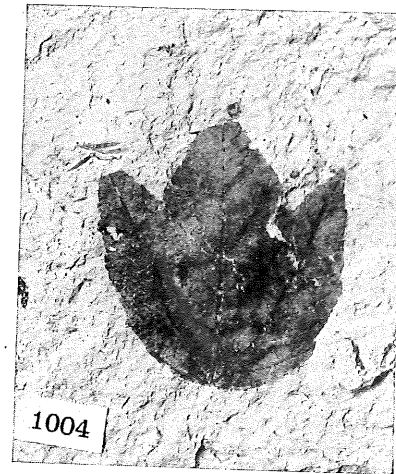
Graptolites sp. — Montellá.



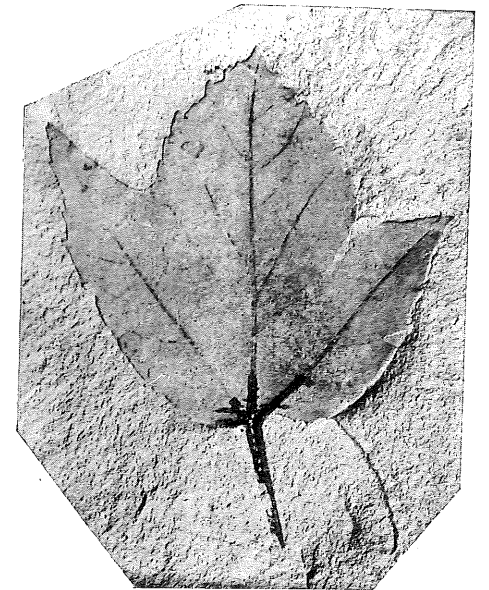
Orthoceras sp. — Gollandiense. Talltendre.



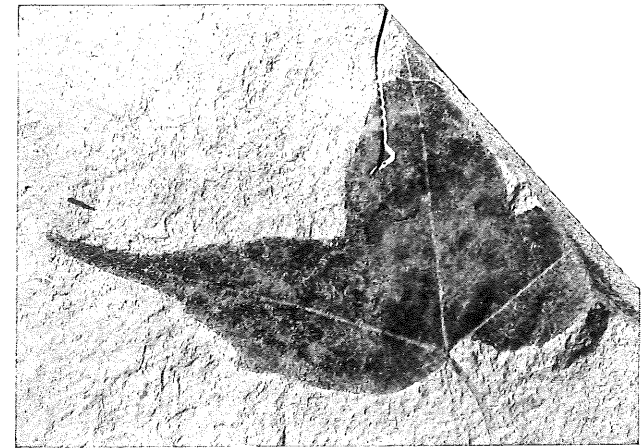
Castanea palaeopumilla André.—Coll de Saig (Prats).



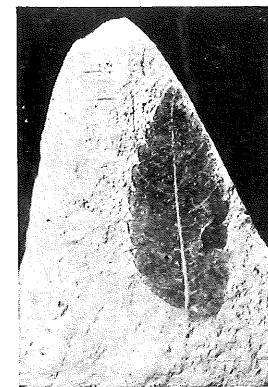
Acer pseudocreticum Ett.—Badés.
Pontiense.



A. pyrenaicum Rér.—Coll de Saig
(Prats).



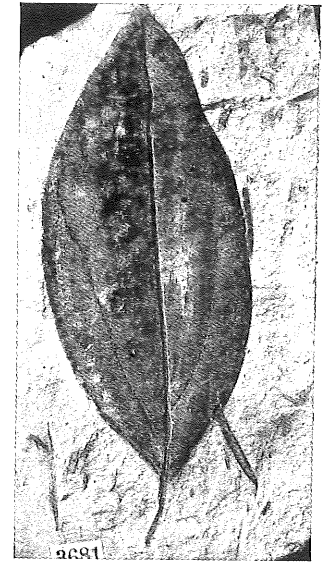
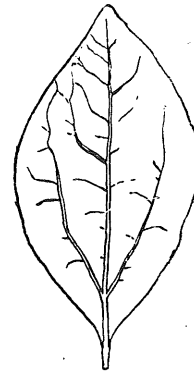
Acer decipiens Al. Br.—Can Pilbre. Santa Eugenia.



Zelkova planera Spach.
Coll de Saig (Prats).



