

**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO
DE
ESPAÑA**

061.75 LIV

**LIBRO
JUBILAR
(1849 - 1949)**

TOMO II



**MADRID
1951**

**SOBRE UN NOTABLE CISTIDEO DEL
SILÚRICO ESPAÑOL**

ECHINOSPHAERITES MURCHISONI

Vern. y Barr.

POR

BERMUDO MELÉNDEZ
CATEDRÁTICO DE PALEONTOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD CENTRAL

*El INSTITUTO GEOLÓGICO y MINERO DE ESPAÑA
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus Publicaciones son de la exclu-
siva responsabilidad de los autores de los tra-
bajos.*

SOBRE UN NOTABLE CISTIDEO DEL SILÚRICO ESPAÑOL

ECHINOSPHAERITES MURCHISONI Vern. y Barr.

Son los *Cistideos*, equinodermos paleozoicos, completamente extinguidos, formados, en la generalidad de los casos, por un cáliz globoso, las más de las veces irregular, provisto de un pedúnculo mediante el cual se fijan al fondo marino. El cáliz está formado por placas calcáreas, en su mayor parte irregularmente dispuestas y en número variable, aunque en algunos casos se distribuyen en una disposición pentámera más o menos perfecta.

Sobre las placas del cáliz se insertan braquiolas, casi siempre sencillas, formadas de artejos seriados, y pínulas en los bordes de las áreas ambulacrales, que suelen aparecer más o menos diferenciadas.

En la parte superior del cáliz se abre la boca, en posición central y rodeada de braquiolas, de la cual irradian las áreas ambulacrales; el ano aparece, en general, próximo a la boca, entre dos áreas ambulacrales, y está provisto de una válvula piramidal muy característica.

Los *Cistideos* son especialmente abundantes en el Silúrico inferior y medio, y su primer hallazgo en España se

remonta a 1855, fecha en que fué encontrado un ejemplar en Solana del Romeral (provincia de Ciudad Real), por el ilustre geólogo español D. Casiano de Prado, el cual fué descrito por Verneuil y Barrande, en un apéndice paleontológico a la memoria de Prado sobre la geología de Almadén, que se publicó en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia.

El holotipo de la especie creada por estos dos geólogos (fig. 1), fué objeto de una minuciosa descripción, que transcribimos a continuación, literalmente traducida, pues nos suministra datos preciosos para la nueva determinación genérica del fósil, que llevaremos seguidamente a cabo.

Echinospaerites Murchisoni VERN. Y BARR.

«Ensanchado en la parte superior y terminado inferiormente en una especie de tallo o pedúnculo ligeramente recurvado, este fósil tiene la forma de un cáliz. Su sección transversal es circular o subelíptica. Está, como en los *Echinospaerites*, formado por un número considerable e indeterminado de placas exagonales, en las cuales, la ornamentación es en extremo curiosa. No posee ni estrías finas y numerosas como el *Echinospaerites aurantium*, ni poros geminados como el *Echinospaerites pomum*, sino que su superficie está cubierta de granulaciones salientes, o mejor, de unas pequeñas columnillas tumbadas unas contra otras. Las placas, cuando se desprenden, dejan una superficie granulosa, lo cual indica que interiormente estaban provistas de pequeños poros o puntos hundidos.»

Ante todo, de la descripción que precede, se deduce, inmediatamente, que la asignación del ejemplar al género

Echinospaerites fué completamente provisional, debido a que en aquella época aun no se habían establecido los géneros *Aristocystites* ni *Glyptosphaerites*, que lo fueron, posteriormente, por el mismo Barrande y por Müller, razón por la cual refieren al mismo género especies provistas de rombos estriados y de poros geminados.

En segundo lugar, la misma descripción que hacen del fósil sus autores, excluye sin lugar a dudas su asignación al género *Echinospaerites*, ya que taxativamente afirman que «no posee estrías finas y numerosas como el *Ech. aurantium*», y lo propio puede decirse del género *Glyptosphaerites*, con el que también indirectamente le comparan, afirmando que «tampoco posee poros geminados como el *Ech. pomum*».

Sin embargo, lo más interesante de la descripción transcrita, es la especial estructura a que hacen referencia, relativa a la ornamentación de las placas del cáliz, consistente, según afirman, en «pequeñas columnillas tumbadas», y que en principio también a nosotros nos extrañó sobremanera, por no coincidir con la de ningún género conocido.

Esta estructura peculiar, nos inclinamos a creer que no era propia de las placas del Cistideo, sino más bien debida a un proceso de decalcificación de las placas, muy posterior a la fosilización del ejemplar.

Dos pueden ser las causas, a nuestro juicio, de la aparición de tal estructura.

a) Puede ser la resultante de un principio de decalcificación de las placas, que comienza por los poros, reuniendo varios de ellos entre sí, y dando lugar a surcos sinuosos, que terminan por destacar pequeñas porciones de la placa, las cuales aparecen, efectivamente, como pequeñas granulaciones superficiales o como «columnillas». Esta estructura hemos tenido ocasión de observarla también nos-

otros, en algún ejemplar de Cistideo proveniente de la localidad de Luesma (Zaragoza), donde las aguas carbónicas han disuelto en su mayor parte los esqueletos calcáreos de los fósiles, aunque no tan regular como afirman Verneuil y Barrande del ejemplar de Solana del Romeral.

b) Las repetidas columnillas pueden ser sencillamente los mismos poros de las placas, que rellenos de una materia arcillosa, quedan en relieve cuando se produce la disolución total o parcial de la placa calcárea por aguas cargadas de ácido carbónico. Originadas por este proceso, es frecuente la presencia de bellas estructuras, en las que se observa una serie de pilares, correspondientes a los poros, que relacionan las superficies externa e interna de las placas, cuando éstas han desaparecido por completo. En este caso, la disposición de los pilares o de las columnillas, corresponde exactamente a la disposición de los poros de las placas, y permite una determinación genérica con suficiente garantía.

El hecho de que los autores de tan minuciosa descripción no hagan mención de ninguna disposición especial observada en la distribución de las columnillas, que sin duda no les habría pasado desapercibida, nos hace suponer, fundadamente, que la disposición de los poros sobre la placa era irregular, como corresponde al género *Aristocystites*, con el cual identificamos la especie que venimos estudiando.

Este punto de vista, viene además confirmado por la forma general del cáliz, que coincide perfectamente con la que es característica de este género, es decir, cáliz piriforme, irregular, sin tallo, que se suele fijar por una base estrecha terminada en un pedúnculo incipiente, teniendo en cuenta que el ejemplar en cuestión es incompleto y que le falta la parte superior.

Así pues, la nueva descripción que proponemos para esta especie fósil, clásica del Ordoviciense hispano, sería la siguiente:

***Aristocystites murchisoni* VERN. & BARR. SP.**

- Echinospaerites Murchisoni* Vern. & Barr. 1855.
Echinospaerites Murchisoni Vern. y Barr. (?), Prado, 1857.
Echinospaerites Murchisoni Vern. & Barr., Egozcue y Mallada, 1876.
Echinospaerites Murchisoni Vern. & Barr., Mallada, 1878 y 1892.
Echinospaerites Murchisoni Vern. & Barr., Barrois (?), 1882.
Corythe Murchisoni Vern. & Barr., sp., Rouault, 1883.
Echinospaerites Murchisoni Vern. & Barr., Sampedano, 1942.

Holotipo: «Bull. Soc. Géol. de France», 2.^o sér., t. XII, lam. XXVI, fig. 7 (reproducido en la fig. 1).

Cáliz ensanchado en la parte superior, y terminado en punta en la inferior, con una especie de tallo o pedúnculo muy corto y recurvado. Sección circular o ligeramente elíptica. Número muy elevado e indefinido de placas, en las que los poros característicos del orden *Hidrofóridos*, aparecen diseminados, sin ninguna disposición especial.

NIVEL ESTRATIGRÁFICO: Ordoviciense, Llandeilo.

LOCALIDADES:

- Solana del Romeral (Ciudad Real).—Prado, Verneuil y Barrande (1855).
 Luarca (Asturias) ?—Prado (1857).
 Linarejos, Navaentresierra (Cáceres).—Egozcue y Mallada (1876).
 Almadén (Ciudad Real).—Mallada (1878).

Entre los ejemplares expuestos al público en el Museo del Instituto Geológico y Minero de España, existe un ejemplar de un Cistideo, procedente del silúrico inferior de Almadenejos (Ciudad Real), etiquetado con el número 54 S. y provisionalmente determinado como *Echinosphaerites* cf. *murchisoni* Vern. y Barr., que reputamos como una especie nueva.

Este ejemplar (fig. 2) es de forma oblonga, midiendo 9,5 cm. de largo por 5,5 cm. de ancho, y aunque bastante incompleto, pues faltan en él por completo las placas constitutivas del cáliz, que han sido disueltas por aguas carbónicas, pueden apreciarse en él caracteres determinativos suficientes para poderle considerar como una especie nueva y, desde luego, para alejarle por completo de la especie *Aristocystites murchisoni*, a la que estaba asimilado provisionalmente.

Faltan en él, como ya hemos indicado, las placas del cáliz, pero se ha conservado con gran delicadeza la estructura interna de las mismas, que aparece en relieve sobre el molde interno del fósil (fig. 3).

La estructura que aparece recubriendo el cáliz del Cistideo, se ha originado, precisamente, por el mismo proceso indicado en el apartado *b)*, al tratar de explicar la presencia de las «columnillas» en el fósil de la figura 1, y consiste, por una parte, en pequeñas granulaciones o columnillas análogas a las anteriormente aludidas, y que sin duda han sido la causa de que el que ahora nos ocupa fuese provisionalmente determinado como lo estaba, pero además, se observan claramente unas comisuras en relieve, que unen cada dos placas contiguas del cáliz (figu-



Fig. 1.

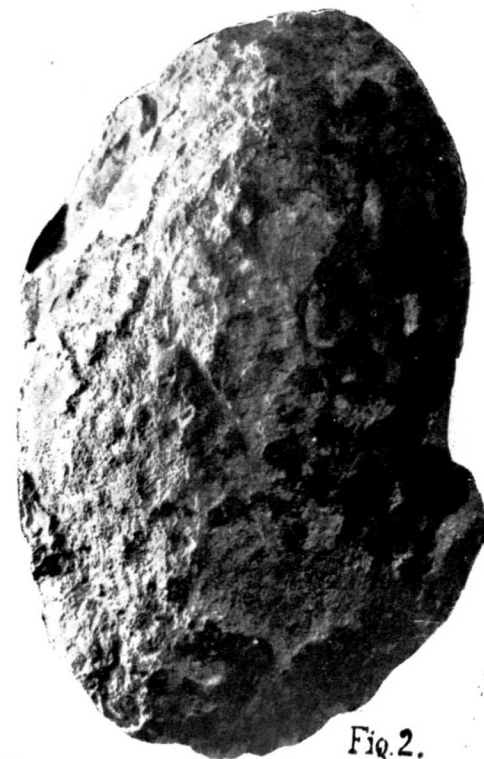


Fig. 2.

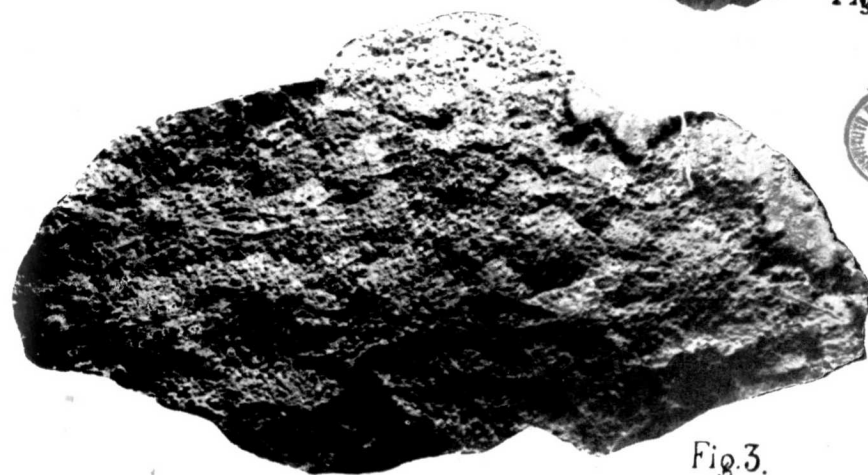


Fig. 3.

Fig. 1.—*Aristocystites murchisoni* (Vern. y Barr.).—Reproducción a tamaño natural del dibujo original de Verneuil y Barrande (1855) que acompañaban a la descripción de la especie, El ejemplar procede del Ordoviciense (Llandeilo) de Solana del Romeral (provincia de Ciudad Real).

Fig. 2.—*Echinosphaerites batalleri* nov. sp.—Ejemplar existente en el museo del Instituto Geológico y Minero de España, procedente del Ordoviciense de Almadenejos (Ciudad Real). Tamaño natural.

Fig. 3.—Porción aumentada de la superficie del mismo ejemplar, en que se pueden apreciar la granulación característica y las comisuras que relacionan entre sí dos placas contiguas. ($\times 2,5$).

ras 3 y 4), y que sin duda corresponden a los dicoporos característicos de los Rombíferos.

El ejemplar que estamos estudiando no nos proporciona ningún dato sobre la ornamentación externa de las placas del cáliz, ya que éstas faltan por completo, pero pue-

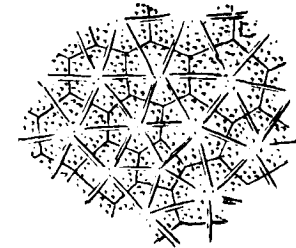


Fig. 4.—Dibujo esquemático de la superficie del ejemplar de *Echinospaerites batalleri* nov. sp., en que se indica la granulación característica, que corresponde a los poros de las placas, y las comisuras en relieve, que unen cada dos placas contiguas, correspondientes a los dicoporos. ($\times 2$.)

den apreciarse ciertos caracteres, que nos permiten con bastante garantía atribuirle al género *Echinospaerites*.

Este género ha quedado en la actualidad restringido a las especies que poseen placas desprovistas de costillas en relieve, y que únicamente poseen las estrías características de los dicoporos.

El elevado número de placas del cáliz le separa por completo del grupo de los *Caryocystites granatum*, y el relieve poco marcado de las comisuras que se aprecian entre las placas, y el aspecto plano y rebajado de las mismas, le aleja a su vez de los *Heliocrinites* (grupo de *Echi-*

nosphaerites balticus). Por otra parte, la forma elipsoidal del cáliz y su elevado número de placas, no distribuidas en ciclos, le aleja de todos los Rombíferos con simetría más o menos radiada y pentagonal, quedando tan sólo el género *Echinosphaerites* en su acepción restringida, como único posible en que puede ser incluido el ejemplar estudiado.

Y precisamente por corresponder al género *Echinosphaerites* no puede relacionarse con el *Echinosphaerites Murchisoni*, que como anteriormente hemos visto no corresponde a este género, sino al *Aristocystites*. Para este ejemplar estudiado, proponemos una especie nueva, que dedicamos al Prof. J. R. Bataller, Pbro., Catedrático de Paleontología de la Universidad de Barcelona.

***Echinosphaerites batalleri* n. sp.**

HOLOTIPO: Ejemplar existente en el Museo del Instituto Geológico y Minero de España, núm. 54 S. Cáliz elipsoidal, alargado, de gran tamaño, de unos 9×5 cm., cubierto de numerosísimas placas poligonales, entre las que predominan las exagonales, de pequeño tamaño, de 3 a 5 milímetros de diámetro, unidas por comisuras laterales, correspondientes a los rombos estriados. Placas rebajadas, aparentemente de superficie externa plana, sin costillas radiales en relieve.

RELACIONES Y DIFERENCIAS: Las mayores afinidades las encontramos con el *Echinosphaerites barrandei* Jaekel, del Silúrico inferior de Bohemia, al cual se asemeja por el tamaño y, en parte, por su forma general, aunque éste termina en punta en la base, y el nuestro es elipsoidal, existiendo también diferencias referentes a la extensión de los

rombos estriados. *Echinosphaerites grandis* Jaekel, presenta también semejanzas con el nuestro en cuanto a tamaño y disposición de las placas, pero es completamente esférico, con un grueso pedúnculo, lo cual le aleja por completo de la nueva especie propuesta por nosotros.

NIVEL ESTRATIGRÁFICO: Silúrico inferior; Ordoviciense.

LOCALIDAD: Almadenejos (Ciudad Real).

BIBLIOGRAFÍA

A) ESPECIAL ESPAÑOLA

1855. VERNEUIL et BARRANDE; en PRADO, C. DE: «Mémoire sur la Géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. Description des fossiles qui s'y rencontrent».—*Bulletin Soc. Géol. France*, 2^o sér., t. XII (Paris).
1857. PRADO, C. DE: «Descubrimiento de fósiles silurianos en Luarca» (Lettre a M. de Verneuil sur le terrain silurien des Asturies).—*Bull. Soc. Géol. France*, 2.° sér., t. XV, pag. 91 (Paris).
1876. EGOZCUE, J., y MALLADA, L.: «Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres».—*Mem. Comisión Mapa Geol. de España* (Madrid).
1878. MALLADA, L.: «Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España», t. I.—*Com. Mapa Geol. de España* (Madrid).
1882. BARROIS, CH.: «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice».—*Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. II, n. 1 (Lille).
1883. ROUAULT, MARIB: «Oeuvres posthumes de.....», par P. Lebesconte (Paris).

1892. MALLADA, L.: «Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España».—*Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. XVIII (Madrid).
1942. SAMPBLAYO, P. H.: «El Sistema Siluriano».—*Expl. nuevo mapa geológico de España*, t. II, Inst. Geol. y Min. de España (Madrid).
1946. MELÉNDEZ, B.: «Cistideos de España».—*Las Ciencias*, t. XI (Madrid).

B) GENERAL Y EXTRANJERA

- ANGLIN, N. P.: «Iconographie Crinoideorum in stratis Sueciae siluricis fossilium».—Holmiae, 1878.
- BARRANDE, J.: «Cystidées».—*Syst. Silur. du Centre de la Bohême*, vol. VII (Praga, 1887).
- BATHER, F. A.: «Cystidea».—*The Geological Magaz.* (Londres, 1913).
- BUCH, L. v.: «Ueber Cystideen».—*Abh. Berl. Akad. f.* 1844 (Berlín, 1845).
- FORBES, ED.: «On the British Cystidae».—*Mem. Geol. Surv. Gr. Brit.*, vol. II, pt. 2 (Londres, 1848).
- JABKEL, O.: «Stammesgeschichte der Pelmatozoen».—Bd. I (Berlín, 1899).
- JABKEL, O.: «Phylogenie und System der Pelmatozoen».—*Paläont. Zeitsch.*, Bd. III, n. 1 (Berlín, 1918).
- QUENSTEDT, F. A.: «Die Asteriden und Encriniden nebst Cystideen und Blastoideen».—*Petrefakt. Deutsch.*, I, Abt., Bd. IV (Leipzig, 1876).
- REGNÉLL, G.: «Non-Crinoid Pelmatozoa from the Paleozoic of Sweden».—*Medd. Lunds. Géol.-Min. Inst.*, n. 108 (Lund, 1945).

- THORAL, M.: «Contribution a l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire».—(Montpelier).
- VOLBORTH, A. v.: «Ueber russische Sphaeroniten».—*Vern. d. Min. Ges. v. St. Petersb.* (San Petersburgo, 1845-46).

**L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE
DE L'ESPAGNE SEPTENTRIONALE AU
CRÉTACÉ INFÉRIEUR**

POR

RAYMOND CIRY



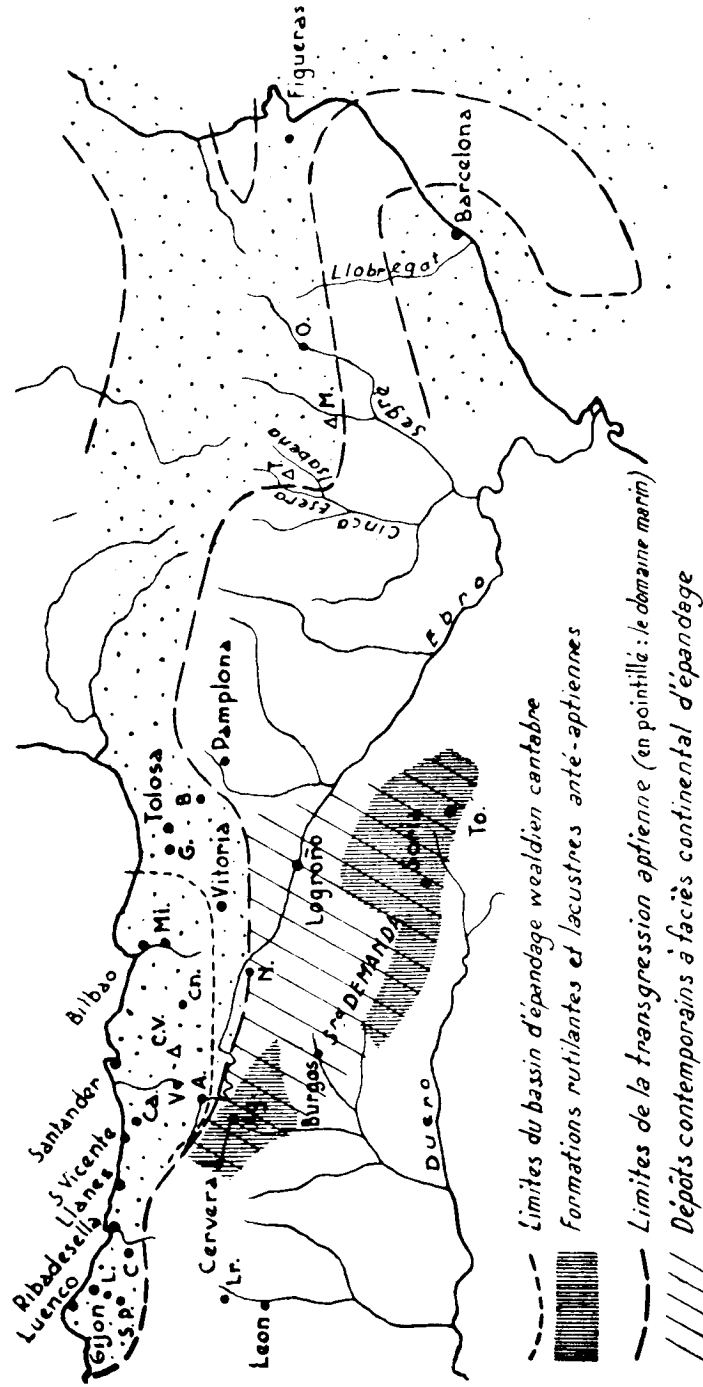
L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE L'ESPAGNE SEPTENTRIONALE AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

L'histoire de l'Espagne septentrionale, au Crétacé inférieur, tient en peu de mots: c'est celle d'un continent qu'envahit partiellement la mer, à partir de l'Aptien.

D'intéressants problèmes relatifs, notamment, aux caractères du territoire émergé, aux circonstances dans lesquelles s'est produite la transgression, aux conditions sédimentaires qu'ont offert les deux domaines, marins et continentaux, se posent cependant encore et m'ont paru mériter d'être évoqués pour mesurer, à la fois, le travail déjà accompli et celui qui reste à faire (1).

(1) J'exprime mes plus vifs remerciements à l'Excmo. Sr. D. José García Siñeriz, Director del Instituto Geológico y Minero de España, pour m'avoir permis de m'associer à l'hommage rendu par les Géologues espagnols à leurs illustres prédécesseurs de la Comisión del Mapa Geológico, à l'occasion du centenaire de la création de ce Service, ancêtre de l'actuel Institut.

La présente mise au point tire le meilleur de sa documentation de l'œuvre de ces défricheurs de la géologie espagnole.



Légende de la figure 1

Ag: Aguilar de Campoo; A: Arroyo; B: Baraibar; Ca: Cabezon de la Sal; Cn: Caniego; C: Castiello; CV: Castro de Valnera; G: Goyaz; Lr: La Robla; L: Llantones; Mi: Miravalles; M: Montsech; N: Nograro; O: Organya; SP: San Pedro de Anes; To: Torrelapaja; T: Turbón; V: Vega de Pas.

Le domaine continental avant la transgression

Au début du Crétacé, un vaste bloc continental réunit la Méséta, les Asturies, les Pyrénées, toutes les régions intermédiaires et se prolonge vers le Nord à travers l'Aquitaine, le Massif Central français, la Bretagne et le Bassin de Paris jusqu'en Angleterre.

Dans le Nord de l'Espagne, ce continent est coupé en écharpe du NO au SE, des rivages cantabriques à ceux du Levant, par une zone instable, relativement étroite, aux deux extrémités de laquelle s'individualisent des bassins subsidents.

Ceux-ci sont le siège, soit d'une sédimentation lacustre, soit de puissants épandages de matériaux détritiques généralement argilo-gréseux, aux teintes vives, amenés des reliefs bordiers.

Laissant de côté le bassin du Levant (ou de Teruel), nous examinerons seulement le bassin septentrional, le plus étendu, qui intéresse les provinces cantabriques et basques, celles de Burgos, de Soria et de Navarre.

L'histoire en est un peu différente suivant les points.

C'est sur la côte asturienne, entre Ribadesella et Gijon que la subsidence a été la plus précoce. Elle y a commencé, en effet, dès le Jurassique supérieur qui offre des dépôts à faciès continentaux, surmontés de couches marines kiméridgiennes.

A Ribadesella, en particulier, le complexe inférieur, dont la puissance est d'environ 120 mètres, comporte, à la base, des conglomérats peu épais et des grès à stratifica-

tion torrentielle, suivis d'alternances variées de grès plus ou moins grossiers et de marnes rouges, violacées, lie de vin etc.. Les niveaux marins qui les surmontent et dont la présence dénote une exagération du mouvement d'affaissement, sont représentés par des couches marno-gréseuses, souvent noires, qui ont fourni des Gastéropodes, des Trigones et des Ammonites: *Aspidoceras longispinum* (DUBAR, 1927). L'ensemble, qui mesure environ 130 mètres d'épaisseur, se termine par de nouveaux grès et des marnes noires à *Exogyra virgula*, plongeant vers le Nord, sous les flots.

Après cet épisode marin, le régime continental a repris.

En arrière de la côte actuelle, au Sud de Llantones, par exemple, ainsi qu'en bordure du Massif asturien, ont été signalées des formations à faciès wealdien qui débutent généralement par des conglomérats et dans lesquelles ont été recueillies des faunes estuariennes ou saumâtres infra-crétacées. C'est le cas notamment à San Pedro de Anes (SCHULZ, 1858) et au Sud de Castiello où Bermudo MELÉNDEZ (1944) a récemment cité, dans des couches gréseuses accompagnées de lignites: *Glauconia lujani*, *Tylostoma rochatianum*, *Teredo lignitorum*, *Lepidotus* sp.. Des faunes analogues ont été signalées dans les lambeaux côtiers isolés de Llanes (BARROIS, 1879; MALLADA, 1904) et de Luanco (SCHULZ, 1858; KARRENBERG, 1934).

Les relations entre ces dépôts fluvio-saumâtres et ceux du Jurassique marin de la côte ne semblent pas, jusqu'ici, avoir été précisées. C'est un peu légèrement, à mon avis, que leurs conglomérats de base sont considérés par KARRENBERG (1934), comme contemporains et équivalents de ceux du Jurassique de la coupe de Ribadesella. Aucun argument paléontologique ou de continuité n'étaye cette vue et les reconstitutions paléogéographiques de cet auteur

n'échappent pas à l'erreur de «grouper ensemble des traces littorales d'âge différent» (2).

Quant aux faunes estuariennes signalées, elles paraissent se trouver à un niveau élevé, dans le complexe à faciès wealdien et doivent être rapportées vraisemblablement à l'Aptien. A Luanco, par exemple, où les Glaucônies s'accompagnent de petites Huîtres, le gisement se rencontre à quelques mètres seulement au-dessous des premières Orbitolines aptiennes. A Castiello, Bermudo MELÉNDEZ (1944) les range dans l'Aptien.

La part qui revient au Néocomien et au Barrémien n'est pas connue. On ne sait pas davantage s'il existe une lacune à la limite du Jurassique ni, si elle existe, qu'elle est son amplitude.

À l'Est de la région précédente, dans le domaine cantabrique (Pce. de Santander), les dépôts revenant à la phase continentale forment un épais complexe détritique de grès micacés, de toute dureté et de toute couleur, alternant avec des argiles et des marnes d'aspect très varié, teintées de rouge ou de vert. Des passées ligniteuses s'y rencontrent assez souvent; par contre, les bancs calcaires sont exceptionnels.

L'ensemble, qui peut atteindre près de 1000 mètres d'épaisseur, a fourni vers sa partie inférieure une faune estuarienne découverte en 1876 par Gonzales LINARES (1876, 1878, 1881) et retrouvée depuis en divers points, notamment par Louis MENGAUD (1920). *Glauconia strombiformes* (= *G. lujani*), *G. renevrieri*, *Corbula striata*, *Paludina* cf. *fluviorum*, *Unio valdensis* sont les espèces les plus souvent citées.

(2) SUSS, La face de la terre, Traduction française, t. II, p. 34.

Le terme le plus élevé de la série stratigraphique sur lequel repose la complexe continental est le Callovien.

Aucun argument décisif ne permet de faire commencer le régime d'épandage et la subsidence dans le Jurassique supérieur. La grande similitude des faunes trouvées à la partie inférieure des dépôts avec celles du Wealdien d'Angleterre est une présomption en faveur de l'âge créta-cé de l'établissement de nouvelles conditions.

A sa partie supérieure, la série continentale supporte l'Aptien inférieur marin. La limite, définie par l'apparition des Orbitolines qui se fait le plus souvent de façon sporadique, est un peu sujette à fluctuations.

Ainsi défini, le «Wealdien» cantabre correspond, en somme, au Wealdien anglais. Il offre son maximum d'épaisseur (1000m.) dans la région de Vega de Pas, où s'est produit le plus fort affaissement.

Sa puissance se réduit assez rapidement, à la fois vers le Nord et vers l'Ouest où elle n'est plus que de 400 à 500 mètres à Cabezón de la Sal et de 15 à 20 mètres seulement au SO de San Vicente de la Barquera (MENGAUD, 1920). Au contraire du Bassin de Teruel qui s'ouvrait largement sur la Méditerranée à la façon d'un vaste fond de golfe exondé, la Bassin cantabrique semble donc avoir offert les caractères d'un bassin continental fermé, indépendant du domaine océanique atlantique, et peut-être même séparé, pour KARRERBERG (1934) du bassin asturien voisin. Comme nous le verrons plus loin, il s'étendait, par contre, vers l'Est, jusqu'aux Pyrénées.

Vers le Sud, dans la province de Burgos, l'extension du bassin d'épandage cantabre ne dépasse pas sensiblement le parallèle de Cervera de Pisuerga.

Au delà, à cette époque, les mouvements d'affaisse-

ment ne se sont pas fait sentir de façon appréciable.

Au-dessus du Callovien ou, plus rarement, sur des niveaux plus anciens, viennent, à la place des dépôts détritiques gréseux septentrionaux, des argiles rutilantes qui ne tardent pas, plus au Sud, s'accompagner de poudingues calcaires, polygéniques, multicolores (poudingues fleuris), en même temps qu'apparaissent, à leur partie supérieure, des calcaires lacustres à faunule limnique et graines de Chara.

Cet ensemble, qui dépasse rarement 250 à 300 mètres d'épaisseur, supporte une puissante série gréseuse et détritique dont il sera question plus loin et qui représente, à la fois, l'Aptien, l'Albien et, peut-être, le Cénomaniens inférieur. Il occupe donc la place du Wealdien cantabre avec lequel, pour cette raison, je l'ai synchronisé (R. CIRY, 1939), en attendant que la découverte de fossiles caractéristiques vienne apporter une certitude. Clemente SÁENZ GARCÍA (1932), qui a étudié ces dépôts près d'Aguilar de Campoo, pense devoir les considérer, toutefois, comme purbeckiens, en raison de la présence de restes de Chara cées analogues à ceux que renferme cet étage en Franche-Comté.

Les niveaux rutilants suivis de calcaires lacustres s'observent dans tout le bassin du Río Pisuerga, jusqu'à Cervera. On les retrouve, avec sensiblement la même constitution, au delà du «détroit tertiaire de Burgos», dans les provinces de Soria et de Logroño, au Sud et à l'Est de la Sierra de la Demanda.

Les beaux travaux de PALACIOS et SÁNCHEZ LOZANO (1885) et de LARRAZET (1896), heureusement complétés, depuis, par ceux de Clemente SÁENZ GARCÍA (1932, 1942, 1945)

ont fait connaître, en effet, dans ces régions, l'existence d'une épaisse série du type continental, débutant par des argiles bariolées et des marnes lie de vin, vertes ou brunes, intercalées de bancs de conglomérats, de grès ou de calcaires lacustres (Groupe I de Clemente SÁBNZ GARCÍA) et surmontées par une masse de calcaires lacustres à Gastéropodes (Groupe II du même auteur).

L'ensemble, qui mesure de 100 à 200 mètres de puissance supporte un épais complexe détritique comportant des conglomérats, des grès, des argiles multicolores et atteignant jusqu'à 1000 mètres d'épaisseur (Groupe III). Viennent ensuite de nouveaux grès et conglomérats, peu différents des précédents, que PALACIOS et SÁNCHEZ LOZANO ont considérés comme «urgo-aptiens» (Groupe IV), suivis, à leur tour, par des arkoses à lignites et asphaltes placées par eux dans le Cénomanién, mais dont Clemente SÁBNZ GARCÍA fait de l'Albien (Groupe V).

Dans tous les cas, les faunes rencontrées sont assez peu caractéristiques. Il s'agit toujours de Glauconies, d'Unios, de Cyrènes ou d'écaillés de *Lepidotus*. A signaler, toutefois, que près de Soria, au lieu dit Los Caños, le groupe III, a fourni à Clemente SÁBNZ GARCÍA des ossements de Reptiles et de Poissons, des dents de Crocodiles et de *Lepidotus* que ROYO Y GÓMEZ (1926) a identifiés avec des formes trouvées dans le «Wealdien» de Morella (Castellón).

Les niveaux rutilants et les calcaires lacustres de la base (groupes I et II), représentent très vraisemblablement l'équivalent des formations de même faciès que j'ai provisoirement rattachées au Wealdien, dans la province de Burgos.

Ici encore, comme dans cette dernière, Clemente SÁBNZ GARCÍA a tendance, après PALACIOS et SÁNCHEZ LOZANO, à les ranger dans le Jurassique et à conserver seu-

lement dans le Wealdien les dépôts du groupe III. Cette dernière attribution, qui est traditionnelle depuis les premiers travaux sur la région, paraît être confirmée par la faune de vertébrés de Los Caños comparée, comme il a été dit, avec celle de Morella. P. FALLOT et J. R. BATAILLER (1927), ont fait déjà remarquer, toutefois, que ce dernier gisement, comme tous ceux de la province de Castellón, devait se placer dans le Barrémien supérieur et plus probablement même, dans l'Aptien.

Une étude détaillée de la bordure sud-est du bassin, aux environs de Torrelapaja, pourrait peut-être apporter quelques nouveaux arguments. JOLY (1926) a signalé, en effet, dans cette région, vers la limite inférieure des dépôts à faciès continental, quelques intercalations marines fossilifères. La première, rencontrée à moins de 60 mètres au-dessus du substratum jurassique (Kiméridgien) lui a fourni: *Exogyra Tombecki*, *Astarte striato-costata*, *Turritella angulata*, *Scalaria canaliculata*, *S. albensis*, *Cerithium albensis*, *C. phillipsi*, *C. nassoides*, *Pleurotomaria* sp. (*elegans?*). Elle est rangée dans l'Hauterivien inférieur. La seconde, un peu plus élevée, renferme: *Nucula simplex*, *Venus Ricordeaui*, *Cardium impressum*, *Isocardia neocomiensis*, *Panopea neocomiensis*, *Arca Moreaui*, *Exogyra Leymerii*, *E. Tombecki*, *E. Boussingaulti*, *E. Couloni* var. *filiciformis*. JOLY la considère comme appartenant à l'Hauterivien supérieur ou au Barrémien.

La situation de ces intercalations, vers l'extrémité sud-est du bassin, dans une zone où les divers niveaux peuvent s'amincir considérablement et se montrer transgressifs les uns sur les autres, enlève une part de son intérêt à cette observation tant que ne sont pas étudiées, par continuité, les relations des couches fossilifères avec celles du centre du bassin. Il faut signaler, en outre, que RICHTER et TRICH-

MÜLLER (1933), relatant la découverte du niveau inférieur, rangent celui-ci dans l'Albien, sans faire de commentaires.

Les mêmes auteurs ont essayé de déterminer la limite occidentale du Bassin de Soria (ou de Moncayo) en tenant compte de la nature et du calibre des matériaux qui s'observent sur la bordure actuelle des affleurements. S'appliquant à un épais complexe continental qui comporte plusieurs niveaux superposés d'âge différent, allant depuis le Néocomien inférieur (peut-être même le Jurassique) jusqu'à l'Albien inclus, et offrant chacun des faciès changeants et une répartition vraisemblablement inégale, cette tentative n'a pas une grande signification. La fermeture du bassin vers le Sud, son indépendance vis à vis du Bassin de Teruel, paraît par contre, comme ils l'ont dit, très probable, du moins pour les niveaux inférieurs.

Revenons maintenant aux Pays basques.

On retrouve ici la prolongation des dépôts wealdiens du type cantabrique, toujours surmontés d'Aptien marin (ADÁN DE YARZA, 1884, 1885 y 1892). C'est le cas notamment en Viscaye, au Sud de Bilbao, où ils ont fourni, près de Miravalles, la faune à Glauconies (Clemente SÁENZ GARCÍA, 1940).

Autant qu'on en peut juger, en l'absence d'études récentes et de cartes géologiques détaillées, ces formations continentales sont, ici encore bien développées et puissantes.

En Guipúzcoa, par contre, elles se réduisent rapidement et plus aucune trace n'en subsiste aux abords des Massifs hercyniens pyrénéens, sauf en quelques points de la Sierra d'Aralar, dans la région de Goyaz et dans celle de Tolosa.

Dans la partie méridionale de la Sierra d'Aralar, au Sud de Baraibar, il s'agit encore de formations du même type que le Wealdien de Viscaye et de Santander, mais ne dépassant pas une centaine de mètres d'épaisseur et d'un âge un peu incertain.

A la base, se rencontrent des marnes gréseuses, micacées, versicolores, passant à des grès argileux et comportant des intercalations de bancs calcaires dont l'importance va en augmentant vers la partie supérieure. PALACIOS (1919), qui a découvert les affleurements, y a recueilli: *Vivipara* sp., *Corbula* aff. *sulcosa*, *Unio* et, près de Goldaraz, *Potamides* aff. *carbonarium*.

Une barre calcaire couronne l'ensemble qui mesure, au total, une centaine de mètres. Elle supporte, à son tour, des marnes aptiennes à Astartes (niveau à *Deshayesites deshayesi*), suivies de marnes gréseuses à *Orbitolina subconca* et de calcaires à Rudistes (LAMARE, 1936).

Près de Goyaz s'observe une coupe que le regretté Alfonso DEL VALLE a montré, en 1934, à la Société géologique de France et qui comporte une série de grès rouges micacés, surmontés, près du belvédère de Zuloaga, par des calcaires noirs, fétides, à *Potamides*.

Dans la région de Tolosa, enfin, les dépôts offrent des caractères un peu spéciaux. Toute trace de formations gréseuses bariolées a disparu. Entre le soubassement jurassique et l'Aptien marin, s'intercale, seulement, une succession de calcaires variés comportant de bas en haut: a) des calcaires gréseux, noirs, fétides, souvent micacés et pyriteux, décalcifiés en surface et transformés en un grès jaune friable; b) des calcaires cristallins gris, parfois sableux, à Encrines et radioles d'Oursins; c) des calcaires noirs ou gris foncé; d) enfin, de nouveaux calcaires noirs, fétides, parfois remplis de petites Huîtres, dont des *Exo-*

gyres, accompagnées de Gastéropodes: *Cerithium* sp., *C. cf. septuplicatum*.

LAMARE (1936) a rangé dubitativement l'ensemble de ces couches dans le Néocomien. DUBAR (1934), par contre, considère que l'âge crétacé ne se pose que pour les trois niveaux supérieurs, en particulier pour l'horizon à Cérithes qu'il est d'accord, avec LAMARE pour comparer aux calcaires du belvédère de Zuloaga. Les couches de base lui paraissent nettement jurassiques. Les arguments, de part et d'autre, ne sont pas décisifs. Si on se rappelle que les plus proches témoins de Néocomien marin, connus avec certitude, sont ceux de la province de Valence et ceux du Languedoc méditerranéen, il y a de fortes présomptions d'ordre paléogéographiques pour que les couches marines de Tolosa ne se rattachent pas à cet étage. Faut-il, dès lors, comme le suggère DUBAR, y voir un équivalent des couches noires à Gastéropodes kiméridgiennes des Asturies, ou au contraire, l'apparition des premiers niveaux plus ou moins saumâtres de l'Aptien, préludant à la trasgression de cet âge? C'est cette dernière hypothèse qui me paraît, pour le moment, la plus vraisemblable.

Ce problème de détail étant réservé, le fait essentiel qui ressort des observations précédentes est que la limite orientale du bassin d'épandage wealdien, autant qu'on en puisse juger dans l'état actuel de nos connaissances, enveloppait à distance l'extrémité des Pyrénées, sur lesquelles, pendant le Barrémien, se formaient les bauxites.

Ajoutons que toute la partie du Bassin de l'Ebre, à l'Est du méridien de Pampelune, était également en dehors du domaine subsident. Aucun des affleurements crétacés qui percent le Tertiaire dans le domaine des Sierras aragonaises ne montre, en effet, de Wealdien (SELZER, 1934; RÍOS, ALMELA y GARRIDO, 1944-46; LLOPIS LLADÓ, 1945).

Au Sud du Guipuzcoa et de la Viscaye, comme au Sud de Santander, la zone d'affaissement wealdienne ne paraît pas s'être étendue bien loin.

D'après la Notice explicative de la carte géologique à 1/50.000^{me} de Miranda de Ebro, le Wealdien paraît manquer ou être réduit dans cette région. Les niveaux rutilants et les calcaires lacustres de la zone du Pisuerga et de la province de Soria sont absents. Les grès et sables à faciès continental recouvrant directement le Jurassique cumportent de fréquentes intercalations marines qui les rattachent en grande partie, sinon en totalité, à l'Aptien.

En résumé, l'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale, au cours du Wealdien (Néocomien-Barrémien), peut être esquissée de la façon suivante:

Dès le Néocomien inférieur, sur le vaste continent qui occupait alors le Nord de l'Espagne, se manifeste, parallèlement à la côte atlantique actuelle, entre le Massif asturien et les Pyrénées, une tendance marquée au fléchissement qui donne naissance à un bassin d'épandage subsident. Ainsi apparaît le *Bassin cantabro-basque* qui se prolonge vers l'Ouest, de façon plus ou moins continue, par le petit *Bassin asturien*.

Dans ce domaine s'accumulent, parfois sur plus de 1000 mètres d'épaisseur, des matériaux détritiques, principalement gréseux, qui traduisent une érosion intense des reliefs voisins et un régime le plus souvent torrentiel.

Vers le Nord, le Bassin cantabro-basque paraît avoir été fermé et sans relations faciles avec le domaine marin atlantique, du moins dans la région cantabrique.

Sa limite méridionale, sensiblement orientée Ouest-

Est, peut être tracée approximativement suivant le parallèle de Vitoria.

A sa périphérie, tant vers l'Ouest et l'Est que vers le Sud, s'étend, sauf peut-être dans la province de Soria, un pays resté stable.

Sur ce pays, soumis à l'érosion, ont pu, localement, se réunir des argiles rutilantes et se constituer des lacs (Zone du Pisuerga, Province de Soria). Le fait, toutefois, reste discuté, car ces dépôts n'ont pas fourni de fossiles caractéristiques et pour certains auteurs seraient à rattacher au Jurassique terminal.

On sait, par contre, qu'au Barrémien, des bauxites se formaient sur les Pyrénées.

Dans ce cadre, la province de Soria, pose un problème particulier. Les auteurs, en effet, y rattachent au Wealdien une série gréseuse, assez analogue aux formations cantabriques (groupe III de Clemente SÁENZ GARCÍA), reposant sur les argiles rutilantes et les calcaires lacustres qui viennent d'y être signalés. Si cette attribution est correcte, cette série détritique, très épaisse, traduirait l'existence dans cette région, d'une zone d'affaissement contemporain du bassin septentrional. Mais la possibilité de ranger dans l'Aptien les dépôts du groupe III, n'est pas, toutefois, à éliminer complètement.

La transgression Aptienne

Avec l'Aptien, les masses continentales qui viennent d'être étudiées vont connaître des déformations dont la mer profitera pour s'avancer plus ou moins loin dans l'intérieur des terres.

Ces mouvements, qui sont à l'origine de la transgression aptienne, ont provoqué l'envahissement d'une partie du domaine pyrénéen (HUPE, 1936; LAMARE, 1942) et des zones subsidentes basques et cantabriques. C'est de celles-ci, qui par leur tendance marquée à l'affaissement étaient tout naturellement préparées à ouvrir un passage à l'avancée marine, que nous occuperons d'abord.

La transgression y a débuté avec le Bedoulien (3).

Venant probablement de l'Est, comme nous le verrons plus loin, elle a dessiné un grand golfe occupant sensiblement le domaine de l'ancien bassin wealdien.

En avant, dans les régions plus méridionales jusqu'alors stables et qui entrent maintenant en subsidence, s'étendent de vastes plaines maritimes où se déposent des matériaux d'épandage exclusivement gréseux, voire conglomératiques, rappelant par leur aspect ceux du Wealdien cantabrique.

Dans le domaine marin, le passage aux formations wealdiennes sousjacentes est en général ménagé, sans discordance angulaire appréciable. Il évoque une mise en eau tranquille et la limite entre les dépôts des deux types n'est indiquée que par l'apparition de faunes marines, en particulier d'Orbitolines.

Dans le Guipuzcoa, cependant, les déformations anté-aptiennes (néocimmériennes) ont pu produire localement des gauchissements accompagnés de véritables champs de fractures sur lesquels les premiers dépôts aptiens se montrent discordants (LAMARE, 1942).

(3) Dans le Bassin de Teruel, la transgression a été plus précoce et a commencé avec le Barrémien, auquel reviennent des intercalations marines représentées, en particulier, à la base de la célèbre série d'Utrillas.

Les sédiments aptiens comportent essentiellement des calcaires compacts, du type urgonien et des formations détritiques variées, tantôt plus ou moins grossières (grès, calcaires gréseux), tantôt fines (marnes de couleur généralement foncée).

Les caractères, dès calcaires sont bien connus et depuis de VERNEUIL qui les a comparé, dès 1852, à ceux d'Opoul et de Provence, des descriptions nombreuses en ont été données qui n'ont rien apporté de nouveau.

Les Rudistes (*Pseudotoucasia*, *Polyconites*, *Horiopleura* etc.) n'y sont pas rares, non plus que les Polypiers et les Foraminifères, sans que, toutefois, les termes de calcaire construit ou de calcaire récifal, traditionnellement employés, leur conviennent toujours parfaitement.

Ces calcaires forment tantôt d'épais massifs largement développés, tantôt des lentilles d'étendue relativement restreinte se terminant parfois brusquement sur leurs bords.

Les auteurs récents ont insisté sur le fait qu'ils ne représentaient pas de véritables niveaux stratigraphiques, mais des localisations d'un faciès déterminé en tel ou tel point, à telle ou telle hauteur de la série sédimentaire aptienne.

Sous leur forme typique, ils ne contiennent pas d'éléments détritiques et constituent un dépôt que j'appellerai *thalassogène*, c'est-à-dire élaboré dans le milieu marin, sans apport du continent, suivant un mécanisme qui, d'ailleurs, nous échappe encore en grande partie.

Les rapports des masses calcaires avec les couches détritiques qui les prolongent latéralement ne sont pas parfaitement élucidés. LAMARE (1936) a considéré comme démontrée l'existence de passages latéraux des faciès calcaires zoogènes aux faciès détritiques. Pour ma part (1939), j'ai décrit également le passage des calcaires récifaux du

Pic du Loup (Massif du Castro de Valnera) à des formations littorales à Ostracées.

Dans d'autres cas, par contre, les formations calcaires et détritiques en contact — avec ou sans intrications — ne semblent pas montrer de passage continu, dégradé et conservent leur individualité. D'après les renseignements que m'a très aimablement communiqués J. M. Rios il en serait parfois ainsi en Viscaye où certains contacts prennent une apparence faillée.

Les calcaires urgoniens sont largement représentés dans la partie septentrionale du domaine cantabrique et basque. D'une façon générale, ils ont tendance, par contre, à diminuer sensiblement d'épaisseur vers le Sud, vers les limites du golfe, où peuvent s'observer, localement (Massif du Castro), des terminaisons en biseau. LAMARE (1936) a remarqué une disposition comparable dans le Guipuzcoa, où les faciès urgoniens se réduisent et deviennent sporadiques dans l'auréole des massifs anciens. L. MENGAUD (1920) a noté des faits analogues aux abords du Massif asturien.

Pour être valable, une interprétation paléogéographique des calcaires urgo-aptiens doit tenir compte de tous les caractères qui viennent d'être indiqués, sans négliger la grande répartition qu'offrent ces faciès dans le domaine mésogéen.

L'absence d'apports terrigènes, au cours de leur genèse, est en premier lieu à retenir.

L'explication doit en être recherchée dans des causes générales (4), soit dans l'existence d'un cadre continental

(4) En raison, en effet, de la large répartition des faciès urgoniens dans le bassin méditerranéen, des causes locales, telle, par exemple, que l'existence d'une surface continentale formée de cal-

pénéplané ou très aplani et échappant par là à l'érosion, soit dans des conditions climatiques supprimant ou raréfiant les écoulements superficiels et leurs effets, soit, enfin, dans une sédimentation s'effectuant sur des fonds suffisamment éloignés du continent pour que les débris de celui-ci ne puissent y parvenir.

Dans le cas des régions cantabriques, cette dernière hypothèse est à éliminer. Les grandes masses urgoniennes s'y sont, en effet, élaborées non loin du rivage, dont l'emplacement est ici à peu près connu, et au voisinage duquel elles s'amincissent, en même temps que l'élément thalassogène — le calcaire — se mélange à des débris détritiques empruntés, sans doute, au remaniement du matériel des plages ou de leurs abords immédiats.

Ce sont donc les facteurs morphologiques et climatiques qui doivent être considérés comme déterminants, sans qu'il soit possible, dans l'état actuel de la question, d'attribuer l'action prédominante à l'un ou à l'autre. Les faits observés peuvent s'expliquer aussi bien dans le cas d'un cadre continental à relief plus ou moins accusé sous un climat aride. L'existence reconnue de grands territoires aplanis, en bordure du golfe aptien, ne peut constituer qu'une présomption en faveur de la première hypothèse.

Quoiqu'il en soit, la puissance des dépôts urgoniens qui peuvent dépasser 200 mètres, tendrait à témoigner, semble-t-il, d'une stabilité des conditions de formation d'assez longue durée.

En réalité, outre que la vitesse d'élaboration du calcaire ne nous est pas connue, l'homogénéité de ces grands massifs n'est qu'apparente. Les traces d'arrêts de sédimen-

caires absorbants supprimant le ruissellement, ne peuvent être invoquées.

tation y sont nombreuses et faciles à déceler à la surface supérieure des divers bancs. La précipitation du calcaire s'est faite périodiquement, à une cadence et une vitesse différente suivant les points et le moment. L'observation, que j'ai pu vérifier dans l'Urgonien de Provence et d'une façon générale dans tous les massifs calcaires, montre que les dépôts thalassogènes participent au caractère essentiellement discontinu et saccadé que présente toujours et partout, le phénomène sédimentaire.

La cause des interruptions tient vraisemblablement, ici, à des variations des conditions physico-chimiques, voire biologiques, présidant à la reconstitution du Carbonate de Calcium à partir des ions de l'eau de mer.

Les vues précédentes, relatives aux grandes masses calcaires, s'appliquent, dans leur ensemble, aux lentilles urgoniennes intercalées au sein des dépôts détritiques.

Celles-ci se sont constituées là et là seulement, où les conditions physico-chimiques permettant l'élaboration du calcaire étaient réunies. Mais le caractère lenticulaire du dépôt pose le problème sous un aspect particulier. L'absence de matériaux détritiques dans ces intercalations calcaires est, en effet, inconciliable avec une arrivée contemporaine, à leur périphérie, de débris grossiers arrachés au continent. La juxtaposition, dans une aire d'étendue souvent limitée, de dépôts de types aussi différents conduit à les considérer comme n'appartenant pas au même temps de sédimentation. Les lentilles thalassogènes se sont constituées à un moment où toute sédimentation terrigène était suspendue dans les régions avoisinantes.

Pour le noter en passant, leur présence au sein d'une série détritique témoigne donc de l'existence, dans celle-ci, de discontinuités, ou même de véritables lacunes.

La forme amincie, qu'offrent généralement les interca-

lations calcaires à leur périphérie, est vraisemblablement le fait d'une activité inégale dans la reconstitution du calcaire, à partir d'une zone privilégiée. Elle sous-entend un enfoncement de cette zone, au cours même du dépôt, dans les sédiments sous-jacents encore plastiques.

Le cas des lentilles à terminaisons très rapides, obtuses ou presque abruptes, demande encore à être étudié. Cet aspect, d'ailleurs, paraît souvent avoir été acquis secondairement, à la suite d'un simple jeu disharmonique conditionné par la grande différence de compétence existant entre les calcaires et les formations détritiques encaissantes.

Si les faciès calcaires urgoniens correspondent à des périodes au cours desquelles aucun apport continental n'arrive à la mer, les dépôts détritiques qui les accompagnent et dont il a été question à plusieurs reprises, sont essentiellement d'origine terrigène et témoignent d'une reprise de l'érosion.

Ces dépôts sont très variés: grès grossiers parfois à dragées, grès fins tantôt psammitiques et tantôt marneux, marnes, calcaires marneux, calcaires gréseux où l'élément thalassogène se mélange avec des déb.is siliceux, de la «farine» quartzreuse, ou des phyllites, le tout d'origine continentale.

Ces formations se sont déposées sur un plateau continental à de faibles profondeurs. Leur diversité ne correspond nullement à des variations bathymétriques du fond océanique, mais seulement à des modifications dans la granulométrie des apports, en rapport soit avec les conditions changeantes dans lesquelles s'exerçaient l'érosion et le transport sur le continent pourvoyeur, soit avec la situation même de celui-ci.

Les fossiles y sont nombreux: Orbitolines, Huîtres

(*Exogyra latissima*), Plicatules, Rudistes (*Pseudotoucasia*, *Polyconites*), Oursins, Ammonites (*Deshayesites deshayesi*, *Douvilleiceras martini*, *D. cf. tschernyschewi* etc...).

C'est dans la province de Santander que la stratigraphie de l'Aptien est le mieux connue à la suite, surtout, des recherches de L. MENGAUD (1920).

Le Bedoulien et le Gargasien y sont présents et bien caractérisés par des faunes.

Les faciès urgoniens y apparaissent dès le groupe inférieur, mais se développent principalement au Gargasien.

Ailleurs, vers l'Est, la part qui revient à chacun des deux sous-étages n'a pas toujours été délimitée avec précision et des confusions ont même été faites entre les calcaires urgo-aptiens et ceux de l'Albien et du Cénomaniens qui offrent le même faciès.

En Guipuzcoa, aux abords des Pyrénées, les faciès urgoniens se montrent surtout dans le Bedoulien.

Le golfe cantabro-basque a connu quelques oscillations de rivage.

Sur le méridien de Santander, au Bedoulien, les faciès franchement marins n'ont guère dépassé le Massif du Castro de Valnera.

Une faune saumâtre à Cyrènes et Glauconies, trouvée près de Barcena, à une vingtaine de kilomètres plus au Sud, marque vraisemblablement l'extrême limite des influences marines (R. CIRY, 1939).

Le Gargasien, dont les calcaires à faciès urgonien atteignent Arroyo, offre une extension un peu plus grande que le Bedoulien.

Plus à l'Est, une couverture de terrains post-aptiens rend difficiles à suivre les limites du golfe. Des observations sporadiques, faites à la faveur d'accidents ou de plis

ramenant à l'affleurement l'Aptien sous-jacent, ont apporté quelques renseignements (RÍOS, ALMELA y GARRIDO, 1945). Les calcaires urgo-aptiens à sections de Rudistes se rencontreraient près de Caniego, dans l'aurole septentrionale du diapire de Villasana de Mena. Des intercalations marines, dont l'âge exact (Bedoulien? Gargasien?) n'est malheureusement pas fixé se montrent plus au Sud, dans la boutonnière de Lalastra-Sobron où elles ont fourni, près de Nogrado, des Orbitolines et des Rudistes (*Pseudotoucasia*), associés à des Glauconies.

La limite du golfe s'étendait donc, ici, un peu plus au Sud qu'au voisinage des Asturies. Elle devait au moins, atteindre, l'Ebre, débordant ainsi celle du bassin wealdien.

Plus loin encore vers l'Est, à partir du méridien de Pampelune et jusqu'au Río Esera, l'Aptien est inconnu, aussi bien sur le versant sud que sur la zone axiale des Pyrénées. Les limites du golfe étaient sensiblement les mêmes que celles des dépôts wealdiens. Le Haut-Aragon constituait une terre émergée reliée à la Méséta et, comme nous le verrons, au Massif catalan.

Les oscillations de rivage et surtout les nombreuses et importantes variations de faciès des dépôts aptiens sont le fait de déformations continues qui se sont produites au cours de cet étage et s'inscrivent parmi les mouvements intra-aptiens de HUPÉ (1936). Jusqu'à maintenant, elles ne paraissent pas avoir amené, comme c'est le cas sur le versant nord des Pyrénées, des accidents assez brusques pour se traduire par des discordances angulaires observables.

En bordure du golfe aptien, vers le Sud, s'étendaient, comme il a été dit, de vastes plaines maritimes sur lesquelles, à certaines époques, se sont produites des incursions

marines dont les intercalations de Nograro constituent un exemple.

Ce domaine se recouvre alors de formations détritiques, plus ou moins grossières et à stratification souvent entrecroisée, constituées essentiellement par des grès et des conglomérats vivement colorés, du type wealdien.

Ces dépôts occupent de grandes surfaces, aussi bien dans les provinces de Burgos et d'Alava que dans celle de Soria où il leur revient, sous réserve de ce qui a été dit antérieurement, les formations gréseuses du groupe III. Leur distribution, surtout dans les régions septentrionales, est sensiblement plus large que celles des faciès rutilants et lacustres sous-jacents de la zone du Pisuerga, sur lesquels ils sont transgressifs et localement discordants.

Bien qu'elle n'apparaisse pas nettement dans les coupes, une grande irrégularité a dû présider au comblement.

Il est évident, en effet, que les conditions générales qui ont amené l'accumulation, jusqu'aux abords de la côte, de grandes quantités de matériaux grossièrement détritiques évoquant un régime torrentiel, sont incompatibles avec la formation, dans la même temps et à faible distance de ce même rivage, de calcaires thalassogènes, privés de tout élément provenant du continent. A la période d'élaboration des calcaires du type urgonien correspond donc, pour les bordures du golfe, une phase d'arrêt dans les phénomènes d'érosion. Il s'ensuit que les dépôts d'épandage de cette bordure sont contemporains, seulement, des formations marines détritiques et ne représentent qu'un Aptien très incomplet et coupé de lacunes. Ces dépôts n'ayant pas jusqu'ici fourni de fossiles permettant l'établissement d'une stratigraphie détaillée, la place et l'importance de ces lacunes, leur existence même sont impossibles à mettre directement en évidence.

Le même régime ayant persisté après l'Aptien, la part qui revient à cet étage, dans l'ensemble gréseux, n'est pas d'avantage nettement délimitée. Pour le noter en passant, c'est vraisemblablement déjà à l'Albien qu'appartiennent les graviers et sables kaoliniques qui se rencontrent sur toute la bordure méridionale des Asturies, depuis Cervera de Pisuerga jusqu'à La Robla.

Pour terminer, il nous reste à examiner rapidement le domaine pyrénéen.

A partir du méridien de Pampelune, le tracé approximatif de la mer aptienne échappe vers le Nord et va longeu le versant septentrional des Pyrénées.

Ce n'est qu'à l'Est du Río Esera que des terrains aptiens reparaissent sur le versant sud de la chaîne. Ils s'y développent, surtout, aux confins de l'Aragon et de la Catalogne, entre l'Esera et le Llobregat, au delà duquel on ne les retrouve qu'aux abords de la Méditerranée, aux environs de Figueras.

La constitution et la stratigraphie en sont connues depuis les travaux de VIDAL (1875, 1878, 1886), de MALLADA (1882, 1904) et de DALLONI (1910, 1930).

A la base, se rencontrent des calcaires bedouliens à faciès urgonien, donnant une épaisse barre massive à Rudistes. Viennent ensuite des calcaires marneux et des marnes, appartenant encore au même étage et prenant de plus en plus d'importance dans l'Aptien terminal. Ces marnes bedouliennes et gargasiennes sont très riches en Orbitolines.

L'ensemble présente son maximum d'épaisseur dans la vallée du Sègre où les calcaires inférieurs mesurent près de 400 mètres de puissance (ASHAUER, 1934), tandis que les niveaux marneux dont ASTRE (1929) a étudié la faune

près d'Organya, atteignent de 850 à 1250 mètres. Cette puissance va en diminuant vers la périphérie. Vers l'Ouest, à partir du Río Pallaresa, les calcaires urgoniens, en particulier, se réduisent considérablement pour disparaître vers le Turbon, sans que leurs caractères se modifient (MISCH, 1934). Vers l'Est, dans la région de Figueras, ils n'ont que 120 mètres, pour une épaisseur totale de dépôts de 200 mètres. On observe pareillement une diminution vers le Sud, où l'Aptien n'est pas connu au delà du Montsech.

Ce dispositif évoque dans l'ensemble, un bassin d'affaissement fermé à l'Ouest et au Sud et se prolongeant vers la Méditerranée.

Dans ce cadre, les dépôts marneux ont été considérés, par divers auteurs, comme des dépôts profonds et le terme de géosynclinal est même venu sous la plume de ASHAUER et TRICHMÜLLER (1935).

Les remarques faites plus haut relativement aux calcaires à faciès urgonien et aux dépôts détritiques cantabriques s'appliquent naturellement ici. Les dépôts fins terrigènes de l'Aptien terminal ne traduisent pas des conditions bathymétriques nécessairement bien différentes de celles qui existaient au moment de l'élaboration des calcaires. Ils doivent s'interpréter plutôt comme des limons — des vases argileuses, ainsi que les définit DALLONI (1930) — provenant d'un continent ayant atteint un stade avancé de maturité.

Les faunes recueillies dans ces niveaux offrent, d'ailleurs, un caractère franchement néritique. Indépendamment des Orbitolines déjà citées, ce sont des Huîtres, des Pachyodontes, des Polypiers, des Spongiaires, qui se rencontrent à différentes hauteurs et en associations variées traduisant des variations nuancées dans la quantité et la qualité de l'apport.

D'après MISCH (1934), la limite de la mer aptienne, au Bedoulien, ne devait guère dépasser vers l'Ouest la vallée du Río Isabeña, pour atteindre celle du Río Esera avec l'Aptien terminal, légèrement transgressif.

Vers le Sud, elle longeait le front méridional du Montsech pour se poursuivre de là, jusqu'à la Méditerranée, dans des conditions qu'il n'est pas possible de connaître avec certitude en raison de la couverture post-aptienne recouvrant la région.

En bordure de ces rivages, dans le Haut-Aragon et le «Bassin» de l'Ebre s'étendaient des terres émergées représentant des portions de l'ancien continent wealdien restées stables.

Vers le Nord, DALLONI (1910, 1930) a pensé que le bassin marin catalan était séparé des mers aptiennes françaises par une crête occupant la zone axiale des Pyrénées et que la communication entre les deux domaines ne s'établissait que par la Méditerranée. Le bassin catalan constituait ainsi «entre les Pyrénées et la Méséta», un détroit qui, dans l'esprit de l'auteur, «reliait la Provence à la région cantabrique» (1910, p. 191).

Pour ASHAUER (1934), au contraire, la partie orientale des Pyrénées axiales a été recouverte par la mer aptienne et ne constituait qu'un haut-fond, partiellement émergé, dans les Albères. Le bassin catalan représentait une dépendance des mers septentrionales. Il était fermé à l'Ouest vers le Río Esera et limité au Sud suivant le parallèle du Montsech. Vers l'Est, enfin, il s'ouvrait sur la Méditerranée dont le rivage venait envelopper le Massif catalan (LLOPIS LLADÓ, 1947).

En résumé, dans la région étudiée, la transgression aptienne apparaît comme la conséquence de déformations du

continent wealdien, à la suite desquelles ont pris naissance des zones déprimées de forme allongées — sortes de gouttières ou de sillons peu profonds — que la mer a envahies.

Certains de ces traits sont hérités de la période antérieure et ne font alors que s'accuser: tel le golfe cantabro-basque qui se superpose, dans son ensemble, au bassin subsident wealdien de cette région.

D'autres sont nouvellement acquis: c'est le cas du sillon nord-pyrénéen et du diverticule catalan.

Tous se disposent suivant une même direction, de l'Est à l'Ouest, qui préfigure celle des déformations néocrétacées (sillon navarrais-cantabre. R. CIRY, 1939) et, en dernière analyse, celle des plissements tertiaires.

L'arrivée de la mer, dans ces sillons, s'est faite très vraisemblablement à partir de la Méditerranée et de la Provence où elle existait antérieurement. Une jonction s'est sans doute opérée dans les régions basques et cantabriques avec le domaine atlantique, mais aucune preuve n'a pu en être donnée.

Au point de vue sédimentaire, le fait essentiel tient à l'existence de calcaires à faciès urgonien.

Ceux-ci se rencontrent dès la partie inférieure de l'étage, dans tout le domaine noyé. Au Gargasien, par contre, ils ne subsistent plus que dans les régions les plus occidentales (Pces. cantabriques), tandis qu'ailleurs prédomine, souvent depuis le Bedoulien supérieur, un régime marneux.

En tenant compte du caractère thalassogène de ces calcaires, cette persistance s'explique peut-être par une stabilité relative de plus grande durée dans les régions occidentales, moins affectées par les mouvements intra-aptiens que les Pyrénées ou que le cadre aquitain du sillon nord-pyrénéen.

L'étude des conditions de formation de ces calcaires et des dépôts détritiques qui les accompagnent permet, enfin, d'ajouter quelques remarques d'une application générale.

L'élaboration des calcaires du type urgonien traduit un arrêt dans les apports terrigènes et, par là, une phase d'inactivité de l'érosion continentale.

Intercalés en lentilles au sein de séries détritiques, ils témoignent donc d'une interruption dans le dépôt de ces dernières, donc de l'existence de lacunes.

Eux-mêmes, d'ailleurs, au même titre que tous les autres sédiments, se sont élaborés de façon discontinue, avec de nombreux arrêts de sédimentation que marquent les surfaces supérieures des bancs.

OUVRAGES CITES

ADÁN DE YARZA (R.):

1844, Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. (Mem. Com. Mapa Geol. España.)

1885, Descripción física y geológica de la provincia de Álava (Mem. Com. Mapa Geol. España.)

1892, Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya (Mem. Com. Mapa Geol. España.)

1906, El país vasco en las edades geológicas. (Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XXVIII, p. 45.)

ARANZAZU (M. DE):

1877, Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. (Bol. Com. Mapa Geol. España, t. IV, p. 1.)

ASHAUER (H.):

1934, Die östliche Endigung des Pyrenäen. (Abh. der Gesell. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III, Heft 10.)

ASHAUER (H.), et TEICHMÜLLER (R.):

1935, Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. (Abh. der Gesell. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III, Heft 16.)

ASTRE (G.):

1929, Sur les petites Orbitolines plates du sommet des marnes de Santa Fe d'Organyá et sur l'âge de ces marnes. (Bull. Soc. géol. France, 4^{me} série, t. XXIX, p. 305.)

BARROIS (CH.):

1882, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice, Lille.

CIRY (R.):

1939, Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. (Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXXIV.)

DALLONI (M.):

1910, Étude géologique des Pyrénées d'Aragon, Marseille.

1930, Étude géologique des Pyrénées catalanes, Alger.

DUBAR (G.):

1927, Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NO de l'Espagne aux temps jurassiques. (C. R. XIV^{me} Congrès géol. international, Madrid, II, p. 585.)

1934, Sur l'âge des couches attribuées par M. Lamare au Néocomien. (C. R. somm. Soc. géol. France, n.° 17, p. 295.)

FALLOT (P.) y BATALLER (J.-R.):

1927, Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo. (Mem. Real Ac. Cienc. y Artes Barcelona, vol. XX, n.° 8.)

HUPE (P.):

1936, Caractères de la transgression aptienne et mouvements tectoniques intra-aptiens en Bigorre. (C. R. somm. Soc. géol. France, n.° 8, p. 132.)

JOLY (H.):

1926, Les résultats d'études géologiques sur la chaîne ceitibérique (C. R. XIV^{me} Congrès géol. international, Madrid, II, p. 593.)

KARRENBERG (H.):

1934, Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). (Abh. der Gesell. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III, Heft 11.)

LAMARE (P.):

1936, Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. (Mém. Soc. géol. France, Nlle. série, t. XII, n.° 27.)

1942, Observations géologiques dans la partie ouest de la feuille de Mauléon. (Bull. Serv. Carte géol. France, t. XLIII, n.° 208.)

LARRAZET:

1896, Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño, Paris.

LINARES (G.):

1876, Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., «Actas», t. V, p. 23.

1878, Sobre la existencia del terreno wealdico en la cuenca del Besaya (provincia de Santander). (Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., p. 487.)

1881, Nota sobre los fósiles del Escudo de Cabuérniga. (Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., «Actas», t. X, p. 27.)

LLOPIS LLADÓ (N.):

1945, Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo. (Inst. geol. Barcelona, VII, Miscelánea Almera, I).



1947, Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. (Cons. Sup. Investigaciones Científicas, Inst. Lucas Mallada.)

MALLADA (L.):

1882, Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra. (Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. IX, p. 1.)

1904, Explicación del mapa geológico de España. (Bol. Mem. Com. Mapa Geol. España.)

MELÉNDEZ (B.):

1944, Las formaciones del infracretáceo de Asturias. (Notas y Comunicaciones, Inst. Geol. y Min. de España, n.º 13, p. 181.)

MENGAUD (L.):

1920, Recherches géologiques dans la région cantabrique, Toulouse.

MISCH (P.):

1934, Der Bau der mittleren Sudpyrenäen. (Abh. der Gesell. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III, Heft 13.)

PALACIOS (P.):

1919, Los terrenos mesozoicos de Navarra. (Bol. Comisión Mapa Geol. de España, 2^{ma} série, t. XX, p. 1.)

PALACIOS (P.) y SÁNCHEZ LOZANO (R.):

1885, La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. (Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. XII, p. 109.)

RICHTER (G.) und TEICHMÜLLER (R.):

1933, Die entwicklung der Keltiberischen Ketten. (Abh. der Gesell. der Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III, Heft 7.)

RÍOS (J. M.), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.):

1944-1946, Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro. (Notas y Comunicaciones, Inst. Geol. y Min. de España, n.º 13, 14 et 16.)

1945, Contribución al conocimiento de la geología cantábrica. (Bol. Inst. Geol. y Min. España, t. LVIII.)

ROYO y GÓMEZ (J.):

1926, Nuevos vertebrados de la facies wealdica de Los Caños (Soria). (Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat., t. XXVI, p. 317.)

SÁENZ GARCÍA (C.):

1932, Notas para el estudio de la facies wealdica española. (Asociación española para el Progreso de las Ciencias, Congreso de Lisboa, t. V.)

1933, Notas acerca de la estratigrafía del Supracretáceo y del Numulítico en la cabecera del Nela y zonas próximas. (Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XXXIII, p. 159.)

1940, Notas acerca de la estratigrafía de la parte occidental del País Vasco y NE. de la provincia de Burgos. (Las Ciencias, p. 58.)

1942, Acerca de un yacimiento fosilífero alavés. (Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XL, p. 105.)

1943, Del Wealdense del Alto Ebro. (Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XLI, p. 115.)

1945, Bases para la revisión del mapa geológico de la provincia de Soria. (Las Ciencias, año X, número 1.)

SCHULZ (G.):

1837, Note sur la géologie des Asturies. (Bull. Soc. géol. France, t. X, p. 100.)

1845, Vistazo geológico sobre Cantabria. (Bol. Ofic. de Minas, n.º 34 et 35.)

1858, Descripción geológica de la provincia de Oviedo, Madrid.

SELZER (G.):

1934, Geologie der Sudpyrenäischen Sierren in Oberaragonien. (Neues. Jahrb. für Min. Pal. und Geol., t. 71, B, p. 370.)

VERNEUIL (DE):

1852, Del terreno cretáceo en España. (Revista Minera, t. III.)

VIDAL (L. M.):

1875, Geología de la provincia de Lérida. (Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. II, p. 228.)

1878, Nota acerca del sistema cretáceo de los Pirineos de Cataluña. (Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. IV, p. 257.)

1886, Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. (Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. XIII, p. 227).



UN SIGLO DE INVESTIGACIONES EN LAS REGIONES VOLCÁNICAS DE ESPAÑA

POR

MAXIMINO SAN MIGUEL DE LA CÁMARA

UN SIGLO DE INVESTIGACIONES EN LAS REGIONES VOLCÁNICAS DE ESPAÑA

Muy escasos eran los conocimientos que se tenían sobre las erupciones y las rocas volcánicas de nuestro país cuando se creó la Comisión del Mapa Geológico de España, y muy lejos estaban los geólogos de aquella época de suponer que eran tantas y tan importantes las manifestaciones volcánicas en nuestra Patria, y menos aún de que el volcanismo hispánico fuera tan particular en la reducida extensión superficial de la Península, que pudieran encontrarse rocas volcánicas modernas de las tres grandes familias petrográficas —*Pacífica, Atlántica y Mediterránea*—, calco-alcalina, alcalina sódica y alcalina potásica.

Actualmente, después de un siglo de investigaciones vulcanológicas en nuestro suelo, en las cuales han intervenido numerosos geólogos, nacionales y extranjeros, podemos afirmar que el volcanismo español nos es bien conocido, hasta en detalles, y están perfectamente estudiadas las erupciones y la naturaleza de las rocas, habiendo aumentado considerablemente el número de localidades con manifestaciones volcánicas en los últimos veinticinco años.

Son, además, de poco valor científico, en general, las publicaciones anteriores a 1850 sobre formaciones o rocas volcánicas españolas.

En 1820, el farmacéutico de Olot, don Francisco Bolós, publicó en las memorias de Agricultura y Artes de Barcelona un trabajo de 46 páginas, con el título de «Noticia de los extinguidos volcanes de la villa de Olot», nota que, según datos que pudimos obtener, estaba escrita y permaneció inédita desde 1796, siendo seguramente el primer escrito en el que se da a conocer la existencia de volcanes en esa región. En ella se describen los volcanes que rodean la villa de Olot; habla de la gran colada del Bosch de Tosca y del magnífico volcán Santa Margarita; se ocupa de la edad de estos volcanes y de la naturaleza de los productos de erupción.

En el mismo año, A. Celles publica, también en Barcelona, un artículo: «Noticia y aplicaciones de los materiales volcanizados de la villa de Olot a ciertas construcciones», seguramente inspirado en datos de Bolós.

Más valor tiene el trabajo de Debilly, aparecido en los Anales de Minas, de París, el 1828: «Note sur les volcans éteints des environs d'Olot en Catalogne», de 87 páginas y con un mapa. El autor hizo una visita a esta región en 1826, acompañado por Bolós, y resultado de ella es esta obra, una de las más antiguas que, con verdadero espíritu científico, se ha escrito sobre vulcanismo olotino; estudia primero la posición geográfica y generalidades de los volcanes; describe luego algunos de éstos y la colada de Castellfullit de la Roca, y termina con el estudio de los materiales eruptivos, lapillis y lavas.

Pocos años después, en 1833, aparece la clásica obra de Ch. Lyell, «Principios de Geología», en cuyo tomo III hay un capítulo dedicado a los *volcanes de Cataluña*, en el cual describe con bastante extensión las formaciones volcánicas de Olot, ilustrando la descripción con un mapa, dos dibujos y cuatro perfiles. Lyell vino a España para co-

nocer directamente los volcanes descubiertos por Bolós, y éste le acompañó en sus excursiones por la región volcánica.

Con éstas y otras visitas que no citamos, se fué ampliando la extensión de la zona volcánica, y seguramente aprendió Bolós muchas cosas sobre vulcanismo, que le animaron a escribir, en 1841, otra nota, «Noticia de los volcanes extinguidos de la villa de Olot y sus inmediaciones, hasta Amer», de 48 págs. y un mapa. Consta el trabajo de un prólogo de interés histórico y de 20 capítulos; los II al IX tratan de los volcanes y coladas del Fluviá, el X de los del Ter; en el XI estudia la edad de las erupciones; en los XIV-XVI se ocupa de la naturaleza y utilidad de los productos volcánicos; los demás no tienen relación con el vulcanismo.

En el *Semanario Pintoresco Español* (Madrid, 1844), dedica J. Ezquerro del Bayo un artículo, titulado «Basaltos», a esta clase de rocas encontradas en España, y el mismo año, A. Maestre, en el *Boletín Oficial de Minas*, publica una nota, «Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península», en la que resume los conocimientos que sobre las formaciones volcánicas españolas se tenían en dicho año.

Parece ser que fué el capitán Smith el primero que publicó la existencia de rocas volcánicas en las Columbretes; en efecto, en el *Journal de la Sociedad Geográfica de Londres*, vol. I, 1831, hay una nota suya sobre dichas islas, en la que cita, en el islote Ferrer, fonolitas, y en los islotes de Mancolibre traquitas vítreas.

La primera noticia acerca de la existencia de rocas basálticas en La Mancha se debe a Ezquerro del Bayo, que el año 1836 la publicó en *Neues Jahrbuch*, en una nota titulada «Los depósitos basálticos del centro de La Mancha».

A esto se reducen los conocimientos que de nuestras rocas y erupciones volcánicas tenían los geólogos españoles al constituirse la Comisión del Mapa Geológico de España. Desde 1850 a nuestros días, los estudios efectuados para ampliar estos conocimientos y descubrir todas las manifestaciones volcánicas existentes en el suelo hispánico, así como para fijar exactamente su posición, extensión, carácter y edad de las erupciones y la naturaleza de sus rocas, han sido numerosos, llevados a cabo por geólogos españoles y por algunos extranjeros; entre los primeros, buena parte correspondió a los ingenieros de minas de la Comisión del Mapa Geológico, que al hacer los trabajos de campo para la formación de las hojas del mapa geológico a escala 1:400.000, aumentaron considerablemente el número de afloramientos y contribuyeron notablemente a fijar los límites y extensión de las erupciones y a establecer regiones o zonas volcánicas en España. Los universitarios han influido muy especialmente en esta labor, siendo numerosas y valiosísimas sus investigaciones petrográficas y vulcanológicas, y hasta personas ajenas a estos dos grandes sectores de la investigación geológica han intervenido en el estudio de las zonas volcánicas españolas.

Entre los primeros podemos citar a F. Bauzá, Maestre, Gonzalo Tarín, Vidal Carreras, H. Bentabol, Adán de Yarza, L. Mallada, A. Marín, Meseguer, Rubio, A. Sierra y Guardiola.

Entre los universitarios figuran los catedráticos de la Universidad de Madrid, doctores Vilanova, Calderón, Quiroga, Fernández Navarro, Hernández-Pacheco (E.), Hernández-Pacheco (F.) y el autor de este artículo; los profesores de la Universidad de Barcelona, doctores Marcet (J.), San Miguel Arribas y el doctor Parga Pondal, de la de Santiago.

No universitarios, si bien varios de ellos tenían carrera facultativa, son buen número de los que de uno u otro modo han intervenido en el descubrimiento y estudio de erupciones y materiales volcánicos. Anotaremos algunos nombres: Bolós, Paluzie (E.), Teixidor y Cos, Alsius, Landerer, Cresa y Camps, Gomis (C.), Bolós Saderna, Font y Sagué, Gelabert (J.), Bolós (A.), Pérez del Pulgar, Sabater.

Los geólogos extranjeros que han dedicado algunos trabajos al estudio de nuestras formaciones volcánicas son: Debilly, Lyell, Stuart-Menteath, Sapper, Washington, Mengel, Osann, Loewinsong Lesing, C. Burri, Becke, Fallot, Jérémine.

Es evidente que hace cien años se tenía ya la convicción de que en España existían pruebas de erupciones volcánicas relativamente modernas, si bien en todas partes en fase apagada. En efecto, aparte de muchas noticias sueltas esporádicas, poco concretas muchas veces, tenemos un escrito debido a Ezquerro del Bayo, primer Presidente que tuvo la Comisión del Mapa Geológico de España, aparecido en el tomo primero de las Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, de Madrid (1850), pág. 39, en el que puede leerse el siguiente párrafo:

«El resto de nuestro suelo, incluso los intervalos entre las precipitadas cordilleras, está constituido por rocas acuosas de todas edades, las cuales, por todas partes, se hallan atravesadas y trastornadas por diversas rocas volcánicas, predominando las modernas de ellas, es decir, las basálticas y traquíticas, en la proximidad de casi todo el litoral mediterráneo, sin que por esto dejen de existir también algunos basaltos en los territorios más centrales».

D. Francisco de Luxán, en su memoria «Estudios y observaciones geológicas, relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y las de Sevilla,

Toledo y Ciudad Real» (Mem. R. Acad. de Ciencias Naturales, t. I, parte II, Madrid, 1851); da cuenta de la existencia de rocas volcánicas en esta región.

En 1856 hizo una visita a las Columbretes D. Juan Vilanova y Piera, y en su memoria geológica de la provincia de Castellón da cuenta de las rocas por él recogidas en esa excursión, confirmando la noticia de Smith de hallarse en ellas rocas volcánicas. Inserta un corte geológico y da cuenta del hallazgo de tres bombas volcánicas en la Columbrete Grande y en La Señoreta, y basaltos en La Señoreta.

También da noticias, sobre rocas volcánicas en la provincia de Ciudad Real, D. Felipe Naranjo y Garza, en una nota titulada «Reconocimiento geológico de la cuenca del Guadiana», publicada en la Revista Minera, t. I, Madrid, en 1859.

En 1874 aparece, en el primer tomo del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico y Minero de España, una «Breve reseña geológica de la provincia de Gerona», escrita por D. Felipe Bauzá, en la cual dedica un solo párrafo a las formaciones volcánicas de esa provincia, sin añadir nada a lo ya conocido, y en el mismo tomo hay una nota de F. Gascue y R. de Ingunza, titulada «Rocas de la provincia de Ciudad Real, remitidas por D. José Caminero (Ingeniero de Minas)». En esta lista se citan basaltos de Puertollano, Poblete, Torre del Hierro, Mestanza, Calzada y Almodóvar; para cada una de las cuales hace una ligera descripción macroscópica.

En 1875, en el capítulo «Rocas eruptivas» de su «Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca», pág. 227, cita D. Cortázar algunas rocas que pudieran ser basálticas, con el nombre de afanitas, compactas, de color negro, en el triás superior de Cardoneta,

Aliaguillas (Cerro Bancal y los Castellares); pero sólo con los datos que da de su aspecto y composición no puede deducirse la especie de roca a que pertenecen.

El mismo autor publica, en 1882, la «Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Alicante», en la cual cita únicamente ofitas en Quesa y Alfar. En Alicante encuentra también solamente ofitas, de las cuales hay muchos asomos. Considera como ofitas las rocas del Cabo Negrete y de la Illeta, las de Callosa, etcétera.

La primera noticia que hemos visto escrita de la existencia de rocas volcánicas en la provincia de Tarragona se debe a D. Felipe Bauzá, quien en su «Breve resumen geológico de las provincias de Tarragona y Lérida», publicado en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, t. III, 1876, pág. 117, dice: «Como roca volcánica únicamente podemos citar una especie de basalto, que vimos cerca de Pauls, en el partido judicial de Tortosa».

En la reseña geológica de las provincias Vascongadas, que en el t. III del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España (1876) publicó D. Amalio Maestre, se da a conocer, en la pág. 326, la existencia de traquitas, de las que dice: «Sólo podemos citar como de esta naturaleza el Monte Axpe... La roca de que se compone es de color pardusco, textura semicristalina, con muchas oquedades procedentes de la descomposición de los feldespatos; áspera al tacto... En algunas ocasiones es más celular y de color amarillento, teniendo el aspecto de una lava; en otras es compacta, vidriosa, y pasa a ser una verdadera fonolita».

Don Francisco Madrid-Dávila dedicó una nota, aparecida en el mismo tomo del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, a la isla de Aborán, y en la página 179 dice: «Aparece, además, una masa superficial de un metro aproximadamente de espesor, compuesta por can-

tos de pórfido con cristales de olivino, cuyo volumen llega a ocho decímetros cúbicos. Es difícil comprender la procedencia de este depósito de acarreo, pero puede admitirse que haya venido de la costa de España, probablemente del Cabo de Gata...

»La circunstancia de hallarse en la parte más superficial los productos eruptivos referidos, han podido ocasionar confusión en cuanto al origen de la isla y haberla considerado como de formación volcánica, siendo así que no lo es.»

Don Isidro Gombau, en su «Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona», publicada en el t. IV del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España (1877), señala, en la pág. 217, con los nombres de trapp y afanitas, la existencia de «macizos eruptivos», enclavados en una gran banda jurásica que cruza la provincia; uno de ellos se encuentra a 2,5 Km. al SE. de Benifallet, en el camino de Cardó; es la roca un trapp amigdaloide; otro está al SE. de la Masía de los Herreros, término de Horta, vertiente norte de los puertos de Alfara. Su roca es una afanita, de color rojizo en la superficie expuesta a la intemperie y verde en el interior.

Quizá sean éstos, con el de Bauzá, los primeros datos de rocas volcánicas de ésta, que es hoy, una importante zona volcánica.

Una importante aportación al conocimiento de la región volcánica del SE. de España debemos a D. Luis N. Monreal, quien, en sus «Apuntes físico-geológicos referentes a la zona central de la provincia de Almería», publicados en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, t. V, 1878, y en su capítulo «Rocas eruptivas», pág. 284, estudia los cerros que llama traquíticos en la zona terciaria de Vera y de Cuevas. Son, según el autor,

siete los cerros traquíticos, que forman una línea curva o arco, cuya cuerda mide unos 21 kilómetros.

«Los montículos traquíticos del término municipal de Cuevas, a unos ocho kilómetros al este del pueblo, son cónicos y forman los cabezos de Agrio, Monge, Pedrosa, Redondo, Alifraga, de las Herrerías». A tres kilómetros al SE. de Vera están los cabezos llamados Cerros Colorados, y al SO. el Cabezo María, de 248 metros de altura, casi aislado. Cita, como muy notable y digno de estudio, el volcán apagado del cerro de la Virgen de la Cabeza, cuyas lavas han cubierto una extensión de unos ocho kilómetros cuadrados. La roca es en todos una traquita, porosa en general, de colores pardos; se compone de feldespato ortosa y mica negra.

Con el título «Las rocas eruptivas de Vizcaya», publicó R. Adán de Yarza, en el tomo VI del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, página 269 (1879), un trabajo del que hacemos un breve extracto.

En 1848, publicó el ingeniero belga don Carlos Collete una memoria y plano geológico de Vizcaya, que hizo por encargo de la Diputación, en el cual se hallan indicados numerosos asomos eruptivos y rocas. No he podido ver este trabajo, que cita Adán de Yarza, y que quizá sea el primero en el cual se indica la existencia de erupciones en esta provincia. Pero desde luego, Adán de Yarza hace por primera vez el estudio microscópico de algunas de ellas. Todas las rocas por él estudiadas las agrupa en dos tipos: el traquita y el ofita. Estudia con detalle y precisión la traquita del Monte Aspe, a cuya descripción nada, o muy poco, ha habido que añadir posteriormente. Como producto de alteración de las ofitas, resultan unas wackas, y entre ellas incluye las andesitas de Luno, Rigoitia, Elorrio, etc. Es sorprendente que, habiendo estudiado tan perfecta-

mente la roca del Monte Axpe, no reconociera el carácter, francamente andesítico, de estas rocas, y las tomara como ofitas alteradas.

Don Francisco Quiroga hizo un estudio sobre la región volcánica de Ciudad Real, en trabajo publicado en los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo IX, 1879, titulado «Algunos basaltos de Ciudad Real», en el que hace un detenido estudio de una serie de basaltos nefelínicos, describiendo con detalle los minerales que contienen y la estructura de las rocas. Describe basaltos y lavas escoriáceas del Azollar y del cerro de la Ciruela, cerca de Ciudad Real. Da detalles de carácter geológico y vulcanológico, y afirma que en la época terciaria se abrían paso potentes erupciones de basalto a través de los sedimentos ya depositados y de los que entonces se formaban. Divide los volcanes en estratificados y homogéneos; dice que hay cenizas, lapillis y corrientes de lava.

No conocemos ningún trabajo posterior al de Gascue (1874), hasta la «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real», de don Daniel de Cortázar, aparecida en el tomo VII del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, 1880, dedicado a su región volcánica. En el apartado «Rocas volcánicas», pág. 295, dice de ésta que es la región basáltica de mayor extensión de España. Limita bien la zona volcánica, asignándola una superficie aproximada de 3.000 kilómetros cuadrados; por primera vez distingue lo que pueden ser puntos de emergencia de los manchones que no son más que restos de coladas fragmentadas por la erosión. Distingue tres tipos de basaltos: los compactos, negroazulados o rojizos; da su composición mineralógica y señala la propiedad de dividirse en bolas y en prismas; a esta variedad la llama nefelinita. Los esponjosos de color gris, negro o rojizo, que considera de super-

ficie de colada, y los escoriiformes. Cree que su aparición debió tener lugar antes de la sedimentación de las calizas miocénicas. Cita los principales centros basálticos de Almagro, Calzada de Calatrava, El Pardillo, Retamar, Los Pozuelos, Piedrabuena, Poblete, Argamasilla y Granán-tula, dando cuenta de la existencia de bombas, lapillis y cenizas.

Guillermo Schulz, en su «Descripción geognóstica del Reino de Galicia», 1835, daba cuenta de la existencia de un «filón de basalto» en esta localidad. La roca fué estudiada después por Macpherson y descrita en su trabajo «Apuntes petrográficos de Galicia», publicada en los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo X, 1881, como basalto nefelínico.

Don Juan Vilanova y Piera presentó, en la sesión de la Sociedad Española de Historia Natural de 5 de julio de 1882, unas rocas volcánicas recogidas por él en Cuevas de Vera, en los Cabezos Negros, que pertenecen al grupo de las limburgitas, haciendo notar que son de igual o muy análoga naturaleza que las encontradas en Vera por Federico Botella.

En la misma sesión, don José Macpherson dió algunos detalles sobre la composición mineralógica y estructura de estas rocas, considerándolas como muy notables, que eran unas limburgitas con olivino y mica; precisamente las que pocos años después describía Osann con el nombre de veritas, y otras eran, como las del Cabo de Gata, andesitas micáceas.

Don Luis Mariano Vidal Carreras, en su «Estudio geológico de la estación termal de Caldas de Malabella (Gerona)», publicado en el tomo IX del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, 1882, cita dos afloramientos basálticos en los alrededores de la población, aumen-

tando con ello el número de manifestaciones volcánicas que se conocían de la provincia de Gerona. No hace estudio petrográfico de sus rocas.

En el mismo tomo, D. Joaquín Gonzalo Tarín, en un trabajo suyo titulado «Edad geológica de las calizas de la sierra de Gádor», cita andesitas en las cercanías de Vicar, sin dar descripción petrográfica ni condiciones de yacimiento, y D. Federico Botella, en su «Reseña físico-geológica de la región SO. de la provincia de Almería» («Rocas eruptivas», pág. 286), cita «como cerros volcánicos de verdadera importancia, por la clase de rocas que presentan, los del Toril de Vicar y del Puntal de la Zorra, de 100 a 140 m. sobre el llano, rodeados de terrenos terciarios», y cree que son anteriores a ellos. Botella clasificó la roca que los forma como pórfido feldespático, y estudiada microscópicamente por D. José Macpherson fué clasificada como andesita augítica. El autor incluye una detallada descripción petrográfica que le comunicó Macpherson.

Una contribución importante al conocimiento de la región volcánica de Ciudad Real debemos a D. Salvador Calderón y Arana, quien en su «Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la provincia de Ciudad Real», publicado en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España (1883), pág. 173, describe los basaltos nefelínicos. Se refiere, en realidad, a datos precedentes de Cortázar y Quiroga, siendo de especial interés el dato de la extensión que alcanza la región basáltica del Campo de Calatrava, que ocupa 3.000 Km. cuadrados. Reconoce la edad terciaria de sus erupciones y la existencia de volcanes homogéneos y estratificados.

El año 1884, en el tomo XIV de los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, da cuenta Quiroga de la existencia, cerca del pueblo de Nuévalles (Zaragoza), de

una pequeña erupción de aspecto basáltico, que estudió y vió que la roca era una limburgita, haciendo de ella un detallado estudio y fijando bien la situación y condición geológica de yacimiento, haciendo para ello un corte geológico.

Ramón Adán de Yarza, en su «Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa», publicada en 1884, en el capítulo «Rocas hipogénicas», pág. 95, no cita más que granitos y ofitas; de estas últimas dice que pueden contarse más de 50 afloramientos. Como luego veremos, ciertas de ellas son verdaderas ofitas, pero otras muchas, y las que forman manchas más extensas, son rocas andesíticas, basálticas y doleríticas.

Al P. Antonio Vicent, S. J., se debe un estudio, publicado en los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, en julio de 1885, «Noticias litológicas de las Columbretes». En esa breve nota describe los islotes que forman el grupo: la Columbrete Grande, de forma de herradura, con el Monte Colibre en el extremo norte, y en el sur los Peñones de Mancolibre. Hace notar que la forma de esta isla «indica ser resto del cráter de un antiguo volcán, abierto por una parte e invadido por las aguas del Mediterráneo». Todos los islotes dice que son de origen volcánico y apunta que se formaron por erupciones submarinas. Describe como materiales de ellas escorias basálticas y tobas palagoníticas.

En la «Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona», publicada en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo XIII (1886), don Luis Mariano Vidal dedica un capítulo a la formación volcánica, pág. 272. Basándose en los datos de los trabajos de Bolós y Lyell, fija los límites y extensión de la zona, que la asigna forma triangular, con los vértices en Olot, Cabo de Creus y Hos-

talrich. Describe los volcanes Montsacopa, Montolivet, La Garrinada, Santa Margarita, Cruscat, Puig de la Baña, Puig de los Vascos de Llorá, El Moncal, de Adri. Trata después de las coladas del Bosch de Tosca, San Juan de las Fonts, Castellfullit, mencionando su estructura prismática, con prismas de 3, 5, 6 y 7 caras, siendo los de cinco los más frecuentes. Estudia la corriente de Amer, haciendo especial mención del acantilado basáltico del Malpás, del que presenta un corte geológico en el que se demuestra claramente que la colada se extendió sobre aluviones cuaternarios. Describe también la del valle de Llémana, con un corte. Cita el afloramiento de Flasá y los volcanes de San Julián de Ramis y Sarriá de Dalt, llamados Puig de la Bateria y Puig Guilana. Da a conocer los de Caldas de Malavella, Hostalrich, Sierra de San Pedro de Roda, de Cadaqués (Puig Ferral), descubierto por Teixidor, y la Pedrera del Bosch de las Olivas, entre Vilanova y Castelló de Ampurias.

Las rocas estudiadas por Michel Levy son basaltos con peridoto, piroxeno, hierro oxidado, microlitos de labrador; de magnetita y de piroxeno, con algunos cristales grandes de anortosa.

Se ocupa después de la edad de las erupciones, llegando a la conclusión de que las primeras eyecciones volcánicas datan, en este país, de la época cuaternaria; la mayor actividad, la aparición de los volcanes en la comarca de Olot, es posterior al diluvium, o sea a los aluviones antiguos.

Don Francisco Quiroga dió a conocer, en el tomo XVI de los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural (Madrid, 1886), en una zona intermedia entre las erupciones de Ciudad Real y la de Nuévalos, otra erupción basáltica en Beteta, Serranía de Cuenca, cuya roca es un basal-

to alcalino (basalto nefelínico), del cual hace un detenido estudio micrográfico.

En 1887 publica D. Francisco Quiroga, en los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo XVI, un estudio sobre los basaltos de la Serranía de Cuenca. Se refiere a unos ejemplares de Beteta, que cortan el triásico. El estudio microscópico demuestra que se trata de basaltos nefelínicos, compuestos de nefelina, augita basáltica, olivino, magnetita, algo de apatito y de biotita. Los tipos celulares tienen amígdalas de aragonito.

Don Felipe Donayre dedica un capítulo a rocas eruptivas, en su trabajo «Datos para una reseña física y geológica de la región SE. de Almería», publicado en el t. XIV del Boletín de la Com. del Mapa Geológico de España, 1887, pág. 385, en el cual da a conocer la zona volcánica de la Sierra del Cabo de Gata; en toda ella, que es de origen eruptivo, «se manifiesta claramente la acción volcánica, pero sin que se note rotura alguna ni resto de cráter de explosión». El autor cree que la edad de todas estas rocas es posterior a la época terciaria. Aquí dominan las traquitas y basaltos, y las erupciones se suceden con cierto orden, formando oteros o una serie de colinas de pequeña altura.

No hace estudio micrográfico; clasifica las rocas por caracteres externos macroscópicos.

Cuando esto se escribió debía, indudablemente, ser conocida una zona volcánica en esta provincia, ya que Donayre dice en la pág. 401: «En toda la masa eruptiva no hemos encontrado resto alguno de cráter; en el Morrón de los Genoveses, que algunos citan como tal, hemos observado que la pequeña planicie de la parte superior estaba cubierta por arenas de playa y restos de conchas vivientes. ...Ninguna de las rocas eruptivas que se observan

en la Serrata, Carboneras y el Hoyazo, manifiesta indicios de corrientes, sino de conós de subelevación, siendo el último punto citado el ejemplo más claro que pudiera presentarse».

Es curioso que, después de negar la existencia de cráteres, dibuje en la fig. 1 una magnífica caldera —El Hoyazo— que, según el autor, está constituido por pórfido traquítico, traquitas y argilolitas.

Cita, además, otras masas eruptivas: Rambla del Cuervo, Punta de San Pedro, Cala de la Fragata, Mesa de Roldán, Punta de Farallón, etc., y en el término de Vera dice que «se ven cerros enteramente eruptivos, tales como el de Cabezo María».

Las rocas eruptivas «son de variado aspecto; leucostita o pórfido traquítico, argilófidis, pórfidos petrosilíceos, doleritas con tendencia a dividirse en prismas; basaltos, algunos cavernosos, mimositas, retinita, eurita, pórfido cuarcífero, afanitas, petroxiles, jaspe, calcedonia».

Cita ya los Frailes, el cerro del Garbanzal, barranco del Granadillo, Las Negras, barranco de la Higuera, Castillo de Rodalquilar, cerro de las Yeguas, etc. En realidad, este trabajo ha sido para la región volcánica del Cabo de Gata lo que el primero de Bolós para la de Olot: la base de todos los estudios posteriores.

El profesor de Petrografía de la Universidad alemana de Heidelberg, A. Osann, publicó entre 1888 y 1906 una serie de notas sobre la región volcánica del SE. de España, de gran interés por haber sido sus estudios no sólo mineralógicos estructurales, como hasta él se venía haciendo, sino petroquímicos, aplicando a ellos sus métodos, parámetros y diagramas petroquímicos.

En 1888, describía una andesita cordierítica del volcán El Hoyazo, en la región del Cabo de Gata, y en 1889 apa-

recia, en el *Zettschrift der Deutsche Geologische Gesellschaft* (B. XLI, Berlín), un importantísimo trabajo sobre las rocas eruptivas del Cabo de Gata, para el cual había empleado, además de la investigación mineralógica estructural, sus métodos petroquímicos; seguramente es éste el primer estudio petroquímico que se ha hecho sobre rocas volcánicas españolas. En él se describen las siguientes rocas: andesitas hipersténicas augíticas y las rocas limburgitas de Vera.

Lucas Mallada reconoció una serie de afloramientos de rocas eruptivas, varios de los cuales habían sido citados, que describió en su «Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona», publicado en el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* (tomo XVI, 1890). En el capítulo «Rocas hipogénicas modernas básicas», pág. 168, indica una serie de afloramientos en el triás superior de rocas que clasifica como ofitas, muchas de las cuales, como después veremos, han sido recientemente estudiadas y reconocido su carácter de basaltos plagioclásicos. De todas ellas dice lo siguiente:

«La mancha de Benifallet es la que encierra la mayor parte de estos asomos hipogénicos, constituidos principalmente por ofitas, o sea diabasas modernas..... la roca, de colores verdoso y rojizo a la vez, se ofrece sumamente alterada y terrosa. Cerca de la fuente de San Roque, a dos kilómetros de Pauls, encierra nódulos de caliza y pasa a constituir una espilita. Muy dura y compacta, de color verdenegruzco, en parte concrecionada, en bolas de variables dimensiones, forma otro isleo la ofita al sur de Prat de Compte, en los vallejos inmediatos al camino de Pauls; y finalmente, con variable consistencia y diversos grados de alteración, constituye otro manchón en la bajada de Cardó a Benifallet. Abundan también los isleos ofíticos en

la mancha triásica de Alfara. En el castillo de Carles del Tosca aflora uno en que la ofita se asocia a las espilitas compactas y se presenta en concreciones esféricas..... es de color verdoso».

Cita otro junto a las fuentes del Tosca, al pie de la Canal de Os, al pie de Bosch Negre, etcétera. En las páginas 174 y 175 incluye una descripción micrográfica de la diabasa de Pauls y de Alfara, hecha por el Sr. Gonzalo Tarín, en la que se anota su carácter microlítico y que está compuesta de labrador, augita y magnetita; en ninguna encuentra olivino, a pesar de que es abundante en las rocas de ambas localidades.

En el tomo XIX de los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural (Madrid, 1891), describe Quiroga basaltos nefelínicos de la región volcánica de Ciudad Real.

En 1891 completa la breve nota sobre las andesitas hipersténicas y la verita, que el profesor Osann había publicado dos años antes, con el trabajo aparecido en la misma revista de la Sociedad Geológica Alemana, tomo XLII, titulado «Über den Geologischen Bau des Cabo de Gata», en el que hace una revisión de cuanto se ha publicado sobre las rocas y los volcanes de esa región, rectifica muchas clasificaciones; aplica los métodos petroquímicos de que es autor, y publica una serie de análisis químicos. Ilustra el trabajo con unos mapas, en los cuales aparecen marcadas las distintas manchas eruptivas, no sólo del Cabo de Gata, sino también de la región de Mar Menor y Cartagena. Tal trabajo es una verdadera monografía de la región volcánica del SE. de España. Reconoce una serie de liparitas que ya había descrito Calderón, pero muchas de éstas son dacitas para el profesor Osann, lo que no tiene nada de particular porque las dos clases de rocas se encuentran juntas, y en algunos casos, sólo por el análisis químico,

puede reconocerse su carácter de magma granítico o diorítico. Unas son micáceas y otras tienen, además, piroxenos monoclinicos y rómbicos; algunas contienen cordierita; según este autor, las liparitas y las andesitas hipersténicas augíticas son las más modernas. Una novedad importante de este trabajo es el negar rotundamente la existencia de traquitas en la región, rocas que se habían descrito por varios autores de muchos puntos, y después otros han seguido describiendo localidades de traquita; según Osann todas las rocas que se han dado como traquitas son liparitas o andesitas. Para este petrógrafo las rocas dominantes en la parte norte de la Sierra del Cabo son las dacitas; estas rocas corresponden a dos tipos: uno rico en cuarzo y pobre en elementos negros, biotítico, con escasa horblenda y sin piroxenos, rojizas y pardas, con aspecto microscópico de pórfidos cuarcíferos, que pasan insensiblemente a las liparitas. El otro tipo, abundante en la parte nordeste de la Sierra del Cabo, es más básico, pobre en cuarzo y rico en horblenda. Las rocas descritas por Calderón como andesitas micáceas cuarcíferas son dacitas, y las dadas por Quiroga como andesitas micáceas y piroxénicas del Cabezo del Carmolí, Cabezo Ventura y otros sitios, son también dacitas para Osann. Hay más concordancia con las clasificaciones de los petrógrafos anteriores en el grupo de las andesitas que, como ellos, divide en tres tipos: micáceas, anfibólicas y augítico-hipersténicas; los dos primeros ocupan casi toda la parte sur de la Sierra del Cabo; el tercer grupo es el más abundante en la zona volcánica, en unas predomina la augita y en otras la hiperstena; entre estas últimas hay tipos que no tienen nada de augita.

En el tomo XX de los Anales de la Sociedad Española de Historia Natural (1892), hay un trabajo escrito por F. Quiroga, titulado «Andesitas de Mar Menor y Cartage-

na», en el que hace un minucioso estudio de las rocas volcánicas de estas localidades y describe andesitas hipersténicas con vidrio incoloro, cordieríticas, y otras con vidrio pardo sin cordierita, las de Mar Menor, y andesitas augírico-micáceas con cordieritas de Cartagena, y establece relaciones entre estas rocas y las del Cabo de Gata; las divide en cuatro grupos: micáceas, piroxénicas, que divide en hipersténicas cordieríticas e hipersténicas sin cordierita, y en augítico-micáceas cordieríticas. Muchas de éstas, en el trabajo posterior de Osann, son clasificadas como liparitas y como dacitas.

Ramón Adán de Yarza hacía un resumen de las rocas hipogénicas de la provincia de Vizcaya en su descripción física y geológica de la provincia (1892), pág. 122. Dice en dicho capítulo que «son en la provincia muy numerosos los afloramientos de rocas eruptivas. Todas son posteriores al cretácico, a través de cuyas rocas se han abierto paso, y probablemente su salida a la superficie se relaciona con el levantamiento pirenaico que ha afectado a esta región».

Divide las rocas eruptivas de la región en ácidas y básicas. Entre las ácidas dice: «sólo puede incluirse la traquita del Monte Axpe en la orilla derecha de la ría de Bilbao; los demás afloramientos son de rocas básicas y casi todas pertenecientes al grupo de las ofitas. Sólo en uno de los asomos eruptivos hemos hallado asociadas a las ofitas otras rocas que, por su composición mineralógica, calificamos de tefritas».

Este trabajo tiene interés por ser el primero en que, de modo preciso, se detallan los afloramientos de rocas eruptivas y su extensión, pero salvo en la traquita, que describió y clasificó exactamente, las demás fueron muy deficientemente estudiadas y mal clasificadas, como después

veremos, pues casi todas las que señala como ofitas son andesitas, rocas basálticas y doleritas; la tefrita de Zaldúa es también dudosa, y en cuanto a la edad, unas atraviesan solamente el keuper, otras el cretáceo y algunas aparecen en placolitos o interestratificadas en la formación cretácica.

Otra investigación de interés para el conocimiento completo de las rocas y erupciones de la región volcánica del SE. de España se debe a don Ramón Adán de Yarza, con su nota «Roca eruptiva de Fortuna (prov. de Murcia)», aparecida en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, t. XX (1893), pág. 369. Estudia el eminente geólogo una roca recogida por don Daniel de Cortázar, que con otras muchas le envió para su estudio micrográfico y clasificación. Del minucioso estudio de ella, «resulta estar constituida por un magma vítreo, que forma la mayor parte de su masa, y en el cual sobresalen cristales porfídicos, o de primera consolidación, de olivino y de flogopita. Entre el vidrio yacen microlitos de esta misma mica y beilonitos. La apatita se presenta desigualmente esparcida por la roca; es muy análoga a la verita de las cercanías de Vera, descrita por Osann, y a la que Calderón había clasificado como limburgita; pero en la de Fortuna no hay piroxeno, por cuya razón la denominó Adán de Yarza fortunita.

Federico Botella, en su «Descripción geológica de la provincia de Murcia», menciona ya este yacimiento, denominado Cerricos Negros. Hace una descripción del mayor de ellos, de forma de circo ovalado, de unos 200 metros de longitud, en el que reconoce marga miocénica, traquita gris micácea y fortunita negra. Acompañan al texto dos figuras y una microfotografía en colores.

En este mismo tomo del Boletín, pág. 333, aparece un trabajo que completa, en buena parte, los conocimientos

que de las erupciones y rocas volcánicas de la región volcánica del Cabo de Gata se tenían, escrito por D. Salvador Calderón y Arana, en el cual hace un detenido estudio petrográfico de muchas rocas volcánicas de esta zona.

Es realmente el segundo trabajo de valor científico publicado sobre esta región, que aporta multitud de datos nuevos, amplía los conocidos y, sobre todo, hace, por primera vez, el estudio micrográfico de sus rocas, determinando bien sus estructuras y composición mineralógica. Queda más concreta y mejor limitada la descripción de la región volcánica y sus manchones eruptivos, que estudia con mayor detalle basándose en sus trabajos de campo y en el mapa y datos de Donayre. No menos interés tiene el estudio de la geología de la región. Discute si existen o no volcanes en la región, ya que, como hemos visto, Donayre niega su existencia, y afirma que en la región hay volcanes homogéneos y estratificados y cráteres, pitones, etc., así como coladas. Los primeros y las últimas, son los más frecuentes.

Según comunicación de Vilanova y Piera a Calderón, el número de cráteres que pudo reconocer el sabio geólogo valenciano y catedrático de la Universidad de Madrid, en el Cabo de Gata, es de 20, entre los cuales cree dignos de especial mención: Rincón de Martos, el Salinar, Cortijo de las Higueras, Majada Redonda, Cala del Monzul, Morrón de los Genoveses, El Hoyazo. Los conglomerados, brechas y tobas, atestiguan el carácter explosivo de algunas erupciones.

Al estudiar la edad de las erupciones rechaza el argumento favorable a la edad postterciaria, de estar levantadas o movidas las rocas pliocénicas, afirmando que las erupciones volcánicas, la emisión de lavas, no determina dislocaciones tectónicas y, sin negar que sean postterciarias,

afirma que no hay datos suficientes aún para fijar la edad de estas erupciones.

Los tipos de rocas reconocidos por Calderón son: traquitas, liparitas, dacitas, andesitas (micáceas, anfibólicas y augíticas), limburgita, de Cuevas de Vera; de todas las cuales hace detallada descripción estructural y de composición mineralógica. Incluye un cuadro resumen, tan natural, que hoy mismo es admitido, sin retoque, por todos los petrógrafos.

Sanidínicas.	{	Cuarcíferas	Liparitas..	{ Serie traquítica.
		No cuarcíferas	Traquitas.	
			Dacita o Cuarcífera.	{ andesita cuarcífera.
Plagioclásicas.	{	Con horblenda.	{ Andesita anfibólica. Andesita augítica.	{ Serie an- desítica.
		Con augita. No cuarcífera.		

En el estudio comparativo con las demás regiones volcánicas, entonces conocidas, hace la fina observación de que en ésta falta la nefelina y es escasísimo el olivino, sentando ya la diferencia fundamental con las regiones basálticas y alcalinas del resto de la Península.

En la obra del archiduque Luis Salvador, «Columbretes», y en su capítulo IV, «Litología» (Praga, 1895), se incluye un estudio, hecho por Becke, de las rocas volcánicas de estas islas, en las que describe unas traquitas de la Foradada, de los islotes Ferrera y Bauzá. Según Becke, en ambas traquitas hay cristales pequeños de leucita, lo que, de confirmarse, habría que admitir un carácter francamente alcalino, de traquifonolita, a la roca. Las otras rocas son basaltos plagioclásicos, con caracteres iguales a los indicados por el P. A. Vicente. Además, se publica un análisis químico de este basalto, debido al analista Pfohl.

En 1898, el mismo archiduque, publicó otra memoria sobre «Alborán», en la cual hay también un capítulo debido a Becke, en el que se describen las andesitas de estas islas.

F. Becke, hizo un estudio que publicó en *Tchermacks Min. Petr. Mitt.* 18, 1899, sobre las de Alborán.

Stuart Menteth, publica en el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, tomo VII, 2.ª serie, 1900, «Observaciones acerca de la región volcánica de Olot»; «De esta región, ya descrita por mí en el *Bulletin de la Société Ramond*, de 1889, puedo añadir algunos datos:

»1.º Los volcanes de los que muchos no han sido todavía figurados en los mapas, se hallan colocados siguiendo la costa de un antiguo golfo plioceno; y teniendo en cuenta la existencia de rocas similares de Cete y Marsella, parece que aquél sería el litoral de la zona volcánica del Mediterráneo.

»2.º Los cráteres y corrientes de lava se presentan enteramente independientes de la forma de la superficie antigua y no han ejercido ningún efecto mecánico visible en las rocas anteriores al plioceno, sobre cuya superficie se depositaron, y de las que, a menudo, se presentan separados por un antiguo suelo arcilloso o por los aluviones pedregosos de los valles.

»3.º El golfo antiguo parece ser resultado de un hundimiento, según fallas que hicieron descender el oligoceno por debajo del nivel del océano.

»4.º El yeso, que se encuentra con bastante desarrollo entre el oligoceno y eoceno, parece independiente de los volcanes.

»5.º El olivino, poco visible en las lavas de Olot, parece ser, según las observaciones del Sr. Bolós, abundante en las rocas volcánicas más próximas a la costa actual.

»6.º Las rocas oligocenas yesíferas, que recuerdan perfectamente el terreno triásico, presentan un espesor de más de 300 metros y descansan sobre una formación de tal vez 1.000 metros de potencia, toda correspondiente al eoceno.

»7.º Los volcanes están situados a 20 Km. del terreno hullero de San Juan de las Abadesas, donde la hornaguera tiene más de 22 m. de espesor, y como probablemente la formación se encontrará por bajo de la región, tal vez las lavas tengan relaciones en su composición química con la hulla, pues es sabido que en España, y en otros países, los volcanes se presentan encima de masas muy importantes de materias seductoras».

En 1900 publica F. Becke un interesante estudio «sobre la alboronita y la santorinita y los límites de la familia andesita», en *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 19.

En el año 1906 aparece una gran memoria, escrita por los profesores Calderón Arana, Cazorro Ruiz y Fernández Navarro, publicada en las *Memorias de la Sociedad Española de Historia Natural*, t. IV, núm. 5; obra de 330 páginas, 75 figuras, 3 mapas y 10 láminas con microfotografías.

Es ésta, sin duda, la obra más completa y casi definitiva en la investigación de las formaciones volcánicas de la provincia de Gerona, formada recogiendo cuantos datos se conocían y estudiando personalmente sobre el terreno todas las manchas, volcanes y materiales volcánicos, con la precisión que era de esperar de los tres eminentes naturalistas, a quienes encarga la Sociedad Española de Historia Natural el estudio, todo lo detallado y minucioso posible, de la región volcánica gerundense. Todo lo posterior no serán más que detalles complementarios: el plano fundamental estaba trazado.

A pesar de los muchos trabajos y notas que desde 1820

a 1900 se habían dedicado a esta región volcánica, era realmente mal conocida; quedaba por fijar su extensión, que comprende casi toda la provincia, y sus límites. Los nuevos investigadores cumplieron este necesario cometido y aumentaron considerablemente el número de volcanes y afloramientos de rocas volcánicas. De las rocas se sabía sólo que eran basaltos, y Fernández Navarro fué el primero que hizo de ella un detenido estudio petrográfico, observando con el microscopio más de 100 preparaciones y representando su estructura y composición mineralógica en unas 30 microfotografías. Descubre el carácter alcalino de las formaciones volcánicas, encontrando no sólo basaltos plagioclásicos u olivínicos, como hoy se dice, sino también tefritas, basanitas, limburgitas, taquilitas. Reconoce una serie de rocas que, o forman enclaves en el basalto, o aparecen como materiales de proyección arrancados por la erupción del substrato, a los cuales no da ordinariamente nombre específico.

Muy interesante es el capítulo «Estudio químico», que por segunda vez se aplicaba a las rocas volcánicas en España; los análisis fueron hechos por el profesor Fages, de la Facultad de Ciencias de Madrid, utilizando tres rocas de otros tantos afloramientos. Se hace el cálculo de la Norma. El profesor Washington hizo otros tres análisis por encargo de la Carnegie Institution, análisis que utilizó también Fernández Navarro para su estudio petroquímico de las rocas volcánicas de Gerona.

La edad de todas las erupciones la refieren a tres períodos; una época de fecha desconocida, otra de grandes emisiones tranquilas, anteriores al neolítico, y otra de erupciones estrombólicas de fecha posterior.

Con las investigaciones de Calderón, Cazorro y Fernández Navarro quedaron bien fijados los límites, extensión de

la región volcánica, sus volcanes, sus coladas, sus rocas; el carácter químico de éstas, los tipos de erupciones y su edad, siquiera ésta sea después fijada más concreta y exactamente.

En 1906 aparece, en el H. Ros Fortschritt, un trabajo de Osann titulado «Einige Alkaligesteine aus Spanien», en el que hace el estudio detenido de una roca de Fortuna, a la que da el nombre de *Fortunita*, y otra de las minas de Jumilla, a la que denomina *Jumillita*, con abundantes datos petrográficos y petroquímicos, y en las que discute las clasificaciones que de ellas se habían hecho antes. Las dos especies de Osann, así como su verita, también nueva especie o tipo, han sido admitidas por todos.

El año 1907, el profesor Fernández Navarro dió a conocer, en una nota publicada en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, los caracteres del volcán de Cofrentes y la naturaleza de sus rocas, que definió como basaltos feldespáticos, unas, y limburgitas, otras.

En 1907, el eminente petrógrafo H. S. Washington publicó un estudio petroquímico de algunas rocas basálticas de Olot, en una nota titulada «The Catalan Volcanoes and their Rocks», Amer. J. of Sc., v. XXIV, pág. 217, con un mapa, en el que se dan datos vulcanológicos ya conocidos y se incluyen los análisis de algunos basaltos, enviados por Fernández Navarro.

En 1908 aparece un trabajo de Fernández Navarro en las Memorias de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo V, m.^a 6.^a, titulada «Isla de Alborán», en el que hace una detallada descripción de la isla y da cuenta de los estudios que sobre ella se han realizado, y estudia las tobas andesíticas y la andesita hipersténica y mineral que la forma, terminando con un resumen histórico-geológico

de la isla y sus relaciones con Chafarinas, Cabo Tresfor-
cas y Cabo de Gata.

Don Lorenzo Tomás, en una breve nota aparecida en el Boletín de la Institució Catalana de Historia Natural (1909), titulada «Un basalto amb horblenda de la regió volcànica de la provincia de Girona», da a conocer la existencia en San Felíu de Buxalleu de una roca volcànica que después estudié y describí como monchiquita.

F. B. Villasante, en el primer tomo de las memorias sobre criaderos de hierro de España, dedicado a los de la provincia de Murcia (Instituto Geológico y Minero de España, 1912), da a conocer algunas rocas volcànicas de la zona de Cartagena, entre ellas basaltos y andesitas.

Ricardo Guardiola describe también basaltos de esta zona de la provincia de Murcia.

Pedro de Novo, «Reseña Geológica de la provincia de Alicante» (Bol. Inst. Geol. Min. de España, t. XVI, 1915, pág. 59).

Poco se dice en ella de las rocas eruptivas:

«Las rocas hipogénicas están representadas en Alicante solamente por ofitas, encontrándose en distintas localidades muchos asomos de esta roca». Considera como ofitas las rocas del cabo Negrete y de la Illeta y las de Callosa, y algunas otras que se han reconocido después, como basaltos, andesitas y doleritas».

En 1916, dió a conocer P. Palacios un afloramiento basáltico en el terreno cretácico de Navarra (página 277 del Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, tomo XXVII). Este trabajo tiene, además, interés porque hace en él un breve resumen de las localidades españolas en las que se conocen basaltos, y a ellos añade otro yacimiento, situado a dos kilómetros de la villa de Acedo, en la ladera meridional del vallejo de Malacocarizo, con apa-

riencia de un gran banco interestratificado en calizas margosas cenomanenses; tiene unos 90 m. de longitud por unos nueve de anchura; en su superficie aparecen bloques de forma redondeada. Es más o menos escoriáceo, de color negro, y se compone de microlitos de plagioclasa, augita, magnetita y granos de olivino, con estructura y caracteres del tipo clásico del basalto.

Agustín Marín y F. J. Milans del Bosch, en su trabajo sobre el yacimiento aurífero de Rodalquilar (Almería), publicado en el Boletín del Instituto Geológico y Minero de España (tomo XXXIX, pág. 211, 1918), citan por primera vez traquiandesitas micáceas del Hoyazo de Níjar, con cuarzo y granates, que es probable sean dacitas. Las minas, y por lo tanto la génesis del oro, parece que se relacionan con rocas andesíticas augíticas y tienen como sello característico su avanzada propilitización. Ilustran el trabajo con tres microfotografías, de una traquita, una andesita augítica y una dacita.

González Romeral estudió algunos basaltos de la región de Ciudad Real y publicó el resultado de sus estudios en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural (tomo XX, 1920), reconociendo basaltos plagioclásicos, nefelínicos, y citando por primera vez los melilíticos.

Hernández-Pacheco (E.) publica una interesante nota, en el tomo del cincuentenario de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Madrid, 1921), titulado «El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real», en la que se fija la edad cuaternaria de las últimas erupciones de esta provincia.

El año 1922, en el Boletín de la Sociedad Ibérica de Ciencias Naturales, en una nota titulada «Notas petrográficas», II, dí cuenta detallada de una erupción traquítica en

el Golfo de Rosas, cerca del pueblo de Vilacolum, roca que había sido descrita antes por el Dr. Font y Sagué como andesita anfibólica, demostrando con un estudio detallado de su composición mineralógica el carácter de traquita alcalina, en la que no hay anfíbol, sino biotita ferrífera y augita egirina, así como sanidina sódica, quedando con ello aumentada en una las regiones de erupción traquítica en España.

El Dr. F. Chaves y Pérez del Pulgar, en una nota comunicada a la Sociedad Española de Historia Natural, y publicada en el tomo XXIII de su Boletín (1923), da a conocer la existencia de basaltos plagioclásicos en la Sierra de Córdoba.

En una nota petrográfica sobre la traquita del Monte Aspe (Bilbao), publicada en Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, de Barcelona (vol. VI, núm. 1, 1924), hice un estudio petrográfico y vulcanológico de esta erupción, que ya había sido descrita por Adán de Yarza, completando algunos datos petrográficos y dando algunas ideas más sobre su erupción.

En 1924 presenté una nota en la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, para dar cuenta de la existencia de basaltos en la provincia de Tarragona, novedad importante, ya que hasta entonces no se habían descrito basaltos en Cataluña más que en la provincia de Gerona. En ella se estudian ejemplares de los valles de Alfara y de Benifallet; es esta nota el primer aviso de lo que después había de ser estudiado como una región volcánica más.

El ingeniero de minas Sr. Meseguer Pardo, en su trabajo «Estudios sobre los yacimientos de azufre de la provincia de Murcia y Albacete» (Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, tomo XLV, 1924), estudia unas

rocas del Cerro del Monagrillo, que clasifica como traquita ultrabásica; después Osann la clasificó como fortunita.

El ingeniero de minas Sr. Carbonell, en la guía de la excursión A-4 del Congreso Geológico Internacional celebrado en Madrid el año 1926, da a conocer la existencia de basaltos plagioclásicos olivínicos en la Sierra de Córdoba, Cerro de las Ermitas, Medina Azahara, Monasterio de los Jerónimos, Fuente del Balcón del Mundo y Almedinilla.

En una nota de P. Fallot y M. Gignoux, «Contribution a la connaissance des terrains neogènes et quaternaires marins sur les côtes Méditerranéennes d'Espagne», Com. Rend. XIV Congr. Geol. Int., Madrid, 1926, se incluye un estudio petrográfico hecho por J. de Lapparent de rocas volcánicas de la sierra del Aguilón, de la cuenca de Vera y de la sierra de Almagrera, del que se deduce la existencia de dacitas hipersténico-augíticas, cineritas y brechas volcánicas; en el estudio de Lapparent se indica que en el vidrio hay cuarzo individualizado, lo que hace pensar que estas rocas no son verdaderas andesitas, sino dacitas o dacitoides.

El año 1926, con motivo de la preparación de una excursión para que los miembros del XIV Congreso Internacional pudieran visitar y conocer la región volcánica de Gerona, de cuya organización y dirección se me encargó, hice con el Dr. J. Marcet Riba un detenido estudio de las erupciones volcánicas de esta provincia y publicamos una memoria sobre ella en el tomo de la Guía C-IV, Cataluña, en la que se añaden datos de interés que completan y modernizan la valiosa obra de Calderón, Fernández Navarro y Cazorro, ya reseñada.

El año siguiente presenté al Congreso de Praga, de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, un trabajo titulado «Bibliografía de la región volcánica de Gerona», y otro, «Catálogo de los volcanes de la provincia de Gerona»,



que se publicaron en el Boletín de Vulcanología (Nápoles, 1927).

En el boletín volcanológico de la U. Geod. y Geof. Intr., Nápoles, 1928, publica una nota E. Hernández Pacheco sobre los volcanes de la región central de España, completando los conocimientos que de ella se tenían.

Muy importantes son también los datos que sobre localidades de traquitas, traquiandesitas y andesitas y dacitas incluye A. Sierra en la «Memoria sobre los Hierros de Almería y Granada», t. III de las publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 1928.

En las hojas y sus memorias explicativas del mapa geológico a escala 1:50.000, de Almodóvar del Campo, de Mestanza y de Ciudad Real, publicadas por el Instituto Geológico y Minero de España en los años 1928, 1929 y 1932, se indican los distintos volcanes y coladas y se hace un estudio de las formaciones volcánicas, resumiendo cuanto hasta esas fechas se conocía.

Hernández-Pacheco de la Cuesta hizo un estudio detallado de la región volcánica de Ciudad Real, publicando tres trabajos sobre ella; el primero, titulado «La región volcánica de Ciudad Real», en el Bol. Soc. Esp. de Historia Natural, t. XXVIII, 1928; el segundo, «El Valle de Alcudia», en Asoc. Esp. Progr. Cienc., 1932, y el tercero, una extensa memoria, titulada «Estudios de la región volcánica central de España», publicada por la Real Academia de Ciencias Exactas, Fis. y Nat. de Madrid, t. III, 1932, con gran profusión de mapas, cortes, croquis y fotografías; en ella se describen todos los volcanes, coladas y los materiales que han dejado sus erupciones y se fija la edad de estas erupciones. Con este trabajo queda perfectamente estudiada la región volcánica de Ciudad Real.

Paul Fallot y E. Jérémíne, en una nota titulada «Sur

la présence d'une variété de Jumillita au environs de Calasparra (Murcia)», Comp. Ren. Acad. des Sc., de París, t. 188, pág. 800, 1929, dan cuenta de la existencia cerca de Calasparra, en la carretera de Moratalla, en el Km. 2, de un volcancito de jumillita, cuyas lavas descansan directamente sobre el pontiense. Hacen un detallado estudio micrográfico y petroquímico.

En 1930, di cuenta del resultado del estudio de una roca que Tomás había descrito como basalto con horblenda, procedente de San Felíu de Buxalleu (Gerona), que resultó ser una monchiquita; el único yacimiento de esta clase de roca encontrado hasta ahora en España. Se publicó con el título de «Novedades sobre Petrografía de Cataluña», en las memorias de la R. Acad. de Cienc. y Artes, de Barcelona, vol. XXII, n.º 9.

El profesor F. Loewingson Lesing, de Petrografía en la Universidad de San Petersburgo, visitó España, con motivo del Congreso Geológico Internacional, el año 1926, y asistió a la excursión por la región volcánica de Gerona, por la que se interesó mucho, y en ella recogió muestras, que estudiadas en su laboratorio le permitió escribir una nota, titulada «Quelques considerations sur les laves basaltiques a la region volcanique d'Olot», publicada en la Méditerranée Occidentale, V. III, Barcelona, 1931. El sabio petrógrafo ruso discute las clasificaciones hechas por Washington a base de análisis químicos, y las dadas por mí de algunos tipos por estudio exclusivamente mineralógico, y resume su estudio con las siguientes líneas: «En resumen, las lavas basálticas de la región volcánica de Olot presentan dos particularidades: en primer lugar, se distinguen en ellas cierta diversidad de tipos; en segundo, pertenecen todas a la rama de los basaltos con tendencia a las basanitas y, en parte, basanitas mismas. Las grandes erupciones

son, generalmente, de basaltos puros o de la variedad andesito-basaltos, como llamo al término de paso de las andesitas a los basaltos». En la nota se incluyen análisis químicos...

Enrique Rubio y M. Cincúnegui, en su trabajo «Sinopsis de las rocas hipogénicas de España», publicado en el Boletín del Inst. Geol. y Min. de España, t. III, 1933, describen rocas liparíticas del Cabo de Gata, que ya habían sido citadas por Calderón y por Osann, estudiando con detalle las del Morrón de los Genoveses y las del interior del Hoyazo de Nijar e indicando una serie de localidades de la misma roca. Rocas traquíticas en varias localidades, así como dacitas y andesitas y traquiandesitas.

En 1933, cuando había sido ya muy estudiada la región volcánica de Ciudad Real, aparece un trabajo petroquímico del profesor C. Burri, de Zurich, y el Dr. Parga Pondal, de Santiago, «Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine des Campos de Calatrava». Sond. a. Schweiz Min. Petr. Mitt., B. XIII, 1933 («Sobre petrografía de las rocas eruptivas básicas de los Campos de Calatrava»), en el que estudian una serie de rocas enviadas por F. Hernández-Pacheco, que clasifican como basalto plagioclásico olivino, nefelinita olivínica (ankaratrita), ankaratrita melilitico-noseánica y leucitita olivina melanocrática. Para él se hicieron ocho análisis químicos. Por primera vez se encuentra y describe de la provincia de Ciudad Real una roca lucítica, con lo que aumenta extraordinariamente la complejidad de la región volcánica, con rocas calcoalcalinas, alcalinas sódicas y alcalinas potásicas.

Estos mismos autores publican, en 1935, en el t. XV de la misma publicación, una nota, «Beiträge zur Kenntnis einiger junvulkanischer Gesteine Spaniens» («Sobre algunas rocas volcánicas modernas de España»), en la que se hace el

estudio petroquímico de una serie de muestras enviadas por geólogos españoles. Dos son de Cataluña; una traquita de Vilasolum, que ya había yo descrito, y la monchiquita de San Felú de Pallarols, que también describí por primera vez. Unos basaltos de la provincia de Tarragona, que yo había estudiado antes. Una ankaratrita de Beteta (Cuenca), que había sido descrita como basalto nefelínico, por Quiroga; otra, de Cofrentes. Una limburgita de Nuévalos (Zaragoza), y una nefelinita olivinífera de Larazo y Las Cruces (Galicia), que fué citada por Schulz y estudiada y clasificada como basalto nefelínico por Macpherson. Termina el trabajo fijando la posición de las rocas investigadas en la provincia de antepaís ibérica.

En el Bol. de la Soc. Española de Hist. Nat., t. XXXIII, dí a conocer la existencia de un afloramiento basáltico en las proximidades de Torroella de Montgrí (Gerona), en una nota titulada «Geología del Macizo de Montgrí», aumentando así con uno más los puntos de emergencia basáltica de la provincia de Gerona.

En 1934 publiqué una nota, en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo XXXV, titulada «Una erupción de jumillita en la Sierra de las Cabras (Albacete)», en la que describo una chimenea volcánica de una gran erupción, probablemente de tipo peleano, y un volcancito posterior estrombólico, aumentando así el número de afloramientos de esta roca, que describió por primera vez Osann, con ejemplares procedentes de la erupción del sitio llamado Minas de Jumilla, a unos cuantos kilómetros al este de esta erupción; describo en ella la erupción, sus rocas y la edad de las erupciones. El estudio petroquímico fué hecho por I. Parga Pondal, a base de análisis de muestras enviadas por mí.

Una colaboración de verdadero interés y extraordina-

ria importancia constituyen los trabajos petroquímicos del Dr. I. Parga Pondal, que le permiten escribir una memoria para su tesis doctoral, titulada «Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica», Publ. Mus. de C. Nat., Sec. Geol., núm. 9, Madrid, 1935, en la cual aplica los métodos petroquímicos de P. Niggli a una larga serie de análisis químicos de rocas volcánicas españolas, hechos unos por distintos analistas anteriormente y muchos otros por él mismo; con este estudio se fija por primera vez el verdadero carácter químico de las rocas volcánicas de España, reconociendo tipos hasta entonces no citados por otros autores y estableciendo relaciones entre las distintas regiones volcánicas de carácter petrogenético y geotectónico. Es el primer trabajo petrogenético de conjunto sobre las rocas de las erupciones volcánicas modernas españolas.

El mismo año, y en la revista «Las Ciencias», año II, número 2, se publica otra nota mía, en la que hago un estudio detenido de las rocas de «El volcán de fortunita del cerro del Monagrillo, cerca del Coto Minero de Hellín», demostrando que son fortunitas rocas que antes habían sido estudiadas y clasificadas como traquíticas.

En 1936 aparece, en el Boletín de la Soc. Esp. H. Natural, un trabajo mío titulado «El volcán y las erupciones de Cofrentes», en el que hago un detallado estudio del volcán, sus productos de erupción, edad, etcétera. De este volcán había dado algunos datos Fernández Navarro en 1907, considerando la roca que le forma como basalto plagioclásico, y nosotros demostramos que son sus lavas nefelinitas olivínicas y ankaratritas, con cuya clasificación concuerda el estudio petroquímico de Burri y Parga Pondal, con análisis químico de rocas de la misma localidad.

Este mismo año se publica, por la Real Academia de

Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, una extensa obra mía titulada «Estudio de las rocas eruptivas de España», en la que se resumen todos los conocimientos que hasta entonces se tenían de las erupciones y rocas volcánicas de España; como novedad, merece citarse el estudio de una serie de andesitas y rocas basálticas de las provincias Vascongadas, unos basaltos de la de Tarragona, de Valencia y de Alicante, hasta entonces no citados.

C. Burri y Parga Pondal, en una interesantísima memoria publicada el año 1937, en la Sociedad Suiza de Mineralogía y Petrografía, con el título «Die eruptivgesteine der Insel Alborán», que ha sido traducida al español por I. Parga Pondal y publicada en Publicaciones Extranjeras sobre Geología Española, vol. IV, Instituto Lucas Mallada, Madrid, 1948, hacen un completo estudio de la petrología de la isla de Alborán, micrográfico, mineralógico y químico, habiendo utilizado los mismos ejemplares que F. Becke, otros procedentes de la colección de A. Lacroix y otros de las del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Hacen un detenido estudio de cada una de las rocas y de las propiedades ópticas de los minerales que las forman y de la proporción de cada uno. Después, a base de siete análisis químicos, tres de los cuales de Parga Pondal, se hace, aplicando los métodos de Niggli, un detenido estudio petroquímico y la comparación con los tipos de magma de Niggli, para fijar al que pertenecen, y con los valores de Niggli de otras muchas rocas con las que pudiera haber mayor analogía, para asegurar su situación en la sistemática. De estos estudios llegan a la siguiente clasificación para las siete rocas estudiadas: 1 y 2, Alboranita miharaxítica. 3, Alboranita sílico-ossipítica (achnahaitica). 4, Alboranita ossipítico-anortosigabroide. 5, Alboranita leucomiharxítica con tridimita. 6, Peralboranita anortosi-

gabroide con tridimita. 7. Alboranita silico-melaplagioclásica con algo de alteración hidrotermal. Después establecen, razonándola y caracterizándola, la provincia petrográfica de Alborán, bien definida, siendo curioso que presenta caracteres muy distintos que los de la del Cabo de Gata y la de Melilla y Chafarinas, y es, en cambio, muy análoga a la de la zona Fuii-Bonin, del Japón.

En 1940 leí, en la Sección de Naturales del Congreso para el Progreso de las Ciencias, celebrado en Zaragoza, una nota sobre «Las erupciones mesozoicas de España», dedicada principalmente a fijar bien la naturaleza y edad de una serie de rocas que se habían clasificado como ofitas, y que entre ellas había, además de ofitas, basaltos, andesitas y doleritas. En ella se hace un estudio de conjunto de las erupciones volcánicas localizadas en formaciones triásicas y cretácicas, de carácter francamente efusivo, que ya habían sido estudiadas y descritas por mí en otras publicaciones anteriormente reseñadas, y se demuestra que muchas de ellas son de edad muy posterior al terreno en que se encuentran.

El profesor Alfredo San Miguel Arribas presentó, en 1948, una nota a la Sociedad Española de Historia Natural «Sobre unas erupciones en el valle de Cops, Cardó (Tarragona)», en la que estudia una serie de manifestaciones volcánicas en dicho valle, que no habían sido citadas; ha reconocido seis puntos de emergencia, dispuestos a lo largo de dos líneas de fractura y atraviesan el triás superior. Las rocas de todos ellos son basaltos plagioclásicos.

El mismo petrógrafo, en la revista Estudios Geológicos, del Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas, n.º 9, Madrid, 1949, publica un trabajo titulado «Sobre unas erupciones volcánicas en la zona de Prat de Compte (Tarragona)», con veinte fotografías, un croquis geológico

y varios cortes, en el que estudia una serie de erupciones basálticas que se han abierto paso por los planos de cabalgamiento de las escamas mesozoicas de esta comarca, en número de 17 afloramientos, siendo el material eruptivo en todos ellos de basalto plagioclásico.

Finalmente, en este mismo año 1949, y cuando estábamos preparando esta nota, acaba de tirarse una extensa monografía sobre «Las erupciones del bajo Ebro», en las Publicaciones del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, obra galardonada con un premio Juan de la Cierva, escrita por este investigador, en la cual se hace un estudio completo y detalladísimo de todas las erupciones encontradas hasta ahora en la región; su carácter, condiciones geológicas, naturaleza mineralógica-estructural de los materiales arrojados por las erupciones y su quimismo; todo ello ilustrado con un mapa de conjunto, varios croquis parciales, cortes geológicos y multitud de fotografías y microfotografías.

Con todos estos estudios, se ha logrado hoy un conocimiento muy completo de las regiones volcánicas españolas y de sus rocas; aún queda la labor de revisar algunas importantes, como la del Cabo de Gata, pero pocas novedades podrán introducirse. Como resumen del resultado de las investigaciones efectuadas hasta ahora, incluimos a continuación una breve descripción de las regiones volcánicas de España.

I. Región de la provincia de Gerona

Es la más moderna, la que presenta mejor conservados sus aparatos volcánicos y corrientes y es también la mejor

estudiada y la que puede visitarse con mayor facilidad y con más comodidad.

Forma esta región volcánica un gran triángulo, cuyos vértices son Olot, Cabo de Creus y Tordera, y ocupa gran parte de la provincia de Gerona.

Las manifestaciones volcánicas de esta zona son productos de erupciones estrombólicas que edificaron multitud de conos, de los cuales se conservan y están catalogados cuarenta y cuatro, muchos de ellos con cráter bien visible.

Algunos de estos conos presentan cráter completamente cerrado, circular o elíptico, con bordes casi a igual altura; en otros muchos aparece excavado por uno de sus lados, excavación que ordinariamente corresponde a la parte donde escapó la lava. Casi todos son simples o monoáxicos, pero hay algunos compuestos o poliáxicos.

Los volcanes olotinos encajan perfectamente en el tipo llamado Puv o Flégreo por los autores italianos; son conos de greda o lapilli, bombas y escorias, que han arrojado mayor o menor cantidad de lava básica, de naturaleza basáltica, formando coladas o corrientes, y la existencia de numerosos y pequeños volcanes se debe a que las bocas explosivas fueron de escasa estabilidad, cambiando la posición con tanta frecuencia que en muchos casos parece que a cada uno no ha correspondido más que una erupción importante.

Como en todos los volcanes de explosión que emiten materiales basálticos, se observa en los de Gerona que, simultánea o sucesivamente, se produjeron explosiones con abundante material de proyección o fragmentario y corrientes de lava, con todas las formas y aspectos clásicos de las basálticas; formando, unas veces, superficies desunidas o fragmentadas («Block-laven» de los alemanes),

o superficies unidas, pero rugosas, erizadas, cordiformes y escoriáceas, y masas compactas, más o menos porosas o vesiculares, llamadas mal-países en Canarias.

Entre los materiales de proyección hay, en gran abundancia, bombas volcánicas de todos los tamaños, desde el de granos de mijo hasta el de dos metros cúbicos, en las proximidades del Croscat. Se encuentran éstas sobre la superficie de las coladas o mezcladas con los otros productos de explosión, que aquí son exclusivamente escorias y grandes acumulaciones de lapilli o arena volcánica; estas acumulaciones se llaman en el país *grederas*, las cuales no sólo se encuentran en los conos volcánicos, sino cubriendo extensiones considerables en las inmediaciones de muchos de ellos, como las grederas de Santa Pau, frente al Croscat y el Santa Margarita.

Tocando a la ciudad de Olot, y alineados de Este a Oeste, existen cuatro volcanes: Montolivet, Montsacopa, Garrinada y las Bisarocas; el primero tiene su cráter abierto por el lado Norte, desde su cima hasta la base, y se alza, como el siguiente, a unos 100 metros sobre el llano. El Montsacopa es un cono perfecto, con cráter circular completo, de unos 150 metros de diámetro y 16 de profundidad. El de la Garrinada tiene tres cráteres, abiertos al Norte y al Este; por fin, el de las Bisarocas está en las faldas de la montaña de Batet y consta de dos cráteres.

En la carretera de Olot a Santa Pau, y a unos seis kilómetros de Olot, se encuentran los volcanes gigantes de la provincia, el gran Croscat, de 200 metros de altura sobre el llano, de forma cónica, abierto hacia el Este, con un cortejo de pequeños volcanes en sus alrededores; y el Santa Margarita, notable por su hermoso cráter, de 400 metros de diámetro y 47 de profundidad. Al SE. de éste se encuentran los volcanes de las Ascomas, que se tocan por su

base; son dos volcanes gemelos, llamados Roca Negra y Puig Subia, famosos por los hermosos cristales de augita de sus grederas, masas de feldespatos y rocas arrancadas del basamento que no se encuentran en los demás volcanes de la región.

En la sierra de Finestras, entre San Felíu de Pallarols y Santa Pau, existen también volcanes muy curiosos; merecen especial mención, por sus hermosos cráteres, el Traiter y el de Can Tiá; junto a ellos se encuentran los de Font Pobra y el Estañol y Puig Rodó de las Medas.

Otros muchos volcanes podría citar, pero me limitaré a indicar dos de la zona de Gerona; uno, que formaba antes laguna temporal cuando las grandes lluvias, la Closa de San Dalmau, el cráter más amplio de la región, y otro, el volcán llamado Puig de Adri, que lanzó bombas con núcleo de lherzolita, y del que se desprendió una colada que llega a poco más de un kilómetro en línea recta de los arrabales de la capital.

Las coladas y afloramientos basálticos son tan numerosos como los volcanes y, como de éstos, citaremos solamente las más potentes, largas y hermosas.

Todo el llano de Olot y el valle del Fluviá, desde las Presas hasta un poco aguas abajo de San Jaime de Llierca, unos 15 kilómetros de longitud, está ocupado por un gran manto basáltico, formado por diversas corrientes que proceden de distintos conos y emitidas por erupciones diferentes; en muchos puntos la colada está oculta bajo la cubierta de lapilli y tierras labrantías, pero el Fluviá y sus afluentes han excavado en él su cauce y puesto al descubierto secciones de dichas coladas en forma de acantilados, ordinariamente con hermosas columnatas, como las del Ridaura, del Noc d'En Cols, de San Juan las Fonts y el imponente acantilado de Castellfullit, todas ellas con her-

mosos prismas de basalto, algunos de gran espesor y longitud.

En San Felíu de Pallarols se forma otra que, siguiendo por el valle de Hóstoles, entra en la riera de Amer y termina a unos tres kilómetros antes de llegar a esta población; el río ha cortado la colada y puesto al descubierto en su margen izquierda una hermosa columnata, que puede observarse desde el ferrocarril de Gerona a Olot; esta corriente es, y ha sido, explotada activamente para la obtención de adoquines de pavimentación. Los prismas que se pueden contemplar en el Museo Martorell y en la Academia de Ciencias, de Barcelona, proceden de esta cantera.

Otra colada importante es la del valle de Santa Pau, integrada por varias coladas, emitidas por los volcanes de esta parte, y unidas todas ellas poco después de Santa Pau. Esta colada principal se encaja en el valle del río Sert, hasta poco antes de llegar al Forn; también forma hermosos cantiles cortados por el río en su ribera izquierda, que pueden verse siguiendo la carretera de Olot a Bañolas, por Santa Pau.

Por fin, entre las coladas importantes merece incluirse la que nace en el volcán Puig de Adri y sigue hasta unos dos kilómetros antes de llegar a Gerona, con una longitud de 14 Km. y unos cinco de anchura.

La edad de estas erupciones es tal, que el hombre pudo ser testigo de ellas. En muchos sitios puede verse cómo el basalto descansa directamente sobre aluviones o arcillas cuaternarias, en las cuales no hay ni cantos ni arcillas basálticos; en cambio, descansan sobre ellos arcillas, arenas y aluviones cargados de productos volcánicos, tanto en la cuenca del Ter como en la del Fluviá.

En los aluviones del valle de Viaña, que parecen ser contemporáneos de los de Fluviá se han encontrado res-

tos de *Elephas primigenius*. Según lo cual, las coladas inferiores son posteriores al cuaternario medio, pero como las erupciones fueron numerosas, debió durar mucho tiempo la actividad volcánica.

El haberse encontrado con frecuencia hachas pulimentadas de basalto, permite afirmar que las principales coladas estaban ya formadas antes del neolítico, o sea de la edad de la piedra pulimentada, con lo cual puede fijarse la edad de las coladas inferiores entre el musteriense y el neolítico, pero es muy probable, casi seguro, que las erupciones explosivas, antes de alcanzar el estado de reposo e inactividad, debieron continuar mucho tiempo con más o menos emisión de lava, lo que debió suceder al comienzo del período histórico, por lo menos en cuanto a la comarca de Olot se refiere.

II. La región volcánica del Bajo Ebro

Esta zona volcánica fué reconocida como tal, por mí, en 1933.

Las manifestaciones de la zona oriental del Ebro son mucho menos importantes, y sus aparatos y coladas están muy degradados; sólo de modo excepcional puede reconocerse en ella algún volcán, como el del Mas del Tono; en cambio, son relativamente abundantes y fácilmente reconocibles volcanes y coladas en la occidental.

Cerca de Prat de Compte, en la carretera de este pueblo a Tortosa, antes de llegar al Km. 28, hay un pequeño montículo constituido por una roca muy alterada, recubierta por derrubios y tierra de labor, en el cual se recogen abundantes restos de lavas escoriáceas y cordadas y pro-

ductos fragmentarios; se trata de un pequeño volcán degradado, con colada erosionada y cubierta por los derrubios. Un poco más allá, siguiendo el mismo camino, en el Collet del Aubadà, existe otro pequeño volcán; el camino corta la erupción. La roca es un basalto negro, fresco. La emisión se produjo en un plano de cabalgamiento y puede apreciarse perfectamente la chimenea, así como venas metalíferas formadas en sus paredes.

En el valle de Pauls, cerca de la fuente de San Roque, en la cota 886, se ve un importante volcán degradado, del que se conserva la explanada redonda del cráter, con abundantes escorias, lavas cordadas, basaltos cavernosos y productos de explosión.

En término de Horta de San Juan, en el Mas de las Eras, se encuentra otro aparato volcánico, el de mayor extensión y mejor conservado de toda la región; está al pie de los relieves jurásicos de Coll de Basot y las estribaciones septentrionales de la Tosa, y forma un cono volcánico degradado y seccionado por el barranco, que ha desmantelado la parte del cráter y ha dejado a uno y otro lado restos más que suficientes para identificar un volcán de tipo estrombólico, formado por la acumulación de lavas escoriáceas, cordadas, bombas volcánicas, bolas de basalto, masas de lapilli, cubierto todo por una capa de tierra arcillosa, rojiza, achocolatada, producto de la alteración de estos materiales.

En el valle de Alfara hay un volcán y varias coladas de cierta importancia. Ascendiendo por el camino que conduce al Tosca por el valle, destaca un pequeño promontorio, coronado por las ruinas del Castillo de Carles. Al pie mismo del castillo se encuentra la erupción. El cono volcánico es una masa de conglomerado y toba volcánica, de lipillis, escorias, bombas y productos arrancados del ba-

samento. En conjunto, el aspecto es el de una chimenea volcánica recubierta por los materiales de explosión.

Pero además de este volcán estrombólico hay otras erupciones importantes en el valle. En el Tosca se localizan varios afloramientos basálticos, cubiertos parcialmente por los derrubios de montaña. La erupción principal se encuentra más arriba, es una colada basáltica de gran masa, en parte recubierta y enmascarada por un cono de deyección al pie de la cota 1.047. La chimenea estaría al pie mismo de esta cota, y los afloramientos de aquí a la ermita de Santa Magdalena serían restos de la colada.

La edad de estas erupciones es seguramente posttriásica, e indudablemente posteriores a los plegamientos pirenaicos, y todo hace suponer que las explosivas y las del Tosca de Alfara son pliocénicas o del cuaternario inferior.

III. Las erupciones de Cofrentes y el volcán Cerro Negro o de Agrads

Hasta 1903 no se sospechó que este cerro fuera un volcán; de modo oficial y científico se le declaró como tal el 10 de febrero de 1907, en la sesión de dicho mes de la Sociedad Española de Historia Natural, por los Sres. Fernández Navarro y Sabater. En 1934 me decidí a hacer un detenido estudio de él, y en 1936 aparecía, en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, un estudio completo del volcán y sus erupciones.

El volcán y otros restos de la actividad volcánica se encuentran en las proximidades de Cofrentes, al norte y noroeste de este pueblo, en las márgenes del Cabriel, y en la parte correspondiente a una depresión triásica. De

las erupciones nos ha quedado el cono volcánico, verdadero volcán, llamado Agrads o Cerro Negro; un dique en la orilla izquierda del Cabriel, y una masa de toba volcánica o peperino con grandes bloques de basalto idéntico al del dique de la otra ribera, que forma el cerro sobre el que está edificado el Castillo de Cofrentes. Estos tres elementos eruptivos aparecen alineados de NNO. a SSE.

El volcán es un cerro alargado de color negro, formado por masas de basalto vítreo, negro, olivínico, con abundantes bloques escoriáceos, algunas bombas y lapilli; éste ordinariamente cementado, formando tobas o peperinos. La cima del volcán está constituida por grandes masas de lava, con la característica y típica forma superficial de las coladas basálticas y otras de aspecto más macizo, con disjunción en grandes bancos, formadas por un basalto más gris, muy rico en olivino.

Continuando el descenso por esta ladera, y siguiendo con rumbo al Castillo de Cofrentes, se encuentra un dique que corta las carnioles triásicas, de unos 100 metros de longitud visible y unos siete de potencia, y de dirección casi N.-S., del que destaca un monolito llamado El Fraile; está formado de basalto, igual al de las masas de la cima del volcán.

Las erupciones de Cofrentes se produjeron en el cuaternario inferior y, por lo tanto, contemporáneas de algunas de las de Olot, pero sus lavas son completamente distintas; aquí son nefelinitas olivínicas, sin feldespato, semejantes a muchas coladas y volcanes homogéneos de Ciudad Real.

IV. Las Columbretes. Islas de origen volcánico

Al Este de Castellón de la Plana, y a unos 67 Km. de distancia, se encuentran las islas Columbretes; cuatro grupos de peñones bañados por las tranquilas y azules aguas del Mediterráneo. Son islas de origen volcánico y nacidas seguramente a consecuencia de una o varias erupciones submarinas. Después de que las lavas alcanzaron la superficie de las aguas, aún debieron producirse erupciones explosivas importantes que las dieron su forma actual.

Además de los caracteres de sus rocas, francamente volcánicas, se conserva un testigo irrecusable, es la Columbrete Grande, verdadera caldera, bien limitada, cuyo eje mayor mide aproximadamente un kilómetro; en ella se ve clarísimo el contorno del cráter, que se continúa en el Mascaret, La Señoreta y el islote de Mancolibre.

Se componen estos islotes de escorias basálticas y tobas palagoníticas; basaltos plagioclásicos y lavas traquíticas. Difícil es fijar con exactitud la edad de estas erupciones, y si sus rocas proceden de uno o varios períodos eruptivos. Parece, sin embargo, indudable que las erupciones más importantes se produjeron al final de la era terciaria, y que debieron ser del tipo vulcaniano, a juzgar por la amplitud del cráter y caldera y la abundancia de tobas cineríticas.

V. Región volcánica de Ciudad Real

En esta región, que comprende casi toda la provincia, las corrientes de basalto no forman, como en Gerona, mantos y coladas de gran extensión, sino que aparecen fragmentadas, como cerros o masas aisladas de basalto, que sólo después de detenido examen puede reconocerse su verdadera significación y fijar sobre el mapa las distintas coladas, dirección que han seguido y longitud que alcanzaron.

En muchos casos, los cerros de basalto son verdaderos volcanes homogéneos y, por lo tanto, hemos de considerarlos como puntos de emergencia, aislados e independientes, unas veces; formando la cabeza u origen de la colada basáltica, otras. Más frecuentes son los manchones de basalto, fragmentos o trozos de corrientes lávicas que se extendieron en otros tiempos sobre gran parte del país, actualmente rotas por los valles y barrancos, fragmentadas en una serie de cerros y masas, testigos de una formación volcánica más o menos degradada. Los montículos que en la zona del valle de Puertollano se llaman Castillejos, son ejemplo de cuanto venimos diciendo.

Además de los volcanes homogéneos o cúmulo-volcanes y las coladas, fragmentadas o no, se conservan algunos conos de explosión y volcanes estratificados o mixtos, compuestos de capas de lapilli y de cenizas alternantes. Estos volcanes se conocen en el país con el nombre de «hormigoneras», y el vulgo los distingue bien de los homogéneos o castillejos y negrizales, con los que también se conocen los cerros de basalto. Rara vez conservan estos volcanes sus cráteres, pero no son pocas las hormigoneras

en las cuales puede reconocerse un cráter, aunque muy imperfecto.

La superficie ocupada por los materiales volcánicos es de gran extensión y forma un cuadrángulo irregular, que mide aproximadamente 75 Km. de Este a Oeste y 80 Km. de Norte a Sur, con una superficie de unos 6.000 Km. cuadrados, en la cual Hernández-Pacheco ha llegado a contar 67 volcanes. Los tipos de rocas que se encuentran son basaltos plagioclásicos, basaltos nefelínicos (nefelinitas olivínicas), limburgitas y augititas, algunas melilíticas (basaltos melilíticos antiguos).

A tres tipos corresponden las erupciones y las formaciones volcánicas de esta región; las tranquilas, sin explosiones; las estrombólicas y las vulcanianas.

Volcanes homogéneos o cúmulo-volcanes

Resultado de erupciones tranquilas que hicieron salir lavas poco flúidas que se solidificaron y acumularon alrededor de la grieta o boca de salida; no hay materiales fragmentarios, lapillis, bombas ni cenizas. Los ejemplos de este tipo de erupción son numerosos.

Los volcanes estrombólicos

Son conos con bombas y lapilli y masas escoriáceas, que emitieron lavas más flúidas.

Volcanes y erupciones de tipo vulcaniano

Abundan en las zonas centrales, al sur de Ciudad Real, norte de Ballesteros, y también hacia Almagro y NE. de Pozuelo de Calatrava. Son éstas las únicas erupciones que

nos han dejado conos con amplio cráter originado por la explosión vulcaniana; además nos han dejado campos de cenizas y tobas cineríticas.

Entre los cráteres vulcanianos merecen especial mención tres, que cuando llueve forman lagunas: cráter del Fuentillejo, el de Mestanza y el de Michos.

El volcán del Fuentillejo, situado en la zona este de la Sierra de las Lunas y al sur del pueblo de Valverde de Calatrava, es el cráter más típico y mejor conservado de la región volcánica; el cráter es casi circular, de unos 40 metros de profundidad y de unos 350 de diámetro; cuando las grandes lluvias se acumulan en él, las aguas dan origen a la laguna que lleva este nombre. En su borde este se ve el origen de una colada. En el campo que le rodea hay mantos de cenizas, bajo los cuales, al abrir un pozo, se encontraron restos fósiles de mamíferos cuaternarios, que permiten fijar la edad de esta explosión.

La laguna de Mestanza es una depresión análoga, correspondiente a un antiguo cráter, que durante las grandes lluvias se llena de agua y queda convertida en una laguna temporal de unos 300 m. de diámetro. También este volcán emitió una colada, a la que pertenecen los negrizales de La Gitana, El Burcio y Villalba.

Además de estas lagunas temporales hay dos cráteres-lagunas, los de Las Carboneras y Los Lomillos.

El número de coladas, más o menos extensas, es tan grande que sería pesadísimo citar las más principales, muchas de ellas objeto de activa explotación en cantera.

Edad de las erupciones

Siempre que los terrenos miocénicos se encuentran en relación con los volcanes, coladas, lapillis o cenizas, pue-

de verse cómo todos estos materiales están encima de los sedimentos miocénicos, y el haber hallado en las cercanías de Valverde de Calatrava, bajo los mantos de ceniza, molares y huesos de mamíferos cuaternarios, prueba que las erupciones se produjeron entre el plioceno y el cuaternario medio. Según Hernández-Pacheco, las más antiguas corresponden al plioceno superior; la mayoría son del cuaternario inferior, incluso de edad posterior a la segunda terraza, y las más modernas es posible que fueran conocidas por el hombre paleolítico.

VI. La región volcánica del SE. de España

En el SE. de España, en la zona costera de la provincia de Almería, desde el Cabo de Gata hasta su zona límite con la provincia de Murcia, y dentro de ésta y en el Mar Menor, se encuentra otra región volcánica de gran extensión e interés científico. El espesor de las coladas y la extensión de los mantos de lava es mayor que en las de Gerona y Ciudad Real, y mucho mayor la variedad de rocas que presenta y no poca la riqueza en minerales explotables. Además, es muy diferente el aspecto del país y de las formaciones volcánicas; aquí las lavas, en lugar de ser negras y pesadas, son grises, más o menos oscuras, ligeras, liparitas, traquitas, dominando dacitas y andesitas. Es ésta mucho más compleja, por todos conceptos, que las hasta ahora descritas, pues además de las lavas dichas se encuentran unas muy básicas, que representan términos lamproíticos con una diferenciación especial, que ha motivado la creación de una nueva familia petrográfica, la llamada Mediterránea, y que ha obligado a los autores a crear unas especies nuevas: jumillita, verita, fortunita alboranita, etc.

La zona volcánica de Almería se extiende por el SE. de la provincia, desde la rambla de la Granatilla hasta el Castillo de San Francisco. En esta parte no se encuentran largas coladas, extensos campos o mantos de lava, sino macizos o cerros grandes de roca volcánica y manchas menores de lavas entre las formaciones sedimentarias del terciario.

De todas las formaciones volcánicas de la provincia la más extensa y la de mayor relieve es la llamada Sierra del Cabo de Gata, de 25 kilómetros de longitud por seis de anchura media, con sus culminaciones máximas en el pico llamado Fraile Grande, de 500 m. de altitud, y en el cerro del Garbanzal, que se alza hasta los 513, y la mínima corresponde al cerro de los Genoveses, con 131 metros. Son éstos, volcanes homogéneos, cúmulo-volcanes.

Los Frailes son dos cerros volcánicos. Al oeste de ésta, y paralela a ella, se encuentra la Serrata de Nijar, de 12 kilómetros de longitud por uno de anchura, que es otra gran masa volcánica, en la cual se encuentran cerros y picos volcánicos con abundantes cenizas, tobas, pöschstein y pómez. Toda la serrata es una gran colada fragmentada por la erosión y dividida hoy en una serie de cerros y colinas de roca eruptiva.

La banda oeste de la región volcánica se extiende de SE. a NO. en una longitud de 105 Km., formando una región de colinas y ondulaciones; a éstas corresponde el volcán del Hoyazo, las erupciones de Vera, Mazarrón y Fortuna. El Hoyazo es un perfecto cono truncado que aparece en medio de rocas terciarias, al pie de la vertiente sur de la Sierra de Alhambilla, con un cráter caldera en forma de herradura, en cuyo centro se alza un pequeño cono, cuya altura no llega a la de los bordes del gran cráter o caldera. Este volcán presenta una garganta, atrio, llamada Rambla

de las Granatillas, por la gran cantidad de granates sueltos, muy bien cristalizados, que se encuentran en su fondo.

En Mar Menor, la Isla Grosa, Isla Esparteña, Cerro del Carmolí, etc., son también volcanes que han emitido lavas de andesita hipersténica. También podemos añadir a esta región la Isla de Alborán, que parece prolongar al SO. la Sierra del Cabo; está toda ella formada por tobas volcánicas estratificadas y lavas de una roca andesítica que se ha llamado alboranita.

Como acabamos de ver, rara vez se han conservado los aparatos volcánicos, y por eso, únicamente después de un detenido examen y por persona especializada, pueden reconocerse como tales, hasta el punto de que más de un geólogo ha llegado a afirmar que no hay volcanes en esta región. Estos volcanes pueden agruparse en dos tipos: los homogéneos o cúmulo-volcanes y los estratificados; no se conoce ningún tipo de cono de lapilli o estrombólico, que tan abundantes son en Gerona y Ciudad Real. Los cúmulo-volcanes del SE. de España son grandes masas en forma de cúpulas o pitones de rocas andesíticas, principalmente; los estratificados son conos de erupciones explosivas de tipo vulcaniano, como lo es también el volcán del Hoyazo y el de Cabezo Negro, de Fortuna y algunos de Mar Menor. El volcán del Garbanzal y los dos Frailes son magníficos ejemplos de cúmulo-volcanes; los dos últimos son dos cúpulas macizas de lava ácida.

Un volcán muy interesante es el llamado Majada Redonda; con cráter elíptico, completo, cuyo eje mayor alcanza los 500 m. de longitud. A éstos hay que añadir otros tres volcanes menores, El Salinar, Rincón de Marte y Cortijo de la Higuera.

Las erupciones de esta región se han producido a lo

largo de una línea paralela a la costa, que corresponde a una gran falla orientada de NE. a SO. y, a juzgar por los materiales que nos han dejado, fueron de dos tipos, el vulcaniano, que produjo las calderas y masas de cenizas y tobas, y el peleano, que formó los cúmulo-volcanes, sin cráter y sin cenizas. La edad de estas erupciones es diferente para las distintas rocas; las erupciones más básicas parecen miocénicas o del plioceno inferior; las dacitas y liparitas son del plioceno superior y las veritas y fortunitas son cuaternarias; pero hemos de advertir que esta región está poco estudiada vulcanológicamente; falta aún por hacer una monografía completa, como las que tenemos de la provincia de Gerona, de Cofrentes, de Ciudad Real y del Bajo Ebro.

Como señales dejadas por las erupciones, además de los cráteres, cúmulo-volcanes, coladas, cenizas, lavas, etc., figuran formaciones geiserianas e hidrotermales, con un cortejo de filones metálicos, de galena, molibdenita, sulfuros de plata y el yacimiento de oro de Rodalquilar, actualmente en explotación.

VII. El volcán y la erupción de Jumillita, de la Sierra de las Cabras

En la Sierra de las Cabras se encuentra una importante erupción, que forma un gran volcán homogéneo y algún conito lateral.

En la cima de la Sierra de las Cabras, y en la parte más alta y agreste de ella, puede reconocerse claramente un cúmulo-volcán formado por una gran masa, cúpula volcánica de paredes verticales, como acanaladas por la disyunción

prismática de la lava solidificada, que corresponde a la parte más compacta y cristalina de la masa rocosa. Es una cúpula de jumillita, roca que fué primeramente encontrada en España a unos veinte kilómetros al este de la erupción a que ahora me refiero, en las llamadas minas de Jumilla. La roca fué estudiada y descrita por primera vez por Osann.

En la vertiente sur de la Sierra de las Cabras se ve que la chimenea se ha abierto a través de las calizas y dolomías del triásico superior y jurásico inferior, pero en un conito adventicio, situado cerca del puerto de Cancarix, se ve bien claramente que las lavas han cortado al helveciense, y éstas, las escorias y pumitas, descansan y se extienden sobre este terreno.

El volcán principal se ofrece en forma de murallón o torreón de gran fortaleza derruida; el segundo es completamente diferente; es un conito volcánico de tipo explosivo. de color negro, con abundantes escorias y pómez; sus lavas son vitrofídicas, negras o muy oscuras, y en la mayoría de ellas sólo por medio del análisis químico puede reconocerse su carácter de jumillita.

La edad de esta erupción es francamente posthelveciense, pero en Calasparra encontraron M^{me}. Jérémine y P. Fallot una erupción, también de jumillita, análoga a la de Cancarix, cuya edad es francamente postpontiense. Resulta, pues, que de las jumillitas hasta hoy conocidas, los tipos hipocristalinos hasta vitrofídicos son indudablemente postpontienses, pero es dudosa la edad de los tipos holocristalinos, hasta casi granitoideos, de las minas de Jumilla, los que llevan los magníficos cristales de esparraguina y los de la cima de la Sierra de las Cabras, que indudablemente son anteriores; pero no es posible precisar la diferencia de edad entre las dos erupciones, siendo de todos

modos muy probable que sean postpirenaicas, desde luego prepontienses las unas y postpontienses las otras.

He aludido antes a una erupción en Calasparra (Murcia); en efecto, en la carretera a Moratalla, cerca de Calasparra, frente al Km. 2, hay un volcancito de jumillita parecido al de Cancarix, cuyas lavas descansan directamente sobre el pontiense.

VIII. El volcán de fortunita llamado cerro del Monagrillo

Cerca del coto minero de Hellín, en la margen derecha del Segura, y por lo tanto ya en la provincia de Murcia, al norte de la sierra de Jubilla, a unos seis o siete kilómetros de los criaderos de azufre de Hellín y al SO. de Agramón, hay un cerrito volcánico, pequeño volcán homogéneo con su cráter bien conservado en la cima, semejante al monte Olivet, de Olot, llamado cerro del Monagrillo.

El volcán se presenta a modo de cerro o cono de color negro, que destaca sobre el claro del mioceno superior, cuyos materiales atraviesa, siendo por lo tanto la erupción de edad pliocénica o cuaternaria.

La roca que forma el cerro fué clasificada por Botella como traquita, y después, por Meseguer, como traquita ultrabásica. Osann, que estudió una roca de este mismo afloramiento, la clasificó como fortunita.

De mi estudio resulta que, en efecto, la roca que constituye el volcán es una fortunita, que se presenta según tipos bastante distintos.

IX. Región volcánica del país Vasco

En las provincias Vascongadas son numerosísimos y muy importantes los afloramientos de rocas volcánicas en las formaciones mesozoicas, que parece que salieron a la superficie principalmente durante el cretácico. Entre Vergara, Placencia, Azcoitia y Zumárraga, se extiende una extensa mancha y otras muchas pequeñas de rocas basálticas y andesíticas, en diques de diversa potencia unas veces, interstratificadas otras, y en masas grandes, con aspecto de coladas, bien manifiestas y conservadas (estación de Vergara, Málzaga, Aguinaga, Barinaga, Alto de Elorrio, Luno, Guernica, Ajanguiz, etc.) otras.

Erupciones traquíticas

En los alrededores de Bilbao, al lado de Axpe, destaca en medio de la formación cretácica un cúmulo-volcán correspondiente a una erupción traquítica.

Ésta formó un cerro llamado Monte Axpe, constituido en su mayor parte por traquita y tobas traquíticas, que fué dado a conocer primero por Adán de Yarza, y estudiado después y publicado sus caracteres por mí. El cerro es un verdadero cono volcánico, macizo y homogéneo, del tipo de los que hemos llamado cúmulo-volcanes, característicos de las lavas ácidas; la lava se abrió paso a través de las rocas cretácicas (cenomanenses, según Adán de Yarza), pero como no hay otra más moderna sobre ella lo único que podemos asegurar es que se trata de una erupción postcenomanense. Nada hay, sin embargo, que se oponga a que esta roca haya hecho erupción mucho más tarde, y

me inclino a considerarla como terciaria, y dada su analogía con la erupción traquítica del Golfo de Rosas, lo más verosímil sería atribuirle edad pliocénica. La roca es una traquítica típica muy ácida, hololeucocrática, con pasta microlítica fluidal, completamente holocristalina. Se explota activamente en dos grandes canteras.

Erupciones andesíticas

En las grandes manchas eruptivas de Placencia, Anzuola-Vergara, Barinaga, Aguinaga, Apotamonasterio, Elorrio, Málzaga, Guernica, Erandio, diques de Santurce, etc., hay rocas andesíticas y basálticas, y aparecen unas veces en diques capas, en masas con aspecto de coladas otras con materiales de proyección bien visibles en Elorrio, Vergara, Málzaga, Aguinaga, Barinaga, etc., y lavas escoriáceas, hoy con los poros rellenos de sustancias secundarias en forma de amígdalas. Estas coladas se ven completamente libres, sin cobertera sedimentaria; cuando forman diques, únicamente se ve que atraviesan la formación cretácica, pero nunca se les ve cubiertos por formaciones más recientes que no hayan atravesado.

La mayor parte de los afloramientos de Guipúzcoa y de Vizcaya corresponden a rocas de tipo andesita, andesitas augíticas principalmente. Se trata de lavas andesíticas alteradas, microlíticas, vitrofídicas y amígdaloides.

Rocas doleríticas

Otro grupo importante de rocas eruptivas, en Vascongadas, es el de las doleritas.

En el cretácico de Guipúzcoa y Vizcaya son abundantes los afloramientos de doleritas; los de más potencia e

importancia son los de Villarreal, Elgóibar, Márzana, Apotamonasterio y Erandio, con algún otro dique en los alrededores de Bilbao. Se presentan unas veces como lacolitos, en diques-capas o placolitos otras, perfectamente paralelos a los estratos que los contienen, y siguiendo el mismo sistema tectónico que ellos, con iguales inclinaciones y vergencias. Nunca las hemos visto en el eoceno. Algunas del valle del Urola tienen carácter alcalino, con augita titanada, algo de ortosa y albita y con preenita sobre el labrador; a éstas las clasificó P. Lamare como episienitas (theralitas), pero me parece más acertado clasificarlas como doleritas alcalinas, ya que las theralitas son rocas granitoideas, de profundidad, y no filonianas o hipabismales.

El yacimiento más importante es el que se encuentra en el valle del Urola, cerca de Villarreal, donde forma varios diques-capas o masas intrusivas en el cretácico. Las rocas son, unas veces, de grano muy grueso, con largos y estrechos prismas de anfíbol o piroxeno, de tres y aun más centímetros, y largos prismas de feldespato; otras no son de grano tan grueso, pero siempre son bien visibles los feldespatos y elemento negro.

Rocas basálticas

También existen rocas basálticas, verdaderos basaltos, alteradas unas y frescas otras, en Guipúzcoa, atravesando el cretácico.

En la gran mancha eruptiva de Placencia y en los apuntemientos que la rodean, se encuentran con frecuencia rocas basálticas.

En la carretera de Placencia a Eibar, frente a las canteras de Málzaga, y en muchos puntos de ese asomo eruptivo,

se encuentran rocas de color gris muy oscuro, casi negro, de aspecto de basaltos alterados, en las que a simple vista sólo se reconocen algunos cristales de augita y amígdalas de calcita. El microscopio revela que son verdaderos basaltos.

En la estación de Vergara hay, igualmente, rocas de aspecto de lavas basálticas, muy alteradas y con sus elementos negros serpentinizados; en una se ve claramente el olivino.

En la erupción del puente de Santa Marina (Vergara), recogí uno muy alterado con olivino y muy típico; es amigdaloides, con algunas partes porosas. Semejante a éste recogí uno en la carretera de Vergara a Mondragón, cerca de Zubiarrúa. En la entrada de Anzuola hay otro tipo muy amigdaloides espilitico, y en la carretera de Vergara a Anzuola se presenta uno de los más típicos de la provincia.

Muy semejantes a estos últimos (Puente de Santa Marina y Zubiarrúa) recogí otro en Barinaga, de color gris oscuro.

En Aguinaga los hay semejantes a éstos, pero más característicos, que se diferencian de los de Barinaga porque tienen grandes fenocristales de olivino, serpentinizados y limonitizados, de augita basáltica y común. Entre Echevarría y Barinaga hay otra colada, con un basalto también poroso, con aspecto igualmente de lava, de la parte superficial de las coladas.

* * *

Además de las formaciones volcánicas enumeradas, existen en distintos puntos de España pequeñas manchas eruptivas. Una de ellas se encuentra en el golfo de Rosas en las inmediaciones de Vilacolum (Gerona). No queda de

ella aparato volcánico ni materiales de proyección; hay únicamente un afloramiento de traquita sódica egrínica, que se ha explotado en la antigüedad para algunos monumentos de la comarca, como el Monasterio de San Pedro de Roda. Seguramente es anterior a las erupciones basálticas más antiguas del resto de la provincia. Cerca de Valencia, en término de Picasent, hay un pequeño afloramiento de basalto plagioclásico, muy semejante a los del grupo de volcanes de Olot. De Calpe tenemos muestras de un basalto muy semejante. En la sierra de Córdoba se han hallado diques de basalto análogos al de Castellfullit y de Amer. Hay manchones de basaltos nefelínicos en la serranía de Cuenca; en Nuévalos, cerca del Monasterio de Piedra, provincia de Zaragoza, hay un pequeño dique de una limburgita. En la Sierra de Guadarrama, Puerto de Canencia y en Zarzalejo, se han citado igualmente diques de un basalto nefelínico semejante al de Cuenca y a los de Ciudad Real y Cofrentes. Por fin, en Las Cruces y Lárazo, a unos 11 Km. al sur de Arsua y a unos 6 Km. al este de Santiago de Compostela, existen basaltos semejantes a los nefelinos citados.

Quizá sea España la nación que, en igualdad de extensión superficial, tenga mayor variedad y riqueza de rocas volcánicas, pero lo que sí es seguro es que no hay país que, como el nuestro, reúna, en tan reducido espacio, representantes petrográficos de las tres grandes familias o asociaciones petrográficas del mundo. En efecto, el análisis químico de algunas de ellas, pocos relativamente en número, pero suficientes para llegar a conclusiones importantes, ha demostrado que existen en nuestro suelo representantes volcánicos de los tres grupos o tipos fundamentales de diferenciación magmática. A la familia pacífica pertenecen, y su carácter ha quedado plenamente demos-

trado y bien definido, las rocas de la isla de Alborán y la mayoría de la región volcánica del Cabo de Gata, Cartagena-Mar Menor, y en ninguna otra región se presentan rocas de esta asociación.

Las rocas de la familia atlántica adquieren en España un desarrollo mucho mayor; a ella pertenecen casi todas las demás regiones volcánicas, Gerona, Tortosa, Valencia, Alicante, Mallorca, Columbretes, Ciudad Real.

Finalmente, está representada la familia mediterránea en las erupciones de la Sierra de las Cabras y Minas de Jumilla, volcán de Fortuna, rocas de Vera, volcanes del cerro del Monagrillo y de Calasparra.

Podemos hoy, gracias a los estudios de Becke, Washington, Osann, de Burri, Parga Pondal y San Miguel Arribas, establecer las relaciones que existen entre estas familias, así como fijan su posición dentro de la tectónica geológica de la Península. Existe, realmente, estrecha relación entre el quimismo de los magmas de las rocas volcánicas modernas de España y el lugar geográfico y condición geológica en que han hecho erupción. Como dice Parga Pondal en su tesis doctoral, «Si consideramos todas las rocas cenozoicas peninsulares, se deduce que los tres tipos de diferenciación que acabamos de reconocer, están condicionados perfectamente por la posición geológica y geográfica dentro del cuadro del sistema alpino español».

Las rocas que presentan un quimismo calco-alcálico o pacífico, se encuentran incluidas en el espacio de la zona orogena Bética, quedando las rocas de carácter atlántico, o sea las de quimismo sódico, localizadas en su antepaís, es decir, en la región delantera del mismo; y precisamente en el límite de la zona orógena Bética con su antepaís, intermedia entre ambos, se localizan las rocas de tipo mediterráneo, de quimismo potásico, encontradas en la Penín-

sula. En la zona del antepaís ibérico se observa una notable acentuación del carácter atlántico, a medida que nos alejamos de la zona Bética. La primera banda, es decir, la más próxima a ésta, Columbretes, Cofrentes, Campos de Calatrava, deja reconocer aún cierta influencia del quimismo pacífico. La segunda, en la que entran los yacimientos de Tarragona, Gerona, Nuévalos, es francamente atlántica, y, finalmente, las erupciones del golfo de Rosas, de Axpe y de Larazo-Las Cruces son los representantes más típicos del carácter atlántico.

Madrid, día de Santa Bárbara, 1949.

EL ESTRECHO DE GIBRALTAR Y SU PROLONGACIÓN GEOTECTÓNICA MEDITERRÁNEA Y ATLÁNTICA

POR

EDUARDO HERNÁNDEZ-PACHECO



EL ESTRECHO DE GIBRALTAR Y SU PROLONGACIÓN GEOTECTÓNICA MEDITERRÁNEA Y ATLÁNTICA

El Estrecho de Gibraltar es uno de los parajes del mundo de mayor interés en los respectos geográfico e histórico, y también geológico. En los tiempos de la antigüedad clásica, el *Fretum Herculis*, entre las dos míticas columnas representadas por las rocosas montañas: Calpe, del lado europeo, y Abilia, del africano, señalaban el fin del ecúmeno, donde terminaba el mar Interior y se abrían las amplitudes ignotas del mar Exterior, o Atlántico.

En los tiempos actuales, lo que era extremo es centro de la superficie terrestre, nudo de enlace entre el hemisferio oriental y el occidental, y cruce de comunicaciones entre el mundo antiguo y el nuevo.

El Estrecho de Gibraltar presenta dos entradas: una espaciosa, del lado atlántico, comprendida entre la arenosa punta del cabo de Trafalgar y el rocoso promontorio del cabo Espartel. Entre estos dos accidentes topográficos costeros media una distancia de unos 44 kilómetros. El Estrecho es cada vez más angosto hacia el Este, siendo el sitio de la costa septentrional más avanzado al Sur la isleta de las Palomas, unida por un malecón a Tarifa, y el más destacado hacia el norte de la costa meridional, Punta Leona. La menor anchura del Estrecho está algo al este de Tarifa, frente a Punta Ciris, en donde es de poco más

de 14 kilómetros. El Estrecho termina, del lado del Mediterráneo, entre la punta extrema del Peñón de Gibraltar y la punta de la Almina, en Ceuta, separadas por 23 Km., teniendo, por lo tanto, la portada mediterránea la mitad de anchura que la atlántica. La longitud total del Estrecho es de unos 64 kilómetros, y la de la parte angosta, desde el meridiano de Tarifa al de Ceuta, de unos 25 kilómetros.

En el respecto geográfico-geológico, el Estrecho de Gibraltar es paraje de mayor interés, constituyendo un importante accidente geotectónico de la corteza terrestre, que separa dos masas continentales y que establece enlace entre dos cuencas marinas.

La historia geológica del Estrecho y de los territorios y porciones de mares en que está situado, es compleja y larga. Tiene como antecedentes, por una parte, las transformaciones que, en los tiempos mesozoicos y del paleogeno, experimentaron los compartimientos de la corteza terrestre, correspondiente al Mediterráneo primitivo, muy diferente del actual; y por otra, fueron fenómenos concomitantes los cambios acaecidos en el desaparecido Continente Nordatlántico y en los entonces archipiélagos que son ahora territorios europeos. La historia geológica del Estrecho está comprendida en la de los acontecimientos geológicos acaecidos en el período orogénico que elevaron los Alpes, e incluida en las transformaciones evolutivas experimentadas en lo que es actualmente sur de Hispania y norte de Mauritania, y lo que es ahora el gran seno atlántico del golfo de Cádiz y el mar de Alborán.

La apertura del Estrecho y la formación del mar de Alborán es consecuencia final de características muy antiguas de los compartimientos de esta zona de la corteza terrestre. Tal disposición geológica, que pudiéramos considerar congénita, fué percibida por el geólogo Gavala, al

EL ESTRECHO DE GIBRALTAR Y SU PROLONGACIÓN GEOTECTÓNICA



Alineaciones geotectónicas y eruptivas, atlánticas, concomitantes con la del Estrecho de Gibraltar.

indicar que el fenómeno del Estrecho correspondería a fracturas preexistentes anterior al mioceno, y muy probablemente de época anterior al triás.

En nuestro modo de ver, la alineación geotectónica Estrecho de Gibraltar y mar de Alborán, corresponde a la alineación más meridional de las fracturas póstumas transversales a la cordillera Hespérida, o sea al grupo geotectónico de las alineaciones Hispánidas.

La apertura del Estrecho corresponde a los últimos episodios de los movimientos orogénicos alpínicos del final del neogeno. Zona inestable es la del Estrecho de Gibraltar; inestabilidad que se señala por múltiples movimientos epirogénicos durante el pleistoceno, moviéndose en la vertical el litoral de una y otra parte, con alternativas oscilaciones de elevación y de descenso, que se señalan en el Peñón, a diversos niveles, por terrazas de erosión y de depósitos de sedimentos marinos; terrazas indicadoras de los sucesivos movimientos experimentados en el transcurso de los tiempos cuaternarios, incluso en época prehistórica.

En la punta de Tarifa, los depósitos de la conchuela que la forman constituyen una terraza levantada. El antiguo acantilado costero, sobre el que están edificadas las murallas de la ciudad del lado del mar, presenta en su base una amplia superficie de ablación, actualmente emergida, constituyendo un buen ejemplo de costa levantada. Fenómenos semejantes se presentan en la costa correspondiente a África, especialmente entre Ceuta y Alcázar Seguer, en donde se reconocen niveles de arrasamiento situados a diversas altitudes en los abruptos acantilados del Yebel Musa; terrazas de erosión indicadoras de estadios de estabilización en los movimientos que en la vertical experimentó el litoral meridional del Estrecho, análogos a los que se aprecian en el litoral norte de Europa.



El Estrecho de Gibraltar, en nuestro modo de ver, corresponde a una alineación geotectónica de mínima resistencia de la corteza terrestre, que hacia el W. se adentra en el Atlántico y se diversifica en digitaciones señaladas por grupos de islas volcánicas y bancos submarinos de naturaleza basáltica, mientras que hacia el Este, tal accidente geotectónico, se prolonga en zona de grandes fondos por el Mediterráneo Occidental, a lo largo de la costa africana y norte de Sicilia, y al sur del litoral penibético, de las Baleares y de Cerdeña, terminando en el amplio golfo que forman en el mar Tirreno las costas de Campania y de Calabria, y las septentrionales de Sicilia.

En relación con la alargada zona de mínima resistencia, que del Estrecho de Gibraltar se prolonga, constituyendo el fondo del mar de Alborán y la fosa meridional del mar Tirreno, se señalan diversos accidentes de índole volcánica. Así, en el eje de la alineación, entre la costa hispana y la marroquí, se alza la pequeña isla de Alborán; en el litoral de Almería, la Sierra de Gata; inmediato a Melilla potentes emisiones volcánicas; junto a la costa y en el extremo oriental de Marruecos el conjunto de las isletas Chafarinas. En el amplio seno oriental del mar Tirreno, donde podemos suponer termina hacia levante la gran alineación geotectónica, en la que el Estrecho de Gibraltar ocupa la parte central, las manifestaciones volcánicas están en actividad, como ocurre en el Strómboli, del archipiélago de las Lipari; el Vesubio, en la costa de Nápoles, y el Etna, en la zona oriental de Sicilia.

En relación con el gran accidente geotectónico que supone el Estrecho de Gibraltar, están diversidad de alineaciones de tipo geológico, que hemos deducido del examen de las características geográficas y geológicas de los archipiélagos de Azores, Madeira, isletas Salvajes y Canarias,

incluyendo en nuestras observaciones y deducciones el relieve submarino del Atlántico comprendido entre la boca occidental del Estrecho y los citados archipiélagos, atendiendo principalmente a las características de los diversos bancos rocosos de constitución volcánica, reconocidos por las campañas oceanográficas y cableras, y señalados en los mapas con los nombres de los barcos que los descubrieron. Incluimos, asimismo, en nuestras investigaciones, la del relieve submarino entre las Canarias Orientales y el litoral africano próximo a ellas, y también las alineaciones tectónicas observadas en los territorios del África Occidental Española. Datan las primeras observaciones, que en tales respectos hemos realizado, de nuestra campaña geológica en Lanzarote y las islas Canarias, en 1907, y las pertinentes al continente africano en las exploraciones efectuadas en Ifni y Sáhara, a partir de 1934.

Todos los archipiélagos atlánticos citados, y cada una de sus islas, son de naturaleza volcánica y corresponden a alineaciones de fracturas geotectónicas. En las orientales islas Canarias, Lanzarote y Fuerteventura, los conos volcánicos, cráteres, cúpulas lávicas de constitución homogénea y acúmulos de escorias y lápilis, que llenan las extensas planicies insulares, semejan por su profusión y hacen el efecto de un campo de eras ocupado por múltiples montones de granos y de paja y hacinas de mieses. Pero observando la disposición del conjunto de aparatos volcánicos, se reconoce que éstos no están distribuidos irregularmente, sino formando alineaciones eruptivas concordantes con el arrumbamiento longitudinal de la isla, de tal modo que se señalan coincidentes en tal dirección las erupciones de diversas épocas históricas y antehistóricas, tales como los aparatos volcánicos formados en la época cuaternaria, y las de las erupciones del gran período paro-

xismal de 1730 a 1736 y de 1824. Tal alineación volcánica geotectónica se extiende a las antiguas emisiones de época terciaria, constituidas por enormes masas basálticas, tales como las que forman los macizos montañosos que se elevan en los extremos de la isla de Lanzarote y el que forma la península de Jandia, alineado con aquéllos en la inmediata isla de Fuerteventura.

Analizando el relieve submarino, se observa que corresponden a una misma alineación varias islas, elevadas sobre un zócalo basáltico común, como es el caso de las de Fuerteventura y Lanzarote, con el islote intermedio de la isleta Lobos y las de Graciosa, Montaña Clara y Alegranza, inmediatas o próximas al extremo norte de Lanzarote; prolongándose el zócalo basáltico submarino al NE. de Alegranza. Análogamente, por el extremo meridional de la alineación insular, la península de Jandia, por la que termina la isla de Fuerteventura, se prolonga bajo el mar, al SE., unos 28 kilómetros, con profundidades variables de 32 a 117 metros. Tal extensión del alargado zócalo basáltico descrito hace suponer una longitud no menor de 240 kilómetros a la geoclasea que ha dado salida a los materiales volcánicos que forman la alineación insular descrita y al zócalo basáltico en que se asienta.

La alineación de esta gran fractura o quiebra de la corteza terrestre debe considerarse prolongada hacia el NE. por el banco de la Concepción, que comienza a un centenar de kilómetros de Alegranza, y el cual, según los sondeos realizados por el barco cablero que le descubrió —banco que lleva el nombre de la fragata de guerra española que acompañaba al buque cablero— se extiende en longitud de unos 80 Km. en la misma dirección SW. a NE. que el conjunto insular reseñado.

El banco de la Concepción se eleva, desde fondos de

1.500 m. a 179 m. de la superficie; estando el sitio culminante a los 12°45' longitud Oeste de Greenwich y 29°50' de latitud. Es de naturaleza basáltica, con escarpes rapidísimos, y forma en lo alto una gran meseta de superficie muy irregular, decreciendo en altitud hacia el SW. y descendiendo abruptamente por el NE. hacia las grandes profundidades que lo circundan. La prolongación de la alineación eruptiva geotectónica, Fuerteventura, Lanzarote, isletas y banco de la Concepción, es dirección aferente a la zona atlántica de entrada al Estrecho de Gibraltar.

Fijándose en la situación de las restantes islas que componen los archipiélagos de Canarias y Madeira, y la disposición y características del relieve submarino, se señalan las siguientes alineaciones de geoclasas que han servido de salida a las lavas que forman las islas Canarias, isletas próximas y bancos basálticos de relieve rocoso submarino.

- a) Alineación descrita ya, de Fuerteventura, Lobos, Lanzarote, Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y banco de la Concepción.
- b) Alineación volcánica Gran Canaria e isleta.
- c) Alineación volcánica: Hierro, Gomera, Tenerife, banco situado a 13°20' longitud Oeste y 30°21' latitud, y banco situado a 12°20' longitud Oeste y 31° latitud.
- d) Alineación volcánica de la isla de La Palma; islotes Salvajes, entre Canarias y Madeira; banco rocoso del Dacia, con 120 m. de fondo, situado a 13°50' longitud Oeste y 31° latitud.
- e) Alineación volcánica: Madeira, Porto Santo, banco del Seine, de 157 m. de fondo, situado a 14°15' longitud Oeste y 33°50' latitud; banco del Ampère, con 795 m. de fondo, situado a los 11°55' longitud y 34°50' de latitud.

El conjunto de las alineaciones reseñadas, prolongadas por su extremo septentrional, son aferentes a la abertura atlántica del Estrecho, situada entre la costa gaditana y de los Algarves y la africana del NW. marroquí, próxima al cabo Espartel.

Examinando la situación, disposición geográfica, relieve y constitución geológica de las islas Azores, se observa que todas son de naturaleza volcánica y de grandes analogías con las que componen el archipiélago de las Canarias; predominando, como en éstas, los materiales basálticos respecto a los de otra composición petrográfica; abundando las calderas de explosión y los aparatos volcánicos con cráteres y coladas lávicas. Los volcanes de cada isla suelen formar alineaciones en coincidencia con el alargamiento de éstas, que, en general, es de WNW. a ESE., formando el conjunto un haz de alineaciones convergente, constituido por los cinco siguientes arribamientos insulares:

- 1.º Corvo, Graciosa, Terceira.
- 2.º Flores, San Jorge.
- 3.º Faial, Pico, San Miguel.
- 4.º Formigas.
- 5.º Santa María.

En la prolongación, hacia el Este, del haz que forman las alineaciones insulares, están los bancos Josephine y de Gelysburg; situado el primero a los 14º de longitud occidental y 36º45' de latitud, y el segundo a los 11º50' de longitud y 36º40' de latitud.

El haz de las Azores, con los bancos mencionados, son, por su situación y dirección del conjunto, aferentes al gran seno o golfo, en cuyo fondo de saco se abre el Estrecho de Gibraltar.

La analogía de constitución geológica entre los archi-

piélagos de Canarias y las Azores, además del tipo del volcanismo y naturaleza de los materiales eruptivos, consiste en la existencia, tanto en Gran Canaria y en La Palma, como en varias de las islas mayores de las Azores, de depósitos estratificados de sedimentos marinos, con abundancia de restos de moluscos, habiéndose determinado tales niveles, superpuestos a los materiales volcánicos, como correspondientes al mioceno superior.

Se elevan estos depósitos fosilíferos a mucha altura sobre el actual nivel del mar; lo cual demuestra, en uno y otro archipiélago, que con posterioridad al levantamiento y formación de las islas por emisiones volcánicas se produjo un movimiento de depresión del fondo submarino, con la consiguiente submersión de las islas hasta el nivel señalado por los depósitos marinos fosilíferos; y después una emersión, alzándose, con las islas, los citados niveles. Más bien parece ser que fueron varias las oscilaciones en la vertical. Tales fenómenos parecen haberse realizado, en el tiempo, en analogía con las oscilaciones efectuadas en el Estrecho de Gibraltar; lo cual lleva a establecer correlación, o por lo menos concomitancia, de tales fenómenos geológicos en uno y otros parajes; en el Estrecho y en los dichos archipiélagos.

Es posible que en alguna de las oscilaciones, en sentido vertical, de elevación y descenso, que ha experimentado el fondo de esta parte del Atlántico durante los tiempos del neogeno superior, hubieran emergido sobre las olas los bancos que se alzan desde el fondo hasta cerca de la superficie del mar; tales como de la Concepción (—179 m.), el de Dacia (—120 m.) y el del Seine (—157 m.). En el transcurso del largo tiempo en el que se suceden los fenómenos geológicos, pudieron cubrirse las partes emergidas de vegetación subaérea y, al amparo de ésta, instalarse

múltiples y pequeñas formas del mundo zoológico, y las aves hacer sus nidos en la floresta. Pero si esto, por acaso sucedió, un lento movimiento de descenso del fondo marino lo sumergió todo bajo las olas, que guardan el misterio de las floras y faunas insulares que allí se originasen.

A tal conjunto de alineaciones geotectónicas de tipo volcánico, en la zona atlántica que se ha examinado, se añaden otros arrumbamientos de índole geoclástica, situado alguno en el fondo marino de la denominada Mar Pequeña, o sea entre la zona atlántica comprendida entre las Canarias Orientales y la costa africana de Ifni, Tecna y Tarfaya, hasta el sahariano cabo Bojador. En tal territorio, la menor separación entre el continente y las Canarias es de unos 115 kilómetros, que dista Cabo Juby de Fuerteventura.

Tal accidente geotectónico de la Mar Pequeña consiste en un estrecho canal submarino, con veriles de mil y más metros; canal situado paralelamente y próximo a la alineación insular Fuerteventura-Lanzarote, y separado del continente por fondos aplacerados muy someros. En la costa africana existen dos niveles de playas levantadas, muy patentes en Ifni. Uno de 50 metros, de época del cuaternario superior, y otro de 10 a 12 metros, de época reciente, que pudiera ser incluso histórica. Por otra parte, las últimas campañas de sondeos en estos parajes, parecen reconocer un escalonado submarino en el somero fondo aplacerado que separa el continente de la alineación insular Fuerteventura-Lanzarote.

Todo esto pudiera explicar que, en épocas humanas del paleolítico, hubiera existido comunicación terrestre entre África y las Canarias Orientales, o la separación fuese tan pequeña que los cromaños del continente hubieran podido llegar fácilmente a las islas, explicándose de este

modo las acentuadas características étnicas de tipo cromaño que los antropólogos reconocen en los antiguos guanches de Canarias, mientras que los archipiélagos de Madeira y Azores estaban deshabitados hasta que los portugueses se establecieron en ellos.

En la zona litoral africana son numerosas las alineaciones geotectónicas, a las que nos venimos refiriendo. Limitándonos a las que hemos reconocido en los territorios de Ifni y Sáhara Occidental, citaremos algunas:

- a) Fracturas tectónicas a lo largo del territorio montañoso de Ifni.
- b) Fractura directriz de la formación en época geológica reciente, de la alineación litoral sahariana, constituida por las sebjas: Ergila (Puerto Cansado), Tah, Umad Ora, etc.
- c) Alineación costera entre Cabo Juby y el paralelo 25°, al norte de Cabo Bojador.
- d) Falla longitudinal de la bahía de Río de Oro.

Todas estas alineaciones tectónicas, como otras varias más antiguas situadas en el interior del litoral sahariano, están dirigidas de NNE. a SSW., siendo paralelas entre sí y con el arrumbamiento general de la costa noroccidental de África. Reglan la disposición geotectónica del Sáhara Occidental y de Ifni, y prolongadas idealmente son aferrantes a la entrada del Estrecho y pudieran corresponder a fenómenos geotectónicos, concomitantes con los de este importante accidente geológico.

De lo expuesto puede deducirse que el fenómeno geotectónico del Estrecho de Gibraltar no está limitado a los extremos meridional de España y septentrional de Mauritania, sino que tal espacio corresponde a la porción central de un gran accidente geotectónico entre dos importantes compartimientos, bloques o témpanos de la corteza te-

rrestre, prolongándose hacia el Este el accidente geológico, en larga alineación de zona de mínima resistencia, hasta el extremo oriental del Mediterráneo Occidental. Hacia el Oeste, la depresión o rotura geotectónica se diversifica en alineaciones de geoclasas divergentes, que en muchos parajes han servido de salida a los magmas volcánicos edificadores de las islas de los archipiélagos y de los bancos rocosos submarinos, asimismo de formación volcánica, agotándose el esfuerzo geoclástico al actuar en haces divergentes, perdiéndose en las amplitudes del fondo del Atlántico y del litoral occidental del noroeste del continente africano.

LA POSTUMIDAD DE LOS MOVIMIENTOS VARÍSTICOS EN EL NORDESTE DE ESPAÑA

POR EL

Dr. J. MARCET RIBA

LA POSTUMIDAD DE LOS MOVIMIENTOS VARÍSTICOS EN EL NORDESTE DE ESPAÑA

Mi ilustre antecesor, el Dr. D. Jaime ALMERA y COMAS, en la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, cuyo centenario honramos hace poco en testimonio de admiración por su vastísima labor geológica, sentó firmemente las bases de las modernas concepciones de la Tectónica catalana, facilitando los copiosísimos datos que han servido al conocimiento de la misma.

Basta asomarse a sus preciosos mapas geológicos de la provincia de Barcelona, a escala de 1:40.000, con curvas de nivel de cinco metros, publicados por la Excma. Diputación Provincial de Barcelona, para darse cuenta de la extraordinaria labor que realizó, difícil de ser superada sin el abnegado carácter de que dió justa prueba.

La magna labor que realizó ha sido descrita y comentada juiciosamente por numerosos geólogos, los que hicieron destacar su copiosísima bibliografía, fundamentada esencialmente en las magníficas colecciones geológicas que legó al Museo de Ciencias Naturales de esta ciudad y al Seminario Conciliar de la misma. Lástima que su obra quedara incompleta, ya que solamente fueron editadas cinco hojas, y que parte de las colecciones geológicas del

Seminario Conciliar fueran destruídas durante los trágicos años que ensangrentaron nuestro país.

El Instituto Geológico y Minero de España, al publicar en 1928 el mapa geológico de la zona de Barcelona y su Memoria explicativa, rindió homenaje a la obra del doctor ALMERA, expresando que dejaría de cumplir con el más elemental deber de justicia si no se consignara, en sus primeras líneas, su profunda y sincera admiración por el canónigo Dr. Jaime ALMERA (nacido en 5 de mayo de 1845 y que falleció el 15 de febrero de 1919), y por la labor realizada por él en toda la zona de los alrededores de Barcelona, desentrañando su complicadísima geología y aportando a esta Ciencia un caudal enorme de conocimientos. Se respetó en el nuevo mapa geológico de España, en su casi totalidad, la estructura a grandes rasgos de la geología del litoral barcelonés que dió ALMERA, variando en los detalles de representación.

En la Memoria sobre la zona de San Baudilio de Llobregat, 1930, de nuevo se rindió homenaje al Dr. ALMERA, expresando que sus trabajos guiaron la confección de la misma, por ser persona que reunió las condiciones que se precisan para todo trabajo de esta índole: grandes conocimientos científicos y recorrer mil veces la región con sus discípulos, haciendo durante muchos años un acopio de materiales de valor inapreciable.

También el gran investigador de las Catalánidas LLOPIS LLADÓ, al dar a conocer, hace poco, sus estudios tectomorfológicos sobre la terminación meridional de la depresión prelitoral catalana, a base del mapa geológico del Dr. ALMERA, se honró rindiendo público homenaje a la figura de dicho geólogo.

Estos breves antecedentes habrán guiado, indudablemente, al Dr. SOLÉ SABARÍS a proponer a la Excelentísima

Diputación Provincial de Barcelona la publicación de una serie de trabajos en homenaje a tan insigne geólogo, cuya realización honrará indefinidamente a dicha Corporación, y al entusiasta e inteligente geólogo que propuso tan bella y justa idea.

Las investigaciones realizadas por el Dr. ALMERA constituirán todavía, por muchísimo tiempo, una cantera inagotable de conocimientos, y la base de nuevos estudios que permitan precisar y conocer, en día no lejano, la morfoestructura de las tierras que con tanta ilusión e interés había recorrido, estudiado y cartografiado, en colaboración con su gran colaborador Eduardo BROSÀ, quien interpretó fielmente la topografía y morfología de las zonas que investigaron.

En justificación de nuestras palabras, y para rendir también homenaje al Dr. ALMERA, en su centenario, estudiaremos, a base de las investigaciones de dicho sabio, y de cuantos geólogos se han apoyado en las mismas, incluyendo las propias, el interesante problema de la postumidad de los movimientos variscos durante la era alpídica de STILLE, procurando deducir su influencia en la morfoestructura del nordeste de España a lo largo de la era mesozoica, de la era neozoica y, finalmente, de la antropozoica.

C. TEIXEIRA nos ha dado recientemente un breve ensayo de paleogeografía sobre el paleozoico ibérico y los movimientos caledonianos y hercinianos, completando sus estudios sobre la evolución paleogeográfica de los movimientos hercinianos en el territorio portugués, de acuerdo con las fases orogénicas de STILLE.

Su propósito es difícil de realizar todavía, ya que según él, la geología de las formaciones paleozoicas peninsulares está todavía, en gran parte, por estudiar o apenas nos ha sido revelada en sus grandes líneas. En muchos casos,

dice, no sólo nos faltan los estudios regionales minuciosos y las observaciones locales precisas y numerosas, que sirvan de base a los trabajos de conjunto, sino también, en general, los estudios comparativos de las diversas formaciones, el establecimiento de la correspondencia exacta de las capas y de las facies, la sincronización de los afloramientos apartados unos de otros, la síntesis crítica de toda la estratigrafía. Lo hecho, continúa diciendo, es, ciertamente, mucho, pero no basta. Será necesario aún revisar y ampliar gran parte de este estudio, sistematizar y comprobar muchas observaciones, asentar en bases paleontológicas amplias y seguras la clasificación de los terrenos.

Según TEIXEIRA (*), de acuerdo con SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, la orogénesis herciniana ha dejado bien marcadas sus huellas en la Península Ibérica, que debe a ella su arquitectura y estructura geológica fundamentales.

Según CHEVALIER, los movimientos hercinianos han jugado un papel primordial en la tectónica general de Cataluña. Ellos han determinado la estructura geológica de nuestro país, poco modificada más tarde. A ellos se debe la formación del geosinclinal central catalán, en el cual se depositaron los sedimentos de los mares secundarios y mesonumulíticos. Ellos determinaron la orientación de la

(*) C. TEIXEIRA: *Os movimentos hercinianos na tectónica portuguesa*. Bol. da Soc. Geol. de Port., vol. I, fasc. II, 1942.

— *O Paleozoico Ibérico e os movimentos Caledónicos e Hercinicos*. -Bol. Soc. Geol. de Port., 1943. Trabajo presentado a la III Reunión de Estudios Geográficos, celebrada en Santiago de Compostela, sept. 1943.

— *El Paleozoico Ibérico y los movimientos caledonios y hercinianos (Breve ensayo de Paleogeografía)*. -Cons. Superior de Inves. Cient., Inst. «Juan Sebastián Elcano», número 13, nov. 1943, año IV, 651-694. Traducción del trabajo anterior.

orografía general y la de la costa mediterránea catalana. En fin, dichos movimientos justifican toda una serie de interesantes hechos.

El propio autor afirma que los plegamientos hercinianos dejaron trazas imborrables, y que hoy día todavía impone su estructura y su orientación definitiva a toda la topografía actual de Cataluña.

Opina que no se ha tenido muy en cuenta la influencia que ha podido tener el plegamiento orogénico hercínico en la estructura geológica y en la orientación general de los pliegues sedimentarios y de los macizos cristalinos de los Pirineos, principalmente de los Pirineos Catalanes, y lo confirma con toda una serie de interesantes observaciones.

Los plegamientos pirenaicos, especialmente, modificaron con gran frecuencia las direcciones armoricanas, dice, y contribuyeron a complicar la tectónica pirenaica, lo que no ocurrió tan intensamente en la Cadena Costera Catalana.

Sus esquemas de la zona de plegamientos hercínicos (NW.-SE.) y de los plegamientos terciarios (W.-E.), en los altos valles del Valira, del Segre y del Ter, muestran evidentemente la postumidad de los plegamientos variscos.

Nuestras deducciones estarán inspiradas, frecuentemente, en las investigaciones de los numerosos geólogos nacionales y extranjeros que han recorrido nuestro país durante estos últimos treinta años, y, en especial, en las observaciones de los geólogos de la escuela alemana, H. STILLE, W. SCRIBEL, H. ASHAUER, R. TEICHMÜLLER, H. SCHMIDT, P. MISCH, C. HAHNE y G. SELZER, asentadas, a menudo, en los trabajos del Dr. ALMERA, cuyo valor supieron apreciar y acrecentar. También han sido fundamen-

tales las enseñanzas de DALLONI, HOLLISTER, BIROT, BOISSEVAIN, LLOPIS LLADÓ y SOLÉ SABARÍS.

* * *

De acuerdo con las fases orogénicas de STILLE, divulgadas en España por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y RÍOS, y publicadas por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, las capas paleozoicas del NE. de España fueron plegadas intensamente durante las diversas fases de los movimientos hercinianos o variscos, por encontrarse entre dos topes firmes, el bloque primitivo de la Meseta Central española, formando parte del Continente meridional llamado Gondwanía, y el bloque primitivo del Macizo Central francés, que formaba parte del Continente Nord-Atlántico.

Como las presiones actuaron hacia el SW., y frecuentemente hacia el WSW., en dirección hacia la Meseta Central española, borde septentrional de las Gondwánidas, hacia el mismo se inclinaron y vergieron los pliegues formados, como olas petrificadas en marcha hacia la costa. Los pliegues que se iban adosando a la Meseta aumentaron la extensión de la misma, y con ello la de la zona hercínica o «varisca» de las Gondwánidas, en oposición a la zona de pliegues vergentes hacia el NW., que formaban parte de la zona «varisca» de las Renánidas, esto es, del Continente Nord-Atlántico.

No es momento oportuno extendernos sobre la paleogeografía de nuestras regiones ni sobre las diversas fases de los plegamientos hercinianos o variscos en el NE. de España, ya que hemos hablado de ello en nuestra reciente memoria *Paleogeografía del NE. de España y de las Baleares*, leída en la sesión inaugural de curso en la Real

Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, hace poco; y ha tratado TEIXEIRA, recientemente, en su breve ensayo de Paleogeografía sobre *El Paleozoico Ibérico y los movimientos caledonianos y hercinianos*. Solamente debemos recordar que estas regiones estaban constituidas por una sucesiva serie de apretados pliegues, de dirección Noroeste-Sudeste, más frecuentemente NNW.-SSE., y con vergencia hacia la Meseta, esto es, hacia el SW. o al WSW., y que emergidos en gran parte constituyen los macizos hercinianos o variscos del NE. de España y de las Baleares. Éstos formaban parte del llamado Continente Catalán-Balear-Corso-Sardo, sometido a la acción de los agentes externos, y que sufrió una intensa denudación, obra de la cual son las extensas peniplanicies de finales de la era paleozoica.

CHEVALIER estudió la disposición de los pliegues hercinianos de la región catalana, relacionándolos con los del macizo armoricano que constituye, en Francia, la Bretaña, haciendo resaltar la característica «dirección armoricana» NW.-SE. de los pliegues hercínicos, desde la Bretaña hasta los Pirineos, donde, según dicho autor, muestran dirección WNW.-ESE.

Esta disposición ha sido luego precisada por diferentes geólogos que han estudiado la cordillera pirenaica, y en especial por H. SCHMIDT, en sus estudios sobre el paleozoico pirenaico, y por ASHAUBR, que ha dibujado la dirección de los pliegues variscos a lo largo de la misma, y también por LORZB, al expresar gráficamente los plegamientos variscos del SW. de Europa.

La dirección armoricana NW.-SE. aparece frecuentemente enmascarada por los plegamientos alpínicos, pero todavía se conserva en ciertas zonas.

SCHRIEL mostró gráficamente la dirección armoricana

NW.-SE. y buzamiento de los pliegues variscos de la Cordillera Costera Catalana, rectificando los esquemas de CHEVALIER, que daba a los mismos dirección varisca NE.-SW., excepto en la provincia de Gerona, en las Gabbarras y zona de Bagur, donde les atribuía dirección armoricana NW.-SE., por ser prolongación de los pliegues de los Pirineos, de análoga dirección armoricana. Más tarde, ASHAUER acabó de precisar la dirección de los pliegues, en su precioso esquema tectónico de Cataluña, representando la dirección de las capas mediante líneas que indican el curso de las mismas; sus esquemas rectifican y perfeccionan los dados por CHEVALIER.

En la Cadena Costera Catalana los pliegues conservan la característica dirección armoricana de los plegamientos hercínicos NW.-SE., siendo frecuente la dirección NNW.-SSE., por haber sido poco afectados por los plegamientos alpidicos.

STILLB da el nombre de plegamientos variscos a todos los plegamientos efectuados a finales de la era paleozoica, esto es, a los plegamientos carbonífero-pérmicos o antracólíticos, cualquiera que sea la dirección de los pliegues; en España se les designa, indistintamente, con el nombre de plegamientos hercínianos o variscos.

Esta designación se presta a equívoco, ya que la dirección de los pliegues puede ser armoricana, NW.-SE., o varisca propiamente dicha, NE.-SW.; y también pueden presentar direcciones diversas, como se aprecia, especialmente, en los esquemas de CHEVALIER, ASHAUER y TEICHMÜLLER y de LOTZE. Por ello, sería preferible especificar la dirección, como han hecho CHEVALIER, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ, en algunos de sus trabajos, y en caso de haber sido influenciados por los plegamientos alpidicos, designarlos con el nombre de plega-

mientos varísticos, en lugar de variscos. En recientes publicaciones del Consejo Superior de Investigaciones Científicas se han empezado a designar con el nombre de plegamientos varísticos, designación muy afín a la adoptada por los alemanes.

SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER y LOTZE, registran debidamente la dirección general de los plegamientos variscos en el NE. de España, que es de NW.-SE. a NNW.-SSE., que corresponde a la dirección armoricana. Esta dirección refleja la dirección de la cuenca de sedimentación geosinclinal del paleozoico, en la cual se sedimentaron los variados depósitos que fueron plegados durante los plegamientos caledonianos y mucho más tarde, y con mucha mayor intensidad, durante los plegamientos hercínianos o variscos.

La observación de los mapas de aquellos autores confirman, en general, sus conclusiones: para SCHRIEL, la dirección dominante de las capas que estudiaron en la Cordillera Costera Catalana es WNW.-ESE., buzando de ordinario hacia el NNE. ASHAUER y TEICHMÜLLER extendieron sus investigaciones a todo el NE. de España, y en sus mapas procuran que los pliegues muestren dirección armoricana, NW.-SE., en las zonas poco afectadas por los plegamientos alpidicos, mientras que en las zonas vivamente replegadas por los movimientos alpidicos, la dirección de las capas toma en nuestra región dirección erzgebúrgica, WNW.-ENE. La dirección de las capas es, según dichos autores, renegante a la dirección de la costa catalana y, en general, a la de los lacolitos graníticos.

LOTZE, en su bello esquema sobre los plegamientos variscos del SW. de Europa, sintetiza las observaciones realizadas, expresando definitivamente la dirección armoricana de los pliegues variscos del NE. de España; domi-

nando, según dicho autor, la dirección NW.-SE. en la Cadena Costera Catalana, y la dirección NW.-SE. a NNW.-SSE. en la Cordillera Pirenaica.

Las anomalías observadas en la dirección de los pliegues paleozoicos fueron ocasionadas durante los movimientos alpínicos de principios de la era neozoica, y fueron resultado de presiones alpínicas dirigidas más o menos oblicuamente a la dirección de los pliegues variscos: por ello, en la zona oriental de la Cordillera Pirenaica, los pliegues variscos presentan a menudo dirección erzgebúrgica WSW.-ENE., en lugar de la dirección armoricana NW.-SE.

ASHAUER y TEICHMÜLLER han expresado magníficamente, en su mapa tectónico, la acción de los plegamientos alpínicos sobre los antiguos plegamientos variscos, especialmente en la Cordillera Pirenaica; en las zonas plegadas con más intensidad durante los plegamientos alpínicos, se manifiesta bien evidentemente el enmascaramiento de la antigua dirección armoricana, y, a menudo, los pliegues variscos llevan la misma dirección que los pliegues alpínicos.

La dirección armoricana se aprecia claramente en la Cordillera Costera Catalana, por haber sido poco afectada, por lo general, por los plegamientos alpínicos; esta dirección aparece tanto más precisa y constante cuanto más nos aproximamos a la Meseta Central española, como SCHRIEL dió a conocer, y que tan claramente se aprecia en el esquema tectónico de LOTZE, antes indicado. Según SCHRIEL, los pliegues del nordeste de España varían poco a poco su dirección, hasta coincidir con la de las capas que forman la Meseta; los estudios de LOTZE han confirmado tal suposición.

Este autor ha dado un bello esquema de los plegamientos variscos de la zona sudoriental de Europa, en que

se manifiesta claramente la dirección de los pliegues variscos de la Península Ibérica, Francia y Cerdeña, haciendo resaltar su divisoria vergencial celtibérica en el NE. de la Meseta Central española, y la divisoria vergencial del Macizo Central francés al SW. del mismo, que denomina divisoria vergencial del sur de Francia, la cual se prolonga hacia la Montagne Noire.

Los trabajos de SCHRIEL y de LOTZE ponen en evidencia que las capas que integran las formaciones paleozoicas del nordeste de España guardan estrecha relación, hacia el SW., con las de la Meseta Central española, y, en dirección al Norte, con las de la Montagne Noire, en el sur de Francia, en relación con el Macizo Central francés.

CHEVALIER, en su bello esquema de los plegamientos hercínicos del nordeste de España y de Francia, expresa claramente la sucesión de pliegues que desde la Cordillera Pirenaica se extienden hacia el Macizo Central francés, formando todos ellos un haz o abanico de pliegues que se dirigen hacia la Bretaña, formando el macizo armoricano.

Las capas muestran con toda evidencia la dirección NNW.-SSE. a NW.-SE., designada de antiguo con la denominación de dirección armoricana, por ser tan característica de dicho macizo.

Esta interpretación, que fué puesta en duda por BOISSAVAIN, a pesar de haber reconocido la dirección general NW. a NNW.-SSE. de los pliegues variscos, en la zona pirenaica del Cadí, aparece ratificada en el esquema de LOTZE, donde resalta también la convergencia de las líneas directrices de los pliegues armoricanos hacia la Bretaña, donde tienden a terminar. En el esquema de este autor se ve la prolongación directa de los pliegues citados hacia las Baleares, donde los pliegues presentan también vergencia occidental, de acuerdo con la opinión de

SCHRIEL, HOLLISTER, ASHAUER y TEICHMÜLLER; esto es, sin prolongarse, por una parte, hacia el SE. de Francia, a la Provenza, ni girar bruscamente, por otra parte, en la zona costera gerundense (especialmente en la Sierra de Rosas, zona de Bagur y en las Gabarras), donde pierden su dirección armoricana NW.-SE. para recorrer antes la Cadena Costera Catalana, con dirección varisca, NE.-SW., y dirigirse, más abajo de Barcelona, de nuevo con dirección armoricana, NW.-SE. a WNW.-ESE., hacia Menorca, como pretendía CHEVALIER, y que ya fué rectificado por SCHRIEL y ASHAUER.

Según BOISSEVAIN, es muy probable que la dirección varisca de la zona axial pirenaica sea, en general, E.-W., mostrando solamente en el valle del alto Segre una desviación dirigida Norte-Sur. Sin embargo, dice, es difícil decidir si en la región del Segre los pliegues dirigidos E.-W. han sido formados exclusivamente por los plegamientos pirenaicos, o bien si los plegamientos variscos han obrado en los mismos sitios en dos direcciones (probablemente en dos fases), una N.-S. y NNW.-SSE., la otra E.-W. y ESE.-WNW., la cual revivió de nuevo durante los plegamientos eocénicos.

Para dicho autor, la tectónica del granito parece corroborar la preponderancia de la dirección pirenaica del plegamiento varisco, como lo muestran las investigaciones de ROGGEVBN en el macizo granítico de Lles-Aristot, de las cuales hablaremos oportunamente.

BOISSEVAIN no llegó, pues, a identificar y deslindar claramente los plegamientos variscos y los alpínicos, llegando a conclusiones de carácter local, muy interesantes por cierto, pero que no expresan la disposición general y las características de dichos plegamientos en la zona axial pirenaica, que, por lo general, aparecen renegantes entre sí.

CHEVALIER, con anterioridad, había llegado a deslindar claramente dichos plegamientos, como se expresa en su esquema sobre la situación de los depósitos hulleros en medio de los pliegues hercínicos (NW.-SE.) y de los plegamientos terciarios (W.-E.) en los altos valles del Valira, del Segre y del Ter, en que se expresa magníficamente la renegancia de ambas direcciones, sin relación con el batolito granítico de Andorra a Mont-Louis, dirigido de W. a E., y su prolongación hacia el Sur, que forma el macizo de Lles-Aristot.

Las deducciones de CHEVALIER, STILLE, ASHAUER, MISCH y LOTZE, coinciden en la apreciación de la dirección hercínica, armoricana, NW.-SE. a NNW.-SSE., de los plegamientos variscos de la zona axial pirenaica.

El buzamiento de las capas citadas es hacia el NE. o al ENE., lo cual evidencia que los pliegues tienden a inclinarse o verger hacia el Meseta española. Los empujes orogénicos hacia el SW. o al WNW. produjeron la sucesión de pliegues que se dirigen hacia la Meseta, y a su característica vergencia e inclinación.

La disposición vergencial de los pliegues paleozoicos del nordeste de España hacia la Meseta española fué expresada por SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER, e interpretada fielmente en los preciosos trabajos gráficos de LLOPIS LLADÓ.

CHEVALIER, con anterioridad a dichos geólogos, la expresó claramente en sus bloques diagramas sobre la evolución fisiográfica de Cataluña.

Según SCHRIEL, todos estos pliegues forman parte de las Gondwánidas de la Mesoeuropa, cuyos pliegues vergen hacia el Sur, mientras que hacia las Renánidas los pliegues vergen hacia el Norte.

Esta disposición se aprecia claramente en el esquema

de Lotze sobre los pliegues variscos del SW. de Europa, en el cual se figura la divisoria vergencial que, desde la Bretaña, se dirige hacia la zona meridional del Macizo Central francés, y la prolongación de los pliegues hacia la Montagne Noire. En dirección a la Meseta española se expresa la vergencia hacia el macizo del Ebro, estribación de aquélla.

Sus investigaciones giran alrededor de su Macizo del Ebro, estribación o antezona de la Meseta Central española, yacente hoy día bajo los depósitos terciarios de la cuenca de dicho río. Hacia el mismo, y por consiguiente en dirección hacia la Meseta, vergen los pliegues del NE. de España y mediodía de Francia, con vergencia SW., como resultado de empujes orogénicos dirigidos del NE. al SW. También hacia la prolongación SW. del Macizo del Ebro, en la zona mediterránea, vergen igualmente los pliegues de Menorca, con vergencia al WNW., según Lotze, y al WSW., según Hollister; y los de Cerdeña, estudiados por Teichmüller, que vergen también hacia el WSW., como los de Menorca.

El Macizo del Ebro, aunque constituye una estribación o antezona de la Meseta Central española, no por ello está exento de plegamientos, habiéndolo comparado Lotze al antiguo macizo adriático, que, limitado por los plegamientos alpídicos de los Apeninos y de los Alpes dináricos, tampoco está exento de plegamientos.

Lotze ha hecho resaltar la postumidad del Macizo del Ebro, ya que durante los plegamientos alpídicos fué muy poco afectado por los mismos, rodeándole también la zona joven de plegamientos que constituyen los Pirineos, la Cordillera Celtibérica y las Baleares.

Como dice Stillb, el Macizo del Ebro (Ebro-Sporn), que constituye un antepaís para los pliegues variscos que

se dirigen hacia el mismo, procedentes así del Norte como del Sur, continuó actuando de antepaís durante los plegamientos alpídicos, dirigiéndose también hacia el mismo los pliegues que se formaron al Norte, en la zona pirenaica, y al Sur, en la zona septentrional de la Cordillera Celtibérica, producto de una orogenia secundaria, de menor importancia. Actuó también de Antepaís para la zona pirenaica-baleárica.

También hace resaltar que, durante los tiempos mesozoicos, el Macizo del Ebro, que terminaba al NE., en el Umbral del Ampurdán, de Ashauer, constituía una región alta, que dominaba las zonas geosinclinales que se extendían al Norte y al Sur.

Más tarde, al iniciarse la era terciaria, después de los plegamientos larámicos, tendió a hundirse, convirtiéndose otra vez en una zona «antefosa», análogamente, como dice Stillb, a cuanto sucedió durante el carbonífero superior, después de los plegamientos sudéticos, que dió lugar también a la antefosa subvarisca.

Lotze y Stillb han mostrado que el Macizo del Ebro sufrió análogas vicisitudes durante los tiempos variscos y alpídicos, durante los cuales jugó también papeles parecidos. Tanto durante la Era varisca como en la alpídica, actuó primeramente como antepaís; más tarde tendió a hundirse, convirtiéndose en antefosa (cuenca del Ebro).

Durante los tiempos alpídicos, en suma, el Macizo del Ebro desempeñó de nuevo el mismo papel que había jugado durante los tiempos variscos.

Todas estas observaciones de Lotze y de Stillb son preciosos ejemplos de la postumidad de los plegamientos variscos.

El Macizo del Ebro, prolongación hacia el NW. de la Meseta Central española, y orientado de NW. a SE., con

tendencia a NNW.-SSE., constituyó en sus primeros tiempos, según Lotze, una zona tan estable como la Meseta; más tarde tendió a hundirse, como se dijo, convirtiéndose durante el carbonífero superior en antefosa, y con ello en zona de sedimentación carbonífera; finalmente, durante los plegamientos neovariscos, de fase astúrica, los depósitos fueron plegados, constituyendo una expansión de antepaís de la Meseta.

En la zona periférica de la Meseta se produjo, pues, una zona hundida, o antefosa, en la cual permanecieron las aguas marinas, y donde se depositaron los materiales marinos del carbonífero superior, más tarde plegados durante los plegamientos astúricos, de finales del westfaliense; este plegamiento dió lugar a la zona subvarisca.

Stille, en su breve nota sobre los plegamientos perimeséticos, a raíz de los trabajos de Ashauer y de Hollister, respectivamente, en los Pirineos Orientales y en las Baleares, hace observar que debido a los plegamientos sudéticos los dilatados mares del carbonífero inferior, incluso durante el viseense, redujeron su extensión, ocupando relativamente una reducida zona alrededor de la Meseta; esto determinó en la región pirenaica el avance de los plegamientos variscos hacia el Sur, por lo general.

Las vergencias que se observan en los pliegues variscos, la distribución regional de dichos pliegues, y, finalmente, las zonas marinas durante los últimos tiempos paleozoicos, constituyen, para Stille, un conjunto armónico, que manifiesta la existencia del Antepaís del Ebro; este antepaís fué deducido por Lotze, como se dijo, a base de las vergencias y por la edad más joven de los plegamientos variscos de Asturias y, también, de los Pirineos occidentales.

Debido a estos hechos, entre el Macizo Central francés

y la Meseta Central española se intercaló una larga zona, que del Cantábrico, a lo largo del valle del Ebro, se dirigía hacia la región balear, en la que la edad geológica de las capas es más reciente que la de las demás zonas variscas que se extienden por el SW. de Europa, por haberse depositado durante los tiempos carboníferos namurienses, westfalienses y estefanienses, y aun del pérmico inferior.

En dicha zona, como dice Lotze, las capas fueron plegadas, zonarmente, hacia la región axial del Macizo del Ebro, durante las fases jóvenes de los plegamientos variscos, astúricos especialmente, como se observa en Asturias y también en el Pirineo Central, según H. Schmidt, y en el macizo del Priorato-Prades, según Ashauer, y en Menorca, según Hollister, en cuya isla los plegamientos se continuaron aún más tiempo, llegando a la fase saálica, a finales del Pérmico inferior.

En esta zona faltan las intrusiones graníticas sintectónicas que caracterizan los plegamientos sudéticos, posteriores al carbonífero inferior, y las zonas periféricas más o menos transformadas en gneis, que rodean a aquéllas.

El mapa varisco de Lotze permite deducir, a lo largo de la dirección axial de aquella zona, la presencia de la antedivisoria vergencial de dicho autor, llamada con el nombre de «Antivergenzlinie» o «Gegenscheitel». Esta línea jalona la zona axial del antiguo Macizo del Ebro; hacia el mismo se desplazaron los plegamientos postwestfalienses, constituyendo la zona del Varisco exterior o Subvarisco, de Stille y sus colaboradores, o de plegamientos astúricos y saálicos, en oposición al Varisco interior, efectuado por los plegamientos sudéticos, anteriores al carbonífero superior, desde donde procedía y avanzaba el plegamiento.

La divisoria vergencial que se indicó anteriormente, la

del mediodía de Francia, en el borde SW. del Macizo Central francés; la divisoria vergencial celtibérica, al SW. y en el borde NE. de la Meseta Central española, ambas orientadas, en el NE. de España y en el SW. de Francia, de NNW. a ESE., muestran dirección armoricana, que aunque más o menos modificada por los plegamientos alpínicos, influyó en los plegamientos de la era terciaria.

Estas líneas vergenciales de Lotze justifican la vergencia SW., WSW. dominante en el nordeste de España, y la SW. del mediodía de Francia, hacia el Macizo del Ebro, de una parte, y la vergencia ENE. de la zona oriental de la Cordillera Celtibérica, hacia dicho macizo; mientras que al otro lado de la divisoria vergencial, los pliegues vergen, en las Renánidas del Centro y del NE. de Francia, hacia el NNE., y al SW. en las Gondwánidas de la Meseta Central española.

Entre estos dos sistemas de vergencias se halla la antedivisorio vergencial antes indicada.

Esta disposición, como hemos indicado, ha dado lugar a manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos durante los intensos plegamientos alpínicos de la zona mediterránea.

Los pliegues variscos que rodean la Meseta Central española, y que se prolongan hacia el NW. en dirección a Galicia y Asturias, forman parte, según Suess y Kossmat, de la zona de plegamientos armoricanos que atraviesan la Bretaña, también de SE. a NW.; Stille y Lotze, por el contrario, creen que dichos pliegues, viniendo del NW., rodean el macizo del Ebro y toman de nuevo la dirección armoricana, SE.-NW., hacia el Golfo de Vizcaya, para dirigirse hacia Norteamérica.

La comprobación de esta suposición o hipótesis resulta difícil de realizar, ya que, según Lotze, la región donde

podría verse a qué zona de los plegamientos variscos corresponden los pliegues del nordeste de España se encuentra en la actualidad bajo las aguas mediterráneas.

Esta hipótesis requiere que el Macizo del Ebro, orientado de NW. a SE., se desvanezca hacia el SW. de las Baleares, para que los pliegues variscos, viniendo del NW., puedan rodear por el SW. y se prolonguen hacia el NW.

Lotze, en su esquema varisco, pone un interrogante en la rodilla varisca, al SW. de las Baleares, y cree que abusa su interpretación de las líneas directrices de los pliegues variscos del SW. de Europa, el hecho que dichos pliegues en Menorca vergen al WNW. y en Cerdeña al WSW., como en Menorca, según Hollister. Quizá también apoya dicha hipótesis la convergencia de los pliegues variscos hacia la Bretaña, y al NW.

Stille cree que la antezona del Ebro, a la cual denominó «Ebro-Sporn», está ligada al Antepaís septentrional del Varisco europeo, guardando relación, por consiguiente, con la zona norte del sistema de plegamientos variscos europeos, como Lotze sospechaba.

Para Stille, justificase dicho criterio en el hecho que el namuriense-westfaliense de Menorca, que dió a conocer Hollister, gracias a su fauna, caracteriza una zona subvarisca; y, además, por la distribución de las zonas del varisco interno y del subvarisco en el Mediterráneo occidental, en la zona balearica-pirenaica.

En el mapa varisco de Lotze parece deducirse que la antedivisorio vergencial, que de NW. a SE. forma el eje del Macizo del Ebro, marca la separación de la zona varisca septentrional, pirenaica francesa, renánida, con la vergencia NNE., al otro lado de la divisoria vergencial del mediodía de Francia, al sur del Macizo Central francés,

con la zona varisca meridional, ibérica o gondwánida, con vergencia de SW. a WSW., al otro lado de la divisoria vergencial celtibérica, frente de la Meseta Central española.

La zona varisca afectada por los plegamientos alpídicos presenta intensas anomalías de dirección y vergencia, que justifica también la opinión de SCHRIEL, que gran parte de las Gondwánidas citadas están enmascaradas hoy día por los plegamientos alpídicos, en forma análoga a cuanto se observa en otras zonas más septentrionales, en que parte de los plegamientos variscos fueron afectados por los plegamientos alpídicos de los Cárpatos.

Estas observaciones se deducen claramente en el esquema tectónico de STILLB, en que se expresa la laberíntica disposición de los dominios de la Neoeuropa, formada por la zona plegada por los plegamientos alpídicos, dentro de la amplia zona de la Mesoeuropa, constituida por las regiones plegadas por los plegamientos variscos.

Las presiones póstumas de los plegamientos variscos, que tuvieron lugar durante la fase astúrica, dieron lugar a la pizarrosidad de las formaciones paleozoicas, y también a la sericitación de las capas inferiores; posteriormente, se produjeron notables anticlinorios y sinclinorios, cuya dirección era análoga a la de sus capas y pliegues elementales integrantes.

Las zonas que fueron plegadas durante la fase sudética de los plegamientos variscos, y replegadas mucho más tarde, durante la fase astúrica, presentan intensamente las manifestaciones de las acciones dinamometamórficas.

Debido a las presiones póstumas, las capas paleozoicas adquirieron su intensa pizarrosidad, que se revela sobre todo en las pizarras y en las grauvacas; por otra parte, las

capas inferiores, en particular las ordovicienses y gotlandienses del silúrico, obtuvieron su sericitación.

El examen de la pizarrosidad de las capas paleozoicas permite deducir que los planos de pizarrosidad presentan ordinariamente la misma dirección, vergencia e inclinación que los pliegues variscos; los planos de pizarrosidad presentan idéntica dirección que las capas del macizo del Ebro; sobre éste fueron ejercidas las presiones que motivaron el plegamiento de las capas paleozoicas, determinaron su dinamometamorfismo y que provocaron finalmente su pizarrosidad.

Estas circunstancias han determinado la coincidencia de los planos de pizarrosidad y de estratificación, que, salvo excepciones, se presentan de manera habitual. Solamente en ciertas ocasiones dichos planos se cruzan más o menos oblicuamente.

Con posterioridad a los intensos plegamientos antes indicados, que tuvieron lugar durante las fases sudética y astúrica de los plegamientos variscos, presiones tardías provocaron evidentes ondulaciones en las zonas plegadas, con la formación de amplios anticlinorios y sinclinorios; estas ondulaciones fueron, a su vez, más tarde, onduladas transversalmente, colaborando a la formación de las áreas geoanticlinales y geosinclinales de la era alpídica, que acentuaron poco a poco su carácter epirogénico.

Los anticlinorios y sinclinorios que se formaron póstumamente a los plegamientos variscos presentan dirección hercínica, armoricana, NW.-SE., conservando la dirección armoricana de los plegamientos variscos del nordeste de España.

Esta dirección armoricana aparece evidente en gran parte de la Cadena Costera Catalana, por haber sido poco afectada por los plegamientos alpídicos, mientras que en

la parte oriental de la Cordillera Pirenaica aparece frecuentemente enmascarada por la dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., de los plegamientos alpidicos, que modificaron también la dirección de los pliegues variscos, en las zonas que los esfuerzos orogénicos de principios del eogeo fueron más potentes y continuados.

La influencia alpidica en la dirección de los anticlinorios y de sus pliegues elementales constitutivos se evidencia muy bien en los mapas tectónicos de ASHAUER y TEICHMÜLLER, en los cuales las capas paleozoicas, representadas en toda su longitud, muestran patentes inflexiones y cambios de dirección en las zonas fuertemente influenciadas por las presiones alpidicas.

La Cordillera Pirenaica expresa claramente la influencia de los plegamientos alpidicos en la dirección de los plegamientos hercinianos, armoricanos, al comparar la dirección de las capas y pliegues variscos del anticlinorio pirenaico que forma dicha cordillera con la dirección de los pliegues alpidicos.

El anticlinorio pirenaico, por lo general, presenta en su región occidental catalana dirección WNW.-ESE., y asimismo sus pliegues y capas variscas, revelando frecuentemente la primitiva dirección armoricana NW.-SE., aquella dirección tiende a orientarse más al Este, hacia el WSW.-ENE., manifestando vagamente la dirección erzgebírgica de los plegamientos alpidicos. La inicial dirección armoricana solamente se presenta poco modificada en las zonas que fueron poco influenciadas por los plegamientos alpidicos; en caso contrario, los pliegues variscos perdieron la dirección armoricana NW.-SE., adquiriendo la dirección erzgebírgica WSW.-ENE., tan frecuente en los pliegues alpidicos.

La zona más oriental catalana del anticlinorio pirenaico,

presenta la particularidad que las capas paleozoicas se orientan hacia el SE., en dirección a las Baleares, como dedujeron SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER y HOLLISTER, presentando típica dirección armoricana, NW.-SE., ya que los empujes alpidicos no las modificaron por prolongarse también hacia las Baleares los pliegues alpidicos formados en la cuenca geosinclinal mediterránea balear, como han expresado tan patentemente STILLE y sus colaboradores.

CHEVALIER, en la zona catalana de la cuenca geosinclinal mediterránea balear, muestra la postumidad de los plegamientos variscos de manera bien evidente; ella dió lugar a las Cordilleras Transversales del Ampurdán, de SCHRIEL, o Sistema Transversal Catalán, de SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ, de las cuales ya habló CHEVALIER y expresó gráficamente en sus esquemas tectónicos de la Cataluña Oriental.

Dicho autor, en sus esquemas paleogeográficos, muestra la dirección armoricana de las crestas anticlinales paleozoicas de la terminación oriental de los Pirineos, y su prolongación al SE., en dirección a la cuenca mediterránea balear, pero no directamente a las Baleares, sino a la Cordillera Costera Catalana, enlazándose eríoneamente con las crestas anticlinales de Bagur, orientadas, según dicho autor, hacia el WSW., paralelamente a la costa catalana.

La influencia de los plegamientos alpidicos en la dirección de los plegamientos variscos se deduce también en la Cordillera Costera Catalana, esto es, en las Paleocatalánidas de LLOPIS LLADÓ.

Los mapas tectónicos de ASHAUER y TEICHMÜLLER, lo manifiestan claramente en el macizo paleozoico de Prades y del Priorato, que se extiende hasta la zona del Francolí, en tierras tarraconenses. En tierras barcelonesas, es evidente también en la Cordillera del Tibidabo y en las zonas del Llobregat y del Besòs, en que aquella se continúa; se

descubre también en diversas zonas de la Cordillera Prelitoral y de la Cordillera Litoral, especialmente en el macizo paleozoico del Montseny, cuyas capas se extienden hacia el SE. hasta el Montnegre, en la Cordillera Litoral, limitando ambas la depresión prelitoral. Se la puede deducir, igualmente, en tierras gerundenses, en el Bajo Ampurdán, en la zona de Bagur, así como en las Guillerías, cuyas capas se prolongan hacia el macizo de las Gabarras.

La influencia alpídica se revela en la dirección de los anticlinorios y de los sinclinorios que cruzan transversalmente la Cordillera Costera Catalana, y de sus capas y pliegues integrantes, que aunque tienden a mostrar dirección armoricana, NW.-SE., cruzan bastante oblicuamente las alineaciones fundamentales de aquélla.

La inicial dirección armoricana se manifiesta, por lo general, típica en la Cordillera Prelitoral, ya que sus capas cruzan a la misma siguiendo dirección NW.-SE. Se presenta todavía bien marcada en el macizo del Montseny, en los valles del Llobregat y del Noya y del Francolí, y también en el macizo de Prades y del Priorato, evidenciando que las presiones alpídicas alteraron poco las capas variscas que integraban zonas ya consolidadas.

La dirección armoricana, NW.-SE., de los anticlinorios y sinclinorios, y sus capas y pliegues, que cruzan la Cordillera Costera Catalana, tienden claramente a desviarse hacia el ESE., al dirigirse hacia las Baleares, y esta deducción debieron hacerla también ASHAUER y TEICHMÜLLER, ya que la expresan en su mapita paleogeográfico de las direcciones de los pliegues variscos del NE. de España y de las Baleares.

Como ya hicimos observar en otra ocasión, la inflexión se acentúa a medida que se aproximan los anticlinorios y sinclinorios, y sus pliegues y capas, a la costa, y al anti-

guo borde septentrional de la cuenca geosinclinal mediterránea balear, donde las presiones alpídicas debieron ser más intensas. En dicha zona, los pliegues variscos toman a menudo la dirección erzgebirgica, WSW.-ENE., muy característica en la vertiente meridional de la Cordillera del Tibidabo.

Las formaciones paleozoicas faltan en la Depresión Central Catalana, emplazada entre la Cordillera Pirenaica y la Cordillera Costera Catalana, por estar ocultas bajo los potentes materiales de las coberteras mesozoicas y neozoicas que rellenan la depresión; ello dificulta poder deducir la localización y las características de los anticlinorios y de los sinclinorios que cruzan tan claramente la Cordillera Costera Catalana. Por haber actuado las presiones alpídicas con poca intensidad en la zona meridional de la depresión citada, es de suponer que la dirección armoricana debe conservarse bastante bien, siendo prolongación de la de los anticlinorios y sinclinorios que cruzan oblicuamente la Cordillera Costera Catalana.

Resumiendo, cabe afirmar que los plegamientos alpídicos modificaron intensamente la dirección de los pliegues y capas del anticlinorio pirenaico, mientras fueron poco afectadas por dichos plegamientos los anticlinorios y sinclinorios, y pliegues y capas integrantes, que cruzan la Cadena Costera Catalana, en sus dos ramas integrantes, la Cordillera Prelitoral y la Cordillera Litoral.

Las abundantes ilustraciones de ASHAUER y de TEICHMÜLLER, y en especial sus mapas tectónicos, nos pusieron en evidencia la presencia de toda una serie de anticlinorios y sinclinorios, formados durante las fases póstumas de los plegamientos variscos de fase astúrica, y nos facilitaron la deducción de su emplazamiento y de sus caracteres esenciales.

El mapa tectónico de ASHAUER y de TEICHMÜLLER nos permitió deducir la dirección de los anticlinorios y sinclinorios, con gran facilidad, ya que dichos autores expresaron gráficamente la dirección de las diversas capas, en toda su longitud, como repetidamente hemos consignado.

Los sinclinorios presentan la particularidad que están integrados por potentes capas paleozoicas, extraordinariamente plegadas por los plegamientos variscos.

El sinclinorio del Ampurdán ha sido ya previsto por diversos geólogos, especialmente por CHEVALIER. Varias corrientes fluviales lo jalonan; morfológicamente aparece como una depresión en el centro, la cruza el río Fluviá, arteria axial, y en sus zonas septentrional y meridional, respectivamente, la cruzan longitudinalmente los ríos Muga y Ter.

Dicho sinclinorio varisco dió lugar, póstumamente a su formación, a la cuenca geosinclinal alpídica de dicho nombre. Los materiales secundarios y terciarios depositados en la misma, bajo la acción de las presiones alpídicas, de igual dirección que las variscas, provocaron el plegamiento de las capas mesozoicas y neozoicas, constituyendo los pliegues transversales del Ampurdán, de SCHRIEL, que expresó tan claramente, anteriormente, CHEVALIER. Dichos pliegues, en forma análoga a la de los pliegues variscos, se dirigen hacia las Baleares. Es otro de los ejemplos más preciosos de la postumidad de los plegamientos variscos.

CHEVALIER, en sus esquemas paleogeográficos lo manifiesta claramente, indicando los límites y el eje del sinclinal numulítico que se estableció en el Ampurdán, en dirección WNW.-ESE. Esta dirección fué, en realidad, más armoricana, por dirigirse los pliegues variscos y los alpidicos hacia las Baleares.

Este sinclinorio fué representado también en una serie de bloquediagramas sobre la evolución fisiográfica de la Cataluña oriental, en los que se expresan los pliegues elementales vergentes hacia el Sur, y las capas mesozoicas y neozoicas, más tarde ligeramente plegadas e intensamente fracturadas, en la provincia de Gerona.

Potentes depósitos paleozoicos constituyen, también, el sinclinorio del Montseny, prolongado hasta el Montnegre, lo propio, en el sinclinorio del Llobregat, jalonado por dicho río, y algo análogo puede observarse en el sinclinorio del Francolí, cuyo río también sigue, en parte, el curso del mismo.

El sinclinorio del Llobregat fué ya previsto por ALMERA, ya que, según él, el valle del río Llobregat puede considerarse efecto de un pliegue sinclinal, el cual sesga normalmente la mole del Tibidabo.

La estructura de los sinclinorios es bastante uniforme, apareciendo constituidos por pliegues isoclinales, claramente representados por CHEVALIER y ASHAUER, vergentes, generalmente, hacia la Meseta Central española, esto es, hacia el SW. En la zona de Aiguafreda, junto al macizo varisco del Montseny, y en la zona de Osor, en el macizo varisco de las Guillerías, ambos formando parte de la Cordillera Prelitoral, la vergencia no sigue aquella dirección.

Según ASHAUER, la proximidad del umbral de Gerona provocó su vergencia hacia el NE., con lo cual queda justificada dicha excepción.

El mismo autor ha deducido la existencia de una divisoria vergencial en el seno del sinclinorio del Montseny, que aparece muy clara en su prolongación hacia el SE., en la zona del Montnegre, formando parte de la Cordillera Litoral; hacia Gerona, los pliegues elementales del sinclino-

rio vergen hacia el NE., mientras que mirando hacia Barcelona, los pliegues presentan vergencia SW., esto es, la predominante en el nordeste de España. Según el propio autor, las capas que forman su divisoria vergencial del Montseny (Montseny-Scheitel), constituyen el techo de la gran intrusión granítica, postvarisca, que ha denominado «Granito Principal Catalán».

Los anticlinorios variscos todavía se deducen claramente en la morfología actual y en la estructura geológica del nordeste de España, a pesar de presentarse enmascarados por los plegamientos alpidicos y por la continua labor denudadora de los agentes geológicos.

La zona axial de la Cordillera Pirenaica ha sido considerada por muchos autores como un gran anticlinal, más propiamente hablando, un anticlinorio. CHEVALIER ha representado gráficamente en cortes y bloquediagramas la estructura general del anticlinorio de los Pirineos, con su intrusión granítica axial, y la serie de pliegues elementales y fracturas que afectan las capas paleozoicas, vergentes hacia el S., y que constituyen el gran anticlinorio axial de los Pirineos.

Este anticlinorio, en la zona oriental del nordeste de España, muestra dirección WNW -ESE., como resultado de los esfuerzos orogénicos variscos y alpidicos.

Como hicimos notar en nuestra Memoria paleogeográfica, presentada a la R. Academia de Ciencias y Artes de Barcelona recientemente, y en páginas anteriores, la dirección primitiva, herciniana, varisca, NW.-SE., del anticlinorio pirenaico aparece actualmente enmascarada en la región catalana por la dirección erzgebúrgica, WSW.-ENE., de gran parte de los plegamientos alpidicos, motivando la dirección indicada. Las variaciones de dirección manifiestan la mayor o menor intensidad de las presiones

orogénicas que afectaron las capas paleozoicas durante los plegamientos alpidicos terciarios.

En el núcleo de la zona axial afloran las capas paleozoicas más antiguas, frecuentemente afectadas por el metamorfismo regional. Intrusiones graníticas sintectónicas las metamorfosearon, en parte, durante la fase sudética de los plegamientos variscos, como ASHAUER dedujo en la Sierra de Rosas. Otras intrusiones fueron posttectónicas, como veremos más adelante, y tuvieron lugar durante la fase astúrica de dichos plegamientos.

Para CHEVALIER, los grandes macizos graníticos que jalonan actualmente los Pirineos Catalanes, de acuerdo con LEYMERIE y MALLADA, debieron formarse después del dinantiense, esto es, del carbonífero inferior, coincidiendo en este aspecto con ASHAUER, aunque cree que se formaron durante la fase de paroxismo de los plegamientos del carbonífero medio o westfaliense, esto es, entre la retirada del mar dinantiense y el depósito de las capas de hulla del estefaniense, cuando en realidad fué entre el carbonífero inferior y el westfaliense, esto es, durante la fase sudética de los plegamientos variscos.

Según dicho autor, el magma granítico penetró en las fallas y grietas que se produjeron entre los pliegues que se formaron durante las presiones tangenciales que afectaron los sedimentos paleozoicos; esta concepción parece señalar la formación de intrusiones graníticas sintectónicas, las cuales, según ASHAUER, se produjeron durante los plegamientos sudéticos que afectaron las capas inferiores al westfaliense.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha estudiado las rocas de la zona metamórfica del Alto Ampurdán, deduciendo que es una zona de compresión en la que todas las rocas eruptivas han experimentado acciones de metamorfismo más o

menos intenso. Es una zona de metamorfismo regional, dice, con rocas características de la zona externa (epimetamorfismo), donde predominan las acciones mecánicas sobre las químicas, las de rotura y trituración sobre las de cristalización, por lo cual predomina siempre la estructura cataclástica, conservándose abundantes elementos residuales primarios y las correspondientes estructuras originales más o menos enmascaradas por las acciones dinámicas. La microtectónica de dichas rocas, estudiada también por dicho petrógrafo, como resultado de la compresión sobre los minerales componentes de dichas rocas, prueba evidentemente sus deducciones..

Las rocas eruptivas de Vilajuiga y Garriguellas, son granitos afectados por intenso metamorfismo dinámico, que las ha transformado en granitos cataclásticos, en protoginas, epigneis y arcosas porfiroides clásticas, por trituración.

Estos estudios de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA no ratifican ciertamente las afirmaciones de ASHAUER de la existencia de intrusiones graníticas sintectónicas.

La formación del anticlinorio pirenaico marca la primera etapa de la formación de la Cordillera Pirenaica, comprobada por las facies y la disminución de potencia de las capas triásicas que se depositaron en sus bordes septentrional y meridional, al iniciarse la era alpídica, como han expresado CHEVALIER, ASHAUER y TEICHMÜLLER, gráficamente.

El anticlinorio pirenaico debió aumentar de importancia hacia el Este, constituyendo el Macizo Catalán de ASHAUER, que se elevaba en la región mediterránea pirenaica. CHEVALIER representó gráficamente, anteriormente, este anticlinorio en una serie de bloquediagramas evolutivos.

El estudio del anticlinorio pirenaico ha puesto en evidencia que la Cordillera Pirenaica no llegó a individualizarse hasta principios del período cretácico, que es cuando el umbral axial pirenaico emergió francamente en la zona más oriental de la Cordillera Pirenaica. Antes de llegar a formar el núcleo de la cordillera pasó por sucesivas fases a lo largo de los tiempos secundarios y principios del terciario, quedando recubierto en grandes extensiones por los depósitos que integran las coberteras mesozoica y neozoica que la bordean.

CHEVALIER representó gráficamente las diversas fases de su evolución fisiográfica en la zona más occidental de la Cordillera; en la zona del umbral axial pirenaico de ASHAUER, menospreciando, erróneamente, la acción de los intensos plegamientos pirenaicos de su margen meridional.

Otro anticlinorio, de gran interés, cruza transversalmente las comarcas del Montseny, Guillerías, Geronés y La Selva, que forman parte de la Cordillera Costera Catalana, en los límites de las provincias de Gerona y Barcelona.

STAUB interpretó este anticlinorio, en su mapa tectónico de España, como una de las principales culminaciones de la Península Ibérica, prolongándola directamente hasta Menorca. Según SOLÉ SABARÍS, el Montseny presenta el máximo abombamiento de la Cordillera Prelitoral.

ASHAUER y TEICHMÜLLER también sospecharon su existencia, al comentar la postumidad de los movimientos variscos en el macizo del Montseny, la cual colaboró al arqueamiento o abombamiento de dicho macizo; pareció comprobarlo la disposición de las capas geológicas que integran las coberteras mesozoica y neozoica, y aun la forma arqueada de las superficies de erosión pretriásicas y preeocénicas.



CHEVALIER, en sus bloques diagramas de la evolución del río Ter, durante los tiempos terciarios y cuaternarios y del pretendido codo de captura cerca de Vich, manifiesta la existencia del anticlinorio del Montseny citado.

En sus esquemas paleogeográficos, se manifiesta claramente la prolongación hacia el NNW. de las crestas anticlinales paleozoicas de las Gabarras.

El anticlinorio del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, puede considerarse como un abombamiento póstumo de la zona del umbral de Gerona, de ASHAUER, dada la opuesta vergencia de los pliegues paleozoicos a ambos lados del mismo, pues mientras hacia Gerona buzan las capas hacia el NE., en dirección al Montseny lo hacen hacia el SW. El arqueamiento de la zona occidental por presiones póstumas contribuyó a la formación de dicho anticlinorio.

Como dimos a conocer hace poco tiempo, este anticlinorio aparece muy claro en la morfología, por avanzar y penetrar notablemente en los dominios de la cuenca geosinclinal alpídica que se formó durante las eras mesozoica y neozoica.

Desde el cretácico inferior, se formó hacia el NE. el umbral del Ampurdán, de ASHAUER, manifestación póstuma del anticlinorio citado.

CHEVALIER, en su esquema sobre los plegamientos terciarios en Cataluña, hace notar claramente la influencia del Montseny en la orientación general de los plegamientos, viendo cómo giran alrededor del mismo al dirigirse hacia la zona ampurdanesa.

El anticlinorio citado destaca claramente en los mapas geológicos, y en la morfología, por haber sido denudado de los pliegues paleozoicos a consecuencia de los largos períodos de estabilización prealpídicos que dieron lugar a

las extensas y variadas superficies de erosión pretriásicas y preeocénicas; y, por otra parte, el hecho de estar emergido durante mucho tiempo, durante la era secundaria y también a lo largo de la era terciaria.

Durante las fases de paroxismo de los movimientos alpídicos, especialmente durante las fases sávica, estírica y rodánica, se produjeron las fracturaciones de dicho anticlinorio, quedando sus depósitos profundamente denudados, y sus antiguas superficies de erosión, al fondo de las fosas tectónicas del Geronés y de La Selva. De esta fosa han tratado recientemente SOLÉ SABARIS y LLOPIS LLADÓ, completando las observaciones de ALMERA, CHEVALIER, SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER.

En los esquemas tectónicos de CHEVALIER, esta fosa constituye uno de los compartimientos hundidos del sector de hundimientos circulares de la provincia de Gerona.

Disminuyendo en importancia, y ya en la provincia de Barcelona, aparece más al SW. el anticlinorio de Caldas de Montbuy-San Mateu, culminación emplazada, respectivamente, en las Cordilleras Prelitoral y Litoral.

Los pliegues paleozoicos que debieron constituir dicho anticlinorio han desaparecido casi completamente, facilitada todavía más su denudación por las fracturas que motivaron la fosa tectónica del Vallés, durante los plegamientos alpídicos, y que separa la zona de la Cordillera Prelitoral de la de la Cordillera Litoral.

Todavía menos importante es el anticlinorio del Noya y zona E. de Garraf, que, como el del Montseny, también avanza dentro de las formaciones terciarias de la depresión central catalana. En su flanco occidental pueden observarse los pliegues paleozoicos y aun los de la cobertera mesozoica

Este anticlinorio fué previsto por ALMERA, ya que hizo

observar que en la mole de la derecha del Llobregat se presenta un anticlinal paralelo al sinclinal de dicho río, merced al cual el silúrico inferior de San Antonio se interpone entre la masa del silúrico superior de aquel lado.

Muy acertadamente, en su mapa geológico, expresa la dirección armoricana, WNW.-ESE., de este anticlinal, que se destaca dentro de la zona paleozoica, toda ella afectada de anticlinales y sinclinales orientados de NW. a SE.

Dicho autor hizo notar que las capas triásicas y cretácicas del borde oriental de Garraf buzan generalmente al Sudoeste y al Oeste.

La postumidad también se deduce, además, por la serie de pliegues y fracturas transversales, de dirección varisca, que observó a través del macizo de Garraf, y que han tendido a su fraccionamiento y dislocación.

Los plegamientos alpínicos fracturaron también, transversalmente, dicho anticlinorio, estableciendo la fosa tectónica del Panadés, prolongación hacia el SW. de la del Vallés y de La Selva-Geronés. En su borde Norte aflora el batolito granítico de Vallbona-Capellades, en la dislocación norte de la fosa tectónica; en el borde Sur aflora el batolito granítico de Martorell, junto a la falla meridional de la misma.

Jalonando longitudinalmente este anticlinorio, una fractura longitudinal, varisca, debió iniciar la falla del Llobregat, intensificada durante las diversas fases de los plegamientos alpínicos. Esta dislocación, estudiada especialmente por SIERRA YOLDI y LLOPIS LLADÓ, aparece todavía muy manifiesta en la morfología de dicho valle.

En la provincia de Tarragona, hacia el SW., el anticlinorio del Priorato-Prades ha sido objeto de estudio por VILASECA, SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER; sus formacio-

nes avanzan y se introducen dentro la zona terciaria de la depresión central catalana.

La mayor parte de sus pliegues paleozoicos se conservan todavía, mostrándose cruzados, en forma discordante, sobre todo en la región central del macizo que forman dichas comarcas, por las intrusiones de un potente batolito granítico, núcleo del anticlinorio.

Sobre el zócalo paleozoico aparecen todavía bien conservadas diversas capas de la cobertera mesozoica.

También fué fracturado este anticlinorio durante los plegamientos alpínicos. Sus fracturas SE. favorecieron el afloramiento del batolito granítico en la vertiente meridional del Priorato, formando a sus pies la fosa tectónica del Campo de Tarragona, o de Reus-Valls, estudiada por SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER y LLOPIS LLADÓ, y que es la prolongación final hacia el SW. de las comarcas del Geronés, La Selva, Vallés y Panadés, antes citadas.

De cuanto antecede, podemos afirmar que la Cordillera Costera Catalana aparece atravesada por toda una serie de anticlinorios y sinclinorios que desde la Cordillera Pirenaica, o anticlinorio pirenaico, se suceden hasta la zona del Ebro, que, aunque emplazado en un antiguo sinclinorio varístico, los pliegues del zócalo paleozoico quedan ocultos bajo los potentes depósitos de la cobertera mesozoica y neozoica.

Resumiendo, podemos dar la siguiente sucesión de anticlinorios y sinclinorios, que se suceden del NE. al SW. del nordeste de España:

1), anticlinorio de los Pirineos; 2), sinclinorio del Ampurdán; 3), anticlinorio del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva; 4), sinclinorio del Montseny-Montnegre; 5), anticlinorio de Caldas de Montbuy-San Mateu; 6), sinclinorio del Llobregat; 7), anticlinorio del Noya-Este de Garraf;

8), sinclinatorio del Fracolí-Garrafi; 9), anticlinorio del Priolato-Prades, y 10), sinclinatorio del Ebro.

* * *

Las grandes intrusiones graníticas que tuvieron lugar durante la fase astúrica de los plegamientos variscos pueden considerarse como manifestaciones póstumas de dichos plegamientos, ya que los magmas intrusivos se fueron introduciendo en los núcleos de los grandes anticlinorios, orientados de NW. a SE., según dirección armoricana, y penetraron más o menos intensamente en las capas paleozoicas que los formaban, digiriendo a veces, en parte, las capas inferiores, como lo evidencian los contornos irregulares del batolito y la desaparición de ciertas zonas paleozoicas.

Estas intrusiones fueron, pues, posttectónicas, y discordantes, en consecuencia, respecto las estructuras variscas.

Estas intrusiones graníticas provocaron variadas manifestaciones del metamorfismo de contacto, que se aprecian no solamente junto al granito en las diversas capas paleozoicas, sino también en las formaciones que sufrieron precedentemente las acciones del metamorfismo regional, y aun las debidas a intrusiones graníticas sintectónicas, como ASHAUER demostró en la Sierra de Rosas, al parecer.

La postumidad de los plegamientos variscos se evidencia, además, en la dirección y disposición de las intrusiones batolíticas en los anticlinorios y sus apósisis; y de las intrusiones lacolíticas, en los pliegues y fracturas, que muestran las capas paleozoicas. En efecto, todas estas intrusiones tienden a seguir la dirección del anticlinorio y a adoptar también la habitual vergencia SW., y presentan

análoga inclinación de los pliegues, ya que las intrusiones se adaptaron a la vergencia e inclinación de los pliegues paleozoicos. ASHAUER hizo resaltar esta curiosa disposición, a la cual quizá dió excesiva importancia.

CHEVALIER, muy acertadamente, dedujo que las formaciones graníticas hercinianas de Cataluña debieron estar orientadas, en principio, según una dirección general NW.-SE., extendiéndose hasta el Atlántico, más allá de las tierras armoricanas actuales, donde todavía se encuentran los antiguos afloramientos graníticos en su primitiva orientación; si los movimientos orogénicos pirenaicos y alpinos no hubieran intervenido, los Pirineos de Cataluña, dice, con sus formaciones graníticas, flanqueadas de terrenos primarios arrasados, tendrían actualmente el aspecto de las landas armoricanas del Morbihan o de la Vendée.

Los batolitos y lacolitos presentan las clásicas variaciones de basicidad, deduciéndose el aumento de ella en dirección a la periferia; por ello, los granitos normales pasan a sienitas y dioritas, mientras que los granitos dioríticos o granodioritas evolucionan a las dioritas cuarcíferas. En las apósisis y en los lacolitos la diferenciación magmática dió lugar a granitos aplíticos, aplitas y pegmatitas, marcando los filones de cuarzo la última etapa de la diferenciación. Las variaciones de basicidad de los batolitos son debidas, frecuentemente, a la asimilación de las capas paleozoicas próximas.

ASHAUER estudió el granito diorítico de Susqueda, en las Guillerías, y de la Pera, en el Macizo de Prades, respectivamente, de las provincias de Gerona y de Tarragona, que tomó por dioritas cuarcíferas, considerando dichas rocas como intrusiones básicas, preliminares, que se formaron al iniciarse las intrusiones marginales que tuvieron

lugar durante los plegamientos astúricos, como resultado de la diferenciación del magma granítico.

A base de estas observaciones, llego a la conclusión de que las intrusiones iniciales fueron básicas, mientras que mucho más tarde se originaron las intrusiones capitales, ya de tipo más ácido.

Para aceptar este criterio será oportuno estudiar, a su debido tiempo, las rocas consideradas. Quizá dichas variaciones manifiesten variaciones de basicidad del magma inicial, correspondientes a la zona periférica del batolito granítico; SOLÉ SABARÍS opina que la masa diorítica de Susqueda es debida a fenómenos de digestión granítica, análogos a los que con tanta frecuencia se observan en todas las zonas de contacto del granito con formaciones sedimentarias.

Debemos a ROGGEVBN, a ASHAUER y a LLOPIS LLADÓ, la aplicación de los métodos de CLOOS al estudio de los afloramientos eruptivos, a base de la disposición de las diaclasas y grietas en la periferia del batolito y las formaciones paleozoicas que le rodean.

Estas observaciones nos han permitido deducir la dirección de los batolitos, e indirectamente la de los anticlinorios cuyo núcleo constituyen, ya que uno de los sistemas de diaclasas, llamadas diaclasas de bóveda, muestran los planos de disyunción paralelos a los contornos y a la superficie del batolito. ASHAUER las denominó «Schubklüftung». Quizá fueron debidas a las presiones póstumas que obraron después de las que dieron lugar a los anticlinorios. En ocasiones se originaron por contracciones del magma durante el proceso de consolidación del mismo; estas diaclasas han sido designadas con el nombre de sinclasas.

Por otra parte, teniendo presente que los planos de disyunción son paralelos a la periferia del batolito, y fre-

cuentemente presentan poca inclinación, hemos podido deducir la forma de la superficie primitiva de los batolitos, en aquellos casos que la erosión provocó su denudación.

Estas diaclasas constituyen el sistema plano de CLOOS.

Colaboran también a la caracterización de los batolitos y de los anticlinorios correspondientes, de que forman parte, otros sistemas de diaclasas, llamadas tectoclasas, cuyos planos de disyunción se presentan en disposición normal o transversal a la periferia del batolito, y a las capas paleozoicas que rodean la intrusión granítica, y contribuyen a formar el anticlinorio. Estas diaclasas constituyen el sistema transversal de CLOOS.

Este sistema transversal se manifiesta claramente en los batolitos por su característica disposición en abanico o muela de las diaclasas transversales.

Finalmente, debe señalarse la importancia de otras diaclasas, que determinan las superficies de rotura o microfallas, y que constituyen los notables sistemas en aspa; estas diaclasas permiten deducir la edad relativa de los diques eruptivos. A LLOPIS LLADÓ se debe la investigación de las mismas en nuestras zonas variscas.

ROGGEVBN aplicó los métodos de CLOOS al estudio del batolito granítico de Lles-Aristot, que aflora entre la Cerdaña y Andorra, dándonos a conocer la tectónica del granito en dicha zona axial pirenaica.

Según dicho autor, la dirección dominante de las diaclasas y diques de lamprofidos que cruzan el batolito granítico y las envolturas formadas por capas silúricas metamórficas, es, por lo general, NNW.-SSE., con buzamiento E. e inclinación de 40° a 80°. Las diaclasas atraviesan indistintamente dichas formaciones, sin influir en nada la forma del batolito granítico y de las capas paleozoicas que le rodean.

Los estudios de dicho autor permitieron a BOISSEVAIN deducir la dirección pirenaica de los plegamientos variscos de dicha zona, y el sentido N.-S. o NW.-SE. de las presiones que plegaron las capas variscas de la misma. Sus deducciones se basaron en las direcciones de las diaclasas que cruzan indistintamente el batolito granítico y las formaciones metamórficas del silúrico, y de los diques de lamprofido, que rellenan dichas diaclasas, de dirección N.-S. a NNW.-SSE.

Como hace resaltar dicho autor, las grandes intrusiones graníticas variscas de los Pirineos se presentan alargadas de E. a W., mostrando, por ejemplo, el gran batolito que se extiende de Andorra a Mont-Louis, ya que el macizo de Lles y Aristot no es más que una apófisis dirigida de Norte a Sur, esto es, de dirección hercínica, que, según dicho autor, solamente se presenta en dicha región.

CHEVALIBR, anteriormente, había expresado gráficamente su localización dentro de la zona de plegamientos rene-gantes variscos y alpidicos.

Esta disposición, según nuestro criterio, acusa la intrusión del granito en el seno del anticlinorio pirenaico, de idéntica dirección, mandando apófisis, más o menos ortogonales, que asoman en la zona dislocada de los pliegues transversales.

La postumidad de los plegamientos variscos puede deducirse, gráficamente, en los microtectodiagramas trazados a base de los diversos sistemas de diaclasas que cruzan las formaciones geológicas.

LLOPIS LLADÓ ha divulgado este método de estudio, haciendo resaltar las posibilidades de aplicación al estudio estructural, lo mismo en las regiones eruptivas como en las sedimentarias. No solamente los ha introducido en

nuestras investigaciones, sino que los ha perfeccionado, dando a conocer sus preciosos microtectodiagramas.

Los aplicó al estudio del granito del alto valle del Segre, en la zona de Lles-Aransa (prov. de Lérida), donde forma un plutón de bóveda, que fué afectado por intensas dislocaciones terciarias que lo fragmentaron y dividieron en bloques.

Su microtectodiagrama, como dice el autor, muestra una gran complejidad microestructural; hay dos sistemas dominantes, NW.-SE. y NE.-SW., formados evidentemente por sucesivas adiciones de generaciones de diaclasas, como se deduce de las curvas compuestas, de sus exageradas declinaciones y de las agujas satélites. Además, estos dominantes interfieren con los recesivos N.-S. y E. 10° N., los cuales tienen también una declinación enorme, especialmente el último, que oscila entre E. 30° N. y W. 35° N. Son también curvas compuestas.

El diagrama de LLOPIS LLADÓ refleja claramente, como dice el propio autor, la atormentada estructura de este plutón; en él se adivina toda una complicada historia orogénica, empezada en las postrimerías de la era paleozoica y latente tal vez aún en la actualidad.

Sus diagramas tienden a demostrar, dice, que las curvas compuestas, las agujas accesorias y las interferencias entre los sistemas, junto con las grandes declinaciones, son las señales sobre el diagrama de la movilidad tectónica.

Estos diagramas son, pues, preciosos documentos que registran la presencia de las diversas fases de plegamiento y su postumidad geológica.

LLOPIS LLADÓ también ha aplicado sus interesantes métodos de microtectónica en el estudio estructural del Montseny occidental, investigando las zonas pizarrosas paleo-

zoicas del macizo del Matagalls y del Pla de la Calma, dando un elocuente microtectodiagrama.

Dicho autor resumió sus observaciones con las palabras siguientes: las pizarras paleozoicas del Montseny occidental, con tectónica varisca, y que ha actuado de antepaís durante la orogénesis alpídica, muestra ya principios de interferencias y adiciones de sistemas de edades distintas, pero aún conservan las simples líneas generales, que forman cuatro sistemas, el de rumbo, el transversal y los dos accesorios en aspa.

Los métodos de Cloos también fueron aplicados por ASHAUER al estudio del batolito granítico del Montseny y de los macizos de Prades y Priorato. Según dicho autor, grandes intrusiones lacolíticas se introdujeron en las zonas plegadas variscas, claramente vergentes al SW., adoptando, por ello, análoga disposición.

Dicho autor dió el nombre de Granito Principal Catalán al gran batolito granítico del Montseny, ya que ha jugado gran papel en la morfotectónica del nordeste de España; según él, dicho granito mandó una prolongación lacolítica en dirección a la zona del Besós, gracias a un gran plano de dislocación de las capas paleozoicas. Más hacia el Sur, formó una apófisis que se dirigió más allá del Tibidabo; ASHAUER considera que las raíces del lacolito deben encontrarse en la divisoria vergencial del Montseny.

Sus intentos de relacionar las intrusiones graníticas astúricas a la tectónica resultan muy interesantes, aunque dudamos de su efectividad. Estudió las intrusiones de la diorita de La Pera, que probablemente debe ser un granito diorítico, y del granito de Prades, en el plano de corrimiento que hizo cabalgar el silúrico de la zona del Francolí sobre el carbonífero del macizo de Prades y del Priorato. Relacionó también a la tectónica varisca la intrusión

diorítica de Susqueda, que también debe ser granítico-diorítica, y del granito del Montseny o Granito Principal Catalán.

Para nosotros, los diferentes afloramientos graníticos están relacionados en profundidad y proceden todos de la consolidación de los magmas intrusivos que penetraron lentamente en los grandes anticlinorios que se formaron a finales de los plegamientos astúricos.

De acuerdo con nuestro criterio, como ya indicamos oportunamente, el abombamiento o arqueamiento del techo del macizo granítico Montseny-Guillerías-La Selva y del techo del macizo diorítico de La Pera, con rotura del mismo, en el macizo de Prades, que considera debido a las presiones ejercidas por la intrusión granítica, fué debido a la formación de aquellos anticlinorios. La disposición arqueada del techo puede ser debida a variaciones de dirección e inclinación de las capas. En fin, la aparente rotura del techo fué resultado de la intrusión granítica en las capas fracturadas y dislocadas de la zona periférica paleozoica. El abombamiento fué posterior, según ASHAUER, a la intrusión granítica; en cambio, para nosotros, fué anterior a la misma.

Fenómenos póstumos a los plegamientos variscos, de fase astúrica, fueron, pues, la pizarrosidad y sericitación de las capas paleozoicas, como resultado del dinamometamorfismo de las mismas; la formación de anticlinorios y sinclinorios y las intrusiones de los magmas eruptivos en las formaciones paleozoicas, con la correspondiente formación de batolitos, lacolitos, apófisis, diques y aureolas típicas del metamorfismo de contacto.

Las presiones póstumas que actuaron a finales de la fase astúrica, tendieron a dislocar y fracturar frecuentemente los batolitos graníticos y las capas paleozoicas que

formaban los anticlinorios y sinclinorios variscos, dando lugar a diversos sistemas de tectoclasas, y acentuando además la pizarrosidad de las capas.

Las líneas de dislocación y fractura jalonaron líneas tectónicas, siendo paralelas, normales u oblicuas a la dirección de los anticlinorios y de sus batolitos graníticos integrantes, axiales.

Esta etapa póstuma viene marcada con la emisión de magmas eruptivos y consolidación de ellos en las grietas y fracturas, según direcciones ortogonales, predominantes, y otras, subordinadas, diagonales o en aspa, originando los variados diques de rocas filonianas y efusivas.

ASHAUBER ha deducido que los diques eruptivos presentan la composición normal de los pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos, siendo su basicidad análoga a la de las rocas básicas de diferenciación de las intrusiones graníticas.

Frecuentemente, las rocas filonianas muestran fenómenos de diferenciación; hacia el polo ácido, originando aplitas y pegmatitas; hacia el polo básico, dando lugar a las rocas verdes, llamadas lamprofidos; la última fase de la diferenciación ácida se manifiesta en los diques y filoncillos de cuarzo, tan frecuentes en las zonas plegadas y dislocadas intensamente.

Muchos de los diques corresponden a rocas efusivas; unos, son ácidos, como los de pórfidos cuarcíferos, felsitas, ortófidos; otros, básicos, como los de las rocas verdes llamadas porfiritas.

Las intrusiones magmáticas y los diques eruptivos aparecen, a veces, aparentemente interestratificados, al introducirse entre los planos de pizarrosidad.

La potencia de los diques porfídicos presenta, a veces, gran desarrollo, llegando a formar masas extensas en el

seno de las zonas plegadas paleozoicas, e incluso en el interior de los batolitos graníticos.

ASHAUBER ha deducido la estrecha relación entre la tectónica y las emisiones volcánicas, sobre todo con las grandes fracturas que han alterado la normal disposición de las capas geológicas.

La consolidación de los magmas eruptivos en las fracturas transversales que cruzan las formaciones paleozoicas y los batolitos graníticos han dado lugar, preferentemente, a grandes diques de rocas filonianas, ácidas, especialmente graníticas; de aquí que en la Cordillera Costera Catalana los diques de aquellas rocas presenten dirección dominante WSW.-ENE., siendo paralelos a la costa catalana, por lo general; los diques son de pórfidos, especialmente graníticos, aplitas y pegmatitas, y también de cuarzo. Estos diques siguen direcciones normales a la de los anticlinorios y sinclinorios variscos, y a la de las intrusiones graníticas en los mismos. Otros diques siguen antiguas fracturas longitudinales y oblicuas, en los citados anticlinorios y sinclinorios.

En cambio, los diques de rocas efusivas ácidas, representadas por pórfidos cuarcíferos y felsíticos, y también básicas, integradas por porfiritas, e igualmente rocas filonianas básicas lamprofídicas que, junto con las anteriores, forman parte de las llamadas rocas verdes, siguen de ordinario direcciones paralelas a los anticlinorios y sinclinorios, presentando por ello sus diques dirección armoricana frecuentemente, esto es, NW.-SE. Debido a ello, la dirección de los diques es de ordinario normal a la costa catalana y también normal a la mayoría de los diques de pórfidos graníticos, aplitas y pegmatitas. Ello se aprecia muy claramente en la Cadena Litoral, como ha dado a conocer repetidamente SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, confirmando

muchas de las observaciones de ALMERA y otros investigadores. De aquí el sistema ortogonal de diques eruptivos que se manifiestan en dicha cordillera, completado todavía por diques en aspa.

Los afloramientos porfídicos también fueron estudiados por ASHAUER, a base de los métodos de CLOOS, deduciendo los diversos sistemas de disyunción, muy análogos a los deducidos en los batolitos graníticos; el autor hizo resaltar la curiosa disposición en abanico o muela de las principales diaclasas

LLOPIS LLADÓ ha deducido, además, la presencia del sistema de diaclasas en aspa, que muestran superficies de rotura y microfallas, de gran interés en el estudio de la edad relativa de las erupciones

Las notables investigaciones petrográficas de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, realizadas a lo largo de numerosos años, le han permitido deducir que los diques de rocas eruptivas que atraviesan el granito que forma el núcleo o batolito granítico del anticlinal, que según él constituye la Cadena Costera Catalana, y los sedimentos paleozoicos, silúricos, devónicos y carboníferos (culm) de la Cadena de Levante, afectados a veces por el metamorfismo de contacto operado por el granito, que provocó diversas aureolas metamórficas, no son contemporáneos, esto es, no son siempre de la misma edad; aunque siempre su edad es posterior a la del granito y a la de las formaciones paleozoicas que le cubren, incluidas las del culm, siendo por consiguiente de edad paleozoica posthercínica. Otras erupciones son de edad postpaleozoica, como ha debido admitir después de muchas investigaciones.

Al Dr. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA se debe el importante estudio de la edad relativa de las rocas que forman diques en la Cadena Litoral Catalana. En 1930 dió a cono-

cer los primeros resultados en su interesante nota: *Novedades sobre petrografía de Cataluña*, que publicó en las Memorias de la R. Academia de Ciencias y Artes de Barcelona; y un año antes, en 1929, en su trabajo *Resumen geológico-geognóstico de la Sierra de Levante, de la provincia de Barcelona*, publicado por la R. Sociedad Española de Historia Natural. Según dicho autor, en la Cadena Costera Catalana ha habido, por lo menos, cinco períodos eruptivos.

Las erupciones debieron tener un valor insospechable, dice, a juzgar por la enorme cantidad de diques y venas, y la longitud y espesor de muchos de ellos. Todos corresponden a rocas del magma granítico (felsitas, pórfidos cuarcíferos, graníticos, aplitas y pegmatitas), del sienítico (pórfidos sieníticos y ortófididos), y del diorítico (pórfidos, lamprofidos y porfiritas andesíticas).

La dirección dominante de los diques filonianos (aplitas, pegmatitas y lamprofidos, pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos) es ENE.-WSW., de mayor potencia y longitud que los de dirección NW.-SE., que es casi excepcional.

Las aplitas y pegmatitas cortan, a veces, a los diques de pórfidos, lo que indica que sus erupciones tuvieron lugar posteriormente a la de los pórfidos.

Los diques de rocas efusivas (pórfidos cuarcíferos, felsitas, porfiritas), en la Sierra de Levante son menos numerosos, según dicho autor, que los de las filonianas (aplitas, pegmatitas y lamprofidos, pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos), y de menor importancia; la dirección predominante es NW., WNW. y NNW.; en algunos casos observó que cortan a los de los pórfidos o filonianos, mostrando que las erupciones se realizaron con posterioridad a las de éstos. La dirección de los diques es normal, por lo general, a la de los diques filonianos.

Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, a la fase orogénica herciniana corresponden en profundidad la granitización que formó el gran batolito granítico del eje del geosinclinal varisco, y la serie de erupciones que en la Cordillera Costera Catalana inyectaron los numerosos diques de pórfidos graníticos, sieníticos y cuarcíferos; éstos tuvieron lugar durante su segundo período de erupciones, en el que se originaron los diques de pórfidos postdinancienses, formados entre el estefaniense y el pérmico; estuvieron bastante tiempo expuestos a la intemperie cuando llegó al litoral catalán la gran transgresión triásica, como lo prueba el aparecer estos diques debajo de los conglomerados y areniscas vosgienses, sin cortarlos, profundamente alterados, lo mismo que las pizarras de su caja, que aparecen deshechas y enrojecidas por haber sufrido la acción de la intemperie. Este hecho se manifiesta claramente en la discordancia del triás y de los pórfidos en Martorell y Caldas de Montbuy. En el primer sitio, hace ya muchísimos años, tuvimos la ocasión de observar tan bello fenómeno geológico, manifestación clara de la laterización de las antiguas superficies de erosión pretriásicas.

Según el criterio de ASHAUER, las erupciones fueron durante la fase astúrica de los plegamientos variscos, esto es, después del westfaliense, siendo, por consiguiente, los pórfidos cuarcíferos póstumos testimonios de la diferenciación magmática de las formaciones graníticas.

Probablemente, el criterio de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA es más aceptable; nosotros sospechamos que dichas erupciones fueron sincrónicas con las erupciones ácidas de riolitas, coladas y brechas y tobas riolíticas de la zona oriental de la sierra del Cadí, tan bien estudiadas por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA; y de las que más tarde BOISSEVAIN consideró como porfiritas, brechas y tobas porfiríticas y

pórfidos cuarcíferos, en la zona occidental de dicha sierra; quizá, todavía, con las que CHEVALIER y H. SCHMIDT han tomado por melafidos en la zona más occidental, en los alrededores de La Seo de Urgel, que, según H. SCHMIDT, continúan más al Oeste. Este autor, con duda, las refiere también a ortófidos.

La basicidad de dichas rocas aumenta de Este a Oeste, según BOISSEVAIN. La presencia de riolitas en su extremo oriental, de porfiritas en el centro y de melafidos en el occidental, parece confirmarlo, pero falta todavía ratificar los resultados de BOISSEVAIN y las indicaciones de CHEVALIER y H. SCHMIDT; en cambio, el meticuloso estudio petrográfico que hizo de estas rocas SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, no citado por BOISSEVAIN, probablemente por desconocimiento de este trabajo del Museo de Ciencias Naturales de Barcelona, parece afianzar el carácter riolítico de aquellas erupciones, que recuerdan las de los pórfidos cuarcíferos, felsitas y ortófidos de la Cadena Costera Catalana.

Los trabajos de CHEVALIER permiten deducir la postumidad de los plegamientos variscos en las erupciones volcánicas carbonífero-pérmicas de melafidos, pórfidos y tobas que acompañan y siguen los depósitos hulleros pirenaicos, y que aparecen intercaladas en las capas sedimentarias del carbonífero superior y del pérmico; esta disposición testimonia el hecho observado en otros muchos puntos, como en el Macizo Central francés, que las erupciones volcánicas siempre siguen a las grandes fases de plegamientos orogénicos. Así, mucho más tarde, el volcanismo de la región de Olot siguió al movimiento orogénico alpino.

Dicho autor ha localizado, en su esquema de los plegamientos hercinianos (NW.-SE.) y terciarios (W.-E.) de los

altos valles del Valira, del Segre y del Ter, los afloramientos volcánicos citados, y también los depósitos hulleros, de los cuales da una interpretación errónea, más tarde rectificada por los geólogos que han estudiado dicha zona.

CHEVALIER ha expresado, en un bloque diagrama, la cuenca de sedimentación del estefaniense en su borde oriental, junto a su Macizo Catalán-Balear, que se extendía hacia el Oeste.

ASHAUBR expresó gráficamente estas manifestaciones póstumas del volcanismo varisco durante los períodos westfaliense, estefaniense y pérmico, en el primero de sus esquemas paleogeográficos del nordeste de España.

La zona del alto Segre fué estudiada más tarde por ROGGEVEEN y por BOISSEVAIN.

Las erupciones tuvieron lugar, según CHEVALIER, durante el estefaniense y el pérmico; para H. SCHMIDT, las brechas de melafidos de La Seo de Urgel se formaron, sobre todo, durante el estefaniense superior, en que se presentó la culminación del volcanismo del carbonífero superior; pero ya se manifestaron erupciones antes, por encerrar los conglomerados basales cantos de melafidos y por yacer sobre las potentes brechas indicadas nuevas manifestaciones volcánicas, cada vez menos frecuentes, en el seno de las capas pérmicas, lo que justifica la edad asignada por CHEVALIER. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA considera las erupciones riolíticas de la zona oriental del Cadí, provisionalmente, como del pérmico inferior, y a la misma conclusión llegó más tarde BOISSEVAIN.

En suma, las erupciones citadas debieron realizarse durante el estéfano-pérmico, y más precisamente, durante el período estefaniense superior-pérmico inferior, íntimamente relacionado con la orogenia saálica de finales del pérmico inferior, que según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA

parece ser la que determinaron los principales movimientos variscos en el Pirineo francés, del departamento de Ariège, en Saint-Girons, y otros puntos. Según TEIXEIRA, estos movimientos han actuado en España más frecuentemente de lo que se cree.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha deducido, también, que los diques filonianos (pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos), no son sincrónicos con los de los efusivos (pórfidos cuarcíferos, felsitas y ortófidos), ya que presentan, por lo general, diversa dirección, y los primeros son cortados, frecuentemente, por los segundos, por lo que no cabe duda que fueron formados posteriormente.

La dirección de los diques filonianos (pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos), en la Sierra de Levante, es ENE. a WSW., como en la Costa Brava, donde dominan los diques NE.-SW., de análoga dirección que los de aplita y pegmatita. Aquellos diques son de mayor potencia y longitud que los de dirección NW.-SE., cuya dirección, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, es casi excepcional.

En cambio, los diques efusivos (pórfidos cuarcíferos, felsitas y ortófidos) son menos numerosos y menos importantes, siendo direcciones dominantes NW., WNW. y NNW. El propio autor ha observado que a veces cortan a los diques de pórfidos o filonianos, por lo que son de edad posterior.

Algunas veces se observan diques de felsita que cortan a los de pórfido.

En la Costa Brava, los pórfidos son menos frecuentes que en la Sierra de Levante, estando poco representados y menos frecuentes que los de aplita, pegmatita, lamprofidos y porfiritas, aunque presentan mayor potencia. Los pórfidos cuarcíferos son menos frecuentes que los pórfidos filonianos. Los ortófidos se presentan pocas veces.

Los pórfidos graníticos son abundantísimos, según dicho autor, en la Cordillera de Levante, tanto como los de aplita; los pórfidos dioríticos, en la Sierra de Levante, son algo más frecuentes que los sieníticos; en la Costa Brava, los pórfidos dioríticos son muy poco frecuentes.

Los pórfidos cuarcíferos están representados por granofidos, microgranitos y felsosidos, siendo muy corrientes en la Sierra de Levante, y junto con las felsitas forman parte, como se ha dicho, de la familia de las liparitas actuales. En la Costa Brava también los ha encontrado varias veces el citado petrógrafo.

A nuestro juicio, los magmas que constituyeron los diques porfídicos filonianos (pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos) siguieron de preferencia las fracturas transversales que se produjeron en los anticlinorios y sinclinorios variscos, al producirse las grandes ondulaciones epirogénicas, transversales a la dirección armoricana de aquéllos, y que dieron origen a las cuencas geosinclinales mesozoicas y neozoicas, como resultado de los empujes orogénicos alpidicos dirigidos al NNW., renegantes respecto los empujes que motivaron el plegamiento de las capas y la formación de los póstumos anticlinorios y sinclinorios variscos, que eran hacia el WSW.

Las emisiones porfídicas se habrían producido después de los plegamientos astúricos y de la consolidación de las intrusiones magmáticas graníticas que penetraron en los anticlinorios y sinclinorios variscos posteriormente, lo que debió ser facilitado por la intensa denudación de los mismos.

Probablemente debió tener lugar durante el estefaniense medio, ya que poco después aparecieron los magmas efusivos de los pórfidos cuarcíferos y de las felsitas y ortofidos, que hemos considerado sincrónicos de los de la zona

pirenaica del Cadi y, por lo tanto, formados durante el estefaniense superior y pérmico inferior.

Estas emisiones siguieron de preferencia fracturas de dirección armoricana, paralelas a la dirección de los anticlinorios y sinclinorios variscos, en el momento de su aparición, ya que más tarde pudo ser enmascarada su dirección armoricana primitiva por los plegamientos alpidicos.

Aquellas fracturas longitudinales debieron producirse durante el pérmico inferior, como resultado de la acción de nuevas manifestaciones iniciales de los movimientos saálicos, las cuales debieron hacer jugar de nuevo las fracturas no cicatrizadas, originadas durante los plegamientos astúricos.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha deducido también que las aplitas, pegmatitas y pórfidos dioríticos se formaron con posterioridad a las rocas antes citadas, ya que algunos diques cortan a las descritas.

Durante el tercer período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, se formaron los diques apliticos y pegmatíticos; a veces son de gran potencia, siendo muy abundantes en la Sierra de Levante y en la Costa Brava.

Estas erupciones tuvieron lugar después de las fases orogénicas hercinianas, pero sin poder fijar época exacta; siendo, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, de edad indefinida, pero posterior a la de los pórfidos graníticos, sieníticos y cuarcíferos.

Al mismo período atribuye las erupciones de pórfidos dioríticos (microdioritas o dacitas antiguas), que presentan escasa potencia, aunque abundan en la Sierra de Levante, siendo posteriores a los otros pórfidos.

Las aplitas, que son abundantísimas en la Sierra de Levante, tanto como los pórfidos filonianos, y también las pegmatitas, cortan a veces a los pórfidos, siendo, pues,

posteriores a los mismos. La dirección dominante de estas rocas filonianas es ENE.-WSW., dominando en la Costa Brava la dirección NE.-SW., aunque las aplitas presentan a menudo dirección variable. Esta dirección ENE.-WSW. es análoga a la de los pórfidos graníticos, sieníticos y dioríticos. La potencia y longitud de los diques citados es mayor que la de los diques de las otras rocas. Raramente se observa la dirección armoricana Noroeste-Sudeste.

La dirección predominante de los diques, de WSW. a ENE., en la Cordillera Costera Catalana, parece indicar que de nuevo los anticlinorios y sinclinorios variscos sufrieron nuevas presiones hacia el NNW., que contribuyeron a acentuar las grandes ondulaciones anticlinales y sinclinales alpidicas, originando nuevas fracturas transversales a los anticlinorios y sinclinorios variscos, y paralelamente, por el contrario, a la de las ondulaciones epirogénicas.

Sus erupciones debieron realizarse durante otras fases iniciales de los movimientos saálicos.

Los diques de pórfidos dioríticos, mucho más básicos que los precedentes, parecen indicar las primeras fases de la era alpidica, en la que las erupciones fueron mucho más básicas, por lo general, que en la era varisca, por corresponder, ordinariamente, sus «rocas verdes» a los magmas eruptivos dioríticos y gábricos.

En opinión de ASHAUER, las porfiritas fueron también póstumos testimonios de la diferenciación magmática de las formaciones graníticas. Si ello fuera cierto, se podrían relacionar también dichas erupciones con las erupciones porfiríticas y de melafidos de la zona pirenaica, si es que, en realidad, estas rocas muestran tal carácter.

En cambio, para SAN MIGUEL DE LA CÁMARA las porfiritas y los lamprofidos no se formaron durante la orogenia

varisca; la erupción de dichas rocas acaeció, por el contrario, durante la era alpidica.

Este criterio fué deducido por consideraciones indirectas, ya que los diques de aquellas rocas verdes no han sido observados todavía en parte alguna cruzando a las capas mesozoicas o neozoicas, por haber sido denudadas en las zonas donde podrían haberse observado.

SOLÉ SABARÍS opina que solamente el estudio de los cantos eruptivos de los conglomerados de la base del triás, podrá confirmar la edad varisca o alpidica de las rocas verdes antes citadas; este estudio no se ha iniciado todavía, a pesar de su notable interés. Dicho autor cree que todas estas rocas verdes forman parte de las erupciones variscas póstumas.

Las sucesivas emisiones volcánicas que tuvieron lugar durante las fases póstumas de los plegamientos astúricos, en el seno del anticlinorio del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, pueden deducirse claramente en los pintorescos y notables acantilados de la Costa Brava catalana gerundense, estudiados tan meticulosamente por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

Los diques presentan basicidad muy diferente, y atraviesan no solamente el propio batolito granítico, caso muy frecuente, sino también los pliegues variscos, más o menos metamorfoseados por el granito.

* * *

Como dimos a conocer en nuestra Memoria paleogeográfica del nordeste de España y de las Baleares, la coordinación de las precedentes consideraciones nos ha permitido precisar el emplazamiento y características de los anticlinorios formados durante las postreras fases de los

movimientos astúricos, deduciendo la importancia de algunos de ellos, por haber jugado gran papel durante las eras posteriores, como manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos.

Los anticlinorios y sinclinorios variscos, durante los movimientos alpídicos, influyeron veladamente en la disposición de los plegamientos de la era terciaria, haciendo conservar la dirección herciniana, armoricana, NW.-SE., en algunas zonas de las regiones plegadas.

Se puede hacer esta observación en el valle del Llobregat, en las proximidades de la costa; en el valle del Noya, entre Capellades y Pobla de Claramunt; en el valle del Francolí, junto a Picamoixons; regiones que forman parte de la Cordillera Litoral y Prelitoral.

En dichos puntos, las capas mesozoicas integran plegamientos muy dislocados, que forman parte de antiguos anticlinorios y sinclinorios variscos, prueba evidente de la postumidad de los plegamientos variscos de la era paleozoica en los plegamientos alpídicos de la era neozoica.

En el nordeste de España, los anticlinorios y sinclinorios variscos forman un amplio haz, poco evidente en la región subpirenaica, ya que las intensas presiones alpídicas debieron comprimir aquéllos, aproximándolos extraordinariamente e imposibilitando su estudio; imposible de deducirlos en la depresión central catalana, por hallarse ocultos bajo la potente cobertera mesozoica y neozoica. Los anticlinorios y sinclinorios se manifiestan claramente en la Cadena Costera Catalana, y aparecen bastante espaciados, influyendo claramente en la morfología de la misma. Todos ellos tienden a dirigirse hacia el ESE., en dirección a Córcega, Cerdeña y Menorca.

En el mapa tectónico de ASHAUER, en el que se expresa la distribución zonal de los elementos integrantes de los

macizos antiguos catalanes, puede deducirse que los anticlinorios y sinclinorios variscos, y los pliegues que los constituyen, se prolongan hacia el ESE. Análoga deducción puede hacerse en el mapa tectónico de LORZE, en que se expresa la dirección de los pliegues variscos hacia el SE. La interpretación de CHEVALIER, en su esquema de los plegamientos Hercinianos Catalanes, y sus relaciones con los de la misma época en las Baleares, en el macizo armoricano y en el macizo central francés, si bien los pliegues se dirigen hacia Menorca, siguiendo dirección ESE., es evidentemente errónea, ya que, según dicho autor, los pliegues pirenaicos armoricanos, al llegar al extremo oriental de los Pirineos Catalanes se prolongan, unos hacia el SE. de Francia, hacia la Provenza, y otros tuercen hacia el SW., con dirección varisca, como ya se indicó anteriormente, siguiendo la Cordillera Costera Catalana hasta más allá de Barcelona, para torcer de nuevo, con dirección armoricana, hacia Menorca. SCHRIEL ya rectificó oportunamente esta interpretación, que no parece adaptarse a la realidad de los hechos.

En el esquema de LORZE, de los plegamientos variscos del SW. de Europa, puede deducirse que los pliegues variscos se debían prolongar hacia Córcega, Cerdeña y las Baleares, que no son más que fragmentos del antiguo Continente Catalán-Balear, de CHEVALIER.

STAUB prolongó la culminación ibérica que cruza transversalmente el Montseny hasta Menorca.

En el esquema de ASHAUER puede deducirse, exactamente, que la prolongación del anticlinorio del Priorato-Prades debe pasar por el nordeste de Menorca, cuyas capas, según HOLLISTER, son muy análogas a las del NE. de España. Sus capas fueron plegadas, así en el Priorato y Prades como en Menorca, después del westfaliense,

durante la fase astórica de los plegamientos variscos, formando parte dichos pliegues, y su prolongación hasta el Pirineo Central, estudiada por H. SCHMIDT, de la zona del subvarisco o varisco exterior de STILLE, ASHAUER y TEICHMÜLLER, HOLLISTER y demás colaboradores alemanes. En Menorca, los plegamientos se prolongaron hasta la fase saálica, por haber sido plegadas las capas del carbonífero superior y del pérmico inferior.

* * *

Los macizos hercinianos, que en su crecimiento hacia el SW., como resultado del avance de la zona de plegamientos sudéticos y astóricos, en dirección hacia la Meseta Central española, llegaron a soldarse al Macizo del Ebro, fueron intensamente denudados en las zonas emergidas, iniciándose, al propio tiempo, durante el estefaniense, los movimientos epirogénicos de la era mesozoica, que prepararon los periodos orogénicos, los cuales culminaron en las fases de paroxismo de los plegamientos alpidicos de la era terciaria.

Según STILLE, es en este momento, durante el carbonífero, que se inicia la era alpidica, recién terminadas las fases de plegamientos astóricos que tuvieron lugar entre el westfaliense y el estefaniense; ya que mientras los depósitos marinos namuro-westfalienses o moscovienses que se depositaron en la antifosa varisca guardan estrecha relación con el zócalo paleozoico, como se evidencia por los materiales que los forman, facies y dirección de las cuencas de sedimentación, y por consiguiente, de sus capas y pliegues, en cambio, durante los tiempos estéfano-pérmicos, o uralo-pérmicos, en las regiones mediterráneas ocupadas por las aguas marinas aparecen las características

alpidicas o mediterráneas de la era alpidica, iniciando la paleogeografía y los hundimientos epirogénicos que permitieron la entrada de sus mares y la formación de las grandes zonas de sedimentación, que dieron lugar, más tarde, a los grandes sistemas de plegamientos alpidicos o mediterráneos.

El mar uralo-pérmico constituyó, pues, según STILLE, un mar interior en el seno de las zonas variscas, especialmente dentro de la zona del varisco interior, plegada por plegamientos sudéticos, a finales del carbonífero inferior o culm, ya que en ella tuvieron lugar los hundimientos epirogénicos que permitieron la entrada de las aguas del mar uralo-pérmico.

Ello no quiere decir, según STILLE, que en algunos sitios las aguas del namuro-westfaliense o moscoviense, que se extendían por los antepaíses variscos, al proseguir su hundimiento no hubieran podido también penetrar en las regiones costeras, afectadas de plegamientos sudéticos, ya que Menorca, según HOLLISTER y STILLE, al iniciarse dicho período penetró el mar de nuevo en los dominios que habían sido plegados por los plegamientos sudéticos; debido a ello, Menorca se halla en el límite de separación del varisco interior, plegado por los movimientos sudéticos, posteriores al carbonífero inferior, y del varisco exterior, plegado por los plegamientos astóricos, posteriores al westfaliense, y aun por los saálicos, después del uralo-pérmico.

Los movimientos epirogénicos que sucedieron a los plegamientos astóricos fueron fases iniciales de los movimientos saálicos, que, según TEIXEIRA, han jugado gran papel en la orogenia hispánica. Dichos movimientos dieron lugar, como se ha dicho, a grandes ondulaciones anticlinales y sinclinales, de gran radio, con carácter geoanticlinales

nal y geosinclinal, orientadas transversalmente a la dirección de los pliegues que constituyen los anticlinorios y sinclinorios variscos.

Estas ondulaciones pueden ser consideradas como ondulaciones transversales póstumas a las ondulaciones longitudinales que llamamos anticlinorios y sinclinorios variscos.

Una de estas ondulaciones geoanticlinales, transversales a los anticlinorios y sinclinorios variscos, debió iniciar la Cadena Costera Catalana, o Catalánidas de HERNÁNDEZ-PACHECO y LLOPIS LLADÓ. Hacia el WSW. pierde su dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., para tomar la dirección herciniana de la Cadena Celtibérica, SSE.-NNW., expresión póstuma de un antiguo anticlinorio varisco.

La notable ondulación geoanticlinal que originó en principio la Cadena Costera Catalana, ha sido interpretada de maneras bien diversas por los distintos geólogos que la han estudiado, debido a su compleja constitución. Interpretaciones contradictorias se han dado también respecto las dos alineaciones paralelas a que dió lugar posteriormente, durante los movimientos alpídicos terciarios, y que forman actualmente las Cordilleras Litoral y Prelitoral, separadas por la depresión longitudinal del Campo de Tarragona-Panadés-Vallés-La Selva-Geronés, llegando hasta el Ampurdán.

PARA SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, la Cordillera Costanera, de ALMERA, constituye, clásicamente, en el Tibidabo y en la región de la Cordillera de Levante y de la Costa Brava, un gran anticlinal de fondo alpino, de material herciniano, cuyo núcleo es un batolito granítico, rodeado de aureolas metamórficas de contacto, constituídas a expensas de materiales del silúrico medio y superior, principalmente, y del devónico y carbonífero inferior, recubierto por sedi-

mentos paleozoicos normales o poco metamorfoseados de aquellos terrenos.

La intrusión granítica en el eje del gran anticlinal herciniano se produjo, según dicho autor, en el carbonífero superior, de acuerdo con el criterio de ASHAUBER. Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, este anticlinal, que casi sin interrupción sigue del Llobregat hasta el Ter, quizá se marcó ya como un eje de plegamiento caledoniano, verosíblemente de poca importancia, como precursor, pero de análoga dirección, formando como una especie de geoanticlinal en el gran geosinclinal herciniano; pasados los tiempos del carbonífero inferior, en los westfalienses, un empuje colosal del SE. llenó este geosinclinal de pliegues, que formaron el anticlinario Cadena Costera Catalana, a la vez que se formaba la primitiva Celtiberia y el Pirineo paleozoico, éstos con sus ejes alineados según la dirección armoricana y aquélla con alineación varisca, es decir, de SW. al NE., que es la del batolito granítico que forma las sierras de la costa, de Barcelona a Bagur.

Según ALMERA, la intrusión granítica de la Cordillera Litoral llenó la fractura o falla costanera que produjo el anticlinal herciniano, orientado de SW. a NE.; su flanco meridional se consideró hundido en el Mediterráneo. Esta clásica concepción no está de acuerdo con las modernas investigaciones, ya que ello indicaría que el pretendido anticlinal de la costa presentaba dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., que está en desacuerdo con la real dirección armoricana, NW.-SE., de los pliegues variscicos que integran la Cordillera Litoral.

La dirección erzgebírgica de los pliegues fué determinada por los pliegues alpídicos que enmascararon frecuentemente la antigua dirección armoricana; ello ha motivado que, erróneamente, se haya considerado la Cordillera Li-

toral como un antiguo anticlinal herciniano, más tarde fracturado a lo largo del eje del anticlinal por la gran falla del Mediterráneo, y con su flanco meridional hundido en dicho mar.

DARDER PERICÁS ha interpretado la Cadena Costera Catalana en forma muy singular, en su corte geológico a través de la Cordillera Litoral, la depresión del Vallés y la Cordillera Prelitoral, que designa con el nombre de Cordillera Interior. La Cordillera Litoral representa una ondulación anticlinal, que se prolonga hacia el Norte bajo los sedimentos neógenos de la depresión del Vallés, formando una ondulación sinclinal, que más al Norte constituye un gran pliegue tumbado sobre los depósitos eocénicos de la depresión central catalana, con su flanco inverso laminado; la parte anticlinal del mismo habría desaparecido casi totalmente por erosión, quedando solamente los retazos del primario sobre el numulítico en la zona del norte de Sabadell, mientras que más al Noroeste, en La Garriga y hacia el Montseny, habría desaparecido totalmente la parte anticlinal y quedaría solamente el flanco inferior normal del sinclinal, por lo que la serie de terrenos no aparece a primera vista tan trastornada como lo está realmente.

Según dicho autor, se puede suponer que después de los movimientos hercinianos, el núcleo herciniano y el macizo catalán-corso-sardo quedasen formando un solo bloque, el cual sufriría dos tracciones contrarias que originarían una disyunción; girando la parte catalana-corsasarda a partir de un punto situado un poco a levante de la actual bahía de Rosas, lo que originaría una depresión en forma de *V* abierta al WSW., y en la cual, a medida que se acentuaba lentamente y con intermitencias, se irían depositando sedimentos sucesivamente triásicos, jurásicos,

cretácicos y numulíticos, que quedarían adosados especialmente al borde norte de la depresión.

En todo ello, dice, la depresión del Vallés no existiría, la cordillera litoral y la interior estarían más próximas que actualmente. Mirado en conjunto, la depresión Vallés-Panadés se ofrece como el efecto de una disyunción de menor categoría dentro ya del macizo catalán-corso-sardo; esta disyunción en forma de *V* abierta al SSW. sería, ya en el burdigaliense, lo bastante acentuada para que penetraran en ella, a manera de golfo, las aguas marinas, y, a medida que avanzaba el tiempo, la acentuación del movimiento, aumentando la profundidad, permitiría que las aguas marinas helvecienses penetraran ya más hacia el interior, alcanzando hasta las proximidades de Ripollet. Considerado así el problema, continúa diciendo, el Vallés no se nos aparece como una fosa producida por fallas verticales, sino como una depresión por disyunción acentuada paulatinamente durante el burdigaliense y el helveciense.

El paroxismo orogénico determinante del gran pliegue tumbado tiene que estar comprendido entre el eoceno medio y el oligoceno superior, por lo cual es muy verosímil que sea determinado, como pliegue de fondo, por el contragolpe de los empujes presanuasienses.

Estas frases, transcritas de DARDER PERICÁS, revelan una interpretación que se aparta bastante de las precedentes, ya que el autor ha querido justificar la existencia del gran pliegue tumbado y a veces algo corrido sobre el eoceno.

En nuestra Memoria paleogeográfica sobre el nordeste de España y de las Baleares, hemos hablado ya de la formación de la depresión longitudinal prelitoral y de la zona de dislocaciones que caracterizan la Cordillera Prelitoral, lo que nos evita extendernos más sobre ello, que, por otra parte, se apartaría del objeto del presente trabajo.

LLOPIS LLADÓ ha dado una interpretación mucho más ajustada a la realidad, fundamentada esencialmente en las orogénias varisca y alpídica, y no en la orogenia varisca, a la cual se refería anteriormente la formación de las pretendidas alineaciones anticlinales que forman actualmente las Cadenas Litoral y Prelitoral. DARDER PERICÁS, como hemos visto, daba una interpretación alpídica, que tampoco aclara la constitución y la morfoestructura de la Cadena Costera Catalana.

La interpretación de LLOPIS LLADÓ ha sido ya desarrollada en nuestra Memoria citada. No obstante, ALMERA, en 1913, en su mapa geológico sobre el Montseny, Vallés y Litoral, último que llegó a publicar, varió su primer criterio, tan generalizado posteriormente, dando una interpretación que, en líneas generales, es análoga a la de LLOPIS LLADÓ y otros geólogos modernos.

En efecto, ALMERA dijo que dicha zona formó parte, inicialmente, de un extenso manchón, perteneciente a la cordillera herciniana, integrado por rocas eruptivas y paleozoicas, de cuya compresión en el sentido de NW. a SE., ocasionado por la reducción de volumen de la corteza terrestre, resultó una gran intumescencia o anticlinal, dentro cuyo perímetro entraban los actuales macizos del Montseny y Costero, y el espacio intermedio que constituye el Vallés.

Más tarde vino el primer hundimiento de esta bóveda y la consiguiente fractura, según la dirección de NE. a SW., en la parte ocupada por la actual área del Vallés. Con ello resultaban iniciados los macizos interior y costero, a la vez que la depresión que constituye el Vallés, y determinada ya con ello la orografía actual de la comarca.

Esta fractura y hundimiento, continuó diciendo, interesó a las capas ordovicienses, gotlandienses, devónicas

y carboníferas que integraban el trozo de bóveda (tal vez pene-planicie) de este cacho de terreno. A consecuencia de ello, y de la acción erosiva consiguiente, la mayor parte de los materiales han desaparecido, y los que ésta ha respetado quedaron colgados en las vertientes de la misma, según lo acusan los restos de capas de aquellas épocas, que yacen en las vertientes de la meseta o Pla de la Calma, o sea, lado norte de Samalús y este de Aiguafreda, entre otros.

Un reiterado funcionamiento de la falla produjo un nuevo descenso de la zona del Vallés, arrastrando, entre otras, las capas triásicas que se habían depositado sobre dicha comarca, desde el oeste del Montseny, Pla de la Calma, Tagamanent y cuenca del Congost, hasta el Mediterráneo, de las cuales han quedado jirones en el borde de la falla en los términos de Gualba, Muscarolas y Vilamajó.

Estas palabras, transcritas del texto de ALMERA, del cual hemos omitido diversos conceptos erróneos, se apartan totalmente de las dadas por él durante largos años, que sustentó que la Cordillera Costera Catalana estaba constituida por el anticlinal costanero; el sinclinal del Vallés y Panadés, sucesivamente más acentuado y hundido por fracturas marginales, iniciadas al comenzar el oligoceno; y el anticlinal interior.

Una gran ondulación geosinclinal, también transversal a los anticlinorios y sinclinorios variscos, originó la cuenca geosinclinal pirenaica del nordeste de España, que hacia el WSW. pierde también su dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., para tomar la dirección herciniana SE.-NW., al continuarse la ondulación hacia el NW., expresión póstuma de direcciones variscas.

Así se explica el cambio de dirección de la Cordillera

Celtibérica al continuarse hacia la Cadena Costera Catalana; el cambio de dirección del macizo del Ebro, al prolongarse hacia la región catalana, para formar el umbral del Ebro y del Ampurdán, de ASHAUER; y el marcado codo que forma la depresión del Ebro al prolongarse en la región catalana para constituir la Depresión Central Catalana.

La postumidad de los movimientos variscos determinó el desplazamiento de la costa del mar estefaniense y pérmico hacia el Este, retrocediendo con ello el Macizo Catalán, de ASHAUER, o Continente Catalán-Balear, de CHEVALIER, que se prolongaba hasta Menorca, Cerdeña y Córcega; también determinó la especial localización de las emisiones de lavas citadas en la zona central de dicha cuenca.

Estos póstumos movimientos variscos, epirogénicos, provocaron la renegancia de dirección de las cuencas de sedimentación varisca y alpídica, si exceptuamos la del Ebro propiamente dicha, que continuó conservando la dirección armoricana de los plegamientos variscos.

Esta renegancia se inició ya durante el estefaniense, ya que la cuenca de sedimentación namuro-westfaliense o moscoviense, y la del estéfano-pérmico, o uralo-pérmico, se cortan oblicuamente; la primera, con dirección armoricana NNW.-SSE., y la segunda, con dirección erzgebirgica, WSW.-ENE., en la región oriental pirenaica.

La cuenca de sedimentación namuro-westfaliense, o moscoviense, como hizo observar STILLE, presentaba carácter subvarisco, formando una gran bolsa procedente del Atlántico y del golfo de Vizcaya, que se extendía con dirección armoricana, NNW.-SSE., hacia las Baleares, como se deduce en el esquema de LOTZE sobre los plegamientos variscos del SW. de Europa; en cambio, la cuen-

ca de sedimentación estéfano-pérmica, o uralo-pérmica, presentaba carácter alpino o mediterráneo, por formar una prolongación del Tethys, procedente del Este.

Así se explica, como dice STILLE, la especial posición de la región pirenaica-balear, ya que es el único sitio de las regiones occidental y central mediterráneas donde aparecen conjuntamente las formaciones marinas del namuro-westfaliense y del estéfano-pérmico o uralo-pérmico, por haberse cruzado las diversas zonas de sedimentación.

Movimientos póstumos, de edad saálica, provocarían, más tarde, la elevación de las regiones citadas, haciendo retroceder hacia el Este las aguas marinas del Tethys, de la bolsa alpina que se había formado en los Pirineos y en las Baleares durante el episodio mediterráneo, como dice STILLE, que tuvo lugar durante el estéfano-pérmico.

A consecuencia de ello, los depósitos que se sedimentaron en la cuenca de sedimentación durante el pérmico superior y el triás presentan carácter germánico, en general, mostrándonos facies marinas hacia el Este, donde se extendía el Tethys.

Como hace notar dicho autor, de vez en cuando mandó alguna prolongación hacia Cataluña y las Baleares, esto es, siguiendo de nuevo la dirección general primitiva.

Al iniciarse la era terciaria, la ondulación geoanticlinal de la Cadena Celtibérica, la geosinclinal del Ebro y la geoanticlinal de los Pirineos Centrales, todas ellas longitudinales, y de dirección hercínica NW.-SE., debieron ser manifestaciones póstumas de anticlinorios y sinclinorios variscos, de dirección hercínica NW.-SE., igualmente que al prolongarse hacia la región catalana se adaptaron a las ondulaciones transversales, de dirección erzgebirgica, WSW.-ENE., que constituyen gran parte de la Cordillera

Costera Catalana, y la Depresión Central Catalana, y la Cordillera Pirenaica Catalana.

La evolución geológica de estos geoanticlinales y geosinclinales alpínicos, que recorren de W. a E. la región catalana, ha sido representada gráficamente por CHEVALIER, en cortes geológicos y en curiosos bloques-diagramas, que por ser excesivamente esquemáticos y estar basados en concepciones prematuras no dan idea exacta de su estructura geológica.

ASHAUER y TEICHMÜLLER, por el contrario, han dado unos precisos y magníficos cortes geológicos a través de los diversos geoanticlinales y geosinclinales alpínicos, que rectifican y completan los interesantes trabajos de CHEVALIER.

En nuestra Memoria paleogeográfica sobre el NE. de España y de las Baleares, hemos estudiado la evolución paleogeográfica de dichas zonas, y hemos expresado gráficamente la misma en unos cortes y bloquediagramas, que acaban de precisar y completar los de los geólogos alemanes antes indicados, que trazaron las líneas generales paleogeográficas de nuestra región.

En el sector NE. de la región catalana, en la zona de La Garrocha, Geronés y Ampurdán, la ondulación geosinclinal que formó la Depresión Central Catalana, pierde su dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., y toma de nuevo la dirección hercínica, NNW.-SSE., como en la depresión del Ebro, al prolongarse por el sinclinorio varisco del Ampurdán hacia las Baleares, a lo largo de la ondulación geosinclinal mediterránea balear.

Este curioso cambio de dirección ha sido comentado por diversos autores, entre los que destacan CHEVALIER, STILLE, SCHRIEL, ASHAUER y TEICHMÜLLER, HOLLISTER, SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ; para SCHRIEL, sus pliegues consti-

tuyen las Cordilleras Transversales del Ampurdán, las cuales han sido designadas más tarde por SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ con el nombre de Sistema Transversal del Ampurdán. Estos pliegues transversales habían sido representados gráficamente, con anterioridad, por CHEVALIER, dándoles dirección NNW.-SSE., esto es, dirección armoricana, en dirección a las Baleares, hecho confirmado por los demás geólogos antes citados.

CHEVALIER, no obstante —que en sus esquemas señala el sinclinal numulítico de la Cataluña oriental y el eje del mismo, las crestas anticlinales y además las tierras meso-numulíticas exondadas y sus valles, los ríos numulíticos, las areniscas y pudingas del numulítico superior que se formaron en los bordes del sinclinal, y rellenaron su prolongación oriental hasta la costa gerundense, consideradas erróneamente por muchos de los geólogos que estudiaron nuestra geología como oligocenos, y los límites del antiguo lago oligocénico, dentro de la depresión central catalana—, prolongó el geosinclinal numulítico en su región oriental hacia el ESE., pero no hacia las Baleares, sino erróneamente hacia ENE., hacia los Alpes meridionales franco-italianos, dándoles la misma dirección que los pliegues variscos, de dirección varisca WSW.-ENE.

La cuenca geosinclinal balear, establecida entre la prolongación del antiguo Macizo del Ebro hacia la región catalana y el Macizo Mediterráneo, Menorquino-Corso-Sardo, representa otra ondulación epirogénica, de dirección erzgebírgica WSW.-ENE., también transversal a la dirección de los plegamientos variscos.

Esta cuenca se relacionaba hacia el NW. con la cuenca celtibérica, establecida en una ondulación epirogénica longitudinal de la zona de plegamientos variscos, situada entre el antiguo Macizo del Ebro y la Meseta Central espa-

ñola. Sus antecedentes variscos no pueden ser más evidentes.

De cuanto antecede se deduce que las ondulaciones epirogénicas geosinclinales de la era secundaria y de la era terciaria son manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos, ya que representan ondulaciones sinclinales longitudinales o transversales de las formaciones variscas, por lo que sus direcciones son, respectivamente, hercínicas o armoricanas, NW.-SE. a NNW.-SSE., o erzgebúrgica, WSW.-ENE.

La variación de dirección de la Cordillera Pirenaica, desde los Pirineos occidentales a los orientales; la prolongación de la Depresión del Ebro hacia la Depresión Central Catalana, con su brusca rodilla o cambio de dirección, en su zona meridional; la continuidad de los pliegues celtibéricos hacia la Cadena Costera Catalana, puesta en evidencia por TBICHMÜLLER y por LLOPIS LLADÓ, especialmente, torciendo su dirección paralelamente al cambio de dirección de la Depresión del Ebro; la estrecha relación entre la citada depresión, la Depresión Central Catalana, la Depresión del Ampurdán y, finalmente, la Mediterránea-Balear; la relación de la Cordillera Celtibérica con esta última depresión; y, finalmente, la dirección de la Costa Catalana, son hechos, entre otros muchos, cuya enumeración alargaría excesivamente este trabajo, que quedan plenamente justificados por sus antecedentes variscos.

Debido a sus antecedentes variscos, el emplazamiento y dirección de las cuencas geosinclinales de sedimentación, unas veces marinas, en otras ocasiones lacustres, no han variado mucho a lo largo de los tiempos alpídicos, lo que justifica la unidad de constitución del NE. de España dentro de la gran variedad estructural geológica.

* * *

Manifestaciones póstumas de los movimientos variscos son las emisiones de lavas diversas a lo largo de direcciones variscas, lo mismo en el geosinclinal pirenaico como en el mediterráneo y en el celtibérico, al finalizar el período triásico, y especialmente durante el keuper. Ya se habían anunciado durante el estéfano-pérmico. Estas manifestaciones tuvieron lugar al acentuarse los movimientos epirogénicos que dieron origen a las cuencas geosinclinales alpídicas durante las fases iniciales de los movimientos paleokiméricos.

Las manifestaciones eruptivas del estéfano-pérmico, ya reseñadas anteriormente, fueron reanudadas, pues, durante el triásico superior, con la erupción de las ofitas, magistralmente descritas por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, y de los melafidos, interesantes rocas que estudió y dió a conocer este petrógrafo, anteriormente tenidas también por ofitas.

Las ofitas se han localizado, de preferencia, en la zona axial de la cuenca geosinclinal pirenaica, a lo largo de antiguas direcciones variscas, más o menos enmascaradas por los plegamientos alpídicos terciarios. BORN y WURM refirieron a los movimientos saálicos las erupciones ofíticas de algunas regiones de España.

Manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos son, también, las erupciones de ofitas y melafidos de la provincia de Tarragona, que dieron a conocer FAURA y SANS, BATALLER y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA. Según este autor, a quien se debe el estudio petrográfico, los melafidos son idénticos a los descritos por él de Mallorca y Castellón, y que atraviesan, como éstos, el triásico, debiendo corresponder a erupciones de la misma época.

Ello, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, confirma el paralelismo que cree deducir, en la historia geológica de las formaciones secundarias de Mallorca, Valencia, Castellón

y Tarragona, debido a la cual las rocas postpaleozoicas de Baleares y del borde mediterráneo o del Levante español, donde son muy abundantes los afloramientos de melafidos, forman una sola familia o provincia petrográfica, bien definida.

Estas observaciones presentan gran interés, dice, ya que anteriormente no se reconocían rocas eruptivas mesozoicas que no fueran ofitas, ni se hablaba de erupciones volcánicas en los tiempos secundarios. Sus numerosos estudios en la zona mediterránea y en la pirenaica-cantábrica le han permitido afirmar que en los tiempos secundarios nuestra Nación había sido tan rica en manifestaciones volcánicas como en la era primaria y la terciaria-cuaternaria, y que el volcanismo en nuestro solar patrio fué potentísimo y tuvo importancia extraordinaria en los tiempos secundarios, singularmente al final del triásico y del cretácico, lo que contrasta notablemente con la falta de ellas en el jurásico y neocretácico.

Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, todas las erupciones ofíticas son triásicas y, de acuerdo con muchos autores, retienses, y análoga edad deben mostrar las erupciones de melafidos o basaltos plagioclásicos alterados de Tarragona, Castellón y Mallorca, que se consideraban ofitas, generalmente, todas ellas interstratificadas en el keuper y afectadas por los plegamientos alpidicos.

Como dice dicho autor, esta extraordinaria actividad eruptiva se manifiesta solamente en la zona periférica, al norte y este de la meseta, y en relación con los sistemas orogénicos Pirineo, Ibérico y Bético, coincidiendo seguramente con las fases orogénicas preparatorias, que se creyó antes que no tenían importancia y que hoy se sabe que en muchos puntos los plegamientos alcanzaron mucha importancia al final de la era secundaria, y desde luego esta

época fué movida, tectónicamente hablando, en nuestra Patria, con grandes transgresiones y regresiones y algunos movimientos orogénicos al final del cretácico (larámicos), precursores del gran plegamiento pirenaico que en España ha tenido importancia comparable a la del herciniano.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha estudiado los melafidos o basaltos plagioclásicos alterados de la zona del Ebro, en Tarragona (valle del Ebro, entre Mora y Tortosa), y otros de la provincia de Castellón (Vall de Uxó, Alfondiguilla, etc.), caracterizados por su estado de alteración y que arman siempre en el triás, siendo abundantísimos en el borde mediterráneo de la Península y en Mallorca; como dice dicho autor, se presentan interstratificados en las margas del keuper, y más rara vez en las dolomías y calizas dolomíticas de dicho nivel o en las calizas del muschelkalk.

Transcribiendo sus observaciones, la inmensa mayoría se encuentran interstratificadas entre las margas irisadas, formando diques perfectamente concordantes con la estratificación, toman su color, por lo que apenas destacan de ellas y de las formaciones sedimentarias en general, y han pasado desapercibidos muchísimos afloramientos; fueron afectados conjuntamente con las formaciones sedimentarias que las contienen por los plegamientos terciarios, mostrando las mismas dislocaciones tectónicas que aquellas, de manera que pudiera creerse que, en lugar de diques, son placolitos. Su estructura demuestra claramente que son rocas efusivas, dice, y por lo tanto que se han consolidado en la superficie terrestre o en comunicación directa con y cerca de ella.

Por ello, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA considera que estas erupciones son anteriores a la orogenia alpidica, de edad triásica o retiense, y por consiguiente más antiguas que

otras erupciones basálticas, mejor conservadas, que aunque aparecen en el triás deben ser de edad cuaternaria.

Con idénticos caracteres y composición, y atravesando igualmente el triás superior, hay numerosos yacimientos de estas rocas en Mallorca, casi las únicas rocas eruptivas de la isla, continúa diciendo dicho petrógrafo.

Ha deducido el evidente paralelismo de la historia geológica de las formaciones secundarias de Tarragona, Castellón, Valencia y Mallorca, y que las rocas postpaleozoicas de Baleares y del Levante español forman, como se ha dicho, una familia o provincia petrográfica bien definida.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha estudiado con toda precisión, además de las citadas rocas, las ofitas, dando a conocer su naturaleza, origen y edad.

* * *

El mismo autor estudió la cuenca mesozoica ampurdanesa, la cual, nacida a finales del cretácico superior, se ha prolongado casi ininterrumpidamente hasta hoy día.

Emplazada en el sector NW. de la región catalana, esto es, en la zona de paso de la depresión geosinclinal pirenaica a la mediterránea, sus antecedentes variscos no pueden ser más evidentes, adquiriendo sus capas frecuentemente la dirección hercínica o armoricana de los plegamientos que integran el sinclinorio varisco del Ampurdán, que forma el zócalo de la cobertera mesozoica y neozoica.

La transgresión marina del cretácico superior debió sentar las primeras etapas de la formación del actual golfo de Rosas, de antecedentes variscos, que en aquella ocasión tuvo muchísimo mayor desarrollo que actualmente.

Los depósitos que se sedimentaron durante el período cretácico en la reducida cuenca ampurdanesa, al ser ple-

gados durante los plegamientos alpínicos, tomaron la misma dirección de la cuenca, esto es, hacia el SE. Así se explica la renegancia de la dirección hercínica de la cuenca ampurdanesa y de sus capas, con la de las cuencas pirenaica y mediterránea, que en su borde oriental es, ordinariamente, erzgebírgica, de WSW. a ENE., análoga a la del umbral del Ebro y del Ampurdán, y de la actual costa catalana.

Esta cuenca constituye uno de los elementos morfológicos más importantes del nordeste de España, cuyos antecedentes variscos han quedado enteramente confirmados.

* * *

La postumidad de los movimientos variscos se aprecia en la continuidad de las erupciones volcánicas de finales del paleozoico y de principios del mesozoico, durante el triásico superior, gracias a movimientos saálicos y paleo-kiméricos, que se manifestaron de nuevo al finalizar el mesozoico, por la acción de los movimientos larámicos, durante cuyas fases tuvo lugar la emisión de diversas rocas eruptivas verdes. Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, los movimientos larámicos representan quizá la fase más importante de los movimientos orogénicos mesozoicos; según SCHRIEL, revistieron gran intensidad en la Cadena Costera Catalana. LLOPIS LLADÓ los ha registrado y confirmado en sus Catalánidas.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha hecho resaltar, especialmente, la frecuencia de diques que cruzan el granito, y también de diques que cruzan a los diques de la orogenia varisca, lo que le indujeron a admitir la existencia de diversas erupciones de edad postpaleozoica.

En el litoral mediterráneo y en las Baleares, además de las rocas citadas, esto es, de las manifestaciones efusivas de las ofitas y de los melafidos, también se han formado doleritas y teschenitas, esto es, diabasas mesozoicas, calco-alcalinas y alcalinas, respectivamente, como ha dado a conocer dicho petrógrafo. Todas estas rocas, dice, habían sido consideradas como ofitas y diabasas. A él se debe su exacta atribución y al conocimiento del gran papel que representan en el vulcanismo secundario de España.

Dicho autor cita las erupciones de Castellón, Teruel, Valencia (Quera), Alicante (Calpe), Murcia, Almería, Granada, etc., y de Menorca (Ferragut), que afloran, generalmente, en el triás, como casi todas las del borde meridional, ya que pocas atraviesan el jurásico.

Las de Segorbe (Castellón), Camarena (Teruel), descritas anteriormente como ofitas, por MACPHERSON, y como diabasas, por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, y los de Arcos de las Salinas (Teruel), afloran en el keuper; las de Ferragut, clasificadas anteriormente como camptonitas, por SAN MIGUEL, afloran en el devónico, y se han descrito, finalmente por él, como teschenitas.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha estudiado la teschenita de Ferragut (Menorca), rocas eruptivas doleríticas, alcalinas, que forman parte de las diabasas mesozoicas, y que asoma, según dicho autor, entre esquistos, areniscas y calizas devónicas. FALLOT ha dado un corte geológico del afloramiento. Nosotros aplicamos los métodos universales de FÉDOROV al estudio de los minerales de dicha roca.

El citado autor ha resumido sus observaciones en una corta pero notable nota presentada a la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, en 1940, con motivo de su Congreso en Zaragoza, titulada *Las erupciones mesozoicas en España*, que completa otros trabajos anterior-

res. La descripción de las mismas se ha hecho de manera magistral en su voluminosa Memoria *Las rocas eruptivas de España*, premiada por la R. Academia de Ciencias Físicas, Químicas y Naturales de Madrid, en 1936.

* * *

Las investigaciones de ASHAUER, en el extremo oriental de la Cordillera Pirenaica, han dado a conocer otros testimonios de la postumidad de los plegamientos variscos, al iniciarse, a principios del cretácico, la Cordillera Pirenaica en el antiguo anticlinorio varisco pirenaico.

Según dicho autor, en el borde oriental de la cuenca geosinclinal pirenaica, la emersión del fondo dió lugar a su Umbral Central Pirenaico, germen de la futura Cordillera Pirenaica, determinando la división de la primitiva cuenca geosinclinal en dos cubetas diferentes, una de las cuales, la meridional, dió lugar, más tarde, a la cubeta del Ebro, prolongada hasta la región central catalana.

Dicho autor observó que los diques de porfiritas en el valle del Llobregat cortan al granito, a los pórfidos graníticos, sieníticos y cuarcíferos, y también a las aplitas y pegmatitas, lo mismo que a algunas felsitas, por lo que le parece que las porfiritas son las rocas más modernas de todas las que forman las series eruptivas de los alrededores de Barcelona, ya que cortan, como se ha dicho, a las aplitas y pegmatitas, éstas a su vez cortando a los pórfidos que cruzan el granito. Los lamprofidios cortan también frecuentemente a las aplitas en la Costa Brava catalana. Los diques y venas de cuarzo lechoso le parecen los últimamente formados.

Estas erupciones de porfiritas y lamprofidios fueron referidas por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA a la primera fase de su

IV período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, en el que comprende las erupciones de porfiritas, camptonitas y monchiquitas, que corresponden a fases orogénicas alpídicas.

En la primera fase se formaron las porfiritas andesíticas y lamprofidos, espesartitas y quersantitas, que pudieran ser, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, mesozoicas o pirenaicas; nosotros nos inclinamos a pensar que sus erupciones tuvieron lugar durante los movimientos larámicos, que tanta importancia tuvieron, especialmente en la Cadena Costera Catalana.

En la segunda fase se formaron los lamprofidos, camptonitas y monchiquitas, que serían postpirenaicas, según dicho autor; esto es, neogenas. De ello ya se volverá a hablar oportunamente.

Las porfiritas de la Cadena de Levante son más frecuentes, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, que los pórfidos cuarcíferos y los ortófidos, y las hay andesíticas y diabásicas. En la Costa Brava, donde son andesíticas, son de menor potencia que los pórfidos, y están bien representadas, pero menos frecuentemente que los pórfidos cuarcíferos.

La dirección de los diques de rocas efusivas (porfiritas) es, generalmente, NW., WNW. y NNW. en la Sierra de Levante y también en la Costa Brava, siendo análoga en esta última a la de las camptonitas.

Los lamprofidos de la Costa de Levante no son muy frecuentes, aunque son las rocas más interesantes de la Costa Brava, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, donde son frecuentes; los de Minet son muy raros; hay, además, voguesitas, quersantitas, espesartitas y, a veces, camptonitas, éstas, no obstante, formadas a finales de la era terciaria.

Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, los numerosos diques de porfiritas son manifestaciones póstumas de las erupciones andesíticas, tan frecuentes en la Cordillera Costera Catalana.

Nosotros opinamos que dichas erupciones deben ser sincrónicas de las erupciones andesíticas del norte de España, dadas a conocer primeramente, por dicho autor, de edad cretácica-eocénica, y debidas también a la orogenia larámica.

La dirección dominante de los diques filonianos (lamprofidos) en la Cordillera de Levante, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, es ENE.-WSW., y presentan mayor potencia y longitud que los de dirección NW.-SE., que raramente se presenta.

Los lamprofidos de la Costa Brava, representados por espesartitas y camptonitas, van dirigidos casi de Oeste a Este, N. 70° E. a S. 70° W.; otros van de NNW. a SSE., y algunos de NE. a SW., por lo que en la costa aparecen cortados casi normalmente a su dirección los mayores y más frecuentes. Las camptonitas presentan dirección NW.-SE., como las porfiritas. A veces, en un mismo sitio aparecen las dos o tres direcciones.

Los diques de porfirita, que son de menor potencia que los de los pórfidos, y que son menos frecuentes en la Costa Brava, cortan al granito y a las aplitas y pegmatitas, y, como éstos, cortan en muchos puntos a los pórfidos, siendo, por consiguiente, según dicho autor, de los más modernos de la Costa Brava; el estado de conservación, dice, de sus minerales, le lleva a considerarlos como relativamente modernos.

La dirección predominante NW.-SE., de los diques de las rocas verdes porfiríticas, tan evidente en los acantilados de la Costa Brava, y también de los lamprofidos,

muestra con toda evidencia la postumidad de los plegamientos variscos; conservando todavía la dirección armórica de los antiguos pliegues y dislocaciones hercinianas en las zonas poco afectadas por los plegamientos alpidicos y por los movimientos larámicos, los cuales hicieron jugar de nuevo las antiguas fracturas no cicatrizadas.

Dice que es indudable que a la fase de erupciones lamprofídicas-porfíricas acompañaron manifestaciones fumarolianas y geysierianas, y que muchos diques de cuarzo podrían corresponder a ellas, como lo prueba el hecho de hallarse siempre al lado de diques de porfiritas o en sus inmediaciones, diques, venas e impregnaciones de cuarzo y silíceas; aunque otras son posteriores, porque cortan a toda clase de diques y venas.

Estas rocas verdes expresan, por lo general, nuevas manifestaciones del vulcanismo mesozoico de España, tan bien estudiadas por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA en la obra citada.

Probablemente a la acción de los movimientos larámicos, cretácico-eocénicos, se deben las erupciones dadas a conocer por dicho petrógrafo, del norte de España; unas erupciones son calco-alcalinas, y han dado lugar a doleritas; otras son alcalinas, y han originado teschenitas.

Las doleritas de las Vascongadas y Navarra, también abundantes, se presentan en forma de diques, lacolitos y diques-capas o placolitos, perfectamente paralelas a los estratos en que están interestratificados, presentando por ello las mismas inclinaciones y vergencias que aquéllas. Se presentan siempre en la formación cretácica y son de edad neocretácica o de principios del terciario (cretácica-eocénica).

Las del valle del Urola (Guipúzcoa) han sido clasificadas, posteriormente a LAMARE, como teschenitas, por SAN

MIGUEL DE LA CÁMARA. LAMARE fué el autor que dejó de considerar como ofitas a las rocas basálticas del valle del Urola, dando edad cretácica.

Todas estas rocas diabasas-mesozoicas eran desconocidas en España, ya que se habían considerado como ofitas, diabasas o dioritas.

Consignamos las citadas erupciones mesozoicas españolas, no representadas todavía en la región catalana, por si algún día se descubren esta clase de erupciones, o a ellas corresponden muchas de las erupciones de ofitas, diabasas o dioritas ya conocidas, pero erróneamente clasificadas.

Otras erupciones, que también se habían tomado, por lo general, como ofitas, y debidas también probablemente a los movimientos larámicos, fueron las erupciones andesíticas y basálticas mesozoicas españolas; todas ellas augíticas, pero tampoco dadas a conocer en la región catalana. Quizás algún día se referirán a ellas algunos de los afloramientos dados por ofita, diabasa o diorita, de manera análoga que en los afloramientos doleríticos.

Las erupciones andesíticas de Alicante (Monóvar y Calpe), se encuentran en las formaciones triásicas, y son de edad mesozoica; en cambio, las de las Vascongadas y de Huesca, que fueron en las Vascongadas más abundantes que las erupciones doleríticas, se presentan en diques de diversa potencia, en masas grandes, capas potentes, con aspecto de coladas, lavas escoriáceas y materiales de proyección, en la formación cretácica, y a menudo claramente interestratificadas y afectadas por las mismas dislocaciones que alteraron la disposición de las capas cretácicas. Por ello, su edad, en gran mayoría de casos, debe ser, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, probablemente neocretácica, ya que dice nada hay que se oponga a que, ini-

ciado un gran período eruptivo en el cretácico superior, no haya continuado o se haya repetido en el paleogeno.

Dicho autor expone que no se puede precisar si las erupciones tuvieron lugar al final del cretácico o en el terciario, por lo que considera que, como las doleritas vascas y navarras, deben ser cretácicas-eocénicas, siendo, no obstante, posteriores a las de las doleritas. A lo sumo, dice, pudieron ser paleógenas.

Quizás a dicho período de erupciones correspondan los afloramientos de andesita augítica de Serch, cerca de La Seo de Urgel, en la región pirenaica catalana, descrita por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, y que forman coladas sobre las calizas devónicas de aquella zona; dicho autor las considera formadas durante los tiempos prepirenaicos, sin precisar más.

* * *

Las presiones alpínicas provocaron el plegamiento de los materiales mesozoicos y neozoicos sedimentados en las cuencas geosinclinales antes indicadas, esto es, los materiales que forman las coberteras del zócalo paleozoico, dando lugar a las cordilleras alpínicas del nordeste de España.

Su emplazamiento y su propia dirección, íntimamente ligados a la de las zonas de sedimentación, reconocen antecedentes variscos; su justificación se ha hecho anteriormente.

La vergencia de los plegamientos es ordinariamente hacia los macizos rígidos que formaban el Vorland o Antepaís de los plegamientos, y en especial hacia las zonas en vías de hundimiento. Estas observaciones justifican, en la mayoría de los casos, la postumidad de los plegamientos variscos en la vergencia de los plegamientos alpínicos.

Los estudios de STILLE sobre los plegamientos alpínicos perimeséticos muestran claramente la íntima relación de la dirección de los plegamientos y de las fracturas longitudinales con la dirección de la cuenca de sedimentación, e indirectamente con sus antecedentes variscos; y lo propio se deduce en las investigaciones hechas, especialmente, por sus colaboradores SCHRIEL, ASHAUER, TEICHMÜLLER, MISCH, SELZER, HAHNE y HOLLISTER.

CHEVALIER lo había mostrado ya anteriormente en diversos esquemas; unos, sobre los plegamientos terciarios en Cataluña, donde hace notar la influencia del Montseny y en la orientación de las capas; otros, sobre la tectónica de la Cataluña Oriental, en que mostraba las crestas anticlinales numulíticas, los plegamientos paleozoicos anticlinales y los hundimientos circulares y sus diversos compartimientos.

Dicho autor indicó las líneas directrices de los plegamientos pirenaicos anteoligocenos, y de los sávicos, postoligocenos, que en gran parte llama alpinos, de las sierras. Hace destacar la diferente orientación de los movimientos pirenaicos y alpinos o sávicos, y el sentido de las presiones, frecuentemente de dirección armoricana, SSE.-NNW., perpendicular a la dirección varisca, WSW.-ENE., en gran parte de Cataluña y Baleares; muestra con toda evidencia el desplazamiento de las zonas de plegamiento hacia la cuenca del Ebro, desde los pirenaicos, que forman la zona marginal, externa, de la cuenca del Ebro, a los alpinos de las sierras, hacia el interior de dicha cuenca.

Sus variados esquemas fueron rectificadas y completados, posteriormente, por los geólogos de la escuela alemana antes indicados, interpretando muchísimo más fielmente la tectónica y la paleogeografía de nuestra región, que aún cabe precisar más.

En nuestra Memoria paleogeográfica describimos las diversas fases de su evolución, y en especial las de los plegamientos alpídicos.

ASHAUER y TEICHMÜLLER, intentaron estudiar la postumidad de los plegamientos variscos, y a este fin compararon los plegamientos variscos y los alpídicos, para ver si los movimientos variscos habían ejercido acciones póstumas durante los plegamientos alpídicos eotericiarios. El resultado fué para ellos negativo, ya que observaron que los pliegues variscos presentaban dirección armoricana NW.-SE., que era renegante, de ordinario, con la de los plegamientos alpídicos, cuya dirección variaba en las diversas zonas pirenaicas; así, van las capas de NNW. a ESE., en la región occidental del Pirineo, que pasa a la dirección WSW.-ENE., o dirección erzgebúrgica, en la región oriental, y ya en la depresión ampurdanesa se dirigen hacia el SW., prolongándose en dirección a las Baleares. En ello se aprecia la influencia de las presiones alpídicas.

CHEVALIER ha mostrado magníficamente la diversa orientación de los pliegues variscos y alpinos en la zona de los altos valles del Valira, del Segre y del Ter, mostrando la renegancia de la dirección armoricana, NW.-SE., de los plegamientos hercínicos, y la de los alpídicos, W.-E. a WSW.-ENE., cortándose en ángulos agudos.

LLOPIS LLADÓ dedujo la postumidad de los plegamientos variscos en sus microtectodiagramas del macizo granítico pirenaico de Lles, anteriormente comentado.

La postumidad de los plegamientos variscos se muestra con toda evidencia en la zona ampurdanesa, por estar situada esta dilatada depresión sinclinal en el antiguo sinclinorio varisco del Ampurdán, como hemos tenido ocasión de estudiar.

Los esfuerzos orogénicos que ocasionaron los plega-

mientos alpídicos, rejuvenecieron el antiguo sinclinorio varisco, determinando la depresión sinclinal, como lo ha manifestado claramente CHEVALIER en sus bloquediagramas evolutivos.

Los ríos Ter, Fluviá y Muga, principales arterias de la cuenca ampurdanesa, se deslizan a lo largo de dicha depresión, exteriorizando sus antecedentes variscos y alpídicos.

La postumidad de los plegamientos variscos se deduce también en la Cordillera Costera Catalana, ya que algunas de las anomalías observadas en la dirección de los pliegues pirenaicos pueden justificarse por una serie de pliegues transversales u ortogonales a dicha Cordillera.

Los plegamientos alpídicos que afectaron a la misma no revistieron gran intensidad, de ordinario, por lo que los pliegues variscos no sufrieron grandes variaciones de dirección; por otra parte, la cobertera mesozoica-eocénica no mostraba gran espesor, ya que se habían sedimentado las capas en la zona marginal de la cuenca de sedimentación pirenaica y mediterránea.

Según indicamos en nuestra Memoria paleogeográfica, los grandes anticlinorios y sinclinorios variscos que formaron la prolongación del bloque del Ebro, sobre el cual se apoyan las coberteras mesozoica y eocénica, debieron replegarse, tendiendo a formar, respectivamente, ondulaciones anticlinales y sinclinales, las cuales todavía llegan a apreciarse en la morfología de la misma.

A la acción de estos esfuerzos póstumos se debe, probablemente, la elevación de la zona del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, y bien especialmente la del macizo de Prades-Priorato, zonas situadas a lo largo de sendos anticlinorios variscos. Aquellos esfuerzos, por el contrario, contribuyeron a hundir la zona del bajo Llobregat y del

valle del Ebro, zonas situadas en sus respectivos sinclinos variscos.

Como afirmábamos en otra ocasión, los importantes macizos del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, de una parte, y del Priorato-Prades, por otra, ambos enclavados en el antepaís del Ebro, deben tener antecedentes variscos y alpídicos, dada su localización en antiguos anticlinorios de los plegamientos variscos.

El arqueamiento y la elevación de la zona granítica del Montseny-Guillerías, o Granito Principal Catalán, de ASHAUER, que se ha prolongado hasta nuestros días, según ASHAUER y TEICHMÜLLER, sería, de acuerdo con el criterio de estos autores, una manifestación póstuma de los movimientos variscos, los cuales tendieron a elevar dicha zona, que constituye parte integrante del umbral paleozoico de Gerona.

La postumidad del sinclinatorio varisco del Llobregat fué también prevista por ALMERA, ya que, según dicho autor, los factores de todos los movimientos posteriores a los tiempos paleozoicos son, sin duda alguna, en los alrededores de Barcelona, el sinclinal del Llobregat y el anticlinal costanero, que dicho autor y otros muchos geólogos aceptaron, mas hoy día explicado de forma diferente.

El curso actual del río Llobregat, y también el del Ebro, principales arterias de la región catalana, deben tener, igualmente, antecedentes variscos y alpídicos, ya que discurren precisamente a lo largo de grandes sinclinos variscos, que fueron más tarde rejuvenecidos por los plegamientos alpídicos; en cambio, el río Noya jalona un antiguo anticlinorio varisco dislocado, pudiéndose apreciar su postumidad en el valle de dicho río, entre Capellades y la Pobla de Claramunt, claramente manifiesta en la serie de bloquediagramas que ha dado LLOPIS LLADÓ

de la terminación meridional de la flexión del valle del Noya.

Estos plegamientos modificaron, en gran número de casos, la primitiva dirección de los plegamientos variscos y de sus capas integrantes, lo que hace que la identificación de los plegamientos resulte a menudo difícil de precisar.

LLOPIS LLADÓ, en sus estudios sobre las Catalánidas, hace resaltar que en ciertas zonas los plegamientos alpídicos muestran direcciones anómalas respecto la general de dichos plegamientos, observándose a menudo la vergencia hacia macizos paleozoicos próximos. Estos macizos son considerados, por dicho autor, como antepaíses locales, que han desempeñado notable papel en la tectomorfología de las zonas consideradas.

Para nosotros, estos antepaíses locales, entre ellos el macizo del Priorato-Prades, que forma parte de la Cordillera Prelitoral, y el de San Mateu, en la Cordillera Litoral, son manifestaciones póstumas de antiguos anticlinorios variscos.

La acción de los mismos se manifiesta, especialmente, en las zonas afectadas por los pliegues transversales u ortogonales, cuyas capas siguen direcciones anómalas y tienden a verger hacia los anticlinorios respectivos. Estos anticlinorios justifican plenamente las vergencias y direcciones anómalas de gran número de pliegues alpídicos.

La postumidad de los plegamientos variscos, manifestada ya durante los plegamientos pirenaicos de finales de los tiempos eocénicos, que según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA fueron los más importantes de la región catalana, se hizo bien notoria al terminar el período oligocénico, durante los plegamientos sávicos, ya que los anticlinorios y sinclinos variscos, y las póstumas ondulaciones anticlina-

les y sinclinales alpídicas, quedaron jalonados por notables y prolongadas líneas de fractura.

Recordemos que el curso del bajo Llobregat, a través de la Cordillera Costera Catalana, jalona una antigua línea de fractura en el antiguo sinclinorio varisco del Llobregat, al pie de la fractura de la ondulación anticlinal del borde este del macizo de Garraf.

Otra prueba nos la da el río Noya, afluente del Llobregat, en su curso a través de la Cordillera Prelitoral; dicho río sigue igualmente una importante fractura, localizada a lo largo del antiguo anticlinorio varisco del Noya-Este de Garraf.

También es manifiesta la postumidad en el curso del río Francolí, a través de la Cordillera Prelitoral, ya que sigue otra línea de fractura a lo largo del antiguo sinclinorio varisco del Francolí-Montmell-Garraf.

Finalmente, el propio curso del río Ebro, a través de la Cordillera Prelitoral, sigue una notable línea de fractura, a lo largo del antiguo sinclinorio varisco del Ebro.

En cambio, ASHAUBR y TEICHMÜLLER creen que las dislocaciones germánicas que motivaron la tectónica de fractura de las partes central y meridional de la región catalana no pueden tomarse como manifestaciones póstumas de la consolidación de dichas regiones por los plegamientos variscos y por las intrusiones graníticas de igual edad, si se tiene en cuenta que, en la Cordillera Pirenaica, las zonas que fueron intensamente afectadas por los plegamientos variscos, y que se muestran atravesadas por intrusiones también variscas, más tarde fueron intensamente afectadas por la orogénesis alpídica, la que replegó profundamente las capas variscas.

No obstante, a ello hay que objetar que en la zona pirenaica el zócalo paleozoico estaba cubierto de potentes

depósitos de materiales meso-neozoicos, cosa que no ocurrió en la Cadena Costera Catalana, donde, por ser depósitos marginales de las respectivas cuencas geosinclinales, el espesor de los materiales era menor y los materiales del zócalo debieron ser más rígidos que los del zócalo de la depresión geosinclinal pirenaica.

La postumidad de los plegamientos variscos se manifiesta claramente en la zona de plegamientos y fracturas del borde oriental de la depresión central catalana, en la zona que tiende a dirigirse hacia el SE., es decir, hacia las Baleares, constituyendo las Cordilleras Transversales, de SCHRIEL, o el Sistema Transversal Catalán, de SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ.

Los esquemas de CHEVALIER, que probablemente inspiraron los de SCHRIEL, ASHAUBR y TEICHMÜLLER, expresan magníficamente dicha postumidad, ya que trazó las crestas anticlinales numulíticas, los pliegues paleozoicos anticlinales, los diferentes compartimientos del hundimiento circular que afectó dicha zona y, especialmente, la depresión ampurdanesa, mostrando claramente la dirección armoricana, NW.-SE. a NNW.-SSE., de los pliegues y de las fracturas que limitan los diversos compartimientos hundidos.

En un bloquediagrama muestra también la postumidad de las presiones variscas, provocando las presiones alpídicas, de análoga dirección, en la zona central del sinclinorio varisco-alpídico de la Cataluña Oriental, un ligero mega-anticlinal y la fragmentación de las capas de la cobertura meso-neozoica que cubre el zócalo varisco, produciendo el campo de fracturas de la Garrocha, Guillerías, Geronés y del Ampurdán, y la desnivelación de las capas con la formación de sus numerosos compartimientos.

Los trabajos de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y de MARCET

RIBA, sobre la región volcánica de Olot, realizados con motivo del XIV Congreso Geológico Internacional, acaban de precisar y completar las investigaciones de CHEVALIER.

Los esquemas de este último geólogo, cabe manifestar y recordar, tienen un valor de carácter general, y expresan sus puntos de vista, hoy día muy modificados, por la influencia de los geólogos de la escuela de STILLE.

La depresión ampurdanesa, prolongación hacia el SE. de la Depresión Central Catalana, ésta a su vez de la del Ebro, muestra admirablemente la postumidad de los movimientos variscos, ya que el sinclinorio varisco del Ampurdán, como se indicó, fué replegado durante los plegamientos alpídicos, primeramente con gran intensidad, durante la fase pirenaica de finales del eoceno, y luego, quizá más tarde, durante la fase sábrica de finales del oligoceno, y en las diversas fases, los pliegues y sus dislocaciones importantes siguieron siempre direcciones variscas, NW.-SE., por dirigirse la cuenca geosinclinal de sedimentación hacia las Baleares, como repetidamente hemos indicado.

Después de los plegamientos sábricos, al cesar los esfuerzos tangenciales, se iniciaron durante las fases de distensión numerosas fracturas, que ultimaron la morfotectónica de dicha cuenca-fosa, durante los tiempos miocénicos, no muy diferente de la de nuestros tiempos.

Análogamente a lo observado por LLOPIS LLADÓ en sus Catalánidas, la fase póstuma de los movimientos alpídicos, de amortiguación y réplica de la intensidad orogénica, se manifestó por intensas distensiones de capas, que dieron lugar a la fracturación y hundimiento de dicha zona, una vez se rebasó el límite de elasticidad de las capas.

Las fracturas que transformaron la ondulación geosinclinal del Ampurdán en fosa tectónica, siguieron direccio-

nes variscas, NW.-SE., que se prolongan hacia las Baleares.

En La Garrocha, especialmente, las fallas longitudinales de dirección varisca, NW.-SE. a NNW.-SSE., junto con otras ortogonales de dirección erzgebírgica, WSW.-ENE. a SW.-NE., determinaron el campo de fracturas de la región volcánica de Olot, que fragmentó la región en compartimientos de estructura diversa, como han demostrado CHEVALIER y, más tarde, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, MARCET RIBA y LLOPIS LLADÓ, y algo análogo se observa en el Ampurdán, verdadera cuenca-fosa, en el sentido de STILLE, o fosa epirogénica.

Las investigaciones de SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ en el Ampurdán, Las Gabarras y en La Selva, precisando y completando, especialmente, las de CHEVALIER, SCHRIEL y ASHAUER, muestran con toda evidencia la postumidad de los plegamientos variscos, por la dirección de las grandes líneas de fractura, frecuentemente de dirección armoricna, NW.-SE. a NNW.-SSE., algunas de las cuales han contribuído a la morfoestructura de dichas comarcas.

* * *

Los esfuerzos neoalpídicos que tuvieron lugar durante la fase estírica en los primeros tiempos miocénicos, antes del helveciense, debieron hacer jugar de nuevo antiguas fracturas, provocando erupciones volcánicas ácidas, representadas por traquitas-andesitas, en el sector de Vilacolum, San Miguel de Fluviá y Bácsara.

Las de Vilacolum fueron descubiertas por FONT y SAGUÉ, deduciendo, por su aspecto macroscópico y microscópico, que correspondían a las traquitas. Mas consulta-

dos CALDERÓN y FERNÁNDEZ NAVARRO, fueron referidas, a pesar de ello, a las andesitas anfibólicas.

Como dice FONT y SAGUÉ, CALDERÓN, en vista de la presencia de unos ejemplares de andesita anfibólica entre las proyecciones del volcán de Roca Negra, de los alrededores de Olot, arrastrados probablemente del subsuelo, ya hizo resaltar en su Memoria sobre la región volcánica gerundense, en colaboración con FERNÁNDEZ NAVARRO y CAZURRO, que sospechaba que en la región debió preceder una época de volcanismo menos básica, a la que dejó los volcanes y mantos que se ven en tantas partes de la provincia de Gerona, pero las manifestaciones de aquéllas son muy escasas, ya por haber desaparecido, ya por estar cubiertas por las posteriores. CALDERÓN mostró gran interés a esta fase de actividad volcánica, que consideró mucho más antigua, quizá terciaria, que la de los basaltos habituales en el país.

Como dice FONT y SAGUÉ, los restos de andesitas lanzados por el volcán de Roca Negra, si bien testimoniaban la existencia de erupciones ácidas anteriores a las básicas, no precisaban cuándo tuvieron lugar, y por ello CALDERÓN las consideró quizá terciarias, pero la potente masa de andesita anfibólica de Vilacolum de Dalt dice ya con toda claridad que la erupción volcánica fué anterior al período pliocénico.

Por ello, FONT y SAGUÉ, en 1907, concluyó que es indudable que en la era terciaria hubo ya erupciones volcánicas en las comarcas del NE. de Cataluña, siendo probable que coincidieran con la formación de nuestro litoral por el hundimiento de la masa continental que se extendía mar adentro, o sea al principio del período miocénico, y es casi seguro, continuó, coincidieran también con las erupciones similares de las Baleares y litoral inferior de España.

Estas deducciones están de acuerdo con nuestro criterio, expresado diversas veces, y en especial ante la Sociedad Española de Historia Natural, hace años, en que insistía en la edad antemiocena de la erupción, rectificando la edad pliocénica o cuaternaria asignada por los geólogos que hablan de dicha erupción posteriormente a FONT y SAGUÉ; este geólogo, no solamente sospechó que las rocas eruptivas eran traquitas, sino que supo deducir acertadamente la edad antemiocénica de las erupciones. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA estudió posteriormente dichas rocas, considerándolas como traquitas, de acuerdo con la impresión de FONT y SAGUÉ y en oposición a la de CALDERÓN y FERNÁNDEZ NAVARRO.

Este afloramiento fué estudiado también por FAURA y SANS, quien observó depósitos pliocénicos sobre la roca eruptiva, que consideró andesítica, siguiendo el criterio de CALDERÓN y FERNÁNDEZ NAVARRO. Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, la erupción traquítica ha roto la formación pliocénica del golfo de Rosas, lo cual parece indicar que la considera postpliocena.

La zona de Bâscara ha sido descubierta recientemente por RIBERA, observando sus lavas debajo de las capas miocénicas helvecienses, de acuerdo con nuestro criterio. Estos afloramientos eruptivos se encuentran localizados en el centro de la zona fracturada y dislocada del Ampurdán.

Las citadas manifestaciones volcánicas, neogenas, expresan de nuevo la postumidad de los plegamientos variscos, por estar emplazadas, precisamente, a lo largo de antiguos pliegues y fracturas longitudinales del sinclinorio varisco del Ampurdán, y en la prolongación hacia el este de las erupciones que fueron iniciadas durante el estefano-pérmico, después de los plegamientos astúricos, poste-

riores al westfaliense, y en relación con los movimientos saálicos, intrapérmicos. Durante el triás superior fueron reanudadas bajo la influencia de los movimientos paleokiméricos, que dieron lugar a ofitas, meláfidos, doleritas y teschenitas; y más tarde, al finalizar el cretácico, por la acción de los movimientos larámicos, que originaron porfiritas, lamprofidos, quersantitas y espesartitas, y también doleritas y teschenitas, lo que prueba la continuidad de las erupciones variscas a lo largo de los tiempos geológicos.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA ha incluido estas manifestaciones volcánicas del Ampurdán dentro de su quinto período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, representadas, dice, por las erupciones traquíticas y basálticas, que atraviesan el plioceno y también el cuaternario inferior. Las basálticas son de edad cuaternaria.

Las traquitas-andesitas del Ampurdán están en íntima relación con la formación de la fosa ampurdanesa y con el hundimiento de la misma desde los movimientos sálicos, habiéndose producido, probablemente, durante los movimientos estíricos, entre el burdigaliense y el helveciense. El descubrimiento de los afloramientos de Bascara, por RIBERA, quizá permita ratificar nuestra impresión, análoga a la de FONT y SAGUÉ, pero diferente de la de los demás geólogos que han estudiado los afloramientos de Vilacolum. Para nosotros, dichas erupciones corresponden a la orogenia estírica, y, por consiguiente, son de edad antehelveciense. Son, pues, miocénicas y de edad alpídica neogena.

FONT y SAGUÉ, en su Curso de Geología dinámica y estratigráfica aplicada a Cataluña, relaciona los fenómenos volcánicos de Cataluña con las demás formaciones volcánicas de la costa oriental de España. Como dice dicho

autor, esta costa forma cuatro arcos cóncavos; el primero, de Gibraltar al Cabo de Gata; el segundo, de Gata a Palos; el tercero, de Palos a Punta de Nao; y el cuarto, que es muy grande, se extiende a lo largo del borde oriental de la Meseta Central y de Cataluña hasta los Pirineos, y, frente al mismo, se elevan los islotes volcánicos de las Columbretes. La forma de estos arcos, las manifestaciones eruptivas que los acompañan y la gran profundidad que tiene el mar frente a los mismos, indican claramente, según FONT y SAGUÉ, que son las aristas de cuatro grandes círculos de hundimiento, coordinados por una gran línea de fracturas relativamente modernas y con los jalones muy marcados por las erupciones volcánicas de Gata, Palos, Columbretes, Olot y Agde (mediodía de Francia).

Dicho autor previó que las manifestaciones volcánicas de Cataluña debieron comenzar antes del cuaternario, al relacionar el volcanismo a la tectónica y, especialmente, a las grandes dislocaciones que produjeron la costa catalana, y que motivaron círculos de hundimiento de edad terciaria, al finalizar el oligoceno.

Un movimiento tectónico tan considerable, sincrónico del que provocó el resurgimiento definitivo de los Pirineos, Montseny y otras montañas importantes de Cataluña, es lógico, continuó diciendo, que fueran seguidos de manifestaciones eruptivas propias de la época, similares a las que bordean la mitad inferior de la línea litoral mediterránea, como son las andesitas de Cabo de Gata, Mar Menor (Cartagena), Columbretes y Puig de Lofre (Mallorca).

Gracias al descubrimiento de FONT y SAGUÉ, de la potente masa eruptiva ácida de Vilacolum, quedó enlazada íntimamente nuestra región volcánica con la del mediodía mediterráneo.

Lo que FONT y SAGUÉ sospechaba por razones tectóni-

cas, quedó demostrado, continuó diciendo, por los datos petrográficos.

Las erupciones traquíticas de Vilacolum fueron comparadas, por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, a las erupciones traquíticas de Aspe, en Vizcaya, las cuales atraviesan las capas cretácicas cenomanenses, aunque, según dicho autor, quizá sean eocénicas. El citado autor asigna edad pliocena a todas estas erupciones.

Quizá sean sincrónicas estas erupciones con algunas del mediodía de Francia, en el borde norte del Rosellón (Agde), con algunas de las islas Columbretes, frente a Castellón, y con otras del litoral levantino, prolongándose hacia el Estrecho de Gibraltar, donde deben formar parte de las manifestaciones volcánicas de la isla de Alborán. El sincronismo de las diversas manifestaciones volcánicas está todavía por precisar; la magnífica Memoria de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA sobre las rocas eruptivas de España, podrá facilitar la resolución de tan interesante problema.

Hacia el SE. de España, adquieren gran desarrollo las andesitas modernas, que han sido estudiadas por numerosos autores, siendo notables las andesitas de la provincia de Murcia (Mar Menor, Cartagena) y de Almería (Cabo de Gata). La región volcánica del Cabo de Gata tiene fama mundial.

Todas estas erupciones son alpídicas, neoterciarias, y se hallan emplazadas a lo largo de antiguas direcciones varísticas, que justifican la postumidad de las erupciones variscas durante la Era Alpídica.

* * *

A la postumidad de los plegamientos variscos se debe que el antiguo sinclinorio varisco del Ampurdán, durante

los tiempos secundarios, se convirtiera en la cuenca del Ampurdán, de ASHAUER, formando parte de la cuenca geosinclinal catalana-balear, más tarde exhumada durante el oligoceno; ulteriormente tendió a dar nueva entrada a las aguas mediterráneas, formando el gran golfo mioceno del Ampurdán, que fué evolucionando paulatinamente hasta formar el actual Golfo de Rosas.

La comarca de La Selva muestra también la postumidad de los plegamientos variscos, ya que toda una serie de fracturas, de dirección hercínica, NNW.-SSE. a NW.-SE., estudiadas por SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ, precisando las investigaciones de CHEVALIER y de SCHRIEL, iniciaron el hundimiento de gran parte del antiguo Umbral paleozoico de La Selva y Guillerías, emplazado en el antiguo anticlinorio varisco del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva.

Este anticlinorio debió perder sus materiales paleozoicos, en su mayor parte, a causa de la constante acción denudadora durante los períodos de estabilización pretriásicos y preeocénicos, que le redujeron a la fase de penillanura, con dilatadas superficies de erosión.

Durante las fases póstumas de los plegamientos neoalpídicos, fracturas de dirección armoricana, NW.-SE., tendieron a la fragmentación de los macizos paleozoicos y de los macizos con delgada cobertera mesozoica-neozoica, y con la colaboración de fracturas ortogonales determinaron las estructuras germánicas, tan características de la zona de antepaís, con antecedentes evidentemente variscos.

En la Cordillera Costera Catalana, aquellas acciones póstumas determinaron, en las zonas sin cobertera, su fragmentación en bloques múltiples, que destacan, a menudo, todavía en los relieves actuales.

LLOPIS LLADÓ ha deducido que las estructuras alpídicas

del paleozoico de la zona oriental del Llobregat son netamente germánicas; las fracturas, de dirección varisca y otras ortogonales, han dado lugar a un conjunto de bloques, que se inclinan marcadamente hacia el SW., conservando, a menudo, restos de coberteras mesoterciarias, orientadas también según aquella dirección.

Según dicho autor, la fracturación es el resultado final de un arqueamiento preliminar de tipo megaanticlinal, que engendró las bóvedas en forma de escudo del Montseny, en la Cordillera Prelitoral, y de la Cordillera Litoral, que se elevaron a ambos lados del megasinclinal que constituye el Vallés. Sobre pasados los límites de elasticidad de las capas, se produjo la tectogénesis por rotura.

Esta interpretación es análoga a la que ALMERA dió en su última Hoja del Mapa Geológico Provincial de Barcelona, rectificando sus anteriores ideas, que fueron clásicas entre los geólogos de aquellos tiempos, y que aún tienden a perdurar a pesar de los estudios de los geólogos de la escuela alemana. Oportunamente recordamos la interpretación de DARBER PERICÁS, que se aparta bastante de las opiniones clásicas y también de las modernas.

Según nuestro criterio, el megaanticlinal del Vallés y su prolongación hacia el SW., el del Panadés, es una manifestación póstuma de la ondulación epirogénica anticlinal que plegó transversalmente los anticlinorios y sinclino-rios variscos, dirigidos de NW. a SE., a finales de la orogenia varisca, y que iniciaron el Umbral catalán del Ebro, y con ello la Cordillera Costera Catalana.

A esta postumidad de los plegamientos variscos se debe que las dilatadas superficies de erosión pretriásicas y preeocénicas del Montseny y de las Guillerías se presenten hoy día deformadas, como lo muestran los buzamientos de la cobertera triásica, y de una manera especial la mi-

crotectónica de las capas, tan bien reveladas, modernamente, por LLOPIS LLADÓ, el autor de Las Catalánidas.

* * *

A finales del oligoceno, durante los plegamientos sávicos, las fracturas que siguieron a los mismos provocaron la fracturación del Macizo Mediterráneo, transformando al mismo en fosa tectónica, y decidieron la transgresión del mar mioceno burdigaliense hacia el NW. del mismo, como SCHRIEL expresó, y en la forma descrita recientemente por LLOPIS LLADÓ, en la zona de los alrededores de Barcelona.

Las fracturas jalonan la vertiente mediterránea del megaanticlinal citado de la Cordillera Costera Catalana, y determinan la dirección erzgebírgica, WSW.-ENE., de la costa catalana, análoga a la de dicho megaanticlinal.

Esta disposición parece mostrar nuevamente la postumidad de los plegamientos variscos durante los movimientos mesoalpídicos, conservando antiguas direcciones variscas.

Las presiones motivaron el dinamometamorfismo de las capas miocénicas de Montjuich, junto a Barcelona, las cuales aparecen acompañadas de curiosos pliegues y fracturas de reducida importancia; estas presiones motivaron interesantes manifestaciones geysierianas y fumarolianas, representando fases póstumas de vulcanismo atenuado, según LLOPIS LLADÓ, sincrónicas con las fases póstumas orogénicas intramiocénicas.

Durante los plegamientos neoalpídicos, de fase estírica, a finales del burdigaliense, se registraron manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos en la zona del Ebro, ya que paralelamente a los esfuerzos tangenciales, que dieron lugar a los notables plegamientos que dieron

origen a la Sierra Principal de Mallorca, y los relieves de Ibiza, las capas de cobertera de la zona del Ebro, plegadas anteriormente por los movimientos pirenaicos, y más intensamente por los sávicos, fueron replegadas, acentuando y produciendo, como en Mallorca, los grandes corrimientos y cabalgamientos sobre capas terciarias.

Las observaciones de SCHRIEL, ASHAUER, TEICHMÜLLER, HAHNE y LLOPIS LLADÓ, entre otros, en el borde meridional de la fosa del Ebro, han dado a conocer la tectomorfología de dicha zona, en la que dislocaciones de dirección varisca y erzgebúrgica, ortogonales, muestran frecuentemente la postumidad de los antiguos plegamientos variscos.

Las dislocaciones de la cuenca-fosa del Ampurdán facilitaron, después del burdigaliense, nuevamente la entrada del mar a la depresión ampurdanesa, rellenando el antiguo sinclinorio varisco y la ondulación sinclinal alpídica emplazada en ella, de sedimentos miocenos, testimoniando la postumidad de la orogenia varisca.

Durante las fases rodánica y ática de los plegamientos neoalpídicos, que actuaron, respectivamente, a finales del sarmatiense, antes de depositarse los materiales detríticos del pontiense, y después de los potentes depósitos de este período, también se manifestaron nuevas réplicas, con antecedentes francamente variscos.

La postumidad de los plegamientos variscos fué deducida por ALMBRA en el hundimiento que permitió al mar su entrada en el sinclinal del valle del Llobregat, y, al final, un movimiento de báscula, en el que entró en juego, principalmente, el pliegue anticlinal del Llobregat, por efecto del cual subió de nuevo el nivel de la mole del Tibidabo, y resultaron inclinados hacia el NE. los estratos pliocénicos adyacentes a su falda.

Los plegamientos rodánicos, de finales de la era terciaria,

ria, que acabaron de fragmentar la zona costera catalana, así los depósitos miocénicos, recién sedimentados, y más o menos plegados póstumamente, como los que forman el zócalo paleozoico y su cobertera mesozoica, también nos han dejado testimonios de la postumidad de los movimientos variscos, por localizarse las dislocaciones en las mismas zonas, y a lo largo de las mismas direcciones, que las de plegamientos anteriores.

En la Costa de Garraf y en la Costa Brava catalana, con bellos frentes de falla, frecuentemente, las manifestaciones póstumas de aquellos plegamientos no son raras, y han contribuido al trazado de la costa catalana. ALMBRA habla frecuentemente de la falla costanera.

LLOPIS LLADÓ ha hecho resaltar que el contacto del macizo del Monte Caro, en la vertiente derecha del valle inferior del Ebro, sigue una notable línea de fractura, que corta bruscamente a los plegamientos alpídicos, habiendo puesto en contacto a las capas de la cobertera mesozoica de los Puertos con los conglomerados, areniscas y margas pontienses que rellenan, ente Mora de Ebro y Tortosa, el amplio valle del Ebro.

Estas dislocaciones, de dirección hercínica, NW.-SE., facilitaron la rápida transgresión de las aguas pliocénicas en los antiguos dominios del mar miocénico, recuperando en parte la antigua línea de costa.

La transgresión pliocénica fué más notable a lo largo de antiguas dislocaciones variscas y alpídicas, como se observa en la cuenca-fosa del Ampurdán, que acabó de rellenar de depósitos marinos el antiguo sinclinorio varisco, rejuvenecido más tarde por la ondulación sinclinal ampurdanesa, alpídica; en el valle del Llobregat, la transgresión pliocénica invadió, también, un antiguo sinclinorio varisco, rejuvenecido por una ondulación anticlinal alpídica, frac-

turada a lo largo de la ondulación anticlinal alpídica del borde oriental del macizo de Garraf; y lo propio, en el valle del Ebro, facilitada por la fractura longitudinal que corta el antiguo sinclinorio varisco, rejuvenecido por una ondulación sinclinal alpídica.

El golfo de Rosas, que se formó al iniciarse el plioceno, y los estuarios pliocénicos del Llobregat y del Ebro tienen, en consecuencia, antecedentes variscos, rejuvenecidos por los plegamientos alpídicos, al acentuarse las ondulaciones epirogénicas sinclinales que se formaron en los antiguos sinclinorios variscos.

Como afirmábamos en otras ocasiones, la dilatada comarca de La Selva reconoce también antecedentes variscos y alpídicos, ya que diversos fragmentos aislados muestran las huellas del antiguo y notable anticlinorio varisco del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, rejuvenecido por los movimientos epirogénicos y los plegamientos alpídicos, dando lugar a una gran ondulación anticlinal o megaanticlinal alpídica.

Durante las fases de estabilización pretriásica y precenozoica, y también a lo largo de la mayor parte de los períodos geológicos, dicha zona estuvo frecuentemente emergida, por haber formado parte del Umbral de Gerona y del Ampurdán, siendo intensamente afectado por los agentes denudadores, que produjeron extensas superficies de erosión, y tendiendo a reducir las al estado de penillanura.

Estos antecedentes justifican los dilatados afloramientos de granito que constituyen, para ASHAUER, el granito principal catalán, que aparece casi desguarnecido de formaciones paleozoicas y de coberteras mesozoicas y neozoicas.

Los antecedentes variscos y alpídicos de dicha comarca no pueden ser, pues, más claros.

Los movimientos rodánicos afectaron también al megaanticlinal del Montseny-Guillerías-Geronés-La Selva, fragmentado a lo largo de fracturas de dirección hercínica, NW.-SE., que manifiestan la postumidad de los plegamientos variscos, rejuvenecidos por los plegamientos alpídicos.

Algunas de las fracturas individualizaron el macizo paleozoico de las Gabarras, como expresó ya CHEVALIER en su esquema tectónico de la Cataluña Oriental, más tarde precisado por SCHRIEL, ASHAUER, SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ. Las Gabarras forman parte del flanco NE. de dicha ondulación megaanticlinal; las fracturas septentrionales la elevaron sobre la cuenca-fosa del Ampurdán; las fracturas meridionales, sobre la fosa del Geronés y de La Selva.

Las fracturas meridionales de la fosa de La Selva siguen también dirección hercínica, NW.-SE., y jalonan al borde nordeste del Montnegre, en la Cordillera Litoral, y del Montseny, en la Cordillera Prelitoral. SOLÉ SABARÍS ha hecho resaltar la importancia de la fractura de la riera de Arbucias, continuación hacia el NW. de la del Tordera, y que marca la separación del macizo del Montseny de las Guillerías.

La zona hundida del antiguo anticlinorio varisco, y de la ondulación megaanticlinal que rejuveneció a aquél, ha determinado la citada comarca de La Selva, sobre las zonas intensamente denudadas, que manifiestan extensas superficies de erosión, yacen depósitos pliocénicos fosilíferos, continentales, especialmente en los alrededores de Gerona, estudiados por ALMERA y SOLÉ SABARÍS, que acaban de exteriorizar la postumidad de los plegamientos variscos durante la orogenia alpídica.

* * *

La postumidad de los plegamientos variscos todavía se manifestó al terminar el neozoico, con nuevas erupciones volcánicas, que constituyen la segunda fase del quinto período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, durante el cual se formaron los diques de lamprofidos, camptonitas y monchiquitas que se aprecian, sobre todo, en la Costa Brava catalana.

Estos diques se habrían producido, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, durante las fases orogénicas postalpinas, siendo, por consiguiente, de edad neogena.

Las grandes fracturas del material muerto herciniano dieron paso, según dicho autor, a rocas eruptivas, que encontramos hoy en multitud de diques en la costa y en toda la extensión de la región volcánica gerundense.

Las camptonitas están bien representadas, según las investigaciones de aquel petrógrafo, en la Costa Brava catalana, siendo menos frecuentes que los pórfidos cuarcíferos. Al hablar de las porfiritas y de los lamprofidos formados durante la primera fase del quinto período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, ya dimos detalles de la orientación y otras particularidades de los diques de estas rocas, dada la afinidad que muestran estas diversas rocas verdes.

Estas manifestaciones póstumas de la Costa Brava, según dicho autor, fueron debidas a la influencia de los plegamientos alpinos, de fase miocénica, ya que todo parece prever que, falto de plasticidad suficiente, por haber salido el núcleo granítico a la superficie, sin espeso manto de sedimentos que le cubrieran, las presiones se limitaron a producir fracturas en él, triturando al material antiguo, o sea a fenómenos de dinamometamorfismo y cataclásticos, tan frecuentes en los granitos de dicha zona, y como consecuencia de esta acción vino el fraccionamiento de

este gran macizo herciniano, que se extendía llenando la cuenca norte del Mediterráneo occidental, hundiéndose gran parte de él, y dejando del lado de España las sierras costeras catalanas, y formándose entonces la Costa Brava y la de Levante de Barcelona. Como hemos dicho, transcribiendo las manifestaciones de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, las grandes fracturas de este material muerto herciniano dieron paso a rocas eruptivas que encontramos hoy en multitud de diques en la costa y durante el cuaternario en toda la extensión de la región volcánica gerundense. Según ARGAND, esto debió ocurrir, dice, en el oligoceno, de acuerdo con VIDAL, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y otros geólogos.

De acuerdo con SAN MIGUEL, las camptonitas de Arbucias y las de Costa Brava, sobre todo las primeras, continúa diciendo, corresponden a fases eruptivas postalpinas, de edad neogena, siendo anteriores a las primeras manifestaciones volcánicas gerundenses; también opina que los lamprofidos camptonitas de Costa Brava puedan llegar a ser contemporáneos de las primeras erupciones basálticas de dicha región volcánica. Las erupciones de camptonitas-monchiquitas de San Feliu de Buxalleu (Gerona), probablemente sean contemporáneas también de las primeras erupciones basálticas, siendo las más recientes de todas ellas.

La edad geológica de estas erupciones de rocas verdes, así como también las de los diques de porfiritas y lamprofidos de erupciones anteriores, ya comentadas, no es conocida con toda seguridad, ya que las edades dadas por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, y los diversos períodos eruptivos que acepta en la Cadena Costera Catalana, están basadas en deducciones indirectas, dada la imposibilidad de fijarla exactamente, faltos de capas sedimentarias que cor-

ten y cubran los diferentes diques en litigio. SOLÉ SABARÍS opina que, probablemente, estos diques de rocas verdes formen parte de la orogenia varisca. Nuestro criterio tiende al de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, considerando las rocas verdes manifestaciones volcánicas de la orogenia alpídica, ya mesozoicas o neozoicas. SOLÉ SABARÍS ha indicado el medio de su comprobación: el estudio de los cantos rodados de la base del triás; nosotros proponemos que se haga extensivo a los depósitos de conglomerados y brechas, no solamente del triás, sino también de los diversos terrenos detríticos mesozoicos y neozoicos, que quizá diera luz sobre el interesante problema de la continuidad y periodicidad de las erupciones volcánicas, como manifestaciones póstumas de las erupciones variscas. Este estudio promete bellos resultados y está todavía por iniciarse.

* * *

Formando parte del quinto período de erupciones de la Cadena Costera Catalana, de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, tenemos todavía las manifestaciones volcánicas basálticas de la provincia de Gerona, que atraviesan el cuaternario inferior, y también las manifestaciones póstumas de las mismas, representadas por fuentes carbónicas y aguas termales, que representan manifestaciones póstumas de volcanismo atenuado.

Manifestaciones póstumas de los movimientos variscos serían también las erupciones volcánicas basálticas de la provincia de Tarragona (valle de Alfara), que atraviesan y se encuentran en el terreno triásico, recientemente descubiertas por FAURA Y SANS, BATALLER Y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA. Han sido estudiadas detenidamente por este petrógrafo.

Estas erupciones son análogas a las de Calpe (Alicante) y de Mallorca (Sóller, La Calobra, etc.), que aunque se presentan en el triás, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA las considera de edad cuaternaria, como las de Olot y de la provincia de Gerona, que en nada se diferencian de las antes indicadas y que se presentan también bien conservadas.

Deben ser también sincrónicas con las de Cofrentes (Valencia), que afloran en el triásico; y de las de Picasent, también de Valencia, pero que afloran en el plioceno, siendo de edad pliocena, o mejor, cuaternaria.

Dicho autor ha estudiado todas estas manifestaciones volcánicas, dando a conocer la composición y caracteres de las rocas basálticas examinadas.

Como hace notar, en Picasent, un dique basáltico corta al plioceno.

La serie póstuma del quinto período eruptivo de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA la constituyen las manifestaciones geysierianas e hidrotermales, que han dado lugar a venas de cuarzo, que cortan a toda clase de diques y venas eruptivas, y a impregnaciones silíceas del granito, incluso del ya alterado y desagregado, y de cuyos fenómenos serían manifestaciones residuales las actuales fuentes termales.

Llevado de su afán de sistematizar las erupciones volcánicas de las fases orogénicas varisca y alpídica, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA incluye dentro de las manifestaciones póstumas del volcanismo a los diques o venas de cuarzo blanco o lechoso, que parecen ser los más recientes, ya que cortan a todos los diques que atraviesan el granito y a las formaciones paleozoicas que le envuelven; según dicho autor, cortan los diques de cuarzo a los diques de porfiritas y felsitas (zona Teyá-Alella), y son, por lo tanto,

los más recientes, tanto, que algunas inyecciones silíceas, dice, han logrado consolidar la arena o lhem granítico de la Cordillera de Levante, por lo que cree que quizá sean contemporáneas de la fase geysieriana de Caldas de Malavella, de edad cuaternaria, o, por lo menos, del final del terciario, de la época en que se hundió el macizo mediterráneo y se formó la costa actual.

La edad de los diques y venas de cuarzo abren, también, un buen campo a la investigación, ya que hasta ahora se tendía a considerar las venas de cuarzo, en su mayor parte, como las últimas manifestaciones de la evolución pegmatítica del granito, después de las fases aplíticas y magmáticas de sus apósisis filonianas. También el estudio de los cantos rodados de las capas detríticas quizá pueda ayudar a precisar la edad geológica de las venas de cuarzo.

Según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, la existencia de fuentes termales y las señales de acciones hidrotermales encontradas en los minerales de las rocas de la sierra de Levante, de la Cordillera Litoral, hace pensar en fenómenos fumarolianos y geysierianos, mucho más intensos en otras épocas, y que serían debido a manifestaciones póstumas de las erupciones andesíticas, tan frecuentes en la Cadena Costera Catalana, de las cuales nos quedan, dice, como únicos testigos, sus numerosos diques de porfiritas.

LLOPIS LLADÓ ha descubierto en el hemidomo miocénico de Montjuich, junto a Barcelona, diaclasas rellenas de formaciones travertínicas, las cuales llegan a atravesar las capas suprayacentes cuaternarias. Para dicho autor, serían manifestaciones geysierianas, póstumas, de vulcanismo atenuado, sincrónicas con las fases póstumas orogénicas, intracuaternarias, postwaláquicas o layetanas.

Diaclasas análogas atraviesan al granito en la base del Tibidabo, manifestando también la postumidad indicada.

* * *

Para terminar, recordaremos que en la cuenca-fosa de La Cerdaña, y del Alto Urgel, los estudios de PENCK, BOISSEVAIN y PANNEKOEK han manifestado también la postumidad de los plegamientos variscos, y su rejuvenecimiento por los plegamientos alpídicos rodánicos, de finales del mioceno, y aun de los waláquicos, de finales del plioceno, los cuales produjeron el hundimiento de las capas miocénicas y pliocénicas hasta quedar al fondo y bordes de la actual depresión interior pirenaica. Las capas sarmatienses y pontienses, del mioceno continental lacustre, y las también continentales plasencienses del plioceno, aparecen fracturadas y dislocadas a lo largo de direcciones hercínicas y erzgebírgicas, manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos, rejuvenecidos por los alpídicos.

Con los plegamientos rodánicos se terminan, según SCHRIEL, los fenómenos orogénicos de la región catalana, los cuales han ido replicando periódicamente hasta hoy día, cada vez con menor intensidad, siendo manifestaciones póstumas de los plegamientos variscos, ya muy vagas e imprecisas.

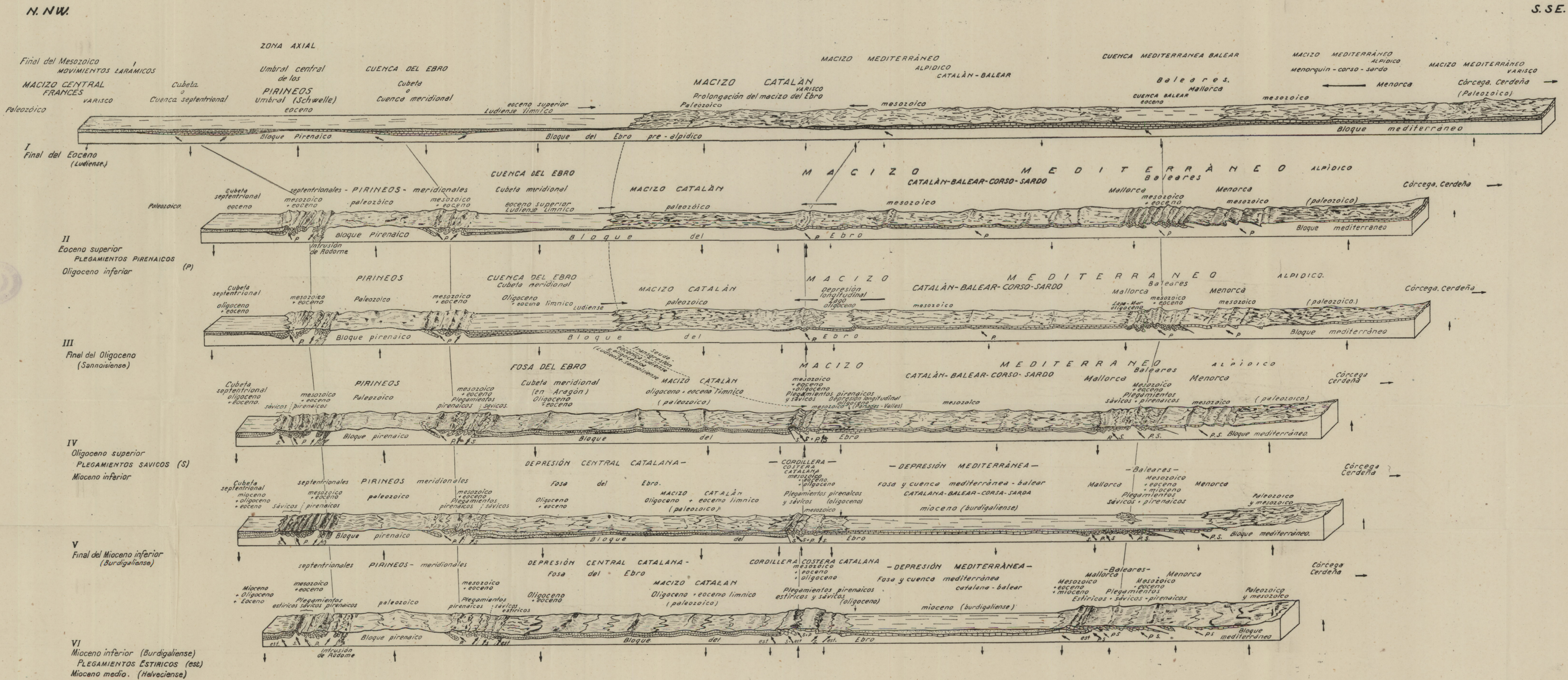
Todavía a principios del cuaternario, durante los movimientos neowaláquicos o layetánicos, de LLOPIS LLADÓ, se manifiesta la postumidad de los movimientos variscos, desnivelando ligeramente las capas, y en ocasiones haciendo jugar de nuevo antiguas dislocaciones variscas y alpídicas, especialmente en la depresión central pirenaica, en La Cerdaña y el Alto Urgel, donde continuaron hun-

diéndose las capas terciarias y cuaternarias, y en la región volcánica gerundense, abriendo camino a las erupciones volcánicas antes indicadas en el sector comprendido entre Olot, el Tordera y Cadaqués, donde se elevan todavía numerosos volcanes apagados y se extienden dilatadas coladas basálticas, acompañadas de muchas fuentes carbónicas y termales. También en la provincia de Tarragona, en el valle bajo del Ebro, la postumidad de los movimientos variscos se manifestó, sincrónicamente, con las erupciones basálticas del valle de Alfara.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA REGIÓN CATALANA-BALEAR

Por J. Marcet Riba

A base de los cortes de H. Ashauer y R. Teichmüller, 1935, completados y rectificados por el autor



**ESTUDIOS SOBRE EL MESOZOICO DEL
BORDE MERIDIONAL DE LA CUENCA
DEL EBRO**

POR

JOSÉ MARÍA RÍOS y ANTONIO ALMELA
INGENIEROS DE MINAS



INTRODUCCIÓN

El Sistema Ibérico, por sus características especiales, es una región de extraordinarios atractivos geológicos. Durante mucho tiempo fué, sin embargo, una de las más olvidadas por los geólogos.

Después de los primeros y magistrales estudios de Ezquerro y Maestre, Aránzazu y De Verneuil y sus colaboradores, que establecieron los hechos fundamentales, viene la etapa de las memorias provinciales realizadas por Sánchez Lozano, Cortázar, Castel, Palacios y Cortázar. La enumeración de los nombres de estos geólogos españoles basta para expresar que consolidaron y perfilaron los conocimientos sentados por Verneuil, y en relación con el estado de conocimientos y, sobre todo, de la cartografía de su época, son trabajos de gran excelencia. Sin embargo, en los tiempos actuales, disponiendo de mapas de superior calidad, y en comparación con otros sistemas montañosos a los que los geólogos nacionales y extranjeros han prestado atención permanente, esos trabajos resultaban ya excesivamente esquemáticos. Además, quedó fragmentado el estudio del Sistema Ibérico en una serie de memorias provinciales, hechas por distintos autores; y este criterio político perjudicó a su enfoque geológico como unidad

estratigráfica y tectónica perfectamente definida, resultando un conocimiento excesivamente mosaico y fragmentario. Una región, sin embargo, fué objeto de atención más constante, la de los lignitos de Teruel, analizada en una serie de trabajos que, sin embargo, no llegaron a conclusiones definitivas y a unidad de criterio. Por el contrario, entrar en el estudio detallado de estos trabajos, supone un penoso esfuerzo para seguir criterios dispares, tanto más, que si son dispares están, sin embargo, muy lejos de ser disparatados, y resulta difícil, incluso, llegar a fijar los motivos de discrepancia.

Volviendo de nuevo al conjunto del Sistema Ibérico, su conocimiento experimentó un avance, cuando Stille dedicó su atención al estudio de los sistemas plegados de la Península Ibérica para contraste de sus ideas tectónicas expuestas, sobre todo, en su obra fundamental «Grundfragen der Vergleichenden Tektonik» (1924).

El motivo del interés que despierta en geólogos de otros países es bien claro y lógico. El suelo de la Península Ibérica, desgraciadamente tan desnudo de vegetación, comparativamente hablando, sobre todo en sus sistemas montañosos, constituye, por este motivo, un precioso campo de acción para los geólogos. Por otro lado, la variedad y complejidad de los tipos tectónicos de su plegadísimo subsuelo hacen de sus montañas un verdadero paraíso para el geólogo empeñado en problemas tectónicos. Otro motivo encontraron, además, los colaboradores de Stille. La tradicional cortesía y amable servicialidad con que se ha acogido siempre en España a los extranjeros y así lo han reconocido en sus publicaciones, en casi ninguna de las cuales faltan expresivas palabras del buen recuerdo que la hospitalidad española dejó en sus ánimos. Desde el año 1928, los colaboradores de Stille han recorrido nuestros sistemas montañosos,

y como fruto de sus trabajos están las publicaciones de la famosa serie de Göttingen y algunas otras. Nos ofrecen en sus mapas una representación casi siempre muy buena, y magnífica a veces, de nuestras cordilleras, y en sus textos una doctrina establecida con un criterio lógico y unitario, lo que ya de por sí es un mérito excepcional, porque si puede entrañar también el inconveniente de errores sistemáticos de interpretación, las ventajas son considerables.

Agradecemos el inmenso avance que con sus publicaciones han dado Stille y sus colaboradores a la cartografía e interpretación geológica de los sistemas montañosos de nuestra patria. Y como españoles sentimos que es necesario que recojamos estos conocimientos, los analicemos con mayor detalle y vayamos aceptando aquellos que, establecidos por ellos desde un punto de vista más general y elevado, encajen por completo en el estudio detallado. Ya hemos señalado en otro trabajo, que los de los colaboradores de Stille están afectados de peculiaridades especiales, resultando del objeto que se proponen: comprobación de sus tesis tectónicas y del modo de realizarlo: estudio conjunto de áreas muy extensas.

El Sistema Ibérico fué objeto de especial atención, como decíamos, por la escuela de Stille. Sus elementos paleozoicos fueron estudiados por Schriell y por Lotze. Hahne, Brinkmann, Tricalinos, Richter, Schröder y Teichmüller, se ocuparon de las formaciones secundarias y terciarias. Todos ellos dedicaron su atención más bien que a la parte puramente estratigráfica, al estilo tectónico, y al desarrollo paleogeográfico y tectónico. Precisamente lo que era menos conocido.

Nos hemos referido a los extraordinarios atractivos geológicos de esta Cordillera Ibérica, y así es, en efecto.

La sencillez y uniformidad de su estratigrafía y litología, permiten gozar de lleno la viveza y alegría de su tectónica. Es ésta muy variada, tan pronto suave como violenta. Pero su complicación nunca es tan grande que se llegue al desaliento que producen, por ejemplo, los problemas pirenaicos o los béticos; aquí, si se dedica suficiente tiempo y atención, el geólogo regresa con la idea de haber resuelto inequívocamente los problemas. No es el de la Ibérica el caso de las múltiples interpretaciones, ni de las dudas permanentes. No nos hacemos, sin embargo, ilusiones; la geología no es una ciencia exacta, y nosotros, menos que nadie, creemos en la infalibilidad; nos referimos únicamente a la sensación del conocimiento, no a la convicción.

Nuestro trabajo no se refiere al conjunto de las Cadenas Ibéricas, sino solamente a estudios de detalle de algunas zonas del Bajo Aragón y del Maestrazgo.

Hemos dividido este trabajo en tres partes: la primera se refiere al estudio de la zona Portalrubio-Rillo-Las Parras de Río Martín; la segunda a la zona de Castellote-Santolea-Jaganta. Éstas se han realizado, según nuestra costumbre, sin un conocimiento previo detallado de las circunstancias locales, ni de la literatura. Es decir, hemos ido al campo armados solamente de nuestra experiencia de las condiciones estratigráficas y tectónicas del extremo NO. de la Cordillera Ibérica, en su enlace con la Cantábrica, de zonas ibéricas en las provincias de Soria y Guadalajara (en trabajos inéditos), y en Guadalajara y Cuenca, así como de la parte del extremo SE. del mismo sistema.

Finalmente, en la tercera parte, tratamos de acoplar estos conocimientos adquiridos con los establecidos anteriormente, analizando y resumiendo éstos desde el punto de vista y criterio alcanzado por nosotros, y al mismo

tiempo contribuimos con el mapa original de una extensa zona, en los confines de las provincias de Castellón y Teruel, que hemos completado con los datos tomados de otros autores, principalmente Richter, Teichmüller, Fallot y Bataller, hasta cubrir las regiones conocidas con los nombres tradicionales de Bajo Aragón y Maestrazgo, o al menos gran parte de ellas.

Veamos qué antecedentes existen sobre estudios geológicos en estas regiones, que por su riqueza mineral ha despertado de antiguo la curiosidad de los geólogos, tanto nacionales como extranjeros, primero por los abundantes afloramientos carboneros que encierra y, más tarde, se han añadido a esto los interesantes problemas tectónicos que plantea la convergencia de las cordilleras Ibérica y Litoral Catalana y el tránsito de una tectónica a la otra, de estas dos cadenas.

Así no es de extrañar que sea relativamente abundante la bibliografía, más o menos directamente relacionada con esta región, de la que, con objeto de no hacerla muy extensa, entresacamos al final los estudios que más inmediata y extensamente la tratan, remitiéndonos para una información completa a los trabajos de Fallot y Bataller, Hahne y Ashauer y Teichmüller.

Con la segunda mitad del pasado siglo dan comienzo los estudios geológicos algo detallados de la región, iniciados a la vez por geólogos franceses y españoles. Verneuil, con sus compañeros Collomb, Lartet, Lorie y Coquand, dan a la luz una serie de trabajos geológicos y paleontológicos básicos para el estudio de estas formaciones, y por otra parte Vilanova inicia la serie de trabajos de los geólogos españoles, publicando en 1859 su estudio sobre la provincia de Castellón y, poco después, el de Teruel. En esta tarea le siguen Landerer, Martínez Alcibar y muchos inge-

nieros y geólogos que realizan estudios de tipo industrial de las diversas cuencas ligníferas conocidas, culminando todos estos trabajos en el de Cortázar, de la provincia de Teruel, aparecido en 1885, en el que se resumen todos los conocimientos hasta entonces adquiridos de la región.

En este primer período, los conocimientos tectónicos que se tenían eran aún muy rudimentarios, por cuya razón los estudios realizados son de carácter estratigráfico y paleontológico, pero con ellos se sientan los cimientos firmes para el conocimiento de la geología regional.

Hacia 1920 se inicia una nueva etapa de los estudios geológicos del Bajo Aragón y el Maestrazgo, por los geólogos españoles Royo Gómez, Bataller y Faura, y los franceses Fallot y Joly, en la que se dedica una especial atención a la tectónica, analizando detalladamente cada uno de los numerosos accidentes que existen en la región. Joly estudia la cadena Celtibérica, mientras que Fallot y Bataller dedican principalmente su atención a la Cordillera Litoral y al Maestrazgo, publicando en colaboración, en 1927, su «Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo», en cuyo importante trabajo se recogen todos los datos y observaciones contenidas en los trabajos anteriores y se da un gran avance al conocimiento tectónico del país, señalando muchos de los pliegues existentes y con cortes detallados de los mismos.

En 1929 se inicia la intervención de los geólogos alemanes de la escuela de Stille en el estudio de la región, y desde esta fecha, hasta 1935, aparecen trabajos de Hahne, Richter, Schröder, Lotze, Ashauer y Teichmüller, siendo los de mayor interés para el conocimiento de esta zona los de Hahne, Ashauer y Teichmüller. La preocupación principal de estos geólogos es el estudio de la tectónica y de la variación de las áreas de sedimentación, basándose para

ello casi siempre en la estratigrafía y paleontología expuestas en los trabajos anteriores, para dedicarse preferentemente al estudio de las relaciones tectónicas e historia geológica de la zona reconocida.

Por esta razón, los trabajos de estos geólogos representan, en general, un gran avance en el conocimiento de la tectónica y síntesis geológica, pero añaden poco a la estratigrafía ya conocida.

En las páginas que siguen se hace un estudio de conjunto de la geología de la región, y al mismo tiempo la crítica de los trabajos anteriores, en especial los alemanes, puesto que en ellos, a su vez, se analizan las publicaciones anteriores y no es necesario insistir sobre ellas.

I. LA ZONA DE PORTALRUBIO, RILLO, LAS PARRAS DE RÍO MARTÍN

POR

JOSÉ MARÍA RÍOS

A) Breve descripción de sus rasgos físicos y geológicos

Esta zona, situada al norte de Teruel y dentro de su provincia, forma parte del conjunto de alineaciones montañosas que desde Soria y el Moncayo bajan hacia la costa, con dirección NO.-SE, por Ateca y Calatayud hasta la altura de Calanda y Montalbán. Inmediatamente al sur de estas localidades cambian de orientación, adoptando la dirección E.-O. y precisamente el extremo occidental de este fragmento es el que ha sido objeto de nuestro estudio. En él predominan las direcciones tectónicas al E.-O., pero todavía se observan las NO.-SE.

Topográficamente está constituida por una serie de muelas, de superficie bastante irregular, separadas por valles relativamente amplios; éstos están, a veces, subdivididos por una serie de alturas irregulares que los surcan en sentido longitudinal.

La altura media de las muelas es de 1.360-1.400 metros, pero su superficie, como acabamos de mencionar, no

es lisa como la de las mesas pontienses, sino dotada de cierto relieve. Están constituidas por el conjunto cenomane-cretáceo superior de carácter calizo, y a veces soportan masas paleogenas.

Sus laderas son de pendientes bastante marcadas, pero lisas y uniformes. Corresponden al talud de las arenas y areniscas albenses, que constituyen, por lo general, el fondo de los valles, cuyo nivel viene a ser de 1.200-1.250 metros. Cuando los valles son amplios, suelen corresponder a grandes anticlinales desmantelados; entonces en su eje aparecen, con relieve, las calizas aptenses y las liásicas, de modo que el valle aparece dividido irregularmente por las alturas de calizas y margas, que sobresalen con cierta aspereza entre los suaves modelados albenses.

El centro de nuestra zona está ocupado por una de estas grandes muelas, que culmina al NE. por la loma Carbonera (1.361 metros), al NO. por un pico innominado (cota 1.379) y por el espolón de la Clapiza. Al SO. por el espolón Morteruelo (1.413 metros) y al SE. por la cota Torrecilla (1.336 metros).

Está rodeada esta muela, o núcleo central, por depresiones albenses, en cuyos valles asientan casi todos los pueblos y aldeas de la zona. En estos valles surgen las alturas liásicas y aptenses de formas y alturas caprichosas e irregulares, pero suaves. El relieve se hace muy escabroso hacia el Este, en dirección a Utrillas, correspondiendo a una zona de tectónica muy violenta; allí, el río de las Parras, que nace al pie de Cervera del Rincón, encaja en un hondo y estrecho valle que atraviesa una bella hoz aguas abajo de esa localidad, y se abre luego en el profundo y pintoresco valle de Las Parras; pasada esta localidad se encaja de nuevo el río entre imponentes masas calizas. Es el curso de agua más importante.

Diversas torrenteras corren en todas direcciones, debido a la disposición irregular de las masas montañosas, discurriendo por los fondos de los valles albenses.

En esta zona se encuentran presentes las siguientes formaciones: liásico, constituido por calizas y calizas margosas; cretáceo inferior, constituido por facies wealdense de tipo continental, facies aptense marina con calizas, margas y areniscas, y facies albense, también continental, de arenas y areniscas; cenomanense marino de calizas y margas calizas; una masa caliza que representa el resto del cretáceo superior; y paleogeno, constituido por conglomerados y arcillas. Existe, además, un manchoncito triásico. La tectónica es más bien violenta, y a veces muy violenta. Su característica más notable es la confusión de sus directrices.

B) Estratigrafía

Para que se comprenda mejor, de un solo golpe de vista, el carácter y disposición de estas formaciones, así como alguno de los problemas más importantes que plantea, vamos a describir uno de los cortes más típicos que se puede obtener, trazado de Norte a Sur por la Rambla de Río Martín (fig. 1), siguiendo la senda que conduce desde esta localidad a la mina «Salomé». Se trata de un croquis, donde las distancias, alturas y espesores se representan de manera vagamente aproximada.

Partiendo del término más alto de la serie, y de su borde septentrional (a la izquierda), vamos encontrando:

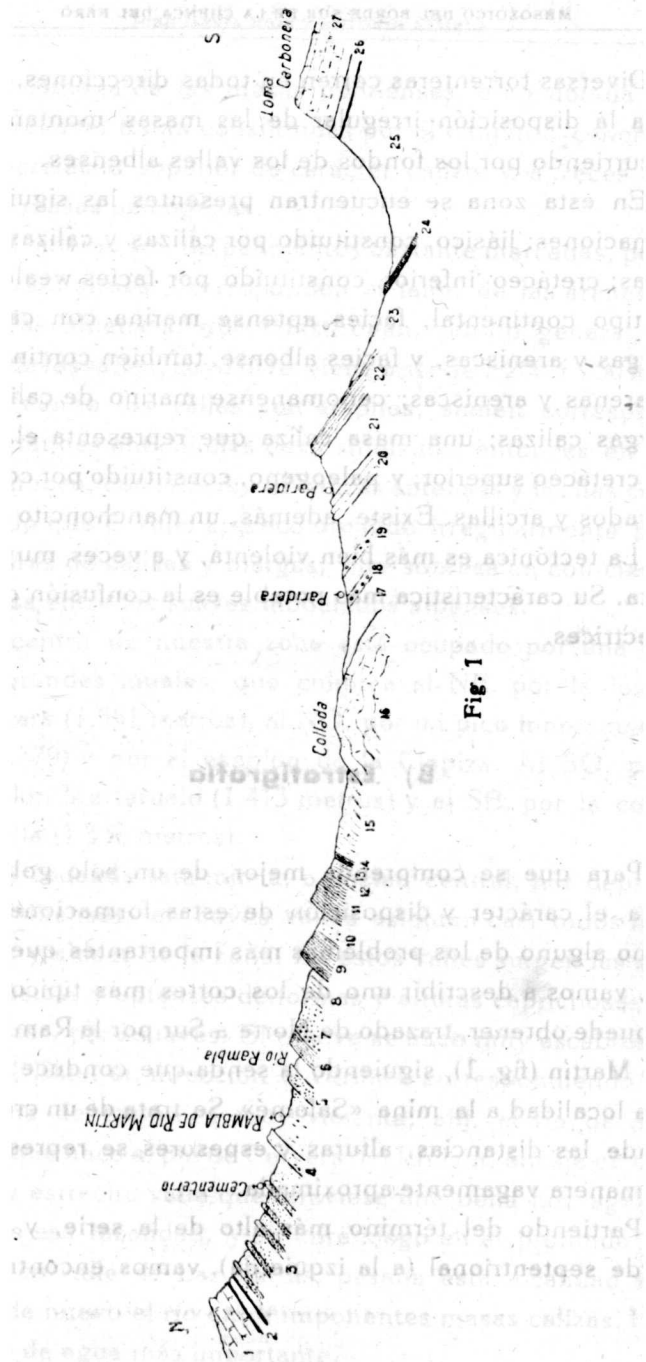


Fig. 1

- | | |
|-----------------------------|---|
| Cretáceo superior | 1. Calizas compactas en bancos gruesos, bien estratificadas. |
| Cenomanense | 2. Calizas y calizas margosas en bancos finos y bien estratificados. Contienen abundantes fósiles. |
| Facies albense. { | 3. Una potente serie en que vamos encontrando: arenas sueltas; areniscas ferruginosas compactas de color amarillo; arenas blancas y vinosas sueltas; areniscas; arcillas y tierras arenosas de color vinoso; areniscas muy ferruginosas (Cementerio); arenas sueltas. |
| | 4. Un banco compacto, en cejo, de 20 metros de areniscas. Debajo arenas sueltas con unas capas de azabache. |
| | 5. Bancos de areniscas bastas de grano grueso de sílice, muy ásperas. |
| | 6. Bancos calizos y margosos bien estratificados, muy grumosos, y de superficie irregular, con Requienias. |
| | 7. Areniscas grises y amarillas, bastas, con fragmentos de conchas; arenas como las de facies albense; areniscas bastas con fragmentos de conchas y abundante gravilla de cuarzo muy angulosa. |
| Facies aptense. { | 8 y 9. Margas y calizas margosas en bancos finos y bien estratificados, con abundantes Toucasias y otros fósiles. |
| | 10. Tierras y margas grises y verdosas. Areniscas silíceas bastas con gravilla de sílice. |
| Facies wealdense | 11. Margas grumosas y calíferas; tierras vinosas. |
| | 12. Bancos muy regulares de conglomerados poligénicos, canto muy igual y redondeado, color rojo oscuro muy peculiar. |
| | 13. Tierras vinosas. |
| Líasico | 14. Conglomerados poligénicos como 12. |
| | 15. Tierras blancas y vinosas. |
| Facies wealdense | 16. Calizas liásicas con fósiles. |
| | 17. Arenas y arcillas de color ferruginoso. |
| | 18 y 19. Conglomerados poligénicos como 12 y 14. |

- | | | |
|--------------------|---|--|
| Facies aptense. | } | 20. Calizas margosas. |
| | | 21. Tierras vinosas. |
| | | 22. Calizas y margas calizas, bien estratificadas, con Requienias. |
| Facies albense. | } | 23. Arenas con bancos de areniscas bastas con restos de conchas y fósiles. |
| | | 24. Capas de carbón. |
| | | 25. Alternancias de arenas y areniscas. |
| Cenomanense.. | 26. Calizas margosas y calizas en bancos finos y muy regulares. | |
| Cretáceo superior. | 27. Calizas compactas en bancos gruesos. | |

Éste fué el primer corte que efectuamos sobre el terreno. Pudimos reconocer inmediatamente todos sus tramos, (dado el parecido de algunos y la identidad de otros), con las series estratigráficas de Soria y Cuenca. Así, por ejemplo, el liásico es análogo al de dichas provincias por su aspecto y, por añadidura, sus fósiles son muy abundantes en la Collada. El albense, cenomanense y calizas del cretáceo superior, se clasifican en seguida por su absoluta identidad de disposición y aspecto con las facies correspondientes de las mencionadas regiones. La novedad de este corte con respecto a los de aquéllas es la presencia del aptense, denunciado inmediatamente por su aspecto marino y abundantes Requienias, que no existen en Soria ni tampoco en Cuenca, al menos en algunas zonas. El wealdense es de nuevo análogo por su posición estratigráfica y aspecto continental.

Ya se presentan algunos de los problemas que más desconciertan luego y que tanta confusión han introducido en la interpretación de la zona lignitífera de Teruel.

Dentro del aptense observamos que existen tramos (7), de aspecto idéntico al albense. Hay una disimetría clara

(aunque no se aprecia en el corte), en los espesores de facies aptense a ambos lados del anticlinal, siendo mucho mayores los del flanco septentrional. Resulta, a nuestro juicio, de la variabilidad y consiguiente imprecisión del límite aptense-albense, es decir, que un mismo nivel se presenta en unas zonas con facies albense y otras con facies aptense. Dentro del conjunto de facies wealdense, observamos tramos margosos calizos (II), que parecían de aspecto marino, mientras que el aptense presenta niveles (21) de facies wealdense. Tenemos en el contacto aptense-wealdense el mismo problema: es poco determinado. En menor escala ocurre lo mismo en la separación albense-cenomanense. Con frecuencia se encuentran, en la parte más alta del conjunto arenoso de facies albense, bancos de areniscas cuajados de *Ostreas*. Por su facies marina y por su edad serían ya cenomanenses, aunque queden incluidos en el conjunto litológico de facies albense. Así pues, y antes de entrar en la descripción detallada, es preciso hacer notar que: 1) En la separación cenomanense-albense hemos seguido un criterio estrictamente litológico, considerando cenomanenses los primeros bancos calizo margosos, pero no las intercalaciones marinas de areniscas cuando quedan incluidas dentro de la facies detrítica albense. 2) Hemos separado como de facies albense todo el conjunto detrítico de arenas y areniscas, hasta los primeros bancos margoso calizos francamente marinos que hemos encontrado en su base, incluyendo aún en el albense los bancos de areniscas con abundantísimas *Ostreas*, que se encuentran en su parte inferior y a sabiendas que el establecimiento de esta base no supone coetaneidad de las capas, a falta de otro criterio de separación suficientemente definido. 3) La separación aptense-wealdense es más caprichosa, pero, en general, más

exacta, porque las variaciones son mucho más locales. No suele presentarse indeterminación.

Podemos pasar a la descripción detallada de características generales y locales.

1) Triásico.

Existe un pequeño afloramiento de margas abigarradas con yesos que tienen todo el aspecto del keuper y que parece que deba de ser atribuido, por consiguiente, al triásico. Está en una zona de intensos empujes y trastornos, y, desde luego, se trataría de un *afloramiento tectónico* en que el keuper se encuentra en posición anormal.

Este afloramiento aparece al este de Portalrubio, donde, en el camino que conduce a las minas «Flor» y «Salomé», y poco después de pasado el cementerio, se alzan a mano izquierda unas alturas (cota 1.247), cuyo flanco meridional está constituido, en parte, por un manchón de margas irisadas cargadas de yesos, muy trastornadas, con todo el aspecto característico de las del keuper.

La disposición es la que representa la fig. 2.

Un poquito más al Este hay un pequeño afloramiento

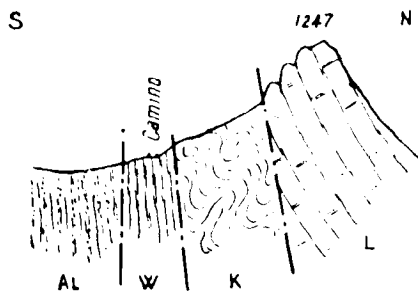


Fig. 2

AL, Albense; W, Wealdense; L, Liásico; K, Keuper.

de calizas margosas, tableadas y hojosas, que afloran en posición discordante con respecto al resto de las formaciones; quizá se trate del muschelkalk, pero también pudiera ser algún tramito calizo del wealdense. Como se trata de una zona muy trastornada, en que todo aparece muy confuso, resulta difícil alcanzar mayor precisión.

La misma duda se ofrece con respecto a unas capas que se ven al este de la mencionada cota. Se trata de unas capas finas y regulares de calizas que alternan con banquitos de otras grisamarillentas oscuras, muy porosas, casi unas verdaderas esponjas. Recuerdan el aspecto de las carniolas. Aparecen, como el keuper, en contacto anormal entre el liásico y el albense. Pudiera tratarse, quizá, de triás, de rético o de wealdense. Es un conjunto de muy poco espesor, en zona muy confusa. Este afloramiento no está marcado en el mapa, y está comprendido dentro de la faja wealdense.

2) Liásico.

A) DESCRIPCIÓN GENERAL.—Esta formación está muy ampliamente representada en nuestra zona. Constituye una serie de alturas, correspondiendo siempre a las cimas de anticlinales, enteros o rotos.

Unas veces aparece en forma normal, bajo el wealdense y aptense, pero a menudo aflora de manera extraña y sorprendente entre el albense. Es un fenómeno muy interesante y que conviene analizar con detalle; de pasada ha sido mencionado ya por algún autor, pero sin analizar su causa y significación.

A primera vista podría parecer que se tratase de un fenómeno de transgresión del albense. Es conocido que el albense ha rebasado en su sedimentación los ámbitos del

aptense y wealdense, de modo que llega a apoyarse sobre el jurásico, triásico, e incluso sobre el paleozoico. Pero éste es un fenómeno que se verifica de manera muy gradual, y perceptible sólo cuando se estudian grandes áreas.

Aquí nos encontramos (SE. de Pancrudo) que en la breve distancia de muy pocos kilómetros, el liásico está en contacto con el wealdense, con el aptense y con el albense. El contacto es oblicuo y taja estas formaciones consecutivamente. En espacio más breve, y en forma más

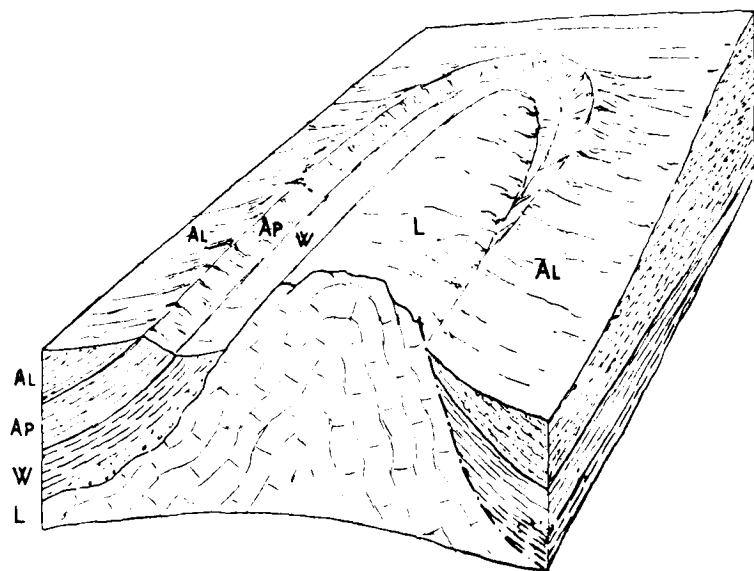


Fig. 3

AL., Albense; AP., Aptense; W, Wealdense; L, Liásico.

rectunda, se observa este fenómeno al SO. de Portalrubio. Otras veces, el liásico aparece como isleos, en contacto exclusivamente con el albense.

A nuestro juicio, estos contactos anormales son pura-

mente tectónicos. Hemos representado esquemáticamente nuestra interpretación de este fenómeno en el bloque diagramático de la figura 3.

En el flanco izquierdo del anticlinal todo aparece normal. En la parte anterior del flanco derecho se ve que el liásico ha resbalado, probablemente, sobre las arcillas wealdenses, llegándose a poner en contacto con el aptense y albense. Es un caso, en cierto modo extremo, de plegamiento disarmónico, en el que el liásico funciona con mecánica de diapiro.

Cuando el fenómeno alcanza su máxima intensidad, se producen entonces isleos liásicos en el albense; de este

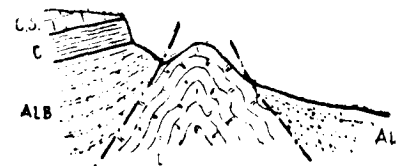


Fig. 4

Cs., Cretáceo superior; C, Cenomanense;
ALB., Albense; L, Liásico.

tipo es el extenso afloramiento al E. y al SE. de la Rambla de Río Martín, los dos que existen entre Portalrubio y Pancrudo y el de Rillo.

Otro hecho que nos confirma el carácter mecánico de esta disposición es el representado en la fig. 4, que diseña las condiciones que existen en la mancha liásica situada al este del punto de intersección de los cortes 17 y 18. Allí el liásico, que aparece aislado dentro del albense, casi llega a ponerse en contacto con el cenomanense. Es muy fácil apreciar en el terreno cómo estas perforaciones jurá-

sicas se producen a través de espesores muy variables de albense.

El liásico está constituido por calizas y calizas margosas; contiene abundantísimos fósiles, pero en distribución muy irregular, de modo que extensas áreas son estériles.

b) DESCRIPCIONES LOCALES. --- Una mancha importante se extiende desde Rambla de Río Martín hacia el SE. En el mapa de Richter y Teichmüller, el más moderno que existe de esta región (1931), aparece figurada como cretáceo superior. Sin embargo, es liásica, que surge entre las capas albenses en la forma que hemos mencionado, y está bien caracterizada paleontológicamente.

Son calizas compactas muy bien estratificadas, en las que hacia el punto de intersección de los cortes 20 y 17 hemos visto Péctenes y Belemnites.

Al NE. de la Rambla de Martín, y en las inmediaciones del pueblo, hemos recogido, en unas calizas grises, duras, tableadas y, en algunos lechos más margosos, espículas de Cidaris, Equínidos, Ostreas y Belemnites. Almela (*) ha clasificado las siguientes especies, procedentes de allí

Spiriferina alpina Opp. var. *falloti* CORR.

Terebratula submaxillata DAV.

Pecten equivalvis SOW.

Lima (Plagiostoma) gigantea DESH.

Ctenostrea elea D'ORB.

Harpoceras lewisoni SIMPS.

Hildoceras bifrons BRUG.

Corresponden todos ellos al liásico superior.

(*) Todas las determinaciones paleontológicas de este trabajo han sido hechas por D. Antonio Almela.

En la masa de estas calizas hemos encontrado, además, abundantes artejos de Crinoides.

La disposición de esta mancha es la de un anticlinal con varios repliegues y ondulaciones, también en el sentido de su eje.

La mancha más extensa es la que se desarrolla en dirección E.-O., desde Portalrubio hasta más allá de Cuevas de Portalrubio. Es un complejo de anticlinales, no violentos, de dirección E.-O., o más bien un gran anticlinal con varios repliegues que se extinguen, y cuyos ejes están, además, ondulados en el sentido de su longitud. El liásico de esta zona siempre se presenta intensamente ondulado, con pliegues de escasa violencia, pero muy abundantes e irregulares; el cruce de estas inflexiones N.-S. con las inflexiones E.-O., determina en ellas una serie de sinclinales y cupulitas.

Fósiles de aspecto típicamente liásico hemos visto en el camino que va de Rambla de Río Martín a la mina «Salomé»; en la misma collada recogimos una Plicátula y vimos, además, Rhynchonellas, Pholadomyas, Terebrátulas y Belemnites. De esta localidad tenemos clasificadas las especies:

Terebratula verneuilli DBSL.

— *jauberti* DESH.

Rhynchonella bouchardi DAV.

Pleurotomaria bertheloti D'ORB.

Hildoceras bifrons BRONG.

Todos ellos del liásico superior.

Junto al cementerio de Portalrubio hay unas calizas grumosas amarillentas y muy arenosas, tanto que tienen aspecto, a veces, de grauwackas o areniscas, pero que

pasan a calizas duras y compactas, con abundantes Terebrátulas, Péctenes y Belemnites.

En los isleos calizos que se encuentran en el alben-se, entre Portalrubio y Pancrudo, no hemos visto fósiles, pero por su disposición y aspecto no dudamos que sean liásicos. No aparecen figuradas en el mapa de Richter y Teichmüller. Tienen disposición anticlinal, quizá fracturada.

En nuestro mapa aparece, entre Pancrudo y Rillo, el borde de una mancha liásica de gran extensión. Hacia el Km. 50, donde la carretera hace una curva contorneando la masa de calizas, hay un riquísimo yacimiento de fósiles, donde abundan preciosos Péctenes y grandes Belemnites. Es un punto ideal para una magnífica recogida, que a nosotros nos impidió una lluvia torrencial.

En las cercanías de Fuentes Calientes, las calizas liásicas recuerdan las grauwackas, por su color oscuro y textura bastante granuda. Contiene Grypheas, Péctenes y Terebrátulas.

A Las Parras de Martín llega el extremo de una gran masa de calizas liásicas, que al menos en las proximidades del pueblo se alzan en enormes masas replegadas y casi verticales (fig. 7). Son calizas grises, en bancos muy regulares y perfectamente estratificados, a veces muy finos, que aparecen trastornados, comprimidos y algo laminados. Donde el camino que va de Las Parras a la Rambla, cruza el barranco, apartándose de las calizas, éstas aparecen cuajadas de preciosos fósiles muy encajados, Péctenes, Terebrátulas, grandes Belemnites, etcétera.

Resumiendo, diremos que en esta región el jurásico está representado por una masa caliza, cuya base no es visible y cuya parte alta representa el liás superior. Parecerían, pues, faltar el dogger y el malm, ya que sobre el liásico

aparece el wealdense, apoyándose a veces por intermedio de bastos conglomerados de base.

3) Facies wealdense.

Al sur de Cuevas de Portalrubio, aproximadamente donde el corte número 7 atraviesa el liásico, se observa perfectamente, como indica el croquis de la fig. 5, que las calizas de esta edad presentan profundos huecos de erosión, y que la formación que descansa sobre ellas lo hace por

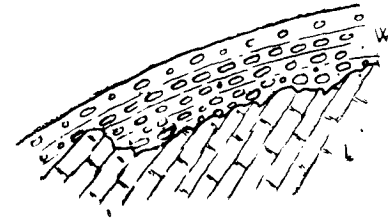


Fig. 5

W, Wealdense; L, Liásico.

intermedio de potentes conglomerados de base que rellenan aquellas cavidades. No es sólo aquí, sino que en una zona extensa, alrededor de Cuevas, se puede observar el mismo fenómeno. Ciertamente es que en el resto de la región no se observan estos conglomerados, ni la discordancia es tan patente, pero parece indudable que el liásico ha experimentado un ligero plegamiento, que lo ha levantado y ondulado, y que lo ha hecho emerger produciéndose erosión. Otra prueba de ello, no observable en esta zona, pero que resulta del examen de los datos que tenemos del resto de esta parte de la Cadena Ibérica, es que en otras regiones de ella la serie jurásica es muy comple-

ta, existiendo el dogger y el malm, y esto tanto al este como al oeste de esta zona. Así pues, no parece que haya lugar a duda que, en efecto, ha tenido lugar dicho plegamiento. Dada la laguna estratigráfica que aquí existe no podemos precisar exactamente su edad, pero sería probablemente posterior al portlandés; se situaría entre el jurásico y el cretáceo y, por consiguiente, la edad sería neokimmérica.

Los restantes sedimentos que soporta inmediatamente el liásico, como vamos a ver por su descripción, son casi siempre de tipo netamente continental, y sus afloramientos se producen en forma normal y aureolan el liásico en los flancos de los anticlinales, excepto en los de tipo perforante.

En la figura 1 viene descrita con detalle la estructura del wealdense en la zona Portalrubio-Cuevas de Portalrubio. En el flanco norte del anticlinal que existe allí (al sur de Rambla de Río Martín), se presenta de arriba a abajo como una sucesión de: margas arenosas de aspecto más bien continental, comprendidas entre tierras vinosas; banquitos muy regulares y bien estratificados de conglomerados poligénicos de canto menudo y de tamaño muy igual, medianamente redondeado y de vivos colores, comprendidos entre tierras rojas color óxido de hierro, oscuras; algunas hiladitas de tierras blancas y vinosas que presentan intercaladas otras de arenas blancas. El conjunto no deja de recordar bastante al albense, pero es mucho más arcilloso y de tonos más rojizos.

Estos bancos poligénicos son muy característicos del weald y sirven para caracterizarlo en esta zona Norte. Hay zonas de tectónica violenta muy confusas, pero el weald, cuyo aspecto, dicho sea de paso, es relativamente variable, llega a identificarse siempre por la presencia de estos conglomerados, tan típicos como inconfundibles.

En el flanco sur del anticlinal (zona de la mina «Salomé»), se presentan con arenas y arcillas de color hierro, con sus conglomerados poligénicos de canto rodado muy menudo, unas calizas margosas (*), y de nuevo tierras margosas y vinosas. Encima hay bancos calizo margosos, ya indudablemente aptenses, con Requienias.

En una zona bastante extensa, alrededor de Cuevas de Portalrubio, el wealdense se caracteriza más bien por tierras rojas, por los conglomerados poligénicos intercalados, y por otros basales mucho más bastos de elemento irregular. Así, inmediatamente al norte de aquella localidad,

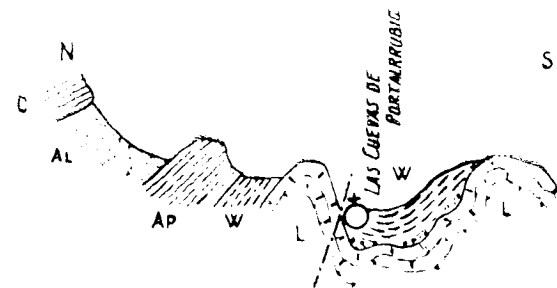


Fig. 6

C, Cenomanense; AL., Albense; AP., Aptense; W, Wealdense; L, Liásico.

el contacto liásico wealdense presenta una neta discordancia de carácter erosivo. Los conglomerados poligénicos son visibles en el mismo pueblo, bajo los muros de la iglesia; la disposición que ofrecen allí, se muestra en el esquema de la fig. 6. Al sur de Cuevas, y poco antes de llegar a los molinos, se observa claramente una discordan-

(*) Éstas quizá pudieran ser incluidas ya en el aptense. Es difícil adoptar un criterio fijo si no se encuentran fósiles.

cia entre la base del wealdense, que mide una inclinación de 40° , y el liásico, que mide solamente 25° ; aquélla está constituida por bastos conglomerados de canto calizo de bastante tamaño, y debajo de ellas, y sobre el liás, existen aún cinco metros de calizas margosas grises o negruzcas, de textura pizarreña. Buscamos en ellas fósiles, pero infructuosamente.

Por el mapa general, puede verse claramente que el wealdense rellena las depresiones ocasionadas por las ondulaciones accesorias del liásico.

Al sudoeste de Cuevas, en la zona de trastornos intensos, el aspecto y carácter del wealdense cambia algo por aparecer constituido por una serie paralela de bancos calizo margosos y calizos claros, que presenta intercalados uno, o quizá dos, espesores de capas vinosas. Este conjunto descansa sobre el liásico, y al otro lado está el albenense, pero la presencia de los conglomerados poligénicos, aún más que la falta de fósiles aptenses, nos confirma que se trata del wealdense.

Inmediatamente al sur de Portalrubio, y bajo las calizas aptenses sobre las que está edificado el pueblo, hay tierras vinosas que alternan con calizas margosas, calizas y margas grises compactas, con fósiles que parecerían ser marinos, pero muy mal conservados. Debajo está el liásico. Aunque su aspecto es algo distinto del wealdense, más típico, por su posición estratigráfica y continuidad con aquél, lo hemos atribuido al weald, y no tenemos grandes dudas de que lo sea, no perdiendo nunca de vista las salvedades que hemos hecho respecto de los límites aptense-wealdense.

La carretera de Portalrubio a Rillo, corre desde el kilómetro 53 paralela a una faja, muy visible en el terreno, de calizas aptenses, a las que corta entre el Km. 50 y 51.

Éstas siguen en dirección a las minas de Rillo. Entre esas calizas y el liásico hay una faja de terrenos muy blandos, que se marcan perfectamente sobre el terreno como una suave depresión. Ésta se aprovecha siempre para cultivos y no nos ha sido posible en ningún punto averiguar su verdadero carácter; lo único que hemos podido observar es

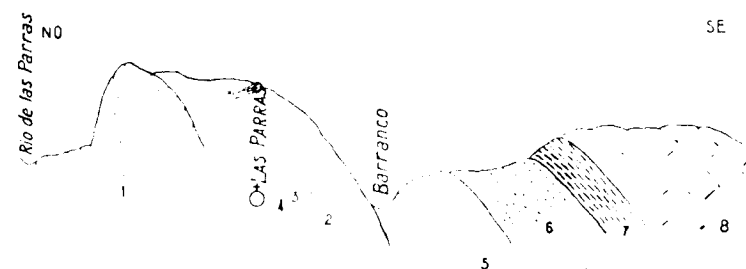


Fig. 7

- 1, Capas liásicas muy levantadas; 2, Aptense; 3, Arenas blanquísimas; 4, Wealdense; 5, Aptense; 6, Albenense; 7, Cenomanense; 8, Calizas en masa. (Este esquema ha sido tomado a distancia y ha sido comprobado sólo en parte sobre el terreno.)

que su contacto con la barra de calizas aptenses se hace por intermedio de unas arenas muy finas, de extraordinaria blancura.

Debe corresponder a tramos arenosos y arcillosos, y por su posición no puede ser otra cosa que el wealdense.

Finalmente, en un anticlinal que pasa por Las Parras de Río Martín, existe bajo el aptense, y separado de él por unas arenas blanquísimas, una formación consistente en tierras rojas, vinosas y quemadas, que en Las Parras, y en contacto con un liásico muy vertical, están muy comprimidas y laminadas. Es de nuevo el wealdense (ver fig. 7).

Los espesores de esta formación son máximos en la zona del Norte, alcanzando en Cuevas de Portalrubio los

200 m., y quedando reducido en la zona de Pancrudo-Riilo grandemente. Para ésta, como para las restantes formaciones, los valores absolutos y relativos en los distintos puntos pueden ser observados en los cortes, obtenidos a escala real. La variabilidad en los espesores de esta formación es debida a sus orígenes estratigráficos. Antes de su sedimentación tuvieron lugar los movimientos tectónicos que plegaron el jurásico, haciéndolo emerger, como hemos mencionado antes. Las formaciones continentales del wealdense se depositaron, por consiguiente, sobre un piso plegado y desigual, con una discordancia no muy grande en general, pero bastante marcada a veces. Los bastos e irregulares conglomerados basales, que no hay que confundir con las típicas pudinguijas antes mencionadas, son claramente perceptibles en una amplia zona de los alrededores de Portalrubio.

4) **Facies aptense.**

La serie wealdense soporta concordantemente un conjunto heterogéneo de estratos, en que alternan capas calizomargosas, con abundancia de fósiles marinos, con otras detriticas, que según las zoras y la altura dentro de la serie recuerdan tan pronto las arenas y areniscas albenses como las capas más arcillosas del wealdense.

Es típico de este aspecto variable el paquete de estratos que se atraviesa cuando se camina desde Rambla de Martín a la mina «Salomé» (itinerario de la fig. 1). Partiendo del mismo pueblo atravesamos unas arenas y areniscas muy bastas, que son aún francamente albenses. Cuando se traspasa el río Rambla se encuentran unos bancos de calizas, que aquél va contorneando. Son bancos calizos y

calizo margosos, muy bien y regularmente estratificados, duros y grumosos. Las bancadas son finas, pero su superficie es, en cambio, muy irregular, debido a que los grumos más calizos destacan por meteorización diferencial. Contienen Toucasias o Requierias en gran abundancia y muy bien conservadas, pero difíciles de extraer enteras. El conjunto mide de 3 a 5 metros. Debajo hay areniscas duras, muy silíceas, ásperas y bastas, de colores grises y amarillos, y contienen gran cantidad de fragmentos de conchas marinas. Luego otras más finas, de idéntico aspecto que las albenses, y de nuevo aparecen después areniscas duras y bastas, con abundante gravilla de cuarzo, muy angulosa, y restos de conchas. A continuación encontramos tierras y margas grises y verdosas; las margas son muy grumosas y alternan después con banquitos de calizas compactas, dotados de gran regularidad, y con margas terrosas. Reproducen exactamente las capas de Toucasias, y su superficie es igualmente muy irregular. Los fósiles, muy encajados, son muy abundantes y consisten, sobre todo, en moldes internos de gasterópodos y restos de grandes Ostreas. Las capas que contienen las Ostreas son muy arenosas. Ofrecen también Toucasias o Requierias, lo que acentúa su parecido con el nivel más alto; y algunas capas son verdaderas lumaquellas de restos fósiles. En la base de estas capas existen unas areniscas bastas y espesas con gravilla de sílice, y otras margosas. Las capas de debajo las hemos incluido ya en el wealdense.

Si pasamos ahora al otro flanco del anticlinal, o sea del lado de la mina «Salomé», la serie parece mucho menos potente y más sencilla.

Allí se ve un solo paquete calizomargoso, con Toucasias, muy continuo, que corre de E. a O. en una longitud de 1,5 Km. a uno y otro lado de la mina «Salomé». Las

capas anteriores parecerían wealdenses, las de encima son ya albenses.

Así pues, el anticlinal Portalrubio-Cuevas de Portalrubio, sobre todo en las zonas atravesadas por los cortes 1, 2, 6, 7 y 8, muestra una disimetría muy notable en lo que se refiere a los espesores del aptense en ambos flancos. En el flanco norte los espesores son mucho más considerables y las series más complejas. Nos ha dado mucho que pensar este problema, porque la distancia es corta para explicarlo sencillamente por una disminución normal de espesores. Lo primero que se ocurre imaginar, puesto que, además, se repiten las capas, es que todo el flanco norte esté afectado de una falla longitudinal dentro del aptense, y que, en efecto, el espesor y la serie aparezca artificialmente duplicada. Reconocido, sin embargo, en varias ocasiones el terreno, y poniendo en ello toda la atención, no hemos podido apreciar el menor indicio de falla y, por el contrario, una gran uniformidad y regularidad. Por otra parte, hemos de subrayar que entre los bancos calizo margosos, con fósiles marinos, abundan en toda el área otros detríticos, idénticos, sobre todo, a los del albense y, a veces, a los del wealdense.

Creemos pues, por estas y otras razones, que probablemente los niveles representados en algunos sitios por facies albenses lo son en otros por facies aptenses. Por consiguiente, no queda otro remedio que practicar esta separación litológicamente, pues no corresponde a una división que signifique simultaneidad en el tiempo, y resulta entonces artificiosa.

Volviendo a la descripción por características locales, diremos que al NO. de Cuevas de Portalrubio, aproximadamente por donde se ha trazado el corte número 8, se puede ver cómo entre capas aptenses, francamente mari-

nas, existen muchas y potentes barras de areniscas intercaladas.

Al NE. de «Salomé» el aptense está constituido por un paquete calizo-margoso-arenoso, con granitos de cuarzo, con grandes *Ostreas*, moldes de grandes *Gasterópodos* y *Toucasias*. También se ven en esta larga corrida, entre las capas margosas, areniscas muy ásperas y compactas, debajo de las cuales vienen margas y capas vinosas. Calizas margosas grises y margas arenosas calizas muy compactas. Debajo, margas y tierras verdes, quizás atribuibles ya al wealdense.

Sobre aquel paquete calizo margoso, es decir, constituyendo la parte más baja del albense, hay en la mina «Salomé» (fig. 8), y a lo largo de toda esta corrida, margas

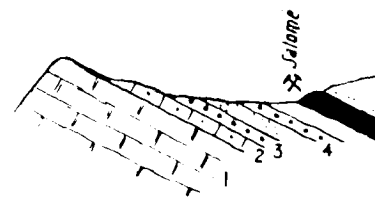


Fig. 8

- | | |
|--|------------|
| 1. Calizas margosas con <i>Toucasias</i> ... | } Aptense. |
| 2. Margas arenosas con <i>gasterópodos</i> ... | |
| 3. Areniscas bastas | } Albense. |
| 4. Calizas arenosas color oropimente con abundantes <i>Ostreas</i> | |

arenosas con grano áspero de cuarzo, muy anguloso, y abundantes restos fósiles; entre los que hemos recogido está la *Vicarya lujani* Coq. Encima se presentan bancos de areniscas bastas, con grano grueso y áspero de sílice, que soportan otros con *Ostreas*, con la peculiaridad de que este tramito está teñido de un peculiar color amarillo-



rojizo (oropimente) muy característico. Este conjunto de tramos arenosos debería incluirse, litológicamente, en el albense; pero si consideramos como aptenses todos los tramos marinos, constituiría éste su nivel más alto. Este conjunto de banquitos mide muy poco espesor, a lo sumo 20-30 metros. Poco más arriba de las capas con *Ostreas*, y tras arenas y areniscas albenses, vienen ya las arcillas grises con cristales de yeso y capas de carbón.

Poco más al Oeste, a la altura de la mina «Flor», esta corrida aptense, que mide unos 60-80 metros, está constituida por calizas margosas en bancos bien estratificados y regulares que comprenden otros de areniscas, con algún canto grande cuarcítico, tan pronto poco como bien redondeado. También en esta zona hemos visto *Toucasias*.

La faja aptense del flanco norte del anticlinal de que nos hemos ocupado ya antes, corre ininterrumpidamente desde el SE. de Rambla de Martín en dirección hacia el Oeste, pasando al norte de Cuevas de Portalrubio y por el mismo Portalrubio, que está edificado sobre las calizas y margas de esta corrida, la cual se extingue, por breve espacio, al oeste de esta localidad, en una falla, para reaparecer en seguida. Toda esta corrida forma una cadena ininterrumpida de alturas que destacan con bastante relieve sobre el albense, por un lado, y el wealdense, por el otro.

La corrida del flanco sur, en cambio, se interrumpe por una gran falla al oeste de la mina «Flor». A partir de allí, y en dirección al Oeste, reaparece más lejos, volcada y muy trastornada; se reconoce muy bien al sur del cementerio de Portalrubio, en unos crestones muy inclinados que sobresalen con escaso relieve entre el albense y el wealdense. También se hace notar su presencia al norte de la mina «Emilio»; allí son margas calizas y calizas gru-

mosas con muchos restos de *Ostreas*, y están volcadas, buzando 62° al Norte. Bajo ellas parecen hundirse las capas de carbón de la mina «Emilio», que son geológicamente más altas; acaban por rodear periféricamente el lías por su extremo oeste.

Una larga y uniforme corrida de calizas, y calizas margosas del aptense, surge de una falla, un poco más abajo de Pancrudo, continuando con gran uniformidad, e ininterrumpidamente, en dirección SE., hacia las minas de Rillo; poco más allá giran bruscamente, cerrando un violento pliegue, para desaparecer en seguida en una falla.

Es un aptense muy bien caracterizado el que encontramos al SE. de Pancrudo, y que a la altura del Km. 51,500 se manifiesta como areniscas margosas con gravilla de cuarzo; poco antes de llegar a las minas de Rillo constituye el aptense un grueso tramo de calizas margosas con *Ostreas*, con pasos laterales a calizas y margas calizo arenosas compactas, con grano y gravilla de sílice. Bajo esta corrida hay una capa de blanquísimas arenas.

En las minas de Rillo el paquete aptense parece más complejo.

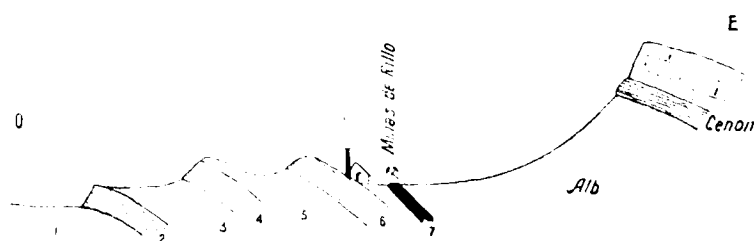


Fig. 9

- 1, Tierras de labor; 2, Bancos de areniscas semibastas, blancogrisáceas; 3, Bancos gruesos de areniscas de grano basto y tierras blancuzcas y amarillentas; 4, Calizas margoso-arenosas duras; 5, Arenas blandas; 6, Areniscas ferruginosas; 7, Capas de carbón.

Este hecho había sido ya señalado por Gavala (1921) en un informe que nos parece que no ha sido publicado.

Es una zona donde se aprecia con claridad la confusión que introducen, en la delimitación aptense-albense, los cambios de características que se producen lateralmente en las capas.

Así, si seguimos el camino que desde Fuentes Calientes conduce a las minas de Rillo, una vez pasada la collada (en cenomanense) entramos en las típicas capas arenosas del albense. En el fondo del valle encontramos levantadas, en leve crestón, unas areniscas duras y compactas, ferruginosas, de color amarillo, muy levantadas. Estas capas giran en seguida muy rápidamente, sin perder inclinación, formando el cierre periclinal de una alargada estructura anticlinal. Hasta aquí todo induciría a considerarlas como típicas del albense, pero al acercarnos a las minas de Rillo, estas capas ya son areniscas margosas con abundantes *Ostreas* y moldes internos de *Gasterópodos* (*Vicarya lujani*). Las capas de carbón distan de ellas unos 70 m. y son más altas. Bajo las edificaciones de las minas nuevas de Rillo, contienen abundantes *Ostreas* de gran tamaño (son las capas \odot de la fig. 9). Debajo hay areniscas ferruginosas de tipo exactamente igual a las albenses. Más abajo, calizas margosas con *Ostreas* (probablemente las capas \uparrow).

Se ve que el criterio paleontológico no acompaña al litológico. Las capas arenosas con *Ostreas* (\odot), con criterio paleontológico las incluiríamos en el aptense, litológicamente más bien en el albense.

En la fig. 10 representamos unos croquis tomados del informe de Gavala, pero adaptados a nuestro criterio de división, ya que Gavala incluye en el aptense una gran parte de nuestro albense, incluidas las capas de lignito.

El tramo *L* son las calizas liásicas. El tramo *W* son capas arcillosas de color grisverdoso, blanquecinas y rojizas. Corresponde, precisamente, a la descripción más general de nuestro wealdense, en una zona en que nosotros no habíamos podido observar ningún afloramiento. Sobre el nivel Ap^1 de arenas blanquísimas, viene un haz de capas calizas de 20, 30 y hasta 90 m. de espesor, según los

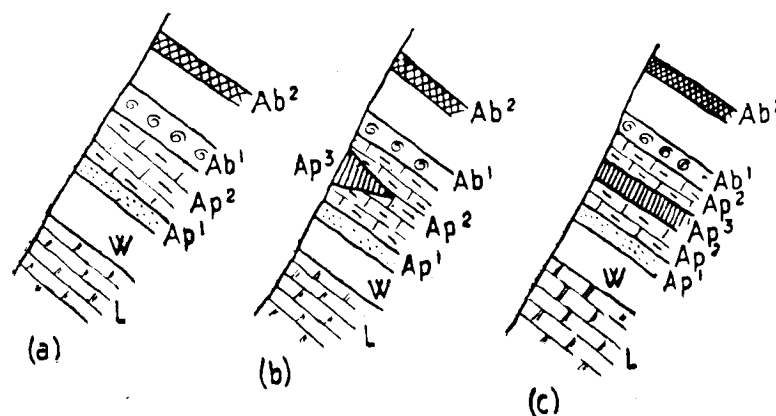


Fig. 10

L, Liásico; W, Arcillas del wealdense; Ap^1 , Arenas blanquísimas; Ap^2 , Calizas con *Requienias*; Ap^3 , Arcillas; Ab^1 , Banco de *Ostreas*.

puntos. Uno de los bancos contiene la *Requienia lonsdalei* (con seguridad es nuestro nivel 4 de la figura 9). Encima vienen capas margosas con *Pholadomyas* (*Ph. gigantea*), *Strombus* (*Str. navarroi*) y unas barras cuajadas de *Ostreas* (con toda probabilidad nuestro nivel \odot). Por encima vienen los niveles principales de lignitos. Este corte (a de la fig. 10) vendría a estar trazado aproximadamente en el mismo sitio que el nuestro de la figura 9. Este haz de capas se divide al avanzar hacia el NO. por intercalación de

un banco arcilloso (Ap^3 de la fig. 10 b), cuyo espesor va aumentando cuanto más nos alejamos en aquella dirección. Las calizas con Requienias quedan por debajo, es decir, al muro de este tramo de arcilla, y al techo se presentan ahora unos bancos de caliza tosca con multitud de fragmentos de conchas.

Pues bien, la barra de calizas con Requienias es la que constituye nuestra faja aptense de Rillo-Pancrudo. El nivel de calizas con detritus de conchas se pierde en el conjunto albense, y es más adelante imposible de separar, ya que hacia Pancrudo todo lo que está sobre el banco de Requienias tiene facies albense. Otro detalle lo confirma. Bajo el nivel de las capas con fragmentos de conchas existe, en Rillo, el primer lecho de lignitos. Queda así demostrado, y con testimonio ajeno, el fenómeno que hemos señalado, y que en otras zonas (al N.) se produce probablemente en una escala muy superior.

Otra importante mancha aptense es la que aparece en el anticlinal de Las Parras de Martín y cuya estructura viene representada en el croquis de la fig. 11, que viene a coincidir precisamente con el corte 11.

Allí hay (figs. 11 y 22) una suave colladita en las arenas

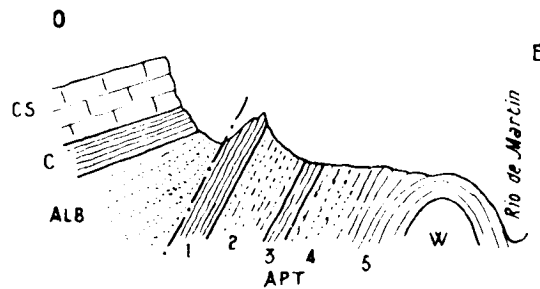


Fig. 11

Cs., Calizas del cretáceo superior; C, Cenomanense;
ALB., Albense; APT., Aptense; W, Wealdense.

albenses, que tienen un espesor muy reducido por falla. Entre la colladita y el valle se levanta un pintoresco crestón, constituido por margas calizas aptenses (Apt^1).

Estas capas están cuajadas de fósiles. Allí hemos recogido las siguientes especies, clasificadas por Almela:

Ostrea tuberculifera KOCH Y DUNK.

— *aragonensis* COQ.

Venus vendoperana LEYM.

— *costei* COQ.

Panopaea fallax COQ.

— *neocomiensis* D'ORB.

Tylostoma fallax PIC Y CAMP.

Cyprina modesta COQ.

— *ervyensis* LEYM.

Cerithium nostradami COQ.

Debajo vienen: Apt^2 , areniscas amarillas y blancas (como las del albense) de grano semibasto; Apt^3 , calizas margosas; Apt^4 , tierras y margas vinosas; Apt^5 , paquete de calizas, margas y areniscas alternantes. Cierran en anticlinal sobre tierras rojas (W) del wealdense. Este conjunto cierra inmediatamente al SO. en una preciosa y completísima semicúpula periclinal.

Finalmente, vamos a dar todavía otro corte detallado del aptense, en un punto muy interesante, que representamos en los croquis de la fig. 12. Viene a coincidir con el espacio del corte 20, comprendido entre sus intersecciones con los 17 y 1, y corresponde al extremo oriental del anticlinal de Portalrubio-Cuevas de Portalrubio, donde éste se estrecha, por falla, con el liásico.

Volvemos al problema que hemos expuesto en primer

lugar. Aquí, y en un espacio pequeño, se va resumiendo a perfección el problema del aptense.

Se aprecia (fig. 12 a), la disimetría de ambos flancos, sin que haya el menor indicio de falla, y sí, en cambio, una gran regularidad y uniformidad del flanco norte.

El banco superior aptense (*Apt¹*, fig. 12 a), está constituido por calizas margoso-arenosas, con gran cantidad de moldes internos de lamelibranquios, gasterópodos,

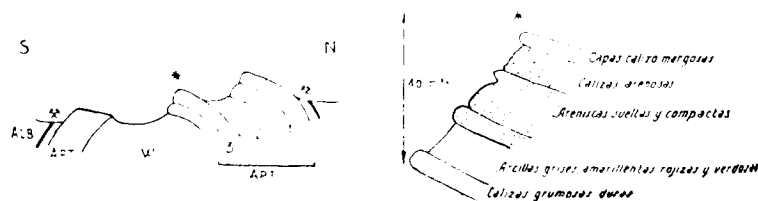


Fig. 12

ALB., Albense.

APT., Aptense.

W, Wealdense.

1. Paquete aptense en grandes corridas uniformes.
2. Arcillas de varios colores.
3. Paquete aptense en grandes corridas muy regulares.

restos de *Ostreas*. La fig. 12 b muestra la composición detallada del banco inferior, pudiéndose apreciar la variedad litológica, con intercalaciones que pueden parecer tanto albenses como wealdenses.

Sobre las capas aptenses, y bajo las de lignitos, se encuentran, ya en el albense, las típicas capas de areniscas, con tan abundantísimos fragmentos de *Ostreas* que parecen una lumaquilla, y con color oropimente. En las capas de carbón hemos recogido *Vicarya lujani* y restos de *Ostreas*.

Es innecesario insistir más en el resumen de las características tan variables de las capas aptenses, a las que acabamos de pasar revista tan detenida.

5) Facies albense.

El albense es una de las formaciones más características y uniformes entre las que integran el conjunto del Sistema Ibérico. Sus capas vivas y alegres, de llamativos colores rutilantes, se extienden de los Obarenes al Mediterráneo, ofreciendo siempre en suaves valles sus blandas arenas arcillosas a los cultivos. En ellas buscan la mayoría de los pueblos su asiento, y se observan siempre rodeados de verdor, en el fondo de los valles, mientras que sus empinadas laderas, muchas veces coronadas por cresterío calizo, brillan al sol con la variedad de sus colores.

Es por consiguiente un magnífico piso guía, tanto por estas características como por subrayar los rasgos tectónicos por su marcada erosión diferencial, sobre todo con respecto a las calizas que sustenta.

Sus características son tan uniformes, y al mismo tiempo tan variables, que resulta inútil hacerla por localidades, y vamos a abarcarla desde un punto de vista general.

Hay que decir que se trata de una formación eminentemente detrítica, compuesta por capas de areniscas y arenas. Las primeras en bancos tan pronto duros y compactos como blandos; de colores blanco y amarillento, a veces intensamente teñidos de ferrúgine. Ofrecen en ocasiones estratificación cruzada. Una misma capa puede a veces seguirse en corridas largas, y otras se reúnen en paquetes que destacan en crestón, como por ejemplo el que cubre el pueblo de Rambla de Martín (fig. 1), que continúa

unos cuantos kilómetros hacia el Oeste sin perder su individualidad. Pero, en general, estos bancos se pierden entre las arenas más blandas.

Las arenas se presentan con aspecto muy variable, pasando de compactas a completamente desagregadas y sueltas. Sus colores son muy variables, variando desde completamente blancas, rosadas y rojas, a amarillentas ferruginosas, verdosas y violáceas. A veces sus colores subrayan, fajeados, la estratificación, pero en general la distribución de los colores es caprichosa.

Son muy silíceas, y su grano en general es más bien fino, o muy fino. mediano o, más raramente, grueso y basto. Contienen con frecuencia gravilla áspera de cuarzo y cuarcitas, y menos frecuentemente guijarros del mismo material.

A veces son muy puras, pero corrientemente contienen, en mayor o menor proporción, elemento arcilloso muy fino, de descomposición de feldespatos y mica. Es raramente muy arcilloso, pero tampoco faltan zonas arcillosas o con tierras y margas vinosas.

Un elemento que nunca puede faltar por completo (en la Ibérica en general) son las capas de lignito; corrientemente se trata de capas finas y muy discontinuas; a veces son azabaches. En esta región este elemento lignitífero es muy importante, aunque al parecer muy variable en su potencia y composición. Los bancos de lignitos, que a veces llegan a sumar en conjunto 5 m. de carbón, están comprendidos entre capas de areniscas, compactas y ferruginosas, arenas sueltas, tierras y margas vinosas y arcillas, y arcillas grises y oscuras de textura algo pizarreña. En estos elementos arcillosos abundan los cristales de yeso, sueltos, de gran perfección, a veces de tamaño extraordinario.

La distribución de todos estos elementos, exceptuados los lignitos, es en esta región indiferente. Se ha dicho que, en general, la mitad inferior es más arenosa y la superior más arcillosa; apenas podríamos afirmar esto, al menos en las zonas que hemos visto. Muy vagamente es así, pero, en realidad, no es tan suficientemente marcado que anime a dividirlo en dos partes. Lo cierto es que los bancos duros y ferruginosos, como las arenas blandas y las raras zonas de tierras y margas, se encuentran, tanto en la zona superior como en la inferior. Los paquetes lignitíferos, en cambio, se localizan en los 70-100 m. más bajos de la formación, junto con su acompañamiento de margas grises y cristales de yeso.

Vistas las características generales, vamos a señalar ahora algunas peculiaridades estratigráficas, que son de interés.

Hemos reseñado, al hablar del aptense, que el criterio de separación es distinto según nos apoyemos en la litología o en los fósiles. A nuestro juicio, el criterio litológico es el único recomendable en este caso. Primero, por ser válido para toda la Cadena Ibérica, mientras que el paleontológico falla donde no existe el aptense, y, segundo, porque éste es muy confuso y poco determinante.

Si aceptamos como el límite superior aptense los últimos bancos calizo margosos, muy fosilíferos, que presentan una considerable continuidad, el límite está en las capas arenosas, más raramente calizo-margosas que contienen abundancia de grandes *Ostreas*, y que nos inclinaríamos a incluir ya en el albense (fig. 13).

También en la parte alta del albense, y dentro aún de la facies completamente detritica de tipo albense, hay bancos de areniscas cuajados de *Ostreas*. El tránsito albense-cenomanense, aunque no es tajante, sino gradual,

se hace, sin embargo, muy rápidamente, pero de todas maneras el criterio litológico y paleontológico de separación tampoco es aplicable. Hemos seguido el litológico porque es mucho más regional, en su validez.

Así pues, y dentro de la facies detrítica albense, hay aún bancos de areniscas con fósiles marinos, y muy abundantes: *Ostreas* y *Vicaryas* en la base; *Ostreas* en la parte

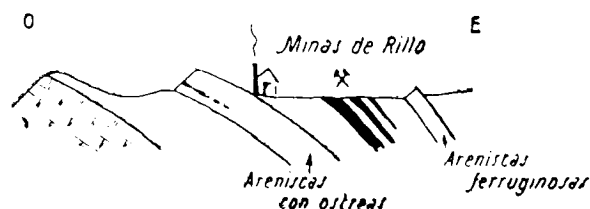


Fig. 13

más alta. También hay algunas veces lechos margosos o arenosos con *Ostreas* y *Vicaryas* entre las capas de carbón.

El resto de la formación es enteramente estéril.

Como hemos dicho, es esta parte baja del albense la que contiene los lignitos. Daremos, como ejemplo típico, el croquis del afloramiento de la mina «Flor», el más completo de los que hemos podido examinar.

Los espesores de la formación albense son variables,

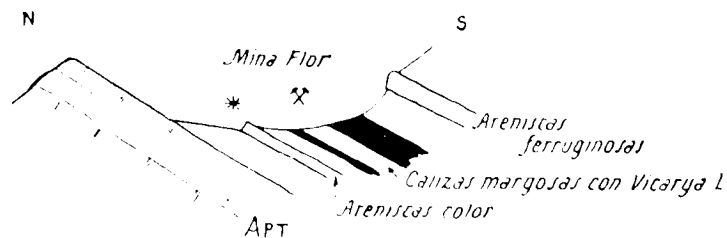


Fig. 14

pero esta formación se efectúa con regularidad. En la faja del Norte mide, por término medio, unos 400 metros, Hacia la banda SO. (Pancrudo-Rillo), aumenta hasta los 700 metros, creciendo el máximo hacia Pancrudo, y siendo algo menores tanto hacia Rillo como hacia Portalrubio.

6) Cenomanense.

Las formaciones recién descritas del albense son de tipo continental y suponen el relleno de una depresión con material proveniente del desmantelamiento de masas hipogénicas (sobre todo graníticas) y metamórficas. Hacia la parte superior, la aparición de bancos de *Ostreas* indican la invasión marina, que se inicia, desarrollándose en el cenomanense.

El tránsito albense-cenomanense no es repentino, pero sí muy rápido.

De arenas y areniscas se pasa a areniscas margosas y a margas arenosas. Luego tenemos un conjunto caracterizado por margas calizo-arenosas compactas y bien estratificadas, duras, con *Ostreas* y gran cantidad de otros restos fósiles, que hacia la parte superior son cada vez más calizas, y éstas mejor y más claramente estratificadas. También hay margas calizas y calizas margosas con abundantísimos restos fósiles, y alguna hiladita contiene pequeños ooides irregulares.

El conjunto viene a medir de 60 a 90 metros. Hacia arriba pasa en tránsito gradual a compactas calizas grises, en masas potentes.

Es notable la abundancia de *Alveolinas*, grandes y largas. Las hemos visto, sobre todo, al norte de la cota Morteruelo y parte norte del término Torrecilla, así como

al sur de la mina «Flor», pero en esta localidad de menos tamaño y acompañadas de miliólidos. Se trata de la *Praealveolina iberica* REICH. y *Pr. cretacea debilis* REICH. También hemos recogido abundantes ejemplares de *Ostrea flabellata* D'ORB. El cenomanense es otro de los pisos perfectamente continuos y caracterizados en la Ibérica; con espesores variables, pero idénticas características, lo hemos visto en nuestros estudios en las provincias de Teruel, Cuenca, Guadalajara, Soria y Logroño. La separación litológica, a la vista, es sencilla y muy clara.

7) Cretáceo superior calizo.

El cenomanense calizo margoso da paso hacia la parte superior a un conjunto calizo de gran espesor y compactidad, que constituye la tapadera resistente de las irregulares muelas de la región; en nuestra zona está limitada a la gran masa central, que domina, con sus alturas y relieve calizo, la topografía. Es una masa intensamente plegada, con fallas y trastornos considerables. En sus bordes, y donde su tectónica es normal, sobre el gran talud albense, se presenta el conjunto cenomanense-calizas en forma de cejo. Allí la separación del cenomanense y las calizas es muy fácil, y se aprecia bien por el color grisamarillento y la estratificación más fina del cenomanense, que lo distingue bien de las barras grises y compactas de la caliza. Pero donde la tectónica es confusa y la serie está trastornada la separación no es fácil, porque tampoco faltan entre las calizas horizontes más margosos. Hay uno, sobre todo, del que nos ocuparemos en especial, muy señalado, siendo su característica litológica la de ser muy margoso. Lo hemos señalado donde nos ha sido posible identificarlo,

pero en muchas zonas, sobre todo en las de tectónica violenta, se pierde; quizás es debido también a que no sea continuo.

Describiendo por zonas esta masa caliza, empezaremos por el ángulo NE. (Loma Carbonera). Son allí calizas muy duras y compactas, de grano fino, formando un repliegue violento (fig. 15). Hacia el O., este repliegue cruza

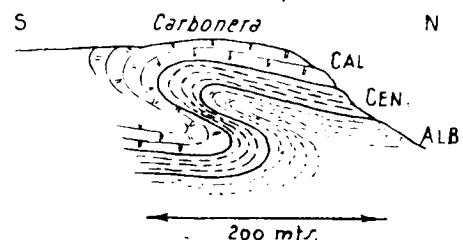


Fig. 15

con otro, formándose una figura complicada y difícil de representar. De todos modos su escala es pequeña. Más al SE. de la mina «Salomé», todo el borde está replegado y rizado; aunque estos pliegues son en pequeña escala (fig. 16), su intersección con la ladera da una serie de buzamientos muy variables en valor o inclinación, por lo que parecería un fenómeno de mucha mayor complicación y envergadura.

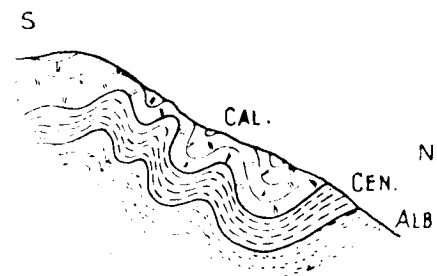


Fig. 16

Una gran falla, al sur de Cuevas de Portalrubio, desgaja una gran dovela, que avanza hacia el Norte. Su borde norte está, igualmente, rizado y presenta la misma disposición de la fig. 16.

Dos fallas, dirigidas de NO. a SE., de igual escala que la anterior, desgajan este macizo o dovela. Son fallas de compresión, y a lo largo de ellas un borde monta sobre el otro, cabalgándolo ligeramente. La presencia, muy clara allí, del paquete margoso, facilita la observación del fenómeno, muy netamente visible en la áspera garganta que el barranco Torrejón (nace al NE. de la cota Morteruelo, y en Cuevas de Portalrubio empieza a llamarse río Rambla) ha tallado en la masa caliza, separando al N. la Clapiza. La disposición general está señalada en la figura 17. El corte representa los accidentes y disposición intermedia, tal como se observan remontando el cauce del barranco de Torrejón.

El tramo margoso, de un espesor de unos 20 30 metros, está compuesto de calizas margosas y grumosas y margas grumosas en nivelitos finos, comprendidos entre espesores mayores de tierras y arcillas blancas; el color predominante es el blanco, o blancogrisáceo, a veces amarillento.

En sentido normal al de aquel corte (fig. 17), la disposición en el espacio intermedio es la que muestra la fig. 18.

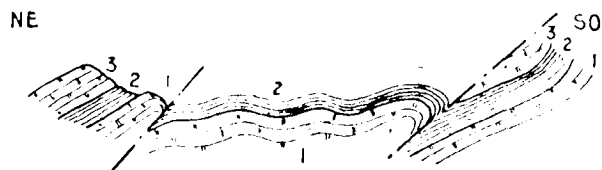


Fig. 17

- | | |
|-----------------------------|---------------------|
| 3. Paquete calizo inferior. | } Cretáceo superior |
| 2. Paquete de margas ... | |
| 1. Paquete calizo superior | |

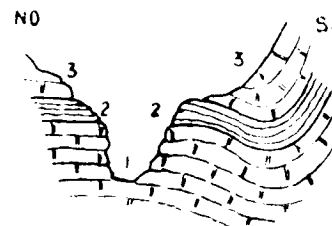


Fig. 18

- 3, Paquete calizo; 2, Tramo margoso;
1, Paquete calizo inferior.

Al norte de la cota Morteruelo, la disposición de las capas está puesta de manifiesto en la figura 19. La faja margosa intermedia, que se venía siguiendo ininterrumpidamente, con toda claridad, se pierde al NE. de dicha cota, por complicarse la tectónica.

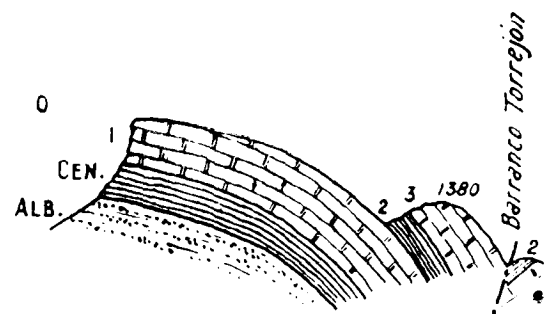


Fig. 19

- 1, Paquete calizo superior; 2, Paquete margoso;
3, Paquete calizo inferior.

Al NO. de Morteruelo hay un accidente local, perfectamente apreciable en la carretera Portalrubio-Pancrudo. Está representado en el croquis de la fig. 20.

Las margas son visibles otra vez en la cota Torrecilla

(I.336), donde están precisamente en la charnela de un anticlinal.

Son allí margas vinosas con yesos, alternando con ni-

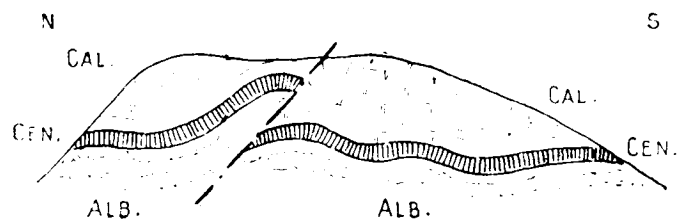


Fig. 20

veles de tierras sueltas y margosas de color blanco, con pequeños fósiles.

Bajo las capas terrosas blancas hay calizas margosas gruesas, en bancos bien estratificados, duros o desagregados, de colores blancos, en general, o grisamarillentos.

Vuelven a ser visibles al sur de la loma Carbonera, donde ayudan a desentrañar un accidente tectónico de cierta violencia. Su disposición la muestran las figs. 21 y 22. En todos estos cortes hemos aumentado intencionada-

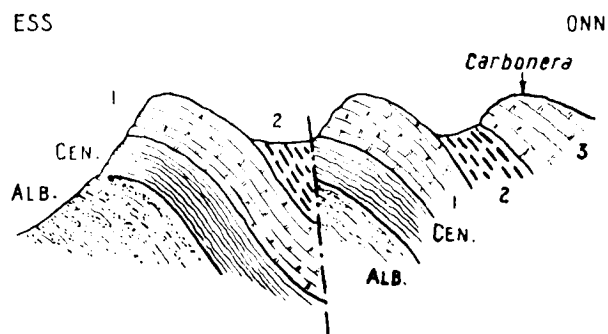


Fig. 21

mente el espesor de los macizos intermedios, para hacerlos más patentes.

En dirección NE. sale, al sur de aquella Loma Carbonera, un espolón calizo, cuya disposición se muestra en la figura 22. En la primera mitad del bloque se aprecia cómo en la misma collada que atraviesa el camino de

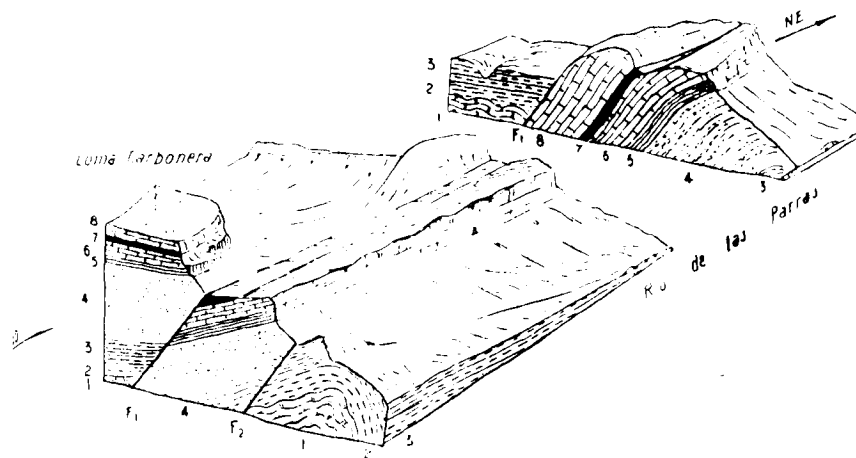


Fig. 22

Rambla de Martín a Cervera del Rincón, el albense descansa, por falla, en contacto anormal sobre las margas intermedias del cretáceo superior calizo. Este contacto anormal continúa en dirección NE. hasta un punto en que también el paquete más alto de las calizas (8) surge de la falla, y queda en contacto con el albense; entonces el tramo margoso se eleva entre los dos paquetes calizos en serie uniforme (segunda mitad del bloque), en un empinado vallecito que sube hasta la cumbre de una gran masa o peñasco calizo muy destacado en la topografía. Estas capas contienen Rudistos. Más al fondo, el albense sigue

en serie normal al aptense, y es la masa de estas margas la que se estrella en falla contra las calizas del cretáceo superior (3-falla-8).

Todavía se ven perfectamente las margas intermedias de esta localidad. El camino que va desde Cervera del Rincón a Las Parras de Martín atraviesa una estrechísima hoz en que están normalmente representadas las capas del cretáceo superior; allí se ven (fig. 23), sobre el ceno-

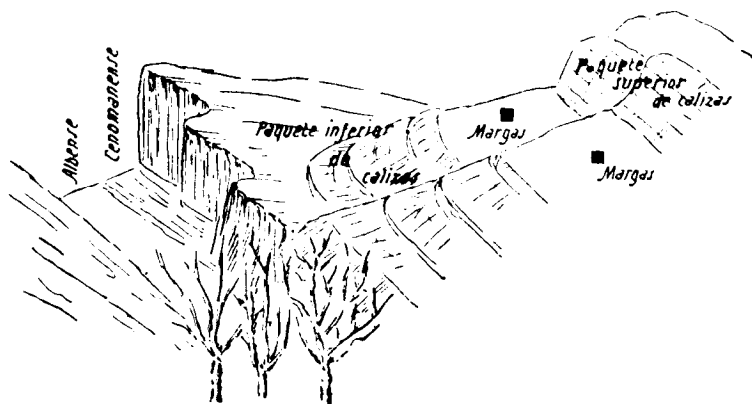


Fig. 23

manense, el primer paquete de calizas, las margas blancas, terrosas o calizo margosas en hiladitas finas del tramo intermedio (■ ■), y las calizas del paquete superior que coronan los cejos. Algunos horizontes de las margas contienen profusión de unos Rudistos pequeños (¿Radiolites?)

Finalmente, nos queda por señalar una importante y curiosa disposición que afectan las calizas entre Pancrudo y Cervera del Rincón. Hay allí un gran anticlinal (fig. 24), volcado hacia el Norte y dismantelado. Su cierre por el Este es levemente y, por el Oeste, muy perfectamente periclinal-achatado. Esta estructura no sería muy fácil de

interpretar, de no cerrar por completo en las calizas, que constituyen una perfecta bóveda inmediatamente detrás de Cervera del Rincón.

La masa de estas calizas es muy pobre en fósiles, salvo

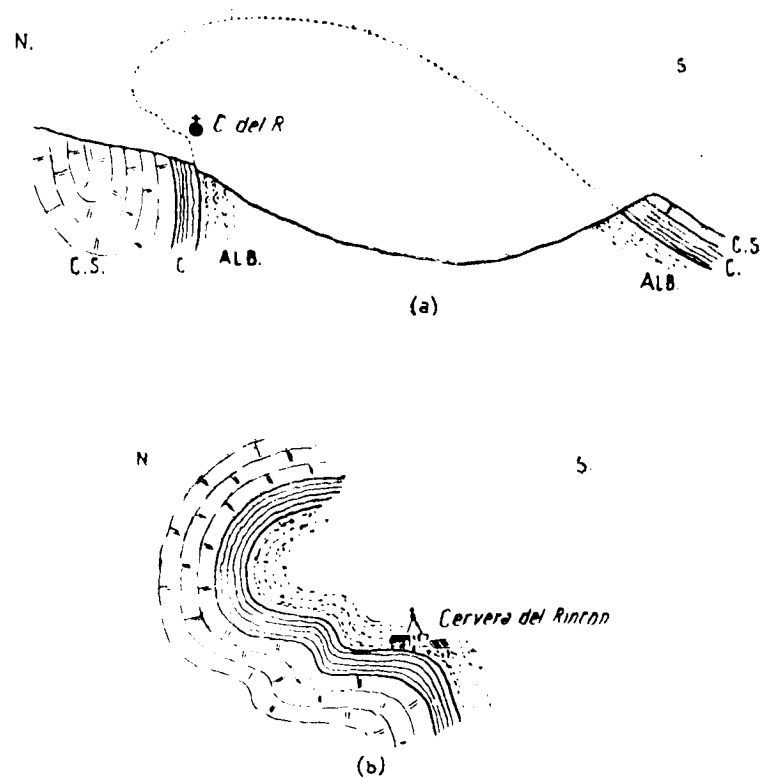


Fig. 24

los que hemos citado en las capas margosas. Sin embargo, no dejan de verse, de vez en cuando, restos fósiles inclasificables.

7) Paleogeno.

Finalmente, y como última y más elevada formación, tenemos unas capas terciarias, pertenecientes con seguridad al paleogeno, pero que no podemos datar con mayor precisión.

Parece que haya habido movimientos postcretáceos, porque sobre las calizas existen en el término de Torrecilla unos conglomerados brechoides de canto calizo. El paso de caliza a conglomerados es insensible. Primero hay una superficie caliza irregular, oquerosa y evidentemente meteorizada, que da paso a un conglomerado basal con enormes bolos, bastante redondeados, y bloques más irregulares de gran volumen, de caliza. El espesor de este basto conglomerado es muy pequeño (muy pocos metros), y en seguida pasa a canto más pequeño. Encima vienen tierras rojas (color ocre, en oposición al vinoso), en espesores grandes y sin estratificación aparente. Presentan intercalaciones mucho más finas de conglomerados, y por ellas puede verse que la inclinación puede ser grande (34°) y hasta muy grande (54°, 72°).

Es evidente que han sufrido los mismos poderosos plegamientos que las formaciones que tienen debajo. Deben, por consiguiente, ser premiocenas, y, por tanto, paleógenas. Quizá representan el oligoceno.

C) Tectónica

La estructura tectónica de la zona cuya estratigrafía acabamos de describir, está cumplidamente representada.

en los 20 cortes geológicos trazados, por cuya razón seremos más breves en la exposición de los hechos tectónicos.

Estos 20 cortes de la lámina II, trazados independientemente y comprobados en las intersecciones, han permitido trazar las curvas de nivel del modelado geológico subterráneo. Hemos elegido para representarlo un nivel muy bajo del albense, próximo ya al contacto albense-aptense, y aparece figurado en la lám. III.

Veamos ahora algunas breves consideraciones tectónicas. La zona que estamos estudiando forma parte, geológicamente hablando, del Sistema Ibérico. Esta importante unidad tectónica presenta gran regularidad en sus directrices, que siguen la orientación NO.-SE. Una ojeada a nuestro mapa nos muestra que la zona por nosotros descrita presenta una gran variedad de directrices tectónicas, que constituyen una zona de anomalías dentro del cuadro tectónico de la Ibérica, sumamente curioso, por cierto.

Partiendo de Cervera del Rincón, donde parece encontrarse el nudo de esta anomalía, hacia Las Parras de Río Martín, tenemos una serie de anticlinales y sinclinales bastante agudos, con fallas y cabalgamientos que indican una tectónica violenta, dirigida de SO. a NE. Al norte de Parras de Río Martín esta dirección cambia bruscamente (o se cruza) a la dirección NO.-SE., que es la que afecta un pliegue anticlinal liásico, que sale en forma anormal (tipo diapírico) entre las capas albenses. Cambia luego a la dirección E.-O., que afecta el gran dispositivo anticlinal que va desde más al este de Cuevas de Portalrubio, por esta localidad, hasta Portalrubio. Al oeste de ella inflexiona hasta tomar la dirección N.-S., que afecta hasta Pancrudo, en dispositivo ampliamente anticlinal. Y otro anticlinal, de dirección E.-O., nos lleva de nuevo desde Pancrudo hasta el punto de partida en Cervera del Rincón, quedando una

gran depresión tectónica en el centro de esta figura, redondeada e irregular. Resulta así una disposición complicada y muy original por la variedad de sus directrices tectónicas.

Este conjunto se enlaza, en Pancrudo, con el de directriz netamente ibérica (NO.-SE.), que va desde la última localidad hasta Rillo, afectando disposición isoclinal, complicada al este de Rillo por dos apuntamientos diapíricos de las calizas jurásicas a través del albense.

De la exposición que hemos hecho a lo largo de este trabajo, podemos deducir ya los siguientes hechos tectónicos fundamentales:

Parece que ha habido un hundimiento postliásico y antecretáceo, quizá de edad neokimmérica. Pasa a régimen continental durante el primer período del cretáceo inferior, y una serie de invasiones transitorias, marinas, durante el aptense, con regreso al régimen continental durante el albense. Invasión marina importante iniciada ya al fin del albense, y con un máximo en el turonense-senonense. Pequeños movimientos postcretáceos de edad pirenaica, con emersión y paso a régimen continental lagunar, y finalmente una fase de plegamientos violentos de edad alpina, en que quedan fijados los grandes rasgos tectónicos. La historia posterior podemos presumirla. Continuación del régimen continental, con facies lagunar más marcada, débiles movimientos de surrección intra o postmiocenos, y cesación de todo régimen sedimentario. Intensa abrasión y formación del relieve actual.

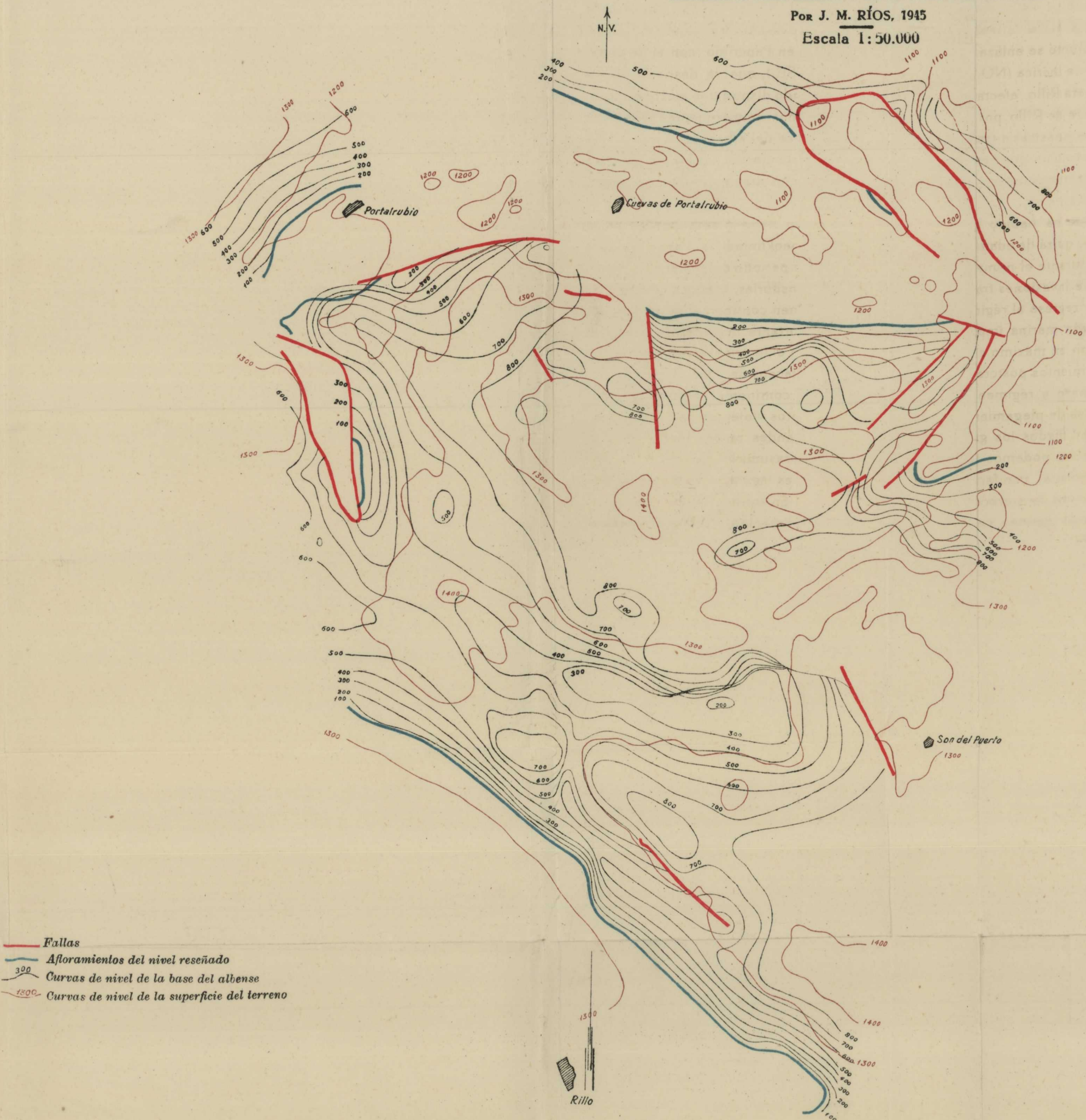
ESTUDIOS SOBRE EL MESOZOICO DEL BORDE MERIDIONAL
DE LA CUENCA DEL EBRO

ZONA DE PORTALRUBIO-RILLO-RÍO MARTÍN

MODELADO SUBTERRÁNEO DE LA BASE DEL ALBENSE

Por J. M. RÍOS, 1945

Escala 1:50.000

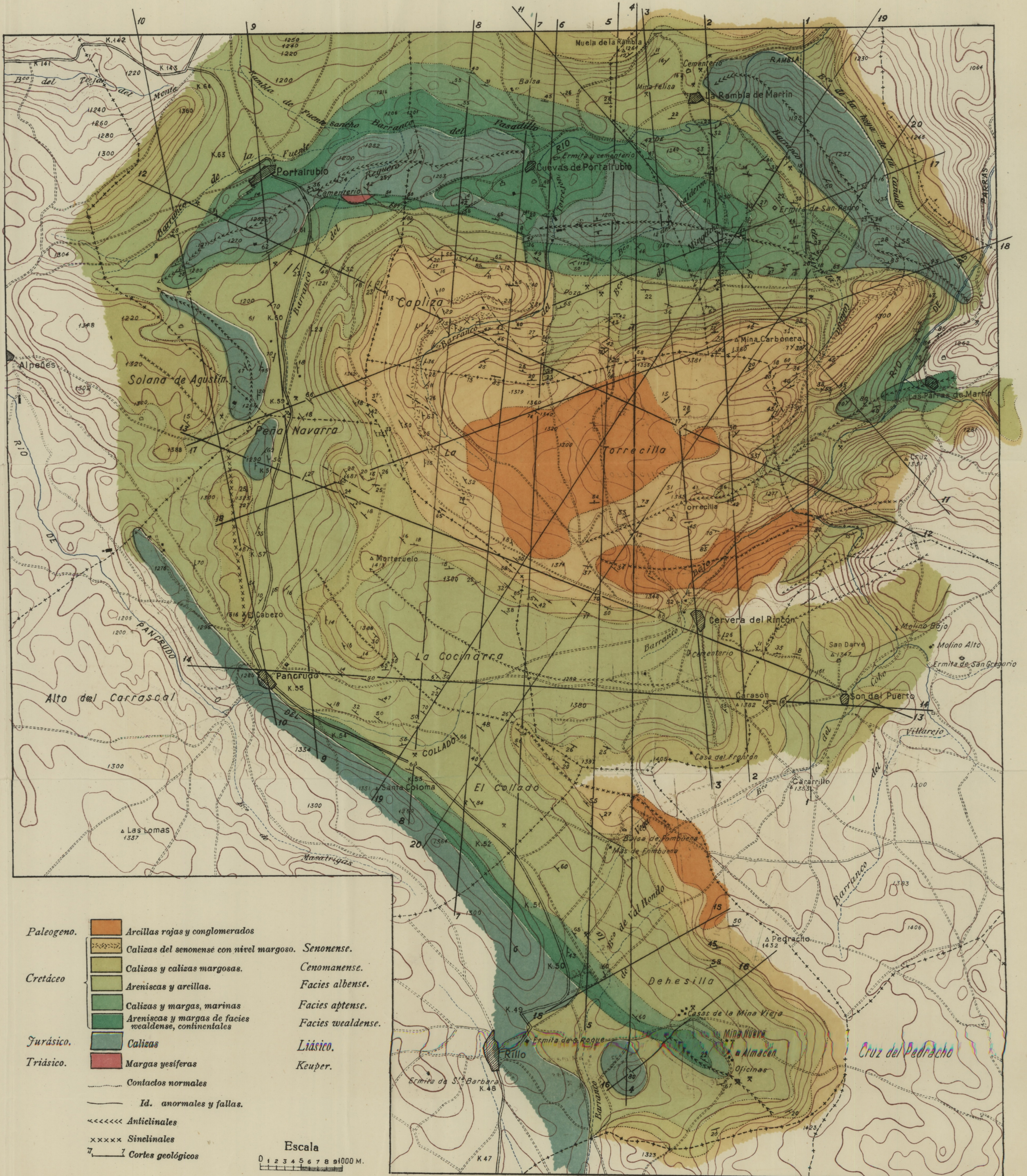


- Fallas
- Afloramientos del nivel reseñado
- 300 Curvas de nivel de la base del albense
- 1500 Curvas de nivel de la superficie del terreno

ESTUDIOS SOBRE EL MESOZOICO DEL BORDE MERIDIONAL
DE LA CUENCA DEL EBRO
ZONA DE PORTALUBIO-RILLO-RÍO MARTÍN

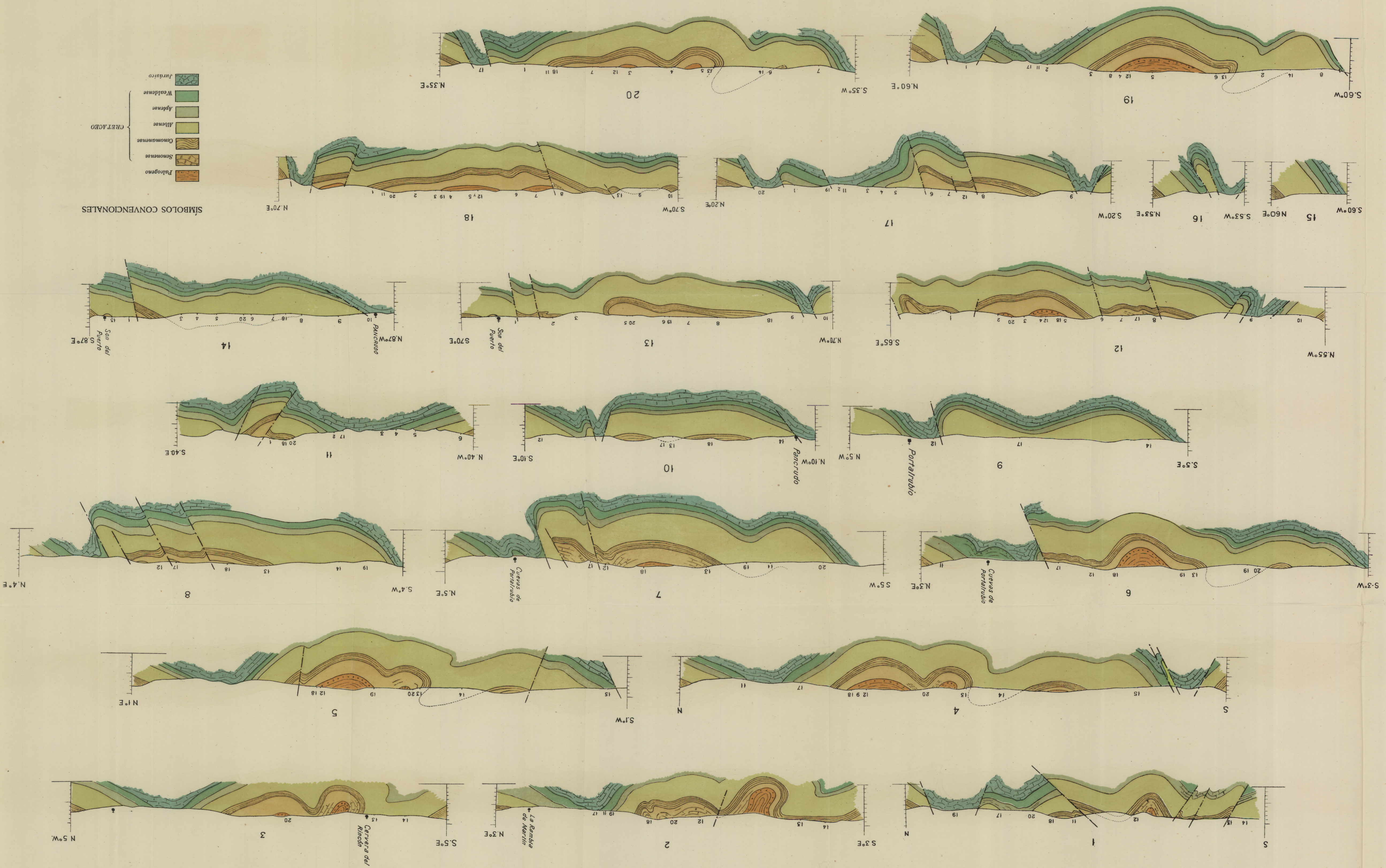
Por J. M. RÍOS

1945



VEINTE CORTES EXPLICATIVOS DE LA ESTRUCTURA GEOLOGICA DE LA ZONA DE PORTALRUBIO-RILLO-MARTIN

OBTENIDOS EN 1945 POR J. M. RÍOS
 ESCALA 1 : 50.000



SIMBOLOS CONVENCIONALES

- Jurásico
- Wadense
- Aplesense
- Albense
- Comanense
- Senonense
- Taliegano

II. LA ZONA DE CASTELLOTE-SANTOLEA

POR

JOSÉ MARÍA RÍOS y ANTONIO ALMELA

A) Geografía física

Esta zona viene a ocupar el extremo oriental de aquella corrida de alineaciones ibéricas, de directriz fundamental E.-O., de la que la zona anteriormente descrita de Portalrubio-Rillo-Las Parras, forma el extremo occidental. Entremedio quedan las cuencas de Utrillas, Castel de Cabras, Ejulve y Las Cuevas de Cañart.

La disposición topográfica difiere mucho de la que presenta la zona de Portalrubio. No hay aquí aquellas muelas o masas cretáceas, sino varias agudas alineaciones montañosas, irregularmente dispuestas, que dejan entre ellas amplias y profundas depresiones. En el vértice San Marcos (1.076 m.) de la Sierra de los Caballos, que está situada inmediatamente al norte de Torres de Mercader, confluyen tres de estas alineaciones. Una de ellas va desde la mencionada cota, con el nombre de Cantera Atalayal, hasta Castellote, continuando en la misma dirección E.-O por la cota Atalaya (924 m.) hasta más allá del pueblo. Es una aguda cresta de calizas con rápida vertiente a ambos lados.

Otra alineación caliza, con el nombre de Loma Sardera (981 m.), parte de San Marco, está interrumpida por el hondo paso del Guadalope y continúa hacia el Este, en dirección a Jaganta, constituyendo las alturas de Santa Bárbara y Castellar (838 m.).

Entre los dos brazos de la horquilla que ambas forman, queda una profunda depresión en la que constituyen un relieve secundario varias lomas o cabezos, entre los cuales, el más importante, es el Cabezo del Algezar, al NO. de Jaganta, que en cierto modo cierra al Este esta depresión.

Corresponde esta descripción topográfica a la estructura geológica en la siguiente forma. En la cota San Marco, las calizas cretáceas cierran un gran anticlinal. Éste está desmantelado hacia el Este, y sus flancos constituyen las dos cresterías calizas de Castellote y Jaganta.

En la charnela aparecen las arenas blandas del albense, igualmente rebajadas por la erosión, hasta formar una profunda depresión, el cauce de un torrente (barranco de los Mases), que desde la cota de San Marco desciende a buscar el nivel del Guadalope.

Donde el albense no está protegido por la crestería caliza, éste ha sido eliminado por entero, dejando al descubierto las calizas margosas del aptense. Éstas, que son más duras y difíciles de meteorizar, resisten eficazmente la labor demoledora del torrente, que se ve obligado a contornearlas, aumentando su relieve. Así se han formado las lomas y cabezos irregulares, que tienen un considerable relieve secundario dentro del valle.

Una tercera alineación caliza parte de San Marco en dirección SO., constituyendo la crestería de la Muela de Mercader, que termina en la cota Sardera (921 m.). Entre esta tercera alineación y la Loma Sardera queda una masa

caliza, profunda y caprichosamente entallada por varios barrancos, dando origen a una zona de áspero y desigual relieve.

Las calizas de la Muela de Mercader se alzan en forma de crestería sobre un valle amplio y hondo, excavado con facilidad en las arenas albenses, y por cuyo fondo discurre el barranco de Dos Torres, que va rodeando una masa aptense más difícil de roer, que constituye el llamado Cerro de San Juan (1.051 m.).

Un importante curso de agua atraviesa esa zona, en desacuerdo absoluto con la disposición topográfica. Es el río Guadalope, que entra por Santolea y va tajando las diversas alineaciones calizas que hemos citado. En la segunda ha abierto, entre las lomas Sardera y Santa Bárbara, un hondo y bellissimo tajo, aprovechado para que sus ingentes y próximas masas calizas sirvan de apoyo a la presa de cierre del embalse de Santolea.

Las aguas verdes de este hermoso lago artificial, reflejan y repiten las cresterías calizas, que, desnudas de arbolado, muestran una belleza que reside principalmente en la grandeza de las proporciones y armoniosa disposición. Discurren luego brevemente por el valle de Santolea y atraviesan la primera alineación en otra serie de escarpadas hoces, para salir por Abenfigo al valle de Mas de las Matas.

Quedan así descritos los principales accidentes geográficos de esta zona, a la que la serie de caprichosas e irregulares cumbres, al norte de Seno y Castellote, contribuyen a justificar el calificativo de intrincada.

B) Estratigrafía

En la zona que ha sido objeto de nuestro estudio, hemos visto las siguientes formaciones: cretáceo inferior, representado por formaciones marinas de edad aptense, bajo las cuales existen otras más antiguas de facies wealdense y que soportan arenas y areniscas de tipo continental y edad albense. Cretáceo superior, compuesto por calizas margosas del cenomanense y calizas compactas que deben representar el resto del cretáceo superior. Dos tipos de formaciones terciarias, parecidos por su aspecto y composición litológica, y diferenciados por su disposición tectónica, representando el paleogeno y neogeno y diversos depósitos de cuaternario, a los que no hemos prestado atención.

1) Aptense.

El nivel más antiguo que hemos encontrado en el área reconocida es el aptense, que aparece en dos manchas; una, en el límite Sur, cortada profundamente por el barranco del Estrecho, y otra, mucho más extensa, que ocupa el núcleo del anticlinal Castellote-Jaganta, contornea por el Este el vértice Atalaya, y se extiende por el norte del mismo y de Castellote.

El primero de estos isleos es muy interesante, pues su estratificación es bastante suave y regular, y el barranco del Estrecho, que baja de Las Cuevas de Cañart en dirección a Santolea, talla (como su nombre hace suponer) un estrecho valle, que pone de manifiesto casi todo el aptense.

Por la descripción de este corte, que damos a continuación, se ve que se trata de una formación muy monótona, en la que constantemente se repiten los elementos litológicos, con muy pequeñas variaciones.

En la base se observa que, al parecer, nos encontramos en unos estratos de carácter distinto a los que tienen inmediatamente encima. Es probable que se trate del co-

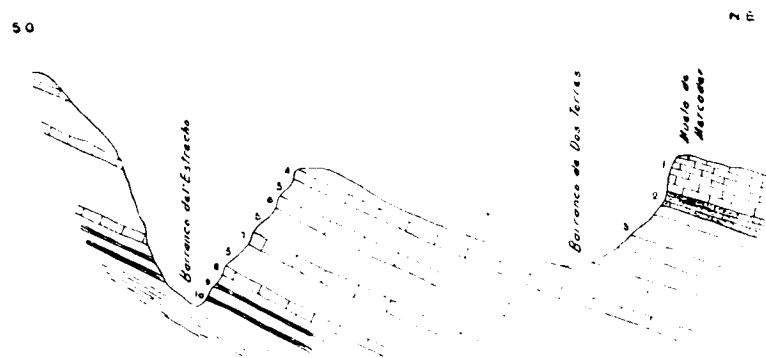


Fig. 25.— Corte del aptense al oeste de Santolea.

- 1, Calizas del cretáceo superior; 2, Calizas arenosas del cenomanense; 3, Arenas del albense; 4, Calizas aptenses; 5, Margas aptenses; 6, Calizas aptenses; 7, Idem, íd.; 8, Calizas blancas; 9, Margas claras y arenas blancas; 10, Margas grises, amarillas y rojas ¿wealdense?

mienzo de un cambio de facies del aptense al wealdense, pero como no hemos podido ver en ningún sitio niveles inferiores al cretáceo y, por lo tanto, la serie completa de este terreno, no nos es posible decir si realmente representan estos estratos inferiores la parte más alta de la facies wealdense o una intercalación lacustre, en el aptense, como sucede en la zona de Morella (2).

Si se sube por la vertiente NE. de la loma denominada Cantera del Cerro (fig. 25), al culminar ésta, se encuentran,

bajo las arenas del albense, unas capas de areniscas compactas en bancos gruesos; son éstas de grano fino, algo margosas, con intercalaciones de unas capas más margosas y otras ferruginosas. Estos niveles se ve claramente que constituyen el tránsito del albense al aptense, siempre algo incierto e indeterminado.

Los estratos tienen un buzamiento bastante suave y uniforme al NE., por lo que toda la abrupta ladera SO. del barranco del Estrecho, que forma el monte de Santa Bárbara, pone al descubierto toda la serie aptense, visible en este sitio.

Al comenzar el descenso de la vertiente NE. del citado barranco, encontramos un nivel muy continuo de calizas duras, bien estratificadas, en banquitos finos y regulares, compactas y de color amarillento, que contienen gran cantidad de restos fósiles marinos, tales como espículas y placas de *Cidaris*.

Estas capas que corren por la ladera, en cejito continuo, son, pues, francamente marinas y representan ya el aptense. Su potencia es de unos 30 metros.

Tras unos horizontes de aspecto parecido, pero más margosos y arcillosos, aparecen de nuevo bancos de calizas amarillas que forman un nuevo cejito. Bajo él se repiten los tramos más margosos, arcillosos y de areniscas, apareciendo luego otro grueso tramo de calizas duras, algo arenosas y compactas, en bancos gruesos y regulares que marcan un cejo de unos 20 metros de altura. Estas calizas están cuajadas de fragmentos de fósiles marinos.

Continúa, ladera abajo, la misma monótona alternancia de bancos de idéntico aspecto, cuya única diferencia estriba en ser más o menos margosos y, por consiguiente, más o menos consistentes.

Hacia la base del cerro, las calizas son más blancas y

recuerdan por su aspecto al aptense de la zona de Portalrubio. Aparecen en capas finas y muy duras, con abundantes restos de *Ostreas*, entre espesores mucho mayores de margas claras poco consistentes, y al llegar al fondo del barranco comienzan a aparecer niveles de areniscas y arenas blancas, parecidas a las del albense o, en este caso, de facies wealdense, pero intercaladas aún entre capas calizas y margosas, de color blanco.

Por el fondo del barranco, hacia Ladriñán y las Cuevas de Cañart, se extiende una formación de margas grises y arcillas rojas y grises, que no hemos tenido ocasión de estudiar, pero que pudiera representar una facies wealdense, potente y bastante distinta de la que se encuentra en la zona de Portalrubio, descrita en la parte I de este trabajo.

Según esta interpretación, los niveles de arenas y areniscas blancas a que acabamos de hacer referencia, deben representar el tránsito del aptense a la facies wealdense y, en su consecuencia, en las laderas descarnadas del último tramo del barranco del Estrecho aparece completa la serie aptense, que puede abarcarse de un solo golpe de vista. Desgraciadamente, los fósiles sueltos y clasificables son escasos, pues de lo contrario sería un magnífico sitio para estudiar este piso.

La otra mancha aptense, a que antes hemos hecho referencia, es de bastante mayor extensión, ofrece algo más de variación y, además, es muy rica en fósiles.

Al SO. de Castellote se alzan unos cerros llamados Muela del Tromagal, en donde el aptense se muestra con bastante regularidad y gran abundancia de fósiles. Está allí constituido por calizas margo-arenosas, amarillentas, que pasan a areniscas poco margosas, de estratificación basta, pero regular, y que contienen gran cantidad de fragmentos de fósiles.

Las calizas son duras y grumosas, y la superficie de los bancos se hace muy irregular por meteorización diferencial. Contienen Lamelibranquios de todos tamaños (Pecten, Trigonía, etc.), Gasterópodos, algunos muy grandes, abundantísimas y enormes colonias de Coralarios, Terebrátulas y restos de Cidarís, en especial espículas.

Existen, además, algunos niveles de margas grises sueltas y de arcillas terrosas con Orbitolinas, y, sobre ellos, otros calizo-margosos con Requienias.

Como las capas forman un gran anticlinal y la erosión no ha profundizado mucho en ellas, no se llega en ningún sitio a niveles tan bajos como en el barranco del Estrecho, y estimamos que la parte del aptense que queda de manifiesto debe representar tan sólo la mitad superior de esta formación.

El tránsito al albense es también aquí poco preciso, pues en la parte más alta del aptense, de facies marina, aparecen gruesas intercalaciones de bancos de arenas y areniscas muy ferruginosas, idénticas a las que constituyen el albense.

En el camino carretero que sube del barranco de los Mases a Castellote, hemos recogido y clasificado las siguientes especies fósiles, todas ellas procedentes de capas que, en conjunto, representan una débil potencia:

Orbitolina lenticularis, BLUM.

Heliastrea pimenteli, COQ.

Synastraea utrillensis, COQ.

Cidarís pretiosa?, DESH. (Radiolas).

Echinospatagus cordiformis, BRONG.

Terebratula sella, SOW.

— *tamarindus*, D'ORB.

Panopaea plicata, SOW.

Lithodomus oblongus, D'ORB.

Mactra valanginiensis, PICT Y CAMP.

Venus matronensis, D'ORB.

Cardium gillieronii, PICT Y CAMP.

Trigonía valentina, VILL.

Tylostoma fallax, PICT Y CAMP.

— *turrubiae*, SHARPE.

Serpula anticuata, SOW.

También en el Cabezo, y en el kilómetro 54 de la carretera de Castellote a Santolea, hemos recogido *Orbitolina lenticularis*, BLUM., bajo bancos calizos con Requenia.

En la zona sur del vértice Atalaya, entre la carretera y el río Guadalope, la alternancia de calizas margo-arenosas y margas tiene gran cantidad de Orbitolinas, especialmente en los niveles altos margosos, y también son frecuentes los restos de grandes Ostreas.

Más al E., pasado el río, las calizas arenosas, muy bien estratificadas, forman una cúpula, en la que quedan a la vista enormes lisos. Las Orbitolinas son también muy frecuentes.

Bajo este nivel aparecen margas blandas, verdosas, con bancadas oscuras, muy firmes y potentes, que deben representar la base del sistema. Son calizas margosas, muy arenosas y duras, de estratificación muy cruzada, de color amarillento o negruzco, con bastantes restos fósiles.

En Jaganta se encuentran calizas margosas y margas, con gran cantidad de *Orbitolina lenticularis*, BLUM.; *Exogira pellicoi*, VERN. Y COLL.; *Plicatula placunea*, LAMK., y *Toucasia carinata*, MATH.

Más hacia el SO., en las inmediaciones del Mas de Nacilla, hay gran cantidad de restos fósiles, como grandes Naticas, Lamelibranquios, Pecten grandes, Equínidos y gran cantidad de Orbitolinas.

Al SE. de la Atalaya, pasado el río, aparece un cerro llamado Cabezo del Algezar, constituido por calizas gris-amarillentas, tableadas, de gran espesor y muy plegadas, que se extienden algo hacia el NO. El río ha entallado su cauce, bastante profundo, en estas calizas de atribución dudosa, que tienen alguna semejanza con el liásico de Argente. En efecto, es posible que en parte sean calizas liásicas, y así lo interpretan Ashauer y Teichmüller (3), quienes en su mapa señalan aquí una mancha liásica, rodeada de wealdense. Pero en este caso, el wealdense no aparecería aquí o a lo sumo estaría representado por una débil potencia de calizas grises y otras margosas amarillentas, de aspecto lacustre.

Al este de la Atalaya, el aptense es más calizo, compuesto de calizas color gris oscuro, amarillento, con restos fósiles y margas, éstas últimas con una abundante fauna, de la que hemos recogido y clasificado las siguientes especies:

Orbitolina lenticularis, BLUM.

Pseudodiadema malbosi, AG.

Heteraster oblongus, D'ORB.

Hechinospatagus cordiformis, BRONG.

Terebratula moutoniana, D'ORB.

Rhynchonella aff. *tripartita*, PICT.

Venus costei, COQ.

Isocardia pusilla, COQ.

Janira morrisoni, PIC Y REN.

Exogyra pellicoi, VERN. Y COLL.

Plicatula placunea, LMK.

— *asperrima?*, LMK.

Natica valdensis?, PICT Y CAMP.

Neocomites neocomiensis, D'ORB.

Serpula, sp.

Ya hemos dicho que el aptense gira alrededor del cretáceo superior de la Atalaya, envolviéndolo por el NE. y Norte, por ambos lados del barranco de Abenfigo.

En toda esta zona, está constituido por margas y calizas margo-arenosas amarillentas, que frecuentemente son muy fosilíferas. Al NE. de la Atalaya, son abundantísimas las Orbitolinas, acompañadas de Pecten y Janira: también son muy abundantes las Orbitolinas en la ladera izquierda de este barranco; al N. de la carretera y junto a ella, en el Km. 50,200, hemos encontrado, además, *Exogyra pellicoi*, VERN. Y COLL. e *Isocardia nasuta?*, COQ.

Finalmente, en la carretera de Abenfigo, al NE. de Castellote y en el contacto con el albense, los niveles altos del aptense tienen trozos de Requienia.

2) Albense.

Este piso ofrece interés, desde el punto de vista industrial, pues en él se encuentran algunos niveles de lignitos, explotados en Castellote y Jaganta.

Tiene unas características, en líneas generales, muy constantes en toda la extensa zona en que aparecen sus afloramientos, desde Utrillas hasta el mar Mediterráneo, y gracias a sus vivos colores se le reconoce inmediatamente, aun en afloramientos pequeños.

Se conoce también esta facies con el nombre de Capas de Utrillas, por ser allí donde con más interés se ha estudiado, dada la importancia de sus capas de carbón.

Se compone el albense de margas amarillentas, a veces muy arenosas, areniscas ferruginosas y arenas sueltas, blancas y micáferas o amarillas, y arcillas rutilantes. El conjunto ofrece un aspecto abigarrado, de colores amarillo,

rojo, violeta y blanco, que destacan entre los colores más apagados de los niveles inmediatos.

Hacia la base de la formación se encuentran varias capas de lignito de regular potencia y buena calidad.

Cuatro isleos albenses aparecen en el área estudiada: uno, bastante extenso, en Santolea; otro, pequeño y alargado, al otro lado del río, en las masías de Pairó y de la Espada; un tercero, muy largo, en forma de Z, que desde Jaganta va a Castellote y rodea el vértice Atalaya, y un último manchón pequeño, al N. de la carretera de Abenfigo.

En la zona de Santolea, el albense se compone, de abajo a arriba, de los siguientes niveles: margas arenosas y arenas amarillentas o blanquecinas, micáferas; areniscas amarillas duras, con capitas ferruginosas y areniscas más arcillosas y blandas; nivel de arenisca con restos de Ostrea; arenas de colores claros, areniscas ferrosas y nivelitos de yeso; margas arenosas; areniscas ferruginosas, con otras más blandas, micáferas, yesos y un nivelito de arenisca que es una lumaquela de trozos de Ostrea; y en la parte alta arenas blancas y amarillentas.

Remontando el barranco de Palomares, que baja de la loma llamada Cantera del Cerro, a poco más de la mitad de la altura, se encuentran niveles de areniscas muy ferruginosas, cuajadas de restos de Ostreas, yesos y margas pizarreñas arenosas, con Lamelibranquios lacustres blancos.

Son muy abundantes los afloramientos carbonosos en esta zona, especialmente en las inmediaciones de Santolea y a lo largo del barranco de Dos Torres, pero también se encuentran en el citado barranco de Palomares y a lo largo de la loma Cantera del Cerro. Todos estos afloramientos corresponden a un nivel carbonoso que se encuentra cerca de la base del albense, que se ha intentado explotar, sin éxito por su meteorización y mala calidad.

El manchoncito albense que aparece al otro lado del río Guadalupe tiene una composición análoga al que acabamos de ver, con arenas blancas y amarillas y areniscas ferruginosas, que quedan pronto ocultas bajo el terciario transgresivo. Afloran sólo los niveles superiores y, por lo tanto, no aparece el nivel carbonoso, que debe quedar oculto bajo el terciario.

La larga y estrecha faja albense que, en zig-zag, se extiende desde Jaganta hasta el norte de Castellote, tiene una composición análoga a la que hemos visto en Santolea; arenas blancas o amarillentas, areniscas muy ferruginosas, arcillas rutilantes y margas pizarreñas grises o negruzcas. En la parte inferior del tramo, las areniscas suelen tener fragmentos de Ostreas, como, por ejemplo, al oeste del Cabezo del Algezar, cerca de la fábrica de electricidad. Los yesos, tan frecuentes en la zona de Santolea, aquí lo son menos, y sólo los hemos localizado en la base de la serie, al oeste de la Muela del Tromagal, y en la parte alta del mismo, al SE. de la Atalaya.

Todo a lo largo de la faja son frecuentísimos los afloramientos carbonosos, especialmente desde Jaganta hasta la zona al SE. de la Atalaya, que corresponden a unos paquetes lignitíferos que se explotan en Jaganta y Castellote.

Al este y norte de la Atalaya el albense, probablemente por varias razones tectónicas, no ofrece más que un solo afloramiento carbonoso, de poca importancia, al sur de la carretera de Abenfigo, cerca del Km. 51.

Por último, al norte de esta carretera existe otra pequeña mancha de albense, también compuesto de areniscas ferruginosas y arenas versicolores, pero todo ello muy trastornado y sin que se pueda estudiar el detalle de las capas. La potencia del albense, deducida de los cortes, es de 350 a 400 metros.

3) Cenomanense.

Todas las formaciones albenses que acabamos de reseñar, vienen coronadas por una serie poco potente de sedimentos marinos del cenomanense, que se intercalan entre las arenas del albense y las potentes calizas del cretáceo superior.

Así pues, este piso aparece en fajas muy estrechas, que bordean el albense de los isleos citados en las siguientes zonas: desde el puente de Santolea hasta el N. y O. de Dos Torres de Mercader, al N. del albense de las masías de Pairó y de la Espada; desde el S. de Jaganta, siguiendo la Z del albense, hasta el N. de Castellote, con una ligera interrupción tectónica al O. de la Atalaya; y al N. de la carretera de Abenfigo, de manera discontinua por efectos tectónicos. Además de estos afloramientos, existe uno pequeño en el fondo del barranco Hondo y otros muchos pequeños, que son otros tantos curiosos testigos de la erosión.

El tránsito del albense al cenomanense es bastante suave, y se produce por intercalaciones, cada vez más importantes, de calizas margo-arenosas amarillentas, entre las arenas blanquecinas del albense. Estas calizas tienen con gran frecuencia abundantísimas *Exogyra flabellata*, cuya presencia es indicio claro del comienzo del cenomanense.

Al SE. de la Atalaya, las arenas blanquecinas tienen todavía abundante yeso y, entre ellas, aparecen intercaladas las calizas margo-arenosas, amarillas, con muchas *E. flabellata*.

Asímismo, inmediatamente al NO. del puente de Santolea, el cenomanense comienza con una serie de

areniscas de tipo albense y calizas margo-arenosas amarillas, con abundantes restos de Coralarios, Lamelibranquios, Gasterópodos, etc., pero las Ostreas no son muy abundantes.

El resto de la formación se compone de calizas margo-arenosas amarillas, en las que varían los distintos elementos componentes, pasando de margas calizas a calizas impuras, con diferente dureza.

La presencia casi constante de *E. flabellata*, en grandes cantidades, sueltas y en buen estado, acusa inmediatamente el cenomanense. Las Ostreas son especialmente abundantes al sur de la Atalaya y de la Cantera del Atalayal; al sur de Jaganta hasta la presa del río Guadalupe y en la vertiente sur de la Muela de Mercader.

Al sur de la Cantera del Atalayal hemos determinado las siguientes especies:

Exogyra flabellata, D'ORB.

— *vardonensis*.

Venus vendoperana, LEYM.

y en la vertiente sur de la Muela de Mercader, hemos recogido:

Exogyra flabellata, D'ORB

— *vardonensis*.

Cardium, sp.

En el barranco Hondo, la erosión intensa sufrida por las calizas del cretáceo superior ha dejado al descubierto, en el fondo, un asomo de pequeñas dimensiones, de calizas margosas amarillentas, en el que la gran cantidad de Ostreas existentes denota inmediatamente la presencia del cenomanense.

Al sur de Dos Torres de Mercader, en el barranco de Palomares, se produce un curioso fenómeno, que llena de perplejidad a quien reconoce el terreno por primera vez. Todo a lo largo del barranco aparecen, en confusa alternancia, las arenas albenses, el cenomanense y el cretáceo superior, con buzamientos dispares, habiendo parajes en los que el suelo está cubierto de Ostras. A primera vista parece que se trata de una zona de múltiples roturas, pero, en realidad, todo el terreno está ocupado por el albense, con buzamiento bastante regular al NE., si bien, a veces, casi totalmente cubierto por testigos, de todos los tamaños, incluso enormes, de los niveles superiores.

La mayor resistencia a la erosión de las calizas cretáceas ha hecho, sin duda, denudar más rápidamente el albense, y las calizas superiores han quedado flotando sobre las arenas, cayendo en un sentido u otro, según les ha obligado la erosión local y la acción de la gravedad.

En la zona comprendida entre el barranco citado y Santolea, es donde con mayor frecuencia se produce este fenómeno, pero también en otras zonas lo hemos encontrado; así la Muela del Tromagal y el Cerro del Cementerio, de Castellote, son otros tantos testigos de cretáceo superior, el primero sobre el aptense y el otro sobre el albense.

La potencia de las calizas del cenomanense la estimamos en unos 60 metros.

4) Cretáceo superior.

En el área reconocida por nosotros, sobre las calizas margo-arenosas del cenomanense, descansa una serie de calizas grises, muy poco fosilíferas, que por su posición

estratigráfica hay que atribuir al turonense, aunque en parte pueden llegar al senonense.

Forman un extenso isleo que, en forma de C, rodea al albense de Castellote, desde las inmediaciones de Jaganta hasta el monte Atalaya, al este de aquel pueblo. Más al Norte existe otra pequeña mancha y, además, una multitud de testigos de estas calizas sobre los niveles inferiores.

Esta serie comienza por unos bancos de caliza margo-arenosa, de color rojovioláceo, que pueden verse en el borde sur de la Muela de Mercader y más al Norte, cerca de la presa del río Guadalope y en la hoz del mismo.

Sobre estas capas descansan bancos firmes de calizas bien estratificadas, compactas, grises o ligeramente amarillentas, calizas blanquecinas con algunos Rudistos del aspecto de los Radiolites, calizas ligeramente margosas y muy finamente arenosas, y, por último, otras bastas, mal estratificadas y oquerosas, aunque cristalinas y compactas, de color grisamarillento o rojizo. No hemos encontrado más restos fósiles que las aludidas secciones de Rudistos, en el Llano de la Sardera y en el barranco Hondo.

Al norte de la carretera de Abenfigo aparece de nuevo el cretáceo superior, con características análogas a las dichas, pero con las capas muy trastornadas y, como acabamos de decir, en el Cerro del Cementerio, de Castellote, la Muela del Tromagal y zona al NO. de Santolea, existen multitud de bloques sueltos de estas mismas calizas, en algunos sitios de proporciones muy considerables.

Es imposible determinar la potencia de estas calizas, pues tanto por los violentos trastornos sufridos, como por la erosión que la ha rebajado de manera variable, nunca se puede asegurar que se encuentre representada la serie completa. La máxima potencia que nosotros hemos medido es de unos 300 metros.

5) Paleogeno.

Bordeando el cretáceo por el SE., todo a lo largo del área estudiada, aparece una formación detrítica, terciaria, de capas a veces levantadas hasta 40°, aparentemente concordante con las calizas, pero que vista a distancia acusa una discordancia con el cretáceo, y que hay que atribuir al paleogeno, sin poder asegurar si corresponde al eoceno o al oligoceno, por ausencia de argumento paleontológico.

En la base, en contacto con el cretáceo, se encuentran conglomerados bastos de color gris, grisrojizo o amarillento, de cemento calizo y cantos también calizos, muy irregulares de tamaño y forma, angulosos o redondeados, que tienen un aspecto que a primera vista hace que se les pueda confundir con las calizas.

En donde estos conglomerados se apoyan sobre las calizas, aparecen en la base grandes bloques de estas rocas, poco o nada rodados, hasta de más de un m.³ de volumen, engastados en bloques y cantos más pequeños y cemento a veces arenoso. Este aspecto es especialmente visible en los manchoncitos aislados que existen en la fuente de Marinombre y en la masía del Tío Sederó.

Sobre estos bancos descansa una alternancia, muy regularmente estratificada, de banquitos de conglomerados con tramos de margas rojas y algunas areniscas, todo ello con el aspecto típico del oligoceno lacustre.

Inmediatamente al N. de Castellote, existe un manchoncito pequeño de conglomerados muy calizos y margas rojas bien estratificadas, todo ello pellizcado por las calizas cretáceas, y poco más al O. aparece otra mancha más extensa de estas mismas características y análoga disposición.

En el Cementerio de Castellote existen unos conglomerados en medio del retazo de calizas superiores, que atribuimos también a la misma formación.

Es pues, indudable, que todas estas formaciones son paleogenas y su aspecto es muy parecido al que presenta siempre el oligoceno. Nosotros nos inclinamos a creer que es realmente oligoceno, porque en otros sitios de la cuenca del Ebro hemos comprobado la ausencia parcial del eoceno y la deposición del oligoceno directamente sobre el cretáceo, como parece ocurrir aquí. No obstante, ya hemos dicho que mientras no se encuentren fósiles, no es posible atribuir con certeza esta formación a uno u otro terreno.

6) Neogeno.

A sur del paleogeno que acabamos de ver, que casi siempre presenta buzamientos bastante fuertes, se extiende por las masías de Conesa y Ricoll, y por la parte SE. del embalse, una formación de idénticas características a las descritas y a la que, litológicamente, parecería lógico atribuir la misma edad.

Se trata de una alternancia de conglomerados, margas rojas y areniscas, con el aspecto típico del oligoceno lacustre de toda la cuenca del Ebro.

Sin embargo, esta formación aparece siempre muy tendida y acusadamente discordante sobre todos los niveles inferiores. Al SO. de Jaganta, e inmediato al pueblo y a las explotaciones mineras, existe un pequeño isleó de conglomerados y areniscas rojizas, con las capas muy tendidas y discordantes hasta 30° con los niveles albenses en los que se apoya.

Más al Sur, en la ladera izquierda del barranco de la

Mina, al SE del vértice Castellar, otro manchoncito de conglomerados, areniscas y margas rojas, con las capas también muy tendidas, descansan sobre conglomerados paleogenos, que buzan 38° Sur, acusándose claramente la discordancia entre ambas formaciones. Lo mismo sucede aguas arriba del mismo barranco, a la altura de la masía de Conesa, pero aquí ya, la formación discordante superior, se extiende sin interrupción bastantes kilómetros hacia el Sur, apoyándose sobre el paleogeno a lo largo de una línea que pasa próxima a la masía de Ricoll y cruza el embalse, llegando hasta cerca de la carretera de Santolea.

La identidad de facies de estas dos formaciones hace que, cuando el paleogeno está muy tendido o no se ve la estratificación, sea muy difícil su separación, pero en la zona del barranco de la Mina, que hemos señalado, la discordancia es muy neta y la separación entre las dos formaciones es muy fácil.

En cuanto a la determinación de la edad de estos niveles, sucede lo mismo que hemos dicho para el paleogeno; es muy difícil de determinar, mientras no se estudie una amplia zona, en la que se puedan acumular muchas observaciones complementarias.

La suave inclinación de estas capas, que descansan sobre otras muy levantadas, hace evidente la existencia de un plegamiento fuerte, sin duda el pirenaico, en el lapso de tiempo que media entre la deposición de ambas formaciones, y que posteriormente a la sedimentación de los niveles más modernos no se han producido ya más que movimientos suaves y póstumos. Así pues, tenemos que atribuir, lógicamente, esta formación al mioceno, de acuerdo con lo que venimos viendo en muchas zonas de la cuenca del Ebro, pero sin que podamos, dentro de este terreno, determinar a cuál de los distintos pisos corresponde.

7) Cuaternario.

La erosión cuaternaria ha sido aquí bastante intensa, pero lo escarpado de las laderas y la poca amplitud de los valles, sólo escasos depósitos de esta edad ha permitido.

No obstante, como las formaciones inferiores a las calizas del cretáceo superior, especialmente las arenas albenses, son poco resistentes, los derrubios de ladera, a veces muy abundantes, cubren a éstas en muchas zonas y sólo de vez en cuando asoman las capas cretáceas bajo aquéllas. Especialmente la vertiente sur de la Cantera del Atalayal, y las dos de la Muela de Mercader, tienen a veces importantes recubrimientos que constituyen buenas tierras de labor. No figuramos estos derrubios en el mapa por creer que entorpecen la comprensión de la geología.

Además de estos derrubios, existen acarrees de alguna mayor importancia, constituídos por arenas y arcillas, con cantos rodados, en la parte inferior del barranco de los Mases, ocupando un área reducida y, en mayor extensión, a lo largo del valle del Guadalope, en el ensanchamiento ocupado por el embalse de Santolea.

C) Tectónica

La comarca de Castellote está enclavada en la zona de enlace de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Litoral Catalana, y constituye el tránsito de la tectónica, orientada principalmente NO.-SE., dominante en la Ibérica, a la de

orientación NE.-SO., que aparece en la Cordillera Litoral Catalana.

Como puede observarse en cualquier mapa de conjunto, como el de Ashauer y Teichmüller (3), el paso de una a otra alineación tectónica, en lo que el recubrimiento mioceno deja ver, es bastante gradual, aunque nunca faltan bruscas discontinuidades, y siguiendo esta norma, en la región de Castellote, más próxima a la Ibérica que a la Cordillera Litoral, los accidentes tectónicos se orientan principalmente E.-O. y NO.-SE., acusándose con bastante claridad una pequeña parte del arco tectónico, de concavidad hacia el Norte, que limita por aquí la cuenca del Ebro.

Los accidentes que hemos estudiado acusan violentos esfuerzos desde Castellote hacia el Norte, pero en cambio, desde el pueblo hacia el Sur, la tectónica se dulcifica y los pliegues son, en general, bastante suaves y amplios, aunque localmente aparezca algún accidente brusco. De Norte a Sur los trastornos reconocidos son los siguientes:

Las cotas inmediatamente al norte de la Atalaya y de la carretera de Abenfigo, ocupadas por las calizas del cretáceo superior, determinan un anticlinal muy agudo, orientado E.-O., con pendientes hasta de 65°, en que las capas calizas de la rama sur aparecen con frecuentes trastornos locales.

Estas calizas se vuelcan al S., y cerca del contacto con el cenomanense inician un anticlinal, poco visible por los repetidos pliegues de aquéllas. El cenomanense, laminado y cobijado por las calizas, asoma por debajo con varias soluciones de continuidad, y más abajo aparece el albense, más continuo, con un buzamiento medio al Norte.

Hacia el O. se terminan pronto y bruscamente las calizas, las capas se levantan y aparece el albense, sin que se

interponga el cenomanense, que debe quedar también laminado bajo las calizas.

En el fondo del barranco de Abenfigo aflora una faja de aptense, con frecuentes pliegues locales, pero que en conjunto forma un anticlinal orientado también Este-Oeste.

El monte Atalaya forma un nuevo sinclinal de caliza cretácea, orientado E.-O., y, a ambos lados, bajo las calizas, asoman sucesivamente el cenomanense, albense y aptense (fig. 26).

En la zona central es un pliegue normal, aunque disi-

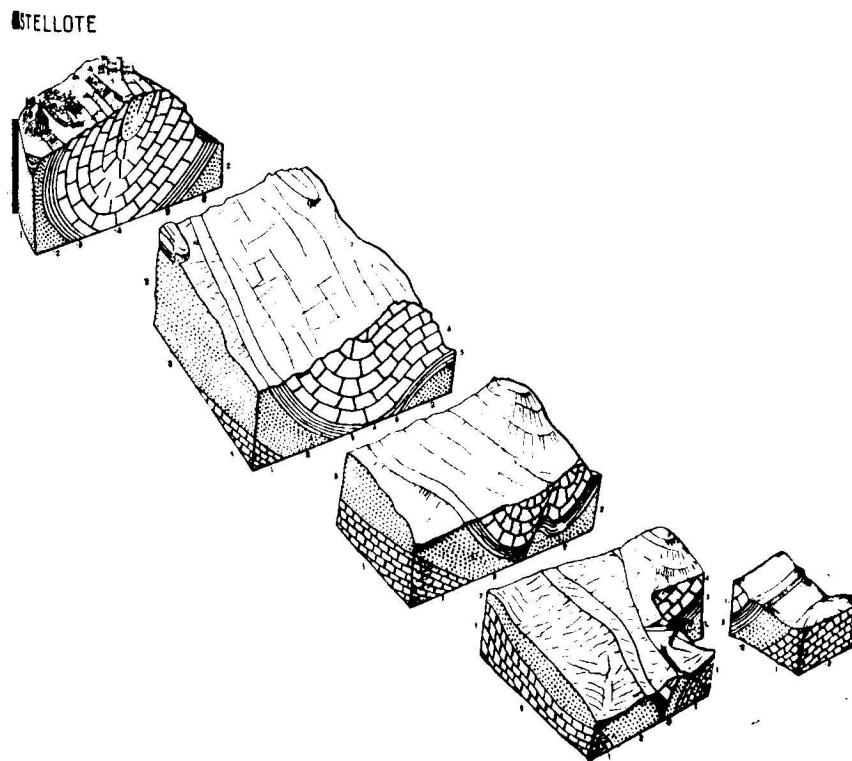


Fig. 26

5, Paleogeno; 4, Cretáceo superior; 3, Cenomanense; 2, Albense; 1, Jurásico-liásico.

métrico, pues el flanco sur es más abrupto que el norte, pero hacia el extremo oriental se agudiza el anticlinal hasta romperse en el eje y cambiar bruscamente los buzamientos de un flanco al otro.

En su terminación oriental, las calizas del flanco norte giran y se levantan después de formar algunas ondulaciones violentas, mientras que el flanco sur se prolonga un poco más, en contacto anormal con el albense (fig. 27).

En la zona occidental de la Atalaya, el pliegue se hace

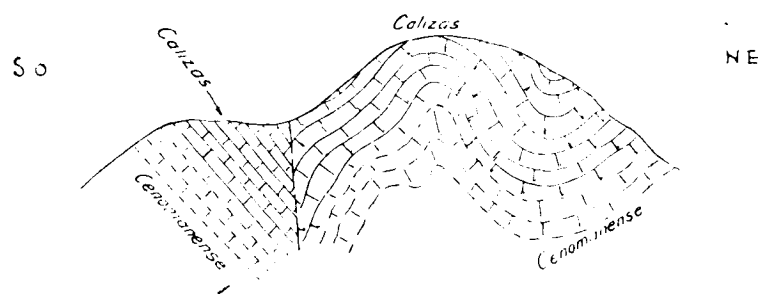


Fig. 27

Extremo oriental del monte Atalaya.

más violento y la rama sur se pone primero vertical, para invertir luego el buzamiento y quedar el sinclinal vergiente al Norte.

Inmediatamente al norte de Castellote, el sinclinal cretáceo pinza un retazo de conglomerados y arcillas rojas oligocenas, que presentan una disposición muy interesante.

Como puede apreciarse en el mapa, el oligoceno forma una manchita ondulada, debido a que, tanto éste como el cretáceo, se arrumban primero E.-O., luego N. 45° O., y de nuevo E.-O., y el pequeño afloramiento se incurva siguiendo estas directrices. Este fenómeno es muy interesante para la interpretación de la tectónica regional.

Un poco más al O., a la altura del castillo de Castellote, el fenómeno se repite con un nuevo afloramiento de conglomerados y arcillas rojas, también pinzados en un segundo sinclinal cretáceo, separado del anterior por un agudo anticlinal (fig. 28).

Este segundo afloramiento oligoceno, más extenso que el anterior, sube por el barranco del Llovedor, y en su

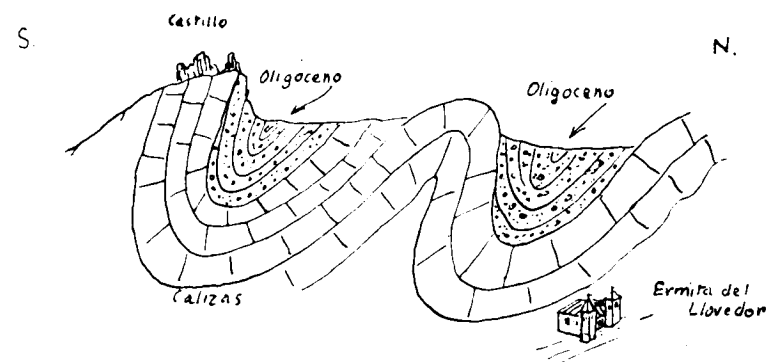


Fig. 28

Oligoceno pinzado al norte del castillo de Castellote.

parte occidental aparece también cobijado, por el O., por las calizas cretáceas, que buzan en este sentido.

La rama sur del sinclinal de la Atalaya es también la rama norte de otro anticlinal que se extiende al sur de Castellote y que es un pliegue mucho más amplio y suave, al mismo tiempo que resulta el accidente más importante desde el punto de vista industrial, porque es el que da lugar a los múltiples afloramientos carbonosos, muchos de los cuales se explotan activamente.

El eje de este anticlinal corre desde el vértice San Marco, hacia el E., hasta el Cabezo del Algezar.

Su flanco norte hemos visto ya que es abrupto, llegando

en algunos sitios a la vertical e incluso a invertir el buzamiento, aunque en general no suele pasar éste de 60°.

En cambio, el flanco sur es más extenso y suave, siendo su buzamiento medio de 20 a 30°, que excepcionalmente llega a 50° cerca de Jaganta.

El eje, orientado también sensiblemente Este-Oeste, buza algo al Oeste, y la erosión, que actúa rápidamente en las capas blandas del albense, da lugar a que el cretáceo superior y el albense se dispongan en una herradura, abierta hacia el Este, y que estos terrenos no avancen en este sentido más allá de Jaganta.

Se forma así una barrancada profunda (barranco de los Mases) que se dirige hacia el Este por el eje del anticlinal; pero al encontrar el aptense más duro lo contornea, continuando la erosión por el albense y quedando en la parte central del valle cerros bastante importantes.

No obstante la disposición general, existen algunas variaciones en sentido vertical, que dan lugar a una bonita cúpula del aptense al cruzar el anticlinal el río Guadalupe, y tal vez otra en la muela del Tromagal, cosa difícil de comprobar por los mogotes calizos que ocultan en muchos sitios el aptense.

Al sur del anticlinal Castellote-Jaganta se forman unos sinclinales, de características algo diferentes, a cada lado del Guadalupe. A poniente del río, las calizas del cretáceo superior se disponen en sinclinal suave, cuyo eje, orientado NO.-SE., arranca del vértice San Marco y continúa a lo largo del barranco Hondo. Las capas calizas, aunque suave, tienen componente al Este y, por lo tanto, el eje del sinclinal buza algo en ese sentido, y al llegar cerca de la confluencia del citado barranco con el Guadalupe, quedan cubiertas las calizas por el oligoceno.

Las calizas de la rama SO. del sinclinal forman la

Muela de Mercader, por cuyo borde corren formando el largo cejo que la limita. Desde esta altura, el terreno baja en rápido declive hasta el fondo del barranco de Dos Torres, apareciendo primero las calizas arenosas del cenomanense y debajo las arenas albenses, todo ello con suave buzamiento al NE., con algunas variaciones locales.

Hacia el sur del barranco, las capas, siempre bastante tendidas en un monoclinal, dejan asomar el aptense en la Cantero del Cerro, pero en Dos Torres de Mercader se inicia todavía otro suave anticlinal, de eje dirigido al NO., limitado a ambos lados del barranco por las calizas del cretáceo superior.

Éstas, al sur de la presa, cruzan el embalse, si bien con menor anchura, y se extienden hacia el Este, adelgazándose el isleo hasta el sur de Jaganta, en donde terminan.

En el embalse se inicia un sinclinal, también bastante suave, pero de menor amplitud que el anterior, aunque no en su prolongación, pues éste está desplazado bastante hacia el Norte. La orientación del eje tampoco es la misma, pues comienza con rumbo ESE. y con tendencia a girar aún más para colocarse E.-O., o tal vez un poco vuelto hacia el Nordeste.

El pliegue, que cerca del embalse es aún suave y relativamente amplio, a medida que avanza hacia el Este se hace más agudo y con trastornos locales, lo que, unido al avance hacia el Norte del terciario, hace muy difícil seguirlo.

Así, en el Collado del Ciervo, las calizas tienen unos pliegues muy violentos, aunque de pequeño radio (fig. 29), pero en la extremidad al sur de Jaganta vuelven a estar las capas menos trastornadas, formando una pequeña cubeta, bajo la que asoma el albense en más de tres cuartas partes de la circunferencia.

El barranco de la Mina, que pasa inmediatamente al oeste de Jaganta, corresponde a un pequeño sinclinal orientado N.-S., que se acusa en todos los niveles cretáceos.

Al sur de las calizas del cretáceo superior, que buzan de 35 a 55° N., desde el embalse hasta un poco más allá de la masía de la Espada, aparece primero el cenomanense en estrecha fajita, y debajo el albense. Éste, aunque

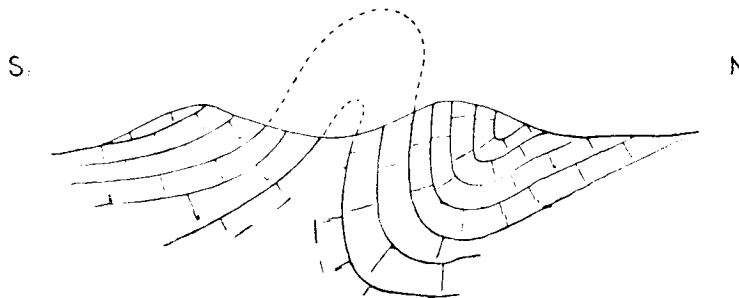


Fig. 29

Pliegues en las calizas del Collado del Ciervo.

por la naturaleza de sus capas es muchas veces difícil apreciar su buzamiento, puede verse que se dispone en anticlinal bastante agudo, pues cerca de la masía de Solana existen buzamientos al Norte y al Sur de más de 50°. Por el Sur, el albense viene limitado por el oligoceno, así como por el Norte en el extremo oriental del isleo, y en esta parte se observa que el citado anticlinal se prolonga en el oligoceno, aunque con buzamientos más suaves.

En seguida, el mioceno transgresivo avanza sobre el oligoceno, y ya no son visibles más accidentes tectónicos.

Al ocuparnos de la estratigrafía regional, ya hemos hecho referencia al curioso fenómeno que se observa en varios lugares, pero con especial intensidad al SO. de la

Muela de Mercader, entre los pueblos de Dos Torres y Santolea. Se trata de la profusión de grandes masas de calizas del cretáceo superior que, sin orden ni concierto, aparecen diseminadas sobre el albense, que da la impresión de una serie de fallas en todos sentidos.

Creemos, sin embargo, que el fenómeno es muy sencillo y el albense está en realidad bastante regularmente dispuesto, con suaves buzamientos, pero que la poca resistencia de estas capas, en relación con las de caliza, ha hecho que la erosión se prosiga en las arenas y areniscas más rápidamente que en las calizas. Así, éstas han quedado flotando en grandes bloques, que descienden irregularmente por la acción combinada de la erosión de las arenas y de la gravedad, quedando a diferentes niveles y con buzamientos disarmónicos, lo que da la sensación de estar todo el terreno profusamente fallado.

Este fenómeno aparece también, aunque en menor proporción, en la Muela del Tromagal y en el Cerro del Cementerio, de Castellote.

En este último sitio, la presencia de las calizas y de unos conglomerados terciarios sería muy difícil de explicar por plegamientos o fallas de estilo de los existentes en la Atalaya, y sólo cabe suponer que son dos bloques respetados por la erosión, restos de la cobertura caliza de este gran anticlinal, que han ido resbalando lentamente, por la acción de la gravedad, desde una posición inicial más elevada, sobre las arenas albenses. En apoyo de esta hipótesis se puede ver, en la extremidad oriental del cerro, bajo las calizas, una zona muy milonitizada, con aspecto de superficie de arrastre. (Fig. 30.)

Por último, réstanos tan sólo hacer referencia a un problema que nos pareció se planteaba en la extremidad meridional de nuestro estudio, y que no nos ha sido posible

aclarar, por no haber tenido ocasión de reconocer el terreno en la zona afectada por aquél.

Se trata de los escarpes existentes en la orilla derecha del río Guadalope, al S. y SO. de Santolea. Desde la Muela de Mercader hasta el barranco del Estrecho, aparece toda la serie normal del cretáceo, en sentido descendente desde las calizas turonenses hasta el aptense. Este último

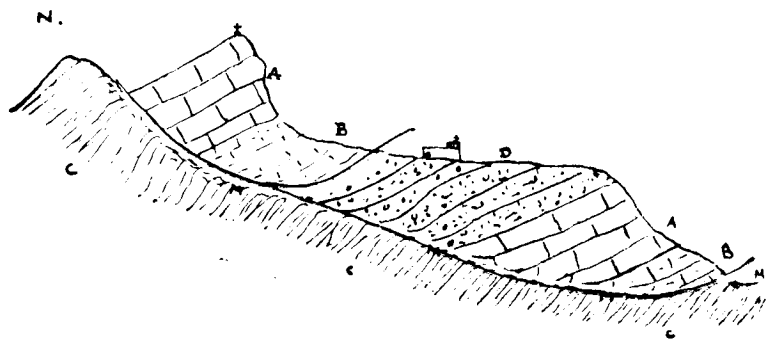


Fig. 30.—Corte por el Cementerio de Santolea.

A, Calizas del cretáceo superior; B, Cenomanense; C, Albense; D, Conglomerados paleógenos; M, Zona milonitizada.

en el citado barranco, ocupa las dos vertientes en toda su altura, con un buzamiento regular y uniforme de 25° SE., y en esta disposición cruza el río y, al parecer, se oculta sin trastorno visible, bajo las calizas que forman el cejo que se extiende a lo largo del río en la ladera opuesta, y que buzan unos 10° Sur. Estas calizas tienen un aspecto semejante al de las que coronan la Muela de Mercader, por lo que las hemos atribuido al cretáceo superior, y un poco más al Sur vienen cubiertas por los conglomerados paleógenos, cuya discordancia con las calizas se aprecia perfectamente observándolos desde alguna distancia

Pues bien, en esta disposición de las capas, que parece normal, falta, por lo menos, el albense, y tal vez, también, el cenomanense. Hemos intentado explicarnos el fenómeno por falta real del albense o por cambio de facies, pero ninguna de las dos cosas parece probable por cuanto este piso aparece con gran regularidad y constancia de facies en toda la extensa zona que va desde Utrillas hasta Castellote, y no parece lógico que pueda faltar o cambiar su facies sólo en una reducida área.

Tal vez la anomalía se deba a una falla a lo largo del río, que coloque localmente el aptense frente al cenomanense, pero en un somero reconocimiento, como el que hemos efectuado, no se observa ningún síntoma de tal rotura, y las capas a ambos lados del río parecen guardar mucha uniformidad.

Así que dejamos aquí planteado el problema de los cejos calizos al sur de Santolea, con el deseo de tener ocasión de volver a tan interesante zona y tratar de aclarar la cuestión.

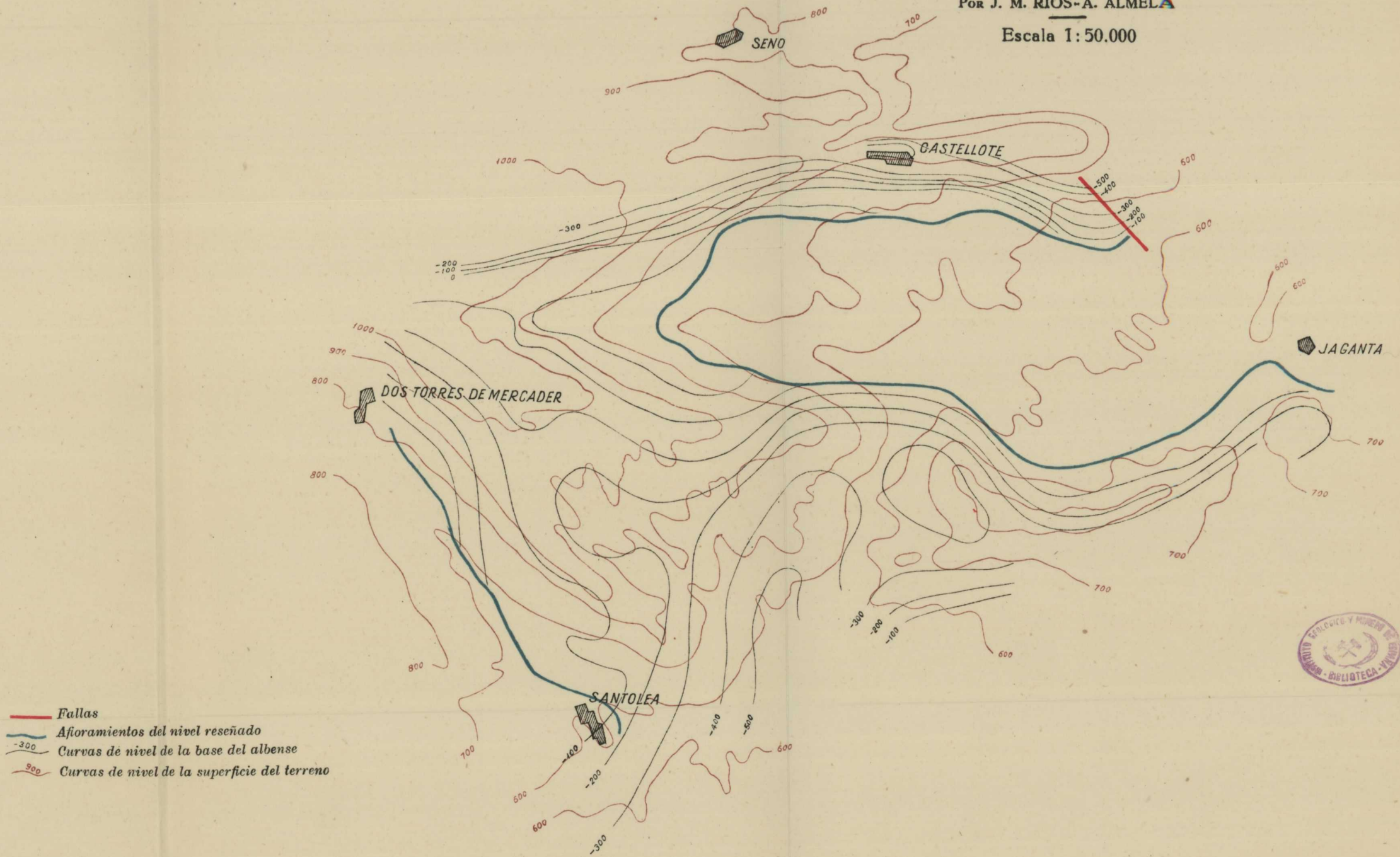
ESTUDIOS SOBRE EL MESOZOICO DEL BORDE MERIDIONAL
DE LA CUENCA DEL EBRO

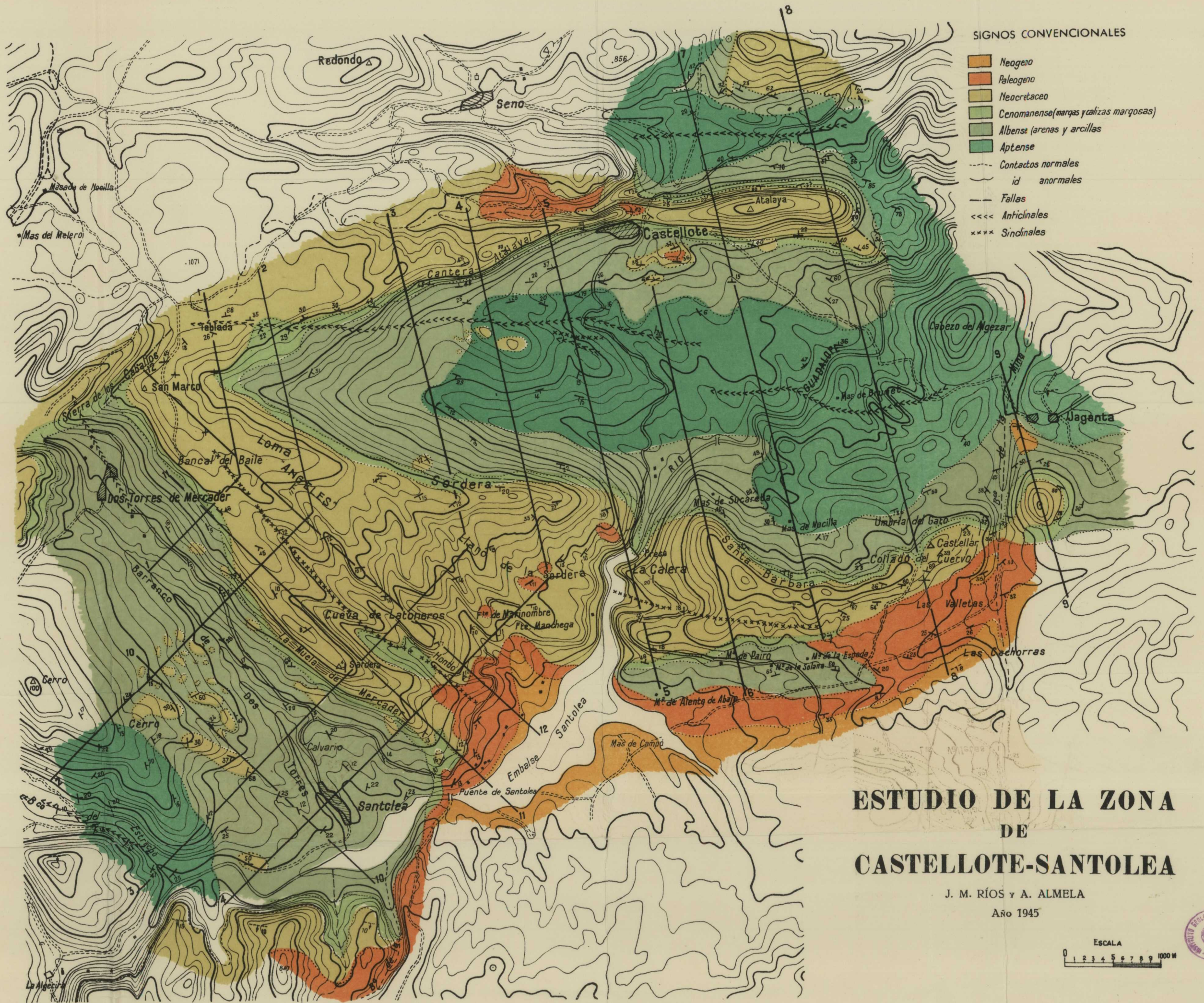
ZONA DE CASTELLOTE-JAGANTA-SANTOLEA

TOPOGRAFÍA SUBTERRÁNEA DE UN NIVEL ALBENSE

Por J. M. RÍOS-A. ALMELA

Escala 1:50.000



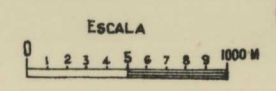


SIGNOS CONVENCIONALES

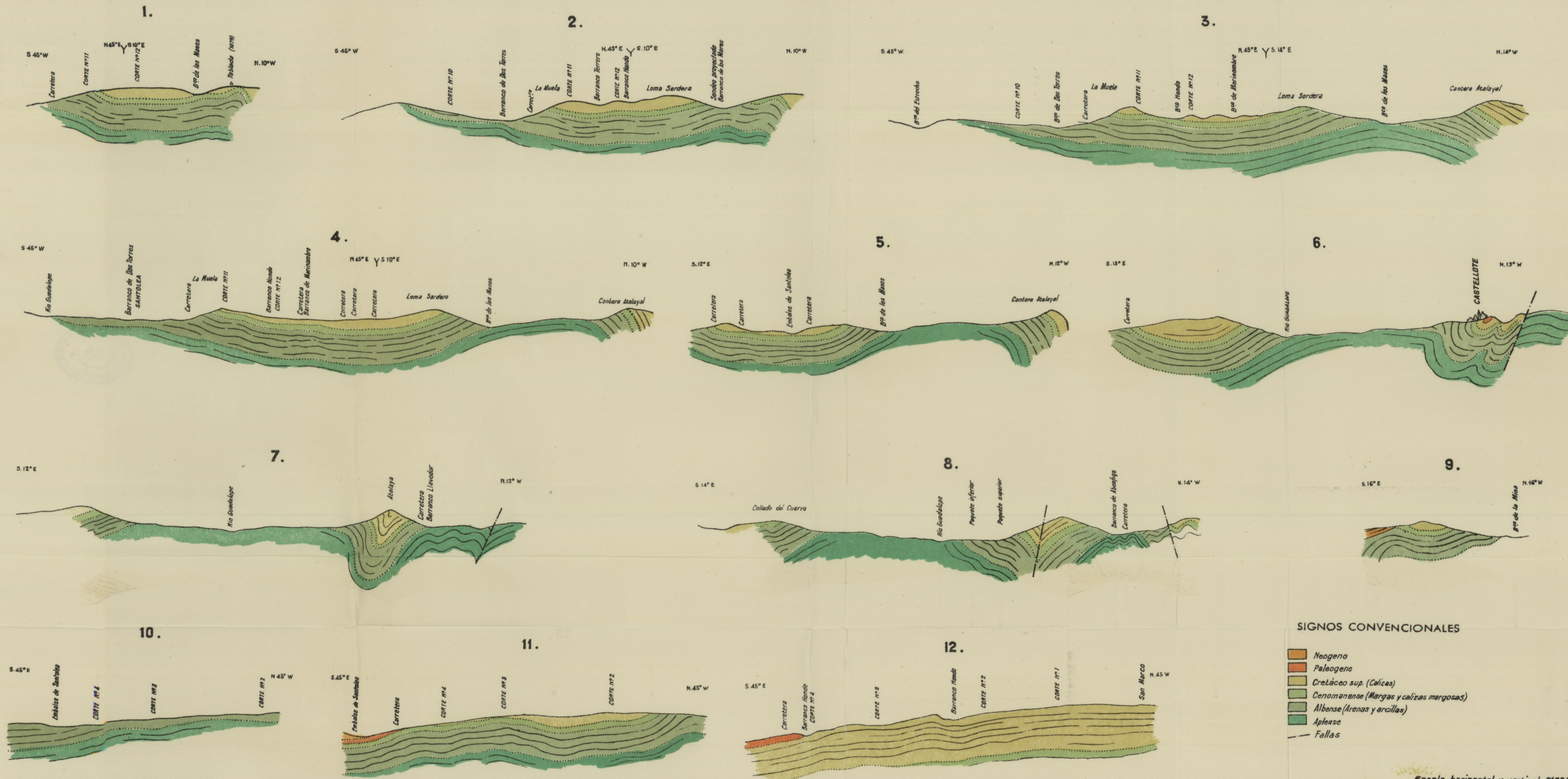
- Neogeno
- Paleogeno
- Neocretaceo
- Cenomanense (marcas y calizas margosas)
- Albense (arenas y arcillas)
- Aptense
- Contactos normales
- id anormales
- Fallas
- Anticlinales
- Sinclinales

ESTUDIO DE LA ZONA DE CASTELLOTE-SANTOLEA

J. M. RÍOS y A. ALMELA
Año 1945



CORTES GEOLÓGICOS DE CASTELLOTE-SANTOLEA



SIGNOS CONVENCIONALES

- Neogeno
- Paleogeno
- Cretáceo sup. (Calizas)
- Cenomanense (Margas y calizas margosas)
- Albense (Arenas y arcillas)
- Aptense
- Fallas

Escala horizontal y vertical 1:100,000

III. CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y TECTÓNICAS SOBRE EL ALTO ARAGÓN Y EL MAESTRAZGO

POR

ANTONIO ALMELA y JOSÉ MARÍA RÍOS

A) Observación preliminar

Independientemente de las zonas de Portalrubio y Castellote, cuya geología se describe en los capítulos que anteceden, hemos efectuado en el curso de varias excursiones el reconocimiento, menos detallado, de una extensa área de las provincias de Castellón y Teruel, que va desde Albocácer a Villarroya de los Pinares (de Este a Oeste), y de Zorita a Culla (de Norte a Sur).

Ello nos ha permitido compulsar las observaciones hechas por los geólogos que nos han precedido en su estudio, y, como hemos realizado nuestro trabajo sobre mapas a escala 1 : 50.000, pudimos precisar algo más la marcha de los accidentes tectónicos y la delimitación de niveles, encontrando algunas cuestiones en las que discrepamos ligeramente de las opiniones anteriormente sustentadas.

Así pues, nos parece interesante componer un plano de conjunto de todas las zonas a que nos hemos referido

aquí, completándolo con los de Richter y Teichmüller y Ashauer y Teichmüller, para llenar los huecos de las discontinuidades entre aquéllas, y exponer los rasgos generales de la geología regional, subrayando aquellos puntos en que discrepamos.

En las páginas que siguen exponemos el resumen de nuestras observaciones estratigráficas y tectónicas, cotejadas y complementadas con las de los geólogos que han estudiado la región. Finalmente, hacemos algunas consideraciones de orden más general, que nos sugieren los hechos observados.

B) Observaciones estratigráficas

Los terrenos paleozoicos tienen una reducida representación en esta comarca, pues sólo aparecen en dos isleos, relativamente pequeños, en el límite septentrional, uno en Montalbán y otro, mucho más reducido, al NO. de Alcañiz, y otros también, de pequeña área, en Villafamés, Borriol y Montán, en el borde meridional del macizo cretáceo. En las dos cordilleras, Ibérica y Litoral Catalana, aflora en zonas extensas el paleozoico, pero se encuentra ya en regiones bastante alejadas de la que aquí tratamos.

1) Triásico.

El triásico, que en la Cordillera Litoral y al sur del Maestrazgo forma manchones importantes, aquí aflora esporádicamente, en asomos de pequeñas dimensiones, a favor de los múltiples accidentes violentos que existen, especialmente en la zona norte.

El bunt está constituido por las areniscas rojas o abigarradas, que en la base tienen un conglomerado rojo de cantos de cuarzo. En Montalbán son areniscas rosadas en grandes bancos (Fallot y Bataller) (13), y también existe una facies de conglomerados de poco espesor (Ashauer y Teichmüller) (3). El röt, con yesos, se deposita sólo en las zonas de grandes espesores, pero como su facies es muy análoga a la del keuper, es muy difícil dilucidar a qué nivel corresponde esta facies en los asomos muy trastornados, que son los más frecuentes.

En esta zona, el triás inferior alcanza una potencia hasta de 200 ó 250 m. (F. y B.) (*).

El triás descansa netamente discordante sobre el paleozoico, circunstancia que se puede apreciar en Cañete y Montán (A. y T.), así como en grandes extensiones de la Cordillera Litoral, entre Espluga de Francolí y Falset.

El muschelkalk se compone de calizas dolomíticas organógenas, y otras más margosas, en bancos delgados, que en Mora de Ebro tienen una muy conocida fauna de Ammonítidos. Éstos son poco frecuentes en otros puntos, pero en diversos lugares de la provincia de Tarragona se encuentran con frecuencia capas con Daonella (B.). Al este de Valderrobles y al norte de Remulla, existen Protrachyceras y Daonella. La potencia del muschelkalk en el Francolí es de 100 m. (A. y T.).

El keuper está representado por arcillas rojas o grisverdosas, con algunas areniscas micáferas y pizarrillas rojas. Su potencia, bastante constante, es de 60 a 100 metros (A. y T.).

(*) En lo sucesivo, las referencias que se hacen en abreviatura deben interpretarse de la forma siguiente: F., Fallot; B., Bataller; A., Ashauer; T., Teichmüller; H., Hahne.

Por nuestra parte, hemos de insistir en la dificultad de establecer una separación entre el muschelkalk y el keuper, no sólo en el Bajo Aragón, donde los afloramientos son escasos y trastornados, sino en la misma Cordillera Litoral, con grandes masas de triás.

Como apuntan muy bien Fallot y Bataller, frecuentemente las margas irisadas aparecen ya en el muschelkalk, fenómeno que hemos comprobado en muchos sitios de la Cordillera Litoral y, en especial, en el río Francolí y en la carretera entre Cabacés y Vilella.

En este corte se encuentra sobre el bunt, de unos 200 m. de potencia, una serie de calizas grises, sabulosas, en lechos finos y bien estratificados, con profusión de pistas, que dan a las superficies un aspecto ondulado muy característico. Su potencia es de unos 150 metros. Sobre este nivel descansa otro, aproximadamente de la misma potencia, de margas rojas, frecuentemente acompañadas de yeso, con aspecto de keuper.

Sobre las margas rojas aparece, todavía, un tercer nivel, compuesto de tres o cuatro tongadas de calizas tabulares, grises o amarillentas, con las mismas pistas y aspecto que las del nivel inferior. Entre ellas se intercalan tres tongadas de margas calcáreas, tabulares y amarillentas, que por su menor resistencia aparecen finamente rizadas. En una de estas capas margosas, en la carretera de Gandesa a Mora de Ebro, descubrió Verneuil, en el siglo pasado, el conocido yacimiento de Ammonites antes citado. La potencia total de este tercer nivel compuesto es de unos 200 metros.

Esta fauna la atribuyó el autor a la parte superior del muschelkalk y, según eso, hay que atribuir los tres niveles descritos a este piso.

Ahora bien, tal vez la evidencia paleontológica no sea

demasiado fuerte, pues se basa en unas especies nuevas que podrían pertenecer aquí al karniense o noriense. Por otra parte, no parece existir discordancia entre estos niveles y el liásico (H.), lo que indicaría una continuidad de sedimentación que implica la atribución al keuper de alguno de los niveles altos descritos antes.

Ashauer y Teichmüller atribuyen las margas con yesos al keuper y el nivel superior al rético, por cuya razón representan en su mapa, a ambos lados del Ebro, una extensa mancha coloreada como rético-jurásico, que nosotros, y también Schriel, atribuimos al triás, si bien con la duda que hemos expuesto respecto a si es triás medio o superior.

Si trasladamos estas dudas al Bajo Aragón, en donde los afloramientos son menores y más trastornados, veremos la gran dificultad de atribuir una edad dentro del triás a los asomos existentes de este terreno.

2) Jurásico.

Sobre el triás, y sin que se observe discordancia alguna, se encuentra un nivel de carniolas de sorprendente uniformidad, y potencia de 100 a 120 m., que representan el retiense (A. y T.).

Las carniolas pasan gradualmente a calizas bien estratificadas del liásico inferior y medio, con escasos fósiles. El liásico superior, en cambio, es predominantemente margoso y muy fosilífero, con una potencia muy uniforme de 30 metros (A. y T.).

Bataller ha señalado paleontológicamente, en los Puertos de Beceite, los pisos charmutiense, toarciense y aale-niense.

Ya hemos visto antes, que Ashauer y Teichmüller atri-

buyen al retiene algunas manchas que creemos corresponden todavía al triás.

Desde el bajociense al kimmeridgiense, en distintos niveles calizos, han sido identificados por Fallot y Bataller, especialmente en la parte meridional de la provincia de Tarragona.

Pero en el Bajo Aragón han podido determinar también el jurásico medio y el senonense en el anticlinal de Alcorisa, el secundario también en Cirujeda, el toarciense en la carretera de Castell de Cabra a Torre de Arcas, y el kimmeridgiense, con *Aspidoceras acanticum*, en la Sierra de la Garrocha, al SO. de Santolea.

Por nuestra parte, hemos señalado el liásico superior, compuesto principalmente de calizas, con fauna bastante abundante, en la zona Rillo-Portalrubio-Las Parras de Martín. La potencia de estos niveles en Celtiberia es de unos 50 metros, pero en la provincia de Tarragona aumenta hasta 300 metros (A. y T.).

El jurásico aflora a lo largo de algunos accidentes de la zona septentrional, de tectónica más violenta, y en una extensa mancha por las sierras de Javalambre y Corbalán, llegando por el S. a Caudiel. En la zona central, de accidentes más suaves, raramente aflora este terreno.

En el barranco del río Monlleó se encuentran unas calizas con algunos restos de Ammonites, que se atribuyen con duda al titónico (F. y B.), y en la masía Masé, cerca de Vistabella, se encuentran calizas de color azul oscuro con restos de Perisphinctes y Cadomites, del liásico (F. y B.).

Se ve pues que, según los sitios, los niveles inferiores del cretáceo descansan sobre capas diferentes del jurásico inferior, medio o superior, lo que induce a suponer la existencia de un plegamiento poco intenso entre el jurásico y

el cretáceo, con posterior erosión de algunos niveles del primero.

A confirmar esta idea vienen los fenómenos observados en la zona de Cuevas de Portalrubio, en donde se encuentran en el jurásico cavidades de origen erosivo, rellenas de un conglomerado de base del cretáceo, así como una discordancia angular no muy fuerte entre estos dos terrenos.

3) Cretáceo.

A) WEALDENSE.—Se ha debatido bastante la cuestión de la existencia y extensión del wealdense *sensu stricto* en el Bajo Aragón y el Maestrazgo, principalmente entre los geólogos alemanes, de una parte, y Fallot y Bataller, de otra.

Estos últimos, en su «Itinerario Geológico», no acusan la presencia del wealdense típico en ningún sitio, y sólo en dos localidades, el barranco del río Monlleó, en Benafigos, y el río Palomar, cerca de Escucha, encuentran unas calizas indeterminadas, que con duda atribuyen al neoceniense.

Posteriormente, Hahne critica el cuadro estratigráfico de estos autores y la posición variable de los niveles rojos, que atribuye al wealdense.

Fallot y Bataller, en 1931, comentan este trabajo e insisten en atribuir estos niveles rojos al aptense, no obstante lo cual, Ashauer y Teichmüller, en 1935, que sin duda desconocen esta publicación, así como mucha de la bibliografía nacional sobre este tema, cosa, por desgracia, harto frecuente en los geólogos extranjeros que han trabajado en España, insisten en la presencia del wealdense en la base del cretáceo, compuesto de arcillas abigarradas, lignitos,

calizas margosas y oolíticas, arenas blancas con cantos de cuarzo y a veces nódulos de fosforita en la base. Afirman que en Morella, este wealdense con intercalaciones marinas, tiene 300 metros de potencia, y extienden este nivel en su mapa geológico por el Bajo Aragón, con mucha regularidad.

Posteriormente tuvimos ocasión, en compañía del doctor Garrido, de efectuar un reconocimiento en la región de Morella y comprobar la exactitud de las observaciones de Fallot y Bataller para el Maestrazgo y, en una nota que entonces publicamos, dimos un corte estratigráfico de la zona comprendida entre Morella y Cinctorres, en donde claramente se ve que los niveles rojos continentales están intercalados en el aptense.

Luego ampliamos el estudio de Morella hasta Villarroya y Benasal, y en ninguno de estos sitios hemos encontrado una formación que se pueda referir, sin duda, al wealdense.

En el barranco del Estrecho, al oeste de Santolea, hemos visto antes que en las hiladas inferiores del aptense aparece una facies wealdense, que no hemos tenido ocasión de estudiar, de margas y arcillas rojas y grises, y que estratigráficamente pueden representar la base del neocomiense.

También hemos visto que al SE. del vértice Atalaya, cerca de Jaganta, existen unas calizas, probablemente liásicas, pero sobre ellas descansa directamente el urgoaptense o, en todo caso, el wealdense, representado por un pequeño espesor de calizas grises y calizas margosas amarillentas.

Hahne divide el wealdense en tres niveles, a los que da los nombres de capas de Mirambell, capas de Morella y capas de Miravete. Las dos primeras localidades las hemos

visitado y coincidimos, con Fallot y Bataller, en considerar estos niveles correspondientes al urgoaptense; la tercera localidad no la hemos visitado, aunque hemos estado cerca, y por analogía creemos que debe corresponder también al urgoaptense.

Ahora bien, en la zona de Portalrubio y Rillo no tiene duda, para nosotros, la existencia de una típica facies wealdense, con potencia hasta de 200 metros, que descansa, ligeramente discordante, sobre el liás, y soporta a su vez el urgoaptense.

Allí se encuentran potentes y bastos conglomerados de base, arcillas y tierras rojas, vinosas y verdosas, y algunos banquitos calizo-margosos y de conglomerados poligénicos de color oscuro y canto muy igual, menudo y bien rodado.

El wealdense tiene, como es natural, un aspecto muy parecido a las capas de Utrillas, pero se puede diferenciar de éstas por ser más arcilloso.

Sobre él, el urgoaptense marino se extiende transgresivo, lo que hace que a veces queda oculto el wealdense y los niveles superiores descansan directamente sobre el jurásico.

Así pues, creemos que al final del jurásico se ha producido un plegamiento poco intenso, de fase neokimmérica, que ha dado lugar a la formación de una cubeta, en la que se han depositado los sedimentos lacustres del wealdense. Éstos se deben extender por toda el área que les asigna Hahne en su mapa, pero en el macizo cretáceo del Maestrazgo quedan ocultos bajo el aptense, porque la erosión no ha sido lo suficientemente intensa para poner al descubierto aquella formación.

Los niveles que Hahne atribuye al wealdense en la zona central del macizo cretáceo, son episodios lacustres

dentro del aptense, como muy exactamente señalaron Fallot y Bataller.

b) APTENSE.—El cretáceo inferior es, según todos los autores modernos que han estudiado la región, transgresivo sobre el jurásico, y es, por consiguiente, muy probable que el urgoaptense oculte, parcial o totalmente, muchas veces el wealdense, y descansa directamente sobre el jurásico.

El urgoaptense, en la zona Zorita-Albocácer-Villarroya, por nosotros estudiada, aunque con una gran variedad en niveles, se puede resumir de la siguiente manera:

En la base aparece una formación de calizas duras y compactas, de color gris, en general oscuro, con una potencia mínima de 200 metros. Son muy pobres en fósiles, y sólo en algunos niveles más margosos aparecen restos de *Ostrea*. En la parte alta de la formación se puede diferenciar a veces (anticlinal de Cinctorres) un nivel de caliza pisolítica.

Estas calizas aparecen en el eje del anticlinal citado y en una mancha que se extiende desde el NE. de Castellfort, hasta más allá de la carretera de Morella a Zaragoza.

Inmediatamente al norte de Villores, en el núcleo de un anticlinal que corta el río Bergantes, aparece un pequeño asomo de calizas que Ashauer y Teichmüller atribuyen al jurásico, pero que ocupan la misma posición estratigráfica que las que se acaban de citar y, por lo tanto, creo deben ser aún de la base del urgoaptense.

Según Fallot y Bataller, cerca de Castell de Cabra, el cretáceo comienza por conglomerados con cantos del secuense.

Sobre las calizas descansa una serie, de unos 600 metros de potencia, de margas, areniscas y calizas margosas

de coloración parda o amarillenta, muy característica, con *Lamelibranchios*, grandes *Naticas*, etc., etc., que han sido detalladamente estudiadas, entre otros, por Landerer, Coquand, Verneuil y Lorigère, habiendo encontrado Cortázar, en Iglesuela del Cid, una interesante fauna de *Ammonites*.

Hacia la mitad de la potencia de esta serie, se intercalan a veces lentejones discontinuos de facies lacustre, constituidos por arcillas rojas o verdosas, areniscas rojas, pardas o verdosas, y arenas blancas (escasas), con potencias variables que a veces llegan hasta los 50 metros.

Esta facies lacustre tiene especial importancia en la zona de Morella-Cinctorres, donde alcanza su mayor potencia. Reaparece en varios sitios a lo largo del río Bergantes, desde Forcall a Zorita; también entre Todolella y Olocau existen dos lentejones, y desde la Mata de Morella hasta Cantavieja asoma varias veces esta facies en manchoncitos pequeños y de potencia más reducida que en Morella.

Esta formación no la hemos vuelto a encontrar en dirección a Albocácer y Benasal, ni tampoco hacia el Oeste, hasta Villarroya, pero Fallot y Bataller la citan en las zonas de Culla-Benafigos, Alcalá de la Selva y Aliaga.

Sobre la serie margosa yace un nivel de calizas duras y compactas, de color blanco o gris claro, que casi siempre contienen secciones de *Toucasia carinata* MART., que se puede seguir muy bien en lo alto de las mesas de Morella y Cinctorres y a lo largo de los escarpes que, con bastantes kilómetros de recorrido, se extienden por la zona de Cantavieja e Iglesuela del Cid. Por sus acusadas características, estas calizas constituyen un nivel de referencia muy útil en el Maestrazgo.

Sobre estas calizas se apoya otra serie más detrítica de

calizas arenosas en capas delgadas, muchas veces de estratificación cruzada, con intercalaciones arenosas o margosas. Éstas suelen contener los mismos fósiles que hemos señalado en el nivel de margas. La potencia total de los niveles calizos llega hasta 500 metros.

Según Ashauer y Teichmüller, el aptense tiene más de 300 metros y disminuye hasta sólo 10 m. en Alcorisa, pero, como hemos visto en la zona de Morella-Cantavieja, llega fácilmente a los 1.000 m., cosa fácil de medir en las profundas escarpas que rodean a éste último pueblo, pintorescamente situado, como nido de águilas, al borde de un precipicio de más de 200 metros.

Hahne da el siguiente corte del aptense del flanco norte del anticlinal de Castellote, en la carretera de Santolea:

- Muro. Capas de Utrillas.
10. Calizas de Utrillas.
 9. Calizas arenosas en lajas.
 8. Calizas grises.
 7. Margas claras con *Epiaster polygonus* Ag., *Heteraster oblongus* d'ORB., *Pholodomya* sp., *Astarte* sp., *Salenia* sp., *Venus cottaldina* d'ORB., *Venus robinaldina* d'ORB., *Natica rotunda* Coq.
 6. Bancos de caliza con alternancias de margas con *Epiaster polygonus* Ag., *Heteraster oblongus* d'ORB., *Phasianella neocomiensis* d'ORB., *Natica clementina* d'ORB., *Pygaulus* sp.
 5. Calizas arenosas en losas con *Epiaster polygonus* Ag., *Heteraster oblongus* d'ORB.
 4. Calizas amarillentas.
 3. Margas grises con *Trigonia caudata* y otros.
 2. Calizas grises con *Heteraster oblongus* d'ORB., *Natica praelonga* DESCH.
 1. Margas grises con bancos de *Ostreas* y con *Epiaster polygonus* Ag., *Venus rouvillei* Coq., *Ostrea* sp.
- Yacente: Capas de Morella, del wealdense.

Nosotros no hemos visto estas capas lacustres, que en todo caso no serían el equivalente de las de Morella, intercaladas, como ya hemos visto, en el aptense, y sólo a

la orilla derecha del río Guadalope se pueden encontrar algunos niveles calizos de aspecto lacustre, más bajos que los de Morella.

Según nuestras observaciones, al sur de Castellote, el aptense está constituido por niveles calizo-margosos y margas pardas con abundantes Orbitolinas, con una potencia media observada de unos 250 m., que puede ser mayor por cuanto no tenemos la seguridad de haber llegado a la base del aptense. Entre los niveles calizos, algunos tienen secciones de Toucasias, pero sin que éstas se encuentren predominantemente acantonadas en un determinado nivel, como sucede en Morella.

En el extremo occidental del macizo cretáceo del Bajo Aragón, en la zona de Portalrubio, el aptense tiene una facies mucho más litoral, pues se compone de calizas margosas y margas, con intercalaciones de areniscas blancas o amarillentas, a menudo cuajadas de restos fósiles, sobre todo fragmentos de *Ostreas*, tierras blancas, margas grises y verdosas y arenas de tipo igual a las del albense. En la parte alta de la formación son típicas las capas arenosas de color pardo o rojizoamarillento, cuajadas de *Ostreas*. En ninguna parte hemos visto Orbitolinas ni Trigonias.

Los límites de esta formación con el wealdense y albenense son muy imprecisos, pues las intercalaciones continentales son muy frecuentes. Esto hace que la potencia del aptense sea difícil de fijar y, además, muy variable, alcanzando un máximo de 300 m. en Rambla de Martín, potencia que en la rama sur de este mismo anticlinal baja rápidamente a unos 100 metros.

En la zona de Utrillas-Castell de Cabra (F. y B.) se encuentran dos niveles, uno inferior, de calizas con Toucasias, atribuido al urgoniense, y otro superior, de margas y calizas margosas pardas con Trigonias, de edad aptense

superior y en parte tal vez albense, a las que Coquand y de Verneuil denominaron «capas de Trigonias». Es posible que estas últimas se correspondan cronológicamente con el nivel calizo-margoso superior, que hemos señalado en Cantavieja, y las calizas de Requienias, con las que sustentan a este pueblo y forman la parte alta de las mesas entre Morella y Cincorres.

Así pues, vemos que los niveles del aptense son muy variables de unas zonas a otras y no es posible dar un esquema general estratigráfico del mismo.

Su potencia es también muy variable, alcanzando un máximo de 1.000 m. entre Morella y Cantavieja. Esta zona de grandes espesores se extiende, seguramente, hacia el Este y el Sudeste, si bien aquí no es posible apreciarlo con exactitud por faltar los niveles superiores.

Hacia el N. y O. disminuyen los espesores, que bajan hasta 10 m. en Alcorisa (A. y T.) y 100 m. en Rambla de Martín, y al mismo tiempo la facies se hace más detrítica y costera, con frecuentes episodios continentales. Es pues, evidente, que los límites del mar aptense no se hallaban muy lejos de estos puntos de mínima potencia.

c) **ALBENSE. «CAPAS DE UTRILLAS».**—Sobre las capas calizo-margosas marinas del aptense descansa el complejo de capas arenosas diversicolores, con capas de carbón e intercalaciones marinas, que desde antiguo se conoce con el nombre de «capas de Utrillas», por ser allí donde primero se estudiaron, merced a sus interesantes yacimientos lignitíferos.

Poco hemos de decir aquí sobre esta serie, pues su aspecto es tan constante que es forzoso repetir lo que ya se ha dicho en capítulos anteriores.

Se compone de una variada sucesión de arenas o are-

niscas blandas y sueltas de colores blanco, amarillento y rosado o vivo y rutilante, areniscas duras y consistentes, en general amarillentas y a veces blancas, con lechos muy ferruginosos y bancos arcillosos, más o menos arenosos.

En los 100 m. inferiores, y en una extensa región, se encuentran capas explotables de lignito y azabache; estos lechos carbonosos van acompañados de margas grises y negruzcas con cristales de yeso, bancos duros de arenisca muy ferruginosa y arenas blancas sueltas.

Hahne establece una subdivisión en dos niveles; uno superior, sin lignitos, y otro inferior, con lignitos e intercalaciones de calizas nodulosas y margas grises; pero en realidad, cuando falta el carbón, es imposible establecer separación ninguna dentro de la formación.

Entre los niveles carbonosos se encuentran, frecuentemente, otros con fósiles salobres o marinos, lo que indica una sedimentación continental, con frecuentes invasiones marinas. El resto de la formación no contiene fósiles.

La separación de las capas de Utrillas de los pisos contiguos es bastante imprecisa muchas veces. Ya hemos dicho que para su delimitación optamos por el criterio litológico, que es el generalmente usado, por más llamativo y por la dificultad de acudir al criterio paleontológico cuando falta el aptense y, por lo tanto, no se encuentran fósiles.

Incluimos bajo esta denominación toda la serie en la que se presentan las arenas de diversos y vivos colores, y así, en la base, se suelen encontrar aún algunas capas arenosas con *Ostreas*, y lo mismo sucede en la parte alta.

Las capas de Utrillas aparecen con bastante regularidad por una dilatada zona que comprende el Bajo Aragón y el Maestrazgo y la Cordillera Ibérica, llegando hasta las provincias de Soria y Logroño; presentan capas de lignitos

en varias localidades de estas provincias, que dan lugar a explotaciones de alguna consideración, sobre todo en Préjano y Turruncún, en la provincia de Logroño.

En todas partes su facies, constante y llamativa, acusa su presencia inmediatamente, aun en afloramientos pequeños, pero su aspecto, algo parecido al wealdense, y especialmente a las intercalaciones continentales del aptense, se presta a confusión cuando existen trastornos.

Dentro del área cuyo estudio nos ocupa, los asomos más meridionales de este tramo se encuentran en el anticlinal de Villahermosa, cerca del pueblo de Linares, en donde aparece bajo las capas del cretáceo superior (H.).

El pueblo de Benasal se asienta sobre un isleto de regular extensión de estratos de facies continental, rodeados por el aptense, que hacia el Sur llega hasta la ermita de San Cristóbal. Estas capas, Fallot y Bataller las consideran como intercalaciones continentales del aptense, pero nosotros creemos que son albenses, recubiertas parcialmente por dos testigos cenomanenses, uno en el Cerro del Bobalar y otro en la ermita de San Cristóbal.

Este isleto viene limitado al norte de Benasal por una falla que establece un contacto anormal con el aptense; al SE. e inmediata a la ermita de San Cristóbal, por otra falla más importante que pone en contacto el aptense con el albense y el cenomanense.

En Culla existe otro isleto de facies continental, de dimensiones más reducidas, evidentemente contemporáneo del anterior, que también referimos al albense. En el mismo pueblo existe un pequeño testigo calizo de capas horizontales, e inmediatamente al SE. otro, que descansa sobre el albense y, por lo tanto, debe ser cenomanense.

Nos inclinamos más a considerar estos niveles continentales como correspondientes a las capas de Utrillas,

por su posición muy elevada sobre el aptense y por ser muy arenosos y micíferos. Las calizas que los coronan tienen muchas Orbitolinas, que no hemos podido determinar, pero al sur de Villafranca, bastante cerca de Benasal, se encuentra una gran extensión de calizas netamente cenomanenses, también con Orbitolinas, y bajo ellas aparece el albense y debajo el aptense, en disposición análoga a la que se ve en Benasal.

Las fallas citadas, y otras que existen a lo largo del isleto albense, dan lugar a contactos anormales que colocan aparentemente este tramo bajo los niveles aptenses inmediatos, y justifica la atribución de Fallot y Bataller, que a nosotros no nos parece exacta.

Las capas de Utrillas las hemos vuelto a encontrar al oeste de Culla, a unos 5 Km., en estrecha y larga faja que con muchas circunvoluciones bordea al cenomanense, pasa al oeste y junto a Villafranca del Cid e Iglesiasuela, continúa hacia el NO., a 2 Km. al sur de Cantavieja, y contornea después las muelas de Monchen y de la Mala Mujer, para aparecer después en el circo que forma el río Palomita, en Villarluego. Más al N. no hemos seguido ya estas capas.

Al Oeste reaparecen desde Cañada de Benatanduz a Pitarque, en los dos flancos del anticlinal que pasa por ambos pueblos, y de nuevo las hemos visto al este de Villarroya, en el flanco este del anticlinal.

Hacia el N., las capas de Utrillas se extienden, por Portalrubio, Utrillas, Ariño, Calanda y Castellote, y en la Cordillera Ibérica avanzan transgresivas sobre el eocretáceo y descansan sobre el jurásico, jalonando los afloramientos del cretáceo superior en la serranía de Cuenca, Alhama de Aragón, Turruncún, etcétera. Hacia la Cordillera Litoral, el albense se acuña bajo el neocretáceo transgresivo (H.).

La potencia del albense es bastante variable, pues en

la zona de Rillo alcanza un máximo de 700 metros, y aun algo más; en Castellote no pasa de 350 a 400 metros; en Cantavieja es de unos 150 metros; en Benasal no llega a 100 metros y, según Ashauer y Teichmüller, en Peñarroya es tan sólo de 30 a 50 metros.

Respecto a la edad de esta formación, Hahne resume las vicisitudes por que ha pasado, según los geólogos que la han estudiado. En su mayor parte hay que atribuirles edad albense, pero sus límites superior e inferior son muy imprecisos, y existen cambios laterales de facies, por lo que es posible que en algunas ocasiones las capas inferiores sean aptenses y las superiores cenomanenses.

d) CENOMANENSE.—Los niveles de arenas, que constituyen la parte superior de las capas de Utrillas, contienen algunas intercalaciones calizo-arenosas, amarillas, con abundantísimas *Ostreas*, y muy pronto desaparecen las capas de arenas para no quedar más que una serie de bancos calizo-arenosos o margosos, amarillos, en los que son extraordinariamente abundantes las *Ostreas* de las especies *flabellata*, *vardonensis* y *overwegi*, así como las *Orbitolinas*, lo que determina una edad claramente cenomanense, para este piso.

Esta serie, a la que Hahne da el nombre de capas de Crivillén, es muy constante y típica, y, por sus características litológicas y paleontológicas, se distingue fácilmente entre las arenas del albense y las calizas grises del cretáceo superior. Su potencia es pequeña y constante, pues oscila generalmente entre 60 y 100 m., llegando hasta 250 m. en la zona de Mosqueruela, y constituye fajas, a veces estrechas, que van siguiendo las sinuosidades del contorno de los afloramientos albenses que antes hemos señalado.

Ya hemos referido a este nivel los dos isleos de calizas

de *Orbitolinas* existentes al sur de Benasal, en el Bobalar y la ermita de San Cristóbal, así como otros dos más pequeños junto a Culla, que son los asomos más orientales que hemos visto.

Más al Oeste se extiende en una amplia zona, desde Mosqueruela hasta Villafranca del Cid, y siguiendo el anticlinal de Villarluengo, continúa hacia el NO. en una faja, tan pronto ancha como estrecha, y bifurcada según los flancos del anticlinal.

La Muela de Monchen, frente a Cantavieja, está coronada por el cenomanense, y la de la Mala Mujer también por este piso, pero recubierto en el centro por calizas del nivel inmediato superior.

El anticlinal de Cañada-Pitarque ofrece, también entre estos dos pueblos, el cenomanense en faja estrecha en ambos flancos, e igualmente ocurre al este de Villarroya de los Pinares.

Anteriormente, hemos señalado ya la presencia constante del cenomanense en Portalrubio y Castellote, con análogas características.

Reichel, en su trabajo sobre las *Alveolinas*, estudia el material recogido en Montalbán, Portalrubio y Fortanete por Gutzwiller, así como otro remitido por Fallot, y llega a la conclusión de que las *Alveolinas* de Montalbán y Portalrubio son del cenomanense, y da una especie y una subespecie nuevas: *Praeoalveolina iberica* y *Praeoalveolina cretacea debilis*.

Da un corte de la zona de Montalbán-Portalrubio, compuesto por Gutzwiller, en el que señala cuatro niveles cenomanenses con *Alveolina* y otros fósiles, entre ellos *E. flabellata*. Las capas de Fortanete las atribuye al cenomanense, como Fallot y Bataller, pero sin que contengan *Alveolina*, sino *Lacazina elongata*.

Ríos también encontró en la zona de Portalrubio, en gran abundancia, las Alveolinas antes citadas.

E) **TURONENSE-SENONSE.**—Sobre las calizas y margas arenosas del cenomanense, sin discordancia y en tránsito rápido, pero insensible, descansa una serie de calizas compactas, grises o ligeramente amarillentas y bien estratificadas, muy pobres en fósiles, pero que a veces contienen secciones de Radiolites. Existe también alguna intercalación margosa, poco frecuente.

Los fósiles son escasos y mal conservados, reduciéndose generalmente a Radiolites, de los que hemos encontrado ejemplares junto a Fortanete, en Castellote, Monteruero, etc. Astre clasifica ejemplares de Fortanete como *Praeradiolites toucasi* D'ORB., *Radiolites mamillaris* MATH., *R. galloprovincialis* MATH., *R. hispanicus* ASTRE y *Biradiolites retrolatus* ASTRE, del santoniense.

Fallot y Bataller citan también Rudistos en la Sierra de las Dehesas y zona inmediata, que han sido clasificados por Astre como *Biradiolites angulosissimus* Touc., y *Radiolites mamillaris* MATH., que determina para el nivel fosilífero también la edad santoniense.

Como quiera que no se observa hiato alguno entre los niveles calizo-arenosos cenomanenses y las calizas superiores, en las que se ha determinado un nivel santoniense, es forzoso admitir que esta serie caliza comprende el turonense y el senonense.

Además de estos fósiles, Fallot y Bataller señalan, por debajo del nivel de Rudistos, caliza margosa de Alveolinas. También en la cumbre de la Muela de Montalbán han encontrado *Alveolina* n. sp., afín a la *A. spherica* var. *granum milii* Bosc., con Siderolites, formas que Astre atribuye al senonense superior.

Acabamos de ver que estas Alveolinas son, en realidad, cenomanenses en unos casos, y en otros, en que el nivel stratigráfico es senonense, no son Alveolinas, sino Lacazinas.

La potencia de la serie turonense-senonense es difícil de determinar, pues en la mayoría de los casos está disminuida por la erosión, o tan plegada que no es posible medir espesores.

De todos modos, nunca parece muy grande, pues en Castellote la estimamos en unos 200 metros, y en la zona de Fortanete, Mosqueruela, Villafranca, en que la presencia del danés asegura la existencia completa de la serie, la calculamos en unos 350 metros. Estos valores están de acuerdo con la cifra de 500 metros que Ashauer y Teichmüller dan para potencia total del neocretáceo, incluido el cenomanense.

La mancha más extensa de estas calizas la hemos visto formando una larga faja que se extiende desde cerca del río Monleón, al oeste de Mosqueruela, hasta Aliaga, siguiendo los sinclinales de Villarluengo y Fortanete, con una anchura que a veces excede los 10 kilómetros.

Al sur de Ilesuela y de la Rambla de las Truchas existe un manchón de dimensiones reducidas, en el sinclinal de Cantavieja, y también al norte de Cañada existe otro isleto en el sinclinal de Villarluengo. La Muela de la Mala Mujer ya hemos dicho que está coronada, también, por estas calizas.

Más al N., entre Villarluengo, Santolea y Castellote, se extienden también unos isleos grandes de calizas del cretáceo superior, que en parte ya se han descrito, y hacia el Oeste aparecen éstas en retazos de mayor o menor extensión, según la violencia de los accidentes tectónicos, hasta la zona de Portalrubio, en donde aparecen ocu-

pando el amplio sinclinal existente al sur de Cuevas de Portalrubio.

F) GARUMNENSE.—Verneuil y Lartet encontraron en Segura el garumnense con *Lychnus*, y posteriormente Verneuil, y también Cortázar, citan este nivel en los alrededores de Fortanete, con abundantes *Lychnus*.

Se trata, en efecto, de unas calizas margosas blanquecinas con abundantes *Lychnus collombi* VERN., que, según Fallot y Bataller, hay que someter a revisión, pero que en todo caso atestiguan la edad garumnense de este nivel.

Existen dos isleos: uno, de reducidas dimensiones (unos 2 Km.²) junto a las últimas casas de Fortanete y cortado por la carretera que va a Cantavieja, y siguiendo esta misma carretera, entre los Km. 13 y 16, se corta otro isleo algo mayor, que ocupa el fondo del sinclinal de Villarluego. En éste se encuentran también las calizas margosas blanquecinas con abundantes *Lychnus*, y sobre ellas unas arcillas y arenas rojas o amarilloverdosas. La potencia total de estas capas es poco mayor de 100 metros.

Según Hahne, en la carretera de Ejulve a Villarluego hay otra pequeña manchita, cortada por el río Guadalope.

4) La división del terciario.

El problema de la edad de los niveles terciarios de las cuencas lacustres españolas y en especial de la del Ebro, de por sí muy intrincado por la escasez de restos fósiles, viene a complicarse más con los estudios de los geólogos alemanes de la escuela de Stille, los que, con ideas tectónicas quizás un poco preconcebidas y ambientados con el estudio de una zona muy extensa y complicada, sientan

conclusiones generales que creemos no son acertadas en algunos casos, no obstante la reconocida altura científica de los geólogos de aquella escuela.

Fallot y Bataller señalan, merced a una discordancia observada en Alcorisa, Aliaga y Campos, la existencia de dos terciarios de aspecto análogo, uno plegado, concordante con el cretáceo, y otro discordante sobre él.

Al primero se le había considerado como eoceno, pero cerca de Montalbán encontraron en unos yesos:

Hydrobia dubuissoni, DESCH.

Otopoma cadurensis, NOUL.

Cainotherium comune, BRAV.

y especialmente la mandíbula y dientes de esta última especie determinó de modo indudable la edad estampienense, rejuveneciendo notablemente toda la serie. Los conglomerados y niveles terrosos superiores y discordantes sobre los conglomerados plegados, los atribuyen al mioceno inferior y medio, si bien no han encontrado fósiles para datar estas capas.

Hahne observa igualmente esta discordancia en diversos sitios, y establece también la existencia de dos terciarios, uno plegado con el cretáceo, al que denomina terciario antiguo, y otro discordante, que llama terciario moderno, pero sin llegar a concretar más la edad.

Divide el terciario inferior en tres niveles: uno inferior, de areniscas, conglomerados y arcillas; otro medio, calizo-margoso con yesos, que es el que ha proporcionado las especies antes citadas y algunos otros gasterópodos que cita Hahne, sin poder llegar a determinar la especie, y por último, un tercer nivel análogo al primero y, como aquél, compuesto de areniscas, conglomerados y arcillas.

Da cuatro perfiles detalladísimos, pues en algunos señala capas hasta de 0,10 metros de potencia y en las más gruesas aprecia hasta el medio metro, cosa que parece un tanto pueril, pues como él mismo indica, la variabilidad es grande en pequeñas distancias, asignándole al nivel intermedio potencias que van de 3,75 a 323 metros.

En el terciario superior distingue dos facies, la marginal y la inferior; la facies marginal está formada de conglomerados de elementos muy gruesos o enormes, poco rodados y otros elementos medianos y finos. Entre los conglomerados se encuentran finas capas de arenisca rojiza.

Cuando existe discordancia entre los dos terciarios, la separación es fácil, pero cuando no, es completamente arbitraria, porque el tránsito de una formación a otra es insensible.

Estos conglomerados forman, a veces, imponentes masas que se alinean al borde de la cuenca del Ebro, en su parte Sur. Hacia el centro de la cuenca pasan por tránsito gradual, primero a conglomerados, areniscas y margas, luego desaparecen totalmente los primeros y, finalmente, en la parte central se llega a las calizas y margas claras con yesos.

Según Ashauer y Teichmüller, la potencia del oligoceno no es mucha, pues en Beceite la estiman en 200 metros, de arenas y conglomerados sin manifestaciones salinas. Señalan también los yesos de Montalbán, sobre los conglomerados.

La pequeña potencia del oligoceno, tan diferente de lo que acostumbramos a ver en la cuenca del Ebro, se debe a que atribuye ya al mioceno los conglomerados antiguos, concordantes sobre las margas yesosas oligocenas. La separación entre ambos terrenos la establece por la aparición brusca de estos conglomerados.

El mioceno lo considera compuesto de conglomerados rojos, areniscas rojas, calizas y margas yesosas, con una potencia que es de más de 1.300 m. en Alcorisa y Horta. En Valderrobles se ven indagar las facies detríticas y margo-yesosas y, en general, se observa que en el borde de la cuenca predomina la facies detrítica con aglomeraciones de bloques angulosos hasta de un metro, pero hacia el centro disminuye de tamaño, se hacen más redondeados, escasean y llegan a faltar por completo. También la proporción de areniscas disminuye hacia el centro de la cuenca y llegan casi a desaparecer.

Dividen el mioceno en dos tramos, uno más antiguo, plegado y concordante con el oligoceno yesoso, y otro más moderno, que avanza transgresivo sobre aquél.

Por nuestra parte hemos de decir que, además de las zonas del Bajo Aragón y el Maestrazgo, a que se viene haciendo referencia, hemos tenido ocasión de estudiar el borde NO. de la cordillera Prelitoral Catalana, desde el río Ter hasta Valderrobles, y nos parece un tanto caprichoso el límite que estos autores marcan entre el oligoceno y el mioceno.

La distribución de los conglomerados, a los que denominan mioceno bajo, no es, ni con mucho, tan uniforme como se deduce de su mapa. Las masas de conglomerados, todo a lo largo del borde de la cuenca del Ebro, como han observado ya distinguidos geólogos, no constituyen una línea continua, sino que forman lentejones aislados, a veces muy grandes, y por lo tanto es muy aventurado tomarlos como un nivel guía para separar dos formaciones.

Desde Montblanch hasta Valderrobles hemos encontrado los conglomerados en una extensa e irregular mancha entre Vilanova de Prades y Cabacés, comprendiendo la Sierra de Montsant, en donde alcanzan bastante poten-

cia. Más al S. reaparecen a ambos lados del Ebro, en una estrecha zona; de nuevo se encuentran con algo más de extensión entre Gandesa y Prat de Compte y al sur de Arnés, a ambos lados del río Algas.

Pero entre estas zonas el terciario ofrece su facies de areniscas y margas rojizas, con más o menos bancos intercalados de conglomerados, que es el aspecto típico del oligoceno de la cuenca del Ebro, y no parece posible ni lógico establecer una separación en estas capas.

Desde luego, estos conglomerados no están en la base del oligoceno, aunque en muchos sitios aparecen en contacto con el secundario por razón tectónica. Por el contrario, descansan sobre una serie oligocena normal, que al este de Horta tiene algunos yesos localizados, y al oeste de las sierras de Prades y de Caballs, así como en Cornudella y Ulldemolins, pasa en tránsito lateral a una curiosa facies rosada, compuesta de calizas grises, alternando con margas rojas, rosadas o blancas y capas de yeso blanco o rojizo. En Cornudella y Ulldemolins existe, además, profusión de nódulos de sílex de color rojo sangre y bello aspecto.

Según Ashauer y Teichmüller, entre Pinell y Prat de Compte existe un pequeño espesor de calizas que descansa sobre arcillas abigarradas, niveles que en alguna ocasión han sido atribuidos al cretáceo, pero ellos han encontrado en las calizas Planorbis y Limneas, que indican que es terciario. Sin duda se refieren a la misma curiosa facies rosada.

Ésta parece corresponderse con la de yesos, señalada en las páginas anteriores por los geólogos citados, pero aquí parece que falta el nivel inferior de conglomerados, areniscas y arcillas, pues en la zona de Cornudella se la ve descansar transgresiva sobre el paleozoico, y aunque la

transgresión pueda ocultar algunos niveles inferiores oligocenos, no parece probable que puedan alcanzar la potencia e importancia que les atribuye Hahne en algunos sitios.

En la zona de Santolea también hemos visto que no aparecen los yesos, ni la formación de conglomerados concordantes, y sólo se encuentra una formación plegada de aspecto típico oligoceno, y discordante sobre ella unos conglomerados.

Nos parece, pues, artificiosa la separación que Ashauer y Teichmüller establecen entre el oligoceno y mioceno y la división de este último en dos niveles, y estimamos más lógica la que determinan, primero, Fallot y Bataller, y, más tarde, Hahne, basándola en la discordancia, visible en muchos sitios.

Respecto a la edad absoluta de estas formaciones, sólo en una zona la han podido establecer paleontológicamente Fallot y Bataller, atribuyendo edad estampiense a los yesos de Montalbán. Pero en niveles tan poco fosilíferos, y con facies poco acusadas y cambiantes, es muy aventurado generalizar y establecer correlaciones a alguna distancia. Sólo el criterio tectónico nos puede servir para establecer una cierta correlación, y aun esto, luego veremos que también da lugar a dudas.

C) Historia tectónica

Después de los estudios de Hahne, Ashauer y Teichmüller, poco podemos decir sobre este tema, en cuanto se refiere a las ideas generales.

El triásico y el jurásico aparecen en zonas reducidas del Bajo Aragón y el Maestrazgo, en donde estos autores, y especialmente Fallot y Bataller, los han estudiado con detalle, datando paleontológicamente este último hasta el kimmeridgiense.

Todos los autores están de acuerdo en que no se observa discordancia alguna entre el triás y el liásico, siendo insensible el tránsito entre ambos terrenos.

Al final del kimmeridgiense se produce una regresión marina. Se deposita el comienzo del cretáceo con facies wealdense, en áreas más reducidas. Probablemente al este del meridiano de Morella, y en la Cordillera Litoral, ya no se ha depositado esta facies.

Hahne señala la presencia de movimientos neokimméricos por una discordancia cerca de Castellón, mientras que en el anticlinal de Corbalán reconoce la concordancia entre el jurásico y el wealdense. En realidad, es muy difícil encontrar un argumento contundente en favor de una discordancia entre estos dos terrenos.

Al comienzo del urgoaptense, una nueva invasión marina hace que se deposite una serie muy potente de estratos, transgresivos sobre el wealdense, que comprenden casi todo el ámbito catalán y el Bajo Aragón.

A continuación se deposita la facies continental y lignífera del albense, que hacia el Este y NE. va acunándose, desapareciendo ya en Beceite. Por el contrario, hacia el Oeste se continúa por la Cordillera Ibérica, descansando transgresivo sobre el jurásico en la Serranía de Cuenca.

El cretáceo, con una facies bastante monótona de calizas, se extiende en esta zona por la misma área que el albense, aunque fuera de ella avanza transgresivo sobre él. Su potencia es relativamente reducida, si se le compa-

ra con la que alcanza a lo largo de la vertiente sur del Pirineo Catalán.

Así pues, las áreas de sedimentación no cambian durante todo el mesozoico, constituidas por el Surco Pirenaico y el Surco Celtibérico, en los que se depositan espesores grandes, pero mayores aún en el primero. Estos surcos están ligados por una somera prolongación de zócalo, designada con el nombre de Unidad Catalana, y se encuentran limitados por tres zonas de denudación: Meseta Castellana, Macizo del Ebro y Macizo Central Francés (A. y T.).

Los movimientos preecenos han vuelto a levantar el Macizo del Ebro y han dado lugar a la emersión de la zona del Bajo Aragón y el Maestrazgo, no depositándose en ella los sedimentos eocenos.

La ausencia de estos últimos no permite comprobar si este movimiento es realmente preeceno, pues pudiera ser debido a una epirogénesis; pero más al NE., en la zona de Aiguafreda y San Felú de Codina, se observa una discordancia entre el eoceno inferior y el triásico, este último también poco trastornado, que justifica aquella suposición.

Según estos geólogos, durante el eoceno se hunde el umbral del Ebro, convirtiéndose en la depresión del Ebro.

Sin embargo, nosotros, tenemos que hacer resaltar el hecho de que el eoceno, que al sur del Pirineo se deposita con espesores que llegan a rebasar los 2.000 metros, se va acunando hacia el Sur, y siguiendo el borde interno de la Cordillera Prelitoral desaparece totalmente poco más abajo de Montblanch. Asimismo, en el Cinca y el Noguera, el potentísimo eoceno de Tremp y Huesca se va debilitando, presenta facies costeras al sur del Montsech y a la altura de Camarasa se ha reducido a un espesor bastante pequeño de caliza de Alveolinas, lo que parece indicar que debe desaparecer totalmente antes de llegar a Lérida. O sea,

que al SO. de la línea Montblanch-Lérida-Huesca no es probable que se haya depositado el eoceno, y al Norte lo ha hecho en un geosinclinal, concordante sobre el cretáceo, también potentísimo, y en un régimen análogo de niveles marinos, algo más detríticos, a veces, o continentales.

Así pues, parece más lógico suponer que el umbral del Ebro se empezara a hundir al fin del eoceno, invadiendo las aguas del lago oligoceno lo que quedaba emergido de la cuenca del Ebro, hasta alcanzar el secundario y paleozoico de la Cordillera Ibérica y el Maestrazgo, ya comenzados a abombar desde el principio del eoceno.

El oligoceno comienza a depositarse, pues, transgresivo sobre el secundario del borde sur de la cuenca del Ebro, pero con una discordancia muy poco aparente; así, cuando se producen los primeros plegamientos intensos de fase alpina, el macizo del Ebro estaba ya profundamente hundido, y el oligoceno se pliega juntamente con el cretáceo y en aparente concordancia con él. Lo mismo acontece en la Cordillera Prelitoral Catalana, en donde el oligoceno se pliega juntamente con el jurásico y triás.

Todos los autores están de acuerdo en denominar oligoceno a los niveles lacustres inferiores y próximos al secundario, pero al ascender estratigráficamente surgen las discrepancias, pues ya hemos dicho que Ashauer y Teichmüller consideran como mioceno niveles que Hahne, Fallot y Bataller, sitúan aún en el oligoceno, por encontrarse la discordancia por encima de ellos:

Según Ashauer y Teichmüller, los conglomerados antiguos cubren concordantemente a las margas yesosas del oligoceno; sin embargo, más al Sur, en el interior de las cadenas, estos mismos conglomerados avanzan discordantes sobre el cretáceo plegado (Más de las Matas, río Ber-

gantes, entre Ortells y Zorita, Peñarroya, Beceite, Benifallet). Estos conglomerados, a su vez, están afectados por plegamientos más modernos. Consideran, pues, que hay dos plegamientos: uno sávicico y otro estáricico.

Al mismo tiempo, el hecho de que en la zona marginal de las cadenas estén todos estos niveles concordantes, y en la interior transgresivos sobre el secundario, les induce a suponer la existencia de una migración de los pliegues, desde la parte interior de las cadenas hacia el borde de la cuenca del Ebro.

En primer lugar, hemos de objetar que nos parece muy aventurado decir, en el terciario de la cuenca del Ebro, que *os mismos niveles de conglomerados*, que en un sitio son concordantes sobre las capas inferiores, en otro avanzan trasgresivos. Llevamos bastantes años efectuando reconocimientos geológicos en la región, y no nos atreveríamos en esta formación a decir si esta capa es la misma que aquélla, más que cuando se pudiera seguir, paso a paso, el banco en cuestión de un sitio al otro, dada la identidad de características de todas ellas.

Además, existe un fenómeno muy interesante observado por Fallot y Bataller, y también por Ashauer y Teichmüller, al que creemos no se ha concedido suficiente importancia.

Aquellos geólogos, en la pág. 65 de su trabajo, dan un corte de los conglomerados oligocenos entre Cirujeda y el río de Campos, que en la base forman un sinclinal, pero que a medida que se asciende estratigráficamente, van tendiéndose más hasta quedar horizontales. Más al NO. la discordancia es acusadísima, pues el terciario antiguo buza 70°, y el moderno 15°.

También Ashauer y Teichmüller han observado y presentado gráficamente un fenómeno semejante en varios

sitios, pero son especialmente significativos los croquis que dan de los conglomerados al norte de Herbes (fig. 39), Peñarroya de Tastavins y Pinells (figs. 40 y 41), en donde se ve el tránsito insensible de las capas muy plegadas a las horizontales.

Se trata, pues, de una discordancia progresiva, muy bien vista por Fallot y Bataller, análoga a la que Ashauer señaló al sur de San Lorenzo de Morunys, y nosotros hemos estudiado posteriormente, según la cual, el plegamiento de las capas se produce de una manera continua, mientras se han seguido depositando estratos más modernos que se van plegando sucesivamente y, como es natural, menos intensamente a medida que son más modernos. Esto hace que las capas últimas sean netamente transgresivas sobre las primeras, pero, en cambio, no sea observable directamente la discordancia entre dos capas sucesivas.

La repetición del fenómeno, nos induce a creer que hay que generalizarlo a zonas bastante extensas, y en especial a las cadenas de montañas del Bajo Aragón y el Maestrazgo.

En este sentido, estimamos que no se puede hablar de dos movimientos orogénicos de facies sálica y estaírica, sino de un solo plegamiento continuo y de larga duración. Los momentos en que comienza y termina este plegamiento, no nos es posible fijarlos con los datos actuales, ni quizá se pueda, en lo sucesivo, por falta de argumento paleontológico. Lo único que sabemos es que se trata de un plegamiento postestampiense, por la fauna hallada en Montalbán por Fallot y Bataller.

Es probable que se haya iniciado al final del oligoceno, continuándose durante el mioceno inferior y terminando, tal vez, antes del pontiense, con la fase estaírica. Pero, en

definitiva, el problema de la edad de los plegamientos queda sin posible solución, pues se desconoce, en absoluto, los pisos que integran el mioceno.

Tampoco es posible fijar el límite entre el mioceno y el oligoceno, pues en los sitios en donde no se ve discordancia, cualquier criterio litológico que se aplique, no tiene fundamento sólido, y en aquellos en que se observa discordancia progresiva, tampoco hay razón que justifique para colocar el límite en un determinado nivel. Sólo allá donde existe una discordancia neta, se puede decir que las capas plegadas son oligocenas, y las transgresivas miocenas, sin precisar más, pero tenemos la creencia de que, si fuera posible efectuar un corte lo suficientemente profundo en estas capas, a medida que descendiéramos, iríamos encontrando bancos cada vez menos discordantes con los inferiores, hasta llegar a desaparecer la discordancia, dejándonos sin saber tampoco dónde situar el fin del oligoceno y el principio del mioceno.

Admitida esta discordancia progresiva del terciario, parecen menos sólidos los argumentos de Ashauer y Teichmüller en favor de una migración de los pliegues hacia el interior de la cuenca del Ebro. En efecto, los conglomerados miocenos transgresivos que señalan en el interior del macizo secundario, pueden representar el final de la serie afectada por la discordancia progresiva, puesto que, como hemos dicho antes, no hay evidencia de que sean los mismos niveles que más hacia el centro de la cuenca están concordantes sobre los inmediatos inferiores, y aun en el caso de que fueran sincrónicos, la concordancia puede ser aparente, ya que de no existir un corte natural profundo puede no apreciarse la discordancia progresiva.

De todos modos, aun cuando no sean definitivos los argumentos en favor de esta migración, es probable y admi-

sible que en determinadas áreas, los plegamientos, de regular intensidad al iniciarse, han afectado a una zona bastante profunda, pero al irse debilitando a medida que se prolongaba su duración, ha quedado rígido el secundario, intensamente plegado, afectando entonces el movimiento sólo a los niveles terciarios del borde de la cuenca.

No parece que en esta región se encuentren sedimentos de edad pontiense, por lo que no es posible asegurar que ha sido afectada por movimientos de fase rodánica, pero Fallot y Bataller, Lotze y Royo Gómez, señalan en zonas próximas el pontiense ligeramente plegado, por lo que es admisible que se hayan dejado sentir también aquí sus efectos, y las suaves ondulaciones de los niveles terciarios más altos sean debidos a estos plegamientos póstumos.

D) Los accidentes tectónicos de la región

Todos los geólogos que han estudiado la comarca catalano-aragonesa están de acuerdo en que la Cordillera Ibérica y la Litoral Catalana muestran pliegues, arrumbados respectivamente NO. y NE., vergentes hacia el centro de la cuenca del Ebro.

Fallot y Bataller realizaron su estudio sobre el Bajo Aragón y el Maestrazgo, que representa ya un gran avance en el conocimiento geológico de la región, con la finalidad de reconocer la zona de interferencia de ambas alineaciones de pliegues y ver si existía solución de continuidad y si se observaba influencia de un sistema sobre otro, llegando a la conclusión de que eran aproximadamente sincrónicos e independientes, con zonas afectadas por uno de los

sistemas, mientras en otras, las direcciones de los pliegues, correspondían al otro sistema, con algunos cambios locales en la dirección de aquéllas, consecuencia de la combinación de los dos esfuerzos.

El bosquejo tectónico de Hahne amplía los conocimientos sobre esta comarca, si bien haremos más adelante algunas rectificaciones y, por último, los mapas de Richter y Teichmüller y Ashauer y Teichmüller, muestran la geología regional con suficiente exactitud en relación con la escala adoptada.

Según todos estos estudios y los por nosotros realizados, concordantes en sus líneas generales, en la zona interior la tectónica es suave y la estructura sencilla, con pliegues amplios y regiones tabulares, pero en cambio, en las zonas marginales, se acumulan los pliegues en escamas vergentes hacia el centro de la cuenca.

Las dos directrices principales de las cordilleras Ibérica y Litoral se conservan, en líneas generales, en el borde sur del lago terciario, pero su interferencia da lugar a una serie de variados plegamientos de detalle, en los que se nota una tendencia en favor de uno u otro de los sistemas.

Así, hemos visto antes que en la zona de Castellote, situada en el promedio de las dos alineaciones montañosas, se encuentran ejes de dirección E.-O., que muestran una clara tendencia al giro hacia el NO., y el sinclinal de Santolea tiene ya un decidido arrumbamiento al Noroeste. El oligoceno pellizcado al norte de Castellote presenta, también, una inflexión en su plegamiento, que indica claramente una compresión lateral, resultante de las dos direcciones de empuje.

Igualmente, entre Cañada y Alcorisa, se forman unas escamas vergentes hacia la depresión, que se disponen en

un amplio arco convexo hacia el N., resultante también de estos empujes combinados.

Ya se ha dicho que las vergencias, casi constantemente, apuntan hacia la cuenca del Ebro, pero excepcionalmente, por condiciones locales, se encuentran pliegues accesorios de vergencia contraria. Así, el anticlinal de Camposines (Mora de Ebro), volcado hacia el NO., presenta el triás de la charnela vergente al Sudeste.

Según estos mismos autores, el anticlinal de Castellote, en el río Bergantes, verge al Sur, mientras que el plegamiento secundario-accesorio de la charnela lo hace al Norte.

La tectónica, en escamas amontonadas en el borde de la cuenca, viene dada, en opinión de estos geólogos, por la sucesión de capas alternativamente rígidas y móviles, incluyendo entre las primeras las calizas jurásicas y cretáceas y los conglomerados terciarios, y entre las segundas las margas y yesos del keuper y las capas arcillosas del wealdense y albense. Esto da lugar a una tectónica de «Stockwerk», en que las capas más rígidas se desprenden de las plásticas, avanzando como mantos de despegue. Los pliegues, casi isoclinales, del sinclinal cretáceo de Castellote, muestran amplios despegues de las areniscas albenses. Por nuestra parte, hemos de decir que no hemos observado tales despegues en Castellote, y el pliegue nos parece muy violento, pero normal, si bien al Norte creemos que se desliza ligeramente sobre los estratos inferiores, cobijándolos un poco.

En general, los plegamientos de todo este borde, aunque violentos, no parece hayan dado lugar a tales mantos de despegue. Se producen múltiples cobijaduras, en las que el flanco cobijado se estira más o menos, hasta poder quedar oculto por pequeños despegues, pero los pliegues

están todos enraigados y se puede ver siempre su enlace con las zonas de tectónica más tranquila.

El hecho de que todos los plegamientos marginales de la cuenca del Ebro estén más o menos volcados hacia el interior de ésta, tanto en el Pirineo y la Cordillera Litoral como en el Bajo Aragón, indica una relación de dependencia entre las alineaciones tectónicas de estas cordilleras y la fosa del Ebro. En nuestra opinión, el hundimiento progresivo del macizo del Ebro creó un desequilibrio de fuerzas entre las dovelas, anteriormente más o menos equilibradas, de la corteza terrestre, y al iniciarse la actividad orogénica alpídica y producirse las fuertes presiones que levantaron estas cadenas montañosas, la menor resistencia producida por la zona hundida dió lugar al desplazamiento hacia el interior de la misma de las masas de sedimentos circundantes, los que se amontonaron y volcaron en la línea de desequilibrio de fuerzas, mientras que en las zonas más alejadas de ésta se transmitieron cada vez más amortiguados los efectos, produciéndose ya sólo suaves anticlinales, sensiblemente simétricos, o quedando el terreno en disposición tabular, con ligeras ondulaciones.

Hemos dicho antes que teníamos que hacer algunas rectificaciones al trazado de los anticlinales del bosquejo tectónico de Hahne, y en efecto, en la zona que hemos estudiado, encontramos algunas diferencias, que vamos a indicar.

Este autor señala un solo anticlinal en la zona comprendida entre Fortanete y Cantavieja, que denomina anticlinal de Cañada. En efecto, existe un anticlinal que con arrumbamiento medio al NO. va de Pitarque a Cañada, pasa por este mismo pueblo y continúa después hacia el SE., a un kilómetro al NE. de Fortanete, para desaparecer a unos

siete kilómetros al este de Mosqueruela, antes de llegar al río Monleón.

Pero es extraño que habiendo visitado la comarca después que Fallot y Bataller, y utilizado el trabajo publicado por estos geólogos, no represente ni cite un segundo anticlinal, señalado por aquellos autores y cuya existencia hemos podido comprobar, que, aproximadamente paralelo al anterior, aunque también con inflexiones, como aquél, pasa por el mismo pueblo de Villarluego y a unos tres kilómetros al SO. de Cantavieja, para morir también antes de llegar al río Monleón, a unos 5 Km. al S. de Villafranca. Denominamos a éste, anticlinal de Villarluego.

Estos dos anticlinales están separados por un sinclinal, que en el paraje denominado Los Estrechos es muy agudo, suavizándose bastante hacia el Sur.

Al O., el anticlinal de Miravete, que pasa por este pueblo y por Villarroya, está correctamente señalado. En la rama SO. del amplio sinclinal que separa a este último anticlinal del de Cañada, a mitad de camino entre Villarroya y Fortanete, se encuentra una suave ondulación anticlinal de poca importancia.

Al NE. del anticlinal de Villarluego se observa un suave sinclinal que corre por los altos de las muelas de la Mala Mujer y Monchen y pasa a 2 ó 3 Km. al SO. de los pueblos de Cantavieja, La Iglesuela del Cid y Villafranca. Más al NE. se extiende una amplia zona tabular, en la que son escasos los accidentes. Sólo inmediatamente al este de Villafranca corta la carretera un anticlinal, que Hahne denomina de Villafranca, también de dirección NO.-SE., pero discrepamos en cuanto al trazado dado por este geólogo. En efecto, no creemos que se le pueda unir con el de Portell, sino que el anticlinal de Villafranca se termina, a una distancia de 5 Km., a ambos lados de la carrete-

ra, sin que hacia el N. pase más allá de la rambla de las Truchas, a la altura de Iglesuela.

Así, entre Portell y Cinctorres, no hay más que un solo anticlinal (y no dos, como aparecen en el esquema de Hahne), de dirección casi N.-S., que por el N. no llega a La Mata y por el S. se termina a la altura en que comienza el de Villafranca, pero unos 5 Km. más al Nordeste.

A dos kilómetros al sur de Mirambell, se señala un anticlinal suave, de dirección NO.-SE., que por el NO. lo hemos observado sólo hasta la altura de la Muela de la Mala Mujer, y por el SE. avanza poco más allá del río Cinta, que pasa por el citado pueblo de Mirambell.

El anticlinal que denomina de Vallibona no se ajusta tampoco a la realidad, ni es tan continuo como se representa en el esquema comentado. Al SE. de Olocau aparece, en efecto, un anticlinal de dirección SO.-NE., que a los pocos kilómetros, antes de llegar a Todoella, gira hacia el Este, y se termina a poco de pasar la carretera de La Mata. En cambio, más al Norte aparece otro anticlinal de dirección próxima a Este-Oeste, pero con ligera convexidad hacia el Norte, que pasa inmediato al norte de Villares, y se continúa hacia el ESE. en bastante longitud, pasando a unos 2 Km. al norte de Morella.

Exactamente por esta población, pasa un sinclinal amplio, aunque algo asimétrico, pues su rama sur es muy suave y dilatada, mientras que la norte es bastante más abrupta y con frecuentes roturas.

Al N. y NE. del anticlinal últimamente citado, los estratos están ya notablemente trastornados, con roturas y alguna cobijadura, una de las cuales es visible junto a Ortells, y en consecuencia no se pueden seguir los accidentes, siempre muy agudos, aunque localmente se observa algún pliegue algo menos trastornado, como el anti-

clinal brusco del aptense, que aparece en Zorita, por cierto con un lentejón intercalado de margas rojas, de facies lacustre.

En cuanto a los accidentes de tensión, Ashauer y Teichmüller sostienen que en esta región faltan en absoluto las fallas, mientras que Hahne estima que en la zona de Albocácer existen varias fallas, que casi siempre quedan ocultas bajo grandes depósitos de cuaternario.

Por nuestra parte, creemos que en la citada zona existen, por lo menos, tres fallas, orientadas NE.-SO., que ocupan sendos valles cubiertos por cuaternario, lo cual dificulta su observación. Esta explicación parece necesaria, puesto que desde Ares, hasta cerca de Torreblanca, los estratos aptenses aparecen casi constantemente con buzamiento de componente Oeste, lo que daría para este piso una extraordinaria potencia si no existieran fallas que dan lugar a repeticiones parciales de la serie.

Independientemente de estas fallas, cuya existencia no podemos certificar, hemos observado algunas otras de alguna importancia, si bien menor que la de las anteriores y en dirección distinta de éstas.

El albense, que antes hemos señalado en el pueblo de Benasal, está limitado por el Norte y por el Sur por dos fallas de dirección próxima a Este-Oeste. De ellas, parece más extensa e importante la meridional, que pone en contacto anormal el aptense con el albense e incluso con el cenomanense. Además de estas dos fallas, hemos observado, en el espacio comprendido entre las mismas, otras tres menos importantes; una, en el mismo pueblo de Benasal, y otras dos más al Sur, de direcciones algo oblicuas a las anteriores.

La serie de observaciones por nosotros realizadas, y que en las páginas anteriores se han expuesto, contrasta-

das con las de los geólogos tantas veces citados, nos conduce a unas conclusiones que, en líneas generales, concuerdan con las de aquellos autores, si bien en algunos puntos nos parece conveniente introducir alguna variante.

La tectónica del Bajo Aragón y Maestrazgo obedece a la conjunción de dos movimientos principales, dirigidos uno hacia el NE. y otro hacia el NO., y que corresponden, respectivamente, a las dos cordilleras que en esta zona convergen: Ibérica y Litoral Catalana.

Las vergencias son siempre hacia la cuenca del Ebro, salvo algunas excepciones debidas a condiciones locales, y los accidentes que se han producido se alinean según una u otra de las dos direcciones principales, pero el enlace entre ellos no se establece de una manera regular y continua, sino que existe una zona intermedia de direcciones variables, que no se pueden sistematizar en absoluto.

El movimiento hacia el NE., o sea el que crea la Cordillera Ibérica, parece más intenso y, en su consecuencia, los pliegues alineados del segundo al cuarto cuadrantes avanzan mucho hacia el Este, llegando hasta cerca de Benasal y la zona NE. de Morella.

Por el contrario, las alineaciones correspondientes al sistema Litoral Catalán avanzan muy poco en el macizo del Maestrazgo, quedando casi confinadas en la provincia de Tarragona y resto del litoral catalán.

El empuje hacia el Norte de la zona central, combinado con la compresión producida por los desplazamientos opuestos de las dos cordilleras, dan lugar a la formación de accidentes, dispuestos en arco convexo hacia el Norte, en la proximidad del contacto con el terciario, tales como los pliegues volcados de Cañada-Alcorisa, y los menos intensos de Zorita-Olocau, pero dentro de la concavidad de

estos pliegues, en la zona de presiones menos intensas, se producen accidentes de variada orientación, debida, sin duda, a condiciones locales.

Los plegamientos son más intensos en el mesozoico inmediato al terciario, en donde aquél se dispone en escamas vergentes sobre éste, y parece que el plegamiento se ha propagado poco dentro del oligoceno, sin duda debido al gran espesor de los estratos terciarios, que le han dado una mayor rigidez, habiendo actuado este último de bloque resistente.

En las zonas cretáceas más alejadas del borde, los plegamientos se suavizan rápidamente, llegándose a áreas tabulares ligeramente onduladas.

IV. BIBLIOGRAFÍA

1. ALMELA (A.): «Hallazgo de la *Exogyra pellicoi* Vern. y Coll., en el Maestrazgo».—Notas y Comunicaciones I. G. M. E., n.º 16. Madrid, 1946.
2. ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): «Nota sobre el Infracretáceo de los alrededores de Morella».—Notas y Comunicaciones I. G. M. E., n.º 11. Madrid, 1943.
3. ASHAUER (H.) y TRICHMÜLLER (R.): «Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens».—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Berlín, 1935.
4. ASTRE (G.): «La faune de radiolitides de Fortanete».—Bull. Soc. Géol. France, 4.ª ser., t. 29. París, 1929.
5. COQUAND (H.): «Monographie de l'étage Aptien de l'Espagne».—Marseille, 1865.
6. — «Description géologique de la formation crétacée de la province de Teruel».—Bull. Soc. Géologique France, 2.ª ser., t. 26. París, 1869.
7. CORTÁZAR (D.): «Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Madrid, 1885.
8. DEBBIMS (A.): «Recherches géologiques dans le Sud d'Aragón».—Lille, 1898.
9. FALLOT (P.) y BATALLER (J. R.): «Sur la tectonique de

- la bordure meridional du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranée, entre Tortosa et Castellón».—C. R. Ac. Sc., t. 182, pág. 226. París, 1926.
10. FALLOT (P.) y BATALLER (J. R.): «Sur la tectonique des montagnes entre Montalbán et le littoral de la province de Castellón».—C. R. Ac. Sc., t. 182. París, 1926.
11. — «Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas Aragon et du Maestrazgo».—C. R. Ac. Sc., t. 182, pág. 298. París, 1926.
12. — «Sur la bordure nord-est du Massif crétacé du Bas-Aragon».—C. R. Ac. Sc., t. 184, p. 1467. París, 1927.
13. — «Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, 1927.
14. — «Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragon et la Chaîne Iberique».—B. Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. XXXI, n.º 1. Barcelona, 1931.
15. FAURA Y SANS (M.): «Algó sobre los lignitos cretácicos de Teruel».—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XX. Madrid, 1920.
16. — «Los lignitos cretácicos de Portalrubio».—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XX. Madrid, 1920.
17. GASCÓN (A.) y DE LA CRUZ (E.): «Estudio sobre los carbones de Teruel y especialmente sobre la cuenca de Utrillas».—Madrid, 1903.
18. HAHNE (C.): «Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel-Alfambra».—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Berlin, 1930.

19. HAHNE (C.): «Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Tarragona (Spanien)».—Z. Deutsch. Geol. Ges. 82. Berlin, 1930.
20. JOLY (H.): «Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la chaîne Celtiberique (Espagne)».—C. R. Ac. Sc., t. 175, pág. 976. París, 1922.
21. — «Sur l'existence de phénomènes de charriage a l'extrémité orientale de la chaîne Iberique près de Montalbán».—C. R. Ac. Sc., t. 174, pág. 820. París, 1922.
22. — «Études géologiques sur la chaîne Celtiberique».—C. R. Congrès Géol. Int. Madrid, 1926.
23. LANDERER (J. J.): «Monografía paleontológica del piso Aptiense de Tortosa, Chert y Benifasá».—Madrid, 1872.
24. — «El piso Tenénico, o Urgo-áptico, y su fauna».—An. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, 1874.
25. — «Ensayo de una descripción del piso Tenénico».—An. Soc. Esp. Hist. Nat., t. VII. Madrid, año 1878.
26. LOTZB (F.): «Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges».—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Berlin, 1929.
27. MABSTRE (A.): «Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón».—Anales de Minas, t. III. Madrid, 1845.
28. MARTÍNEZ ALCÍBAR (J.): «Carbón mineral de la provincia de Teruel».—Bol. Of. Ministerio de Fomento t. XVIII. Madrid, 1856.
29. RBICHEL (M.): «Étude sur les Alveolines».—Mem. Société Pal. Suisse, vol. LVII. Basel, 