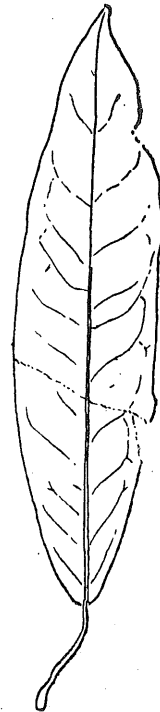
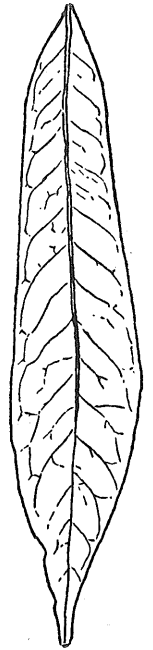
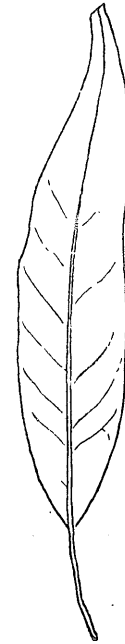
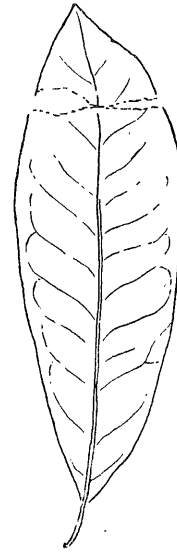
Zelkova crenata Spach.
Coll de Saig (Prats).



Cinnamomum polimorphum Al. Br.



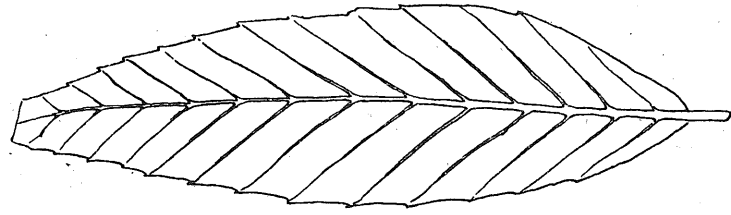
Quercus drymeia Ung.



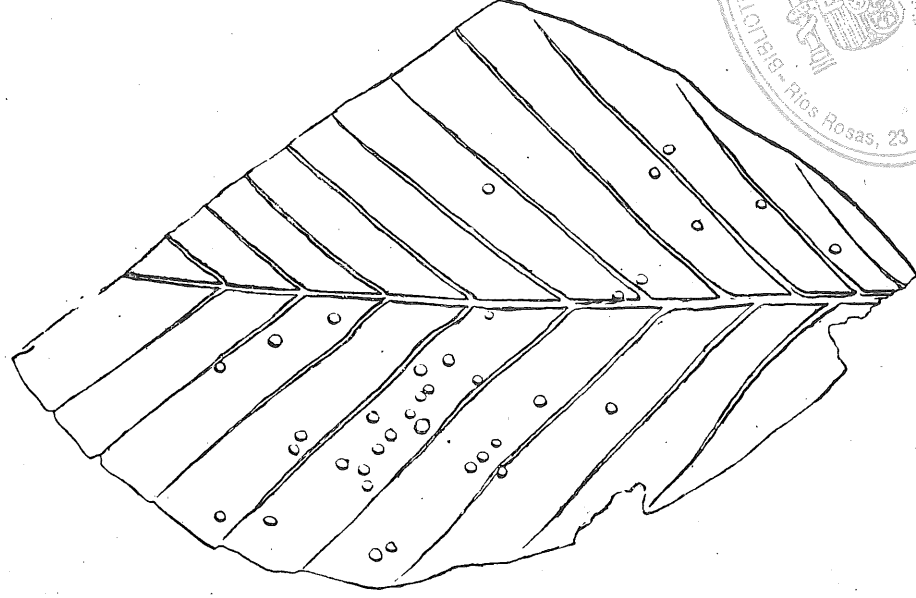
Fagus lanceolata Heer.
Salix tenera Al. Br.
Quercus neriifolia Al. Br.
Quercus neriifolia Al. Br.
Andromeda tremula Heer.
Cassia berenices Ung.

HOJA N.º 216.—BELLVER

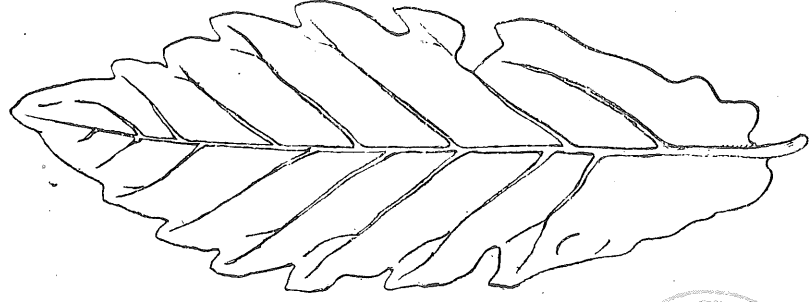
LÁMINA XIV



Fagus (Castanea) cf. castaneaefolia Ung.

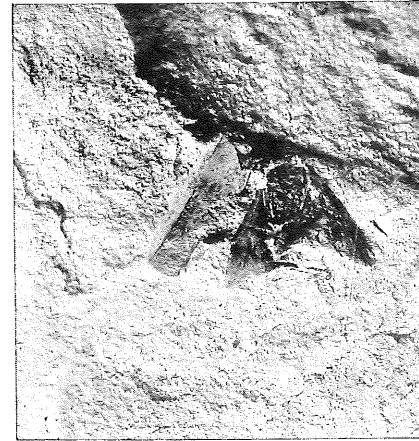


Fagus pliocenica Sap. var. *ceretana* Réti.

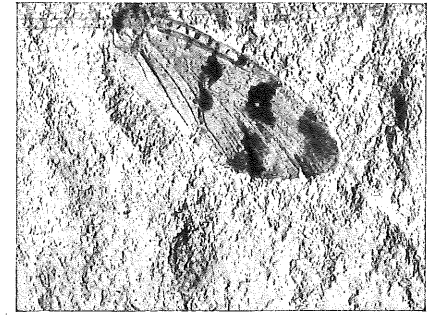


Quercus hispanica Rérolle.

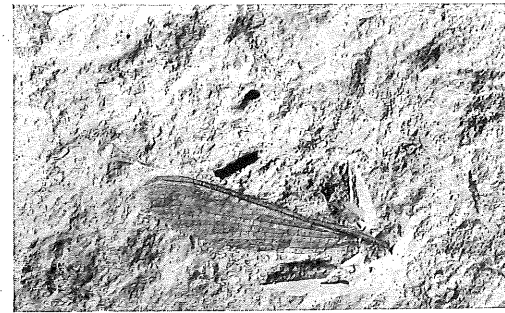




Himenóptero. — Pontiense. El Padró
(Bellver).



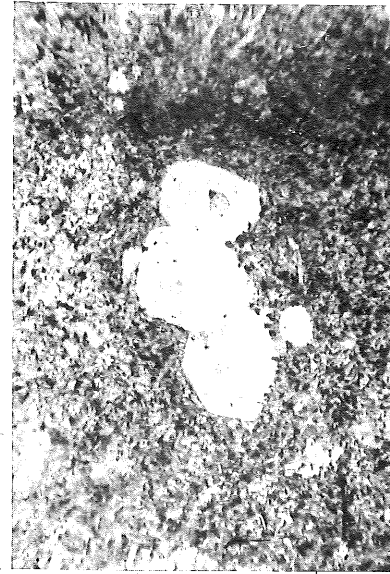
Lepidóptero. — Pontiense. Badés.



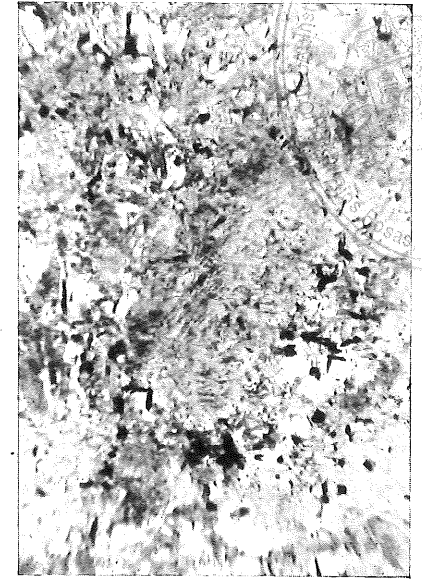
Neuróptero.— Pontiense. Badés.



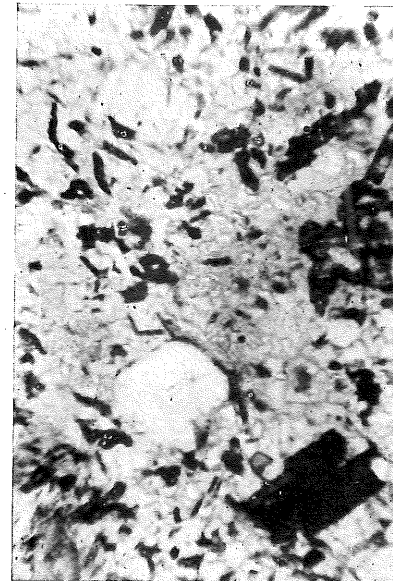
Hemíptero pentatómido.
Pontiense. Badés.



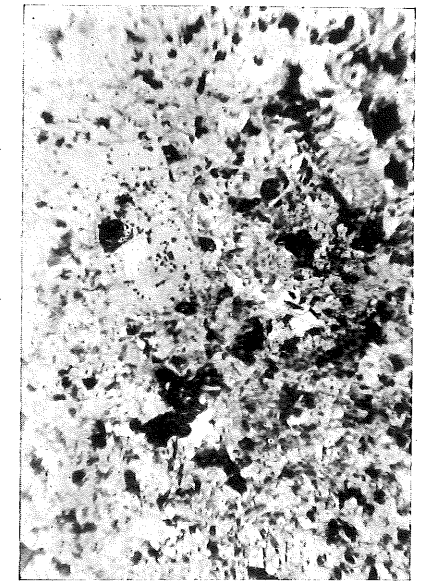
N +. Porfirita piroxénica.— Llés.



N +. Diorita cuareífera.— Carretera del Segre, kilómetro 155.



N +. Aplita porfídica.— Aránsers (Sant Marcell).



N +. Porfirita augítica.— Aránsers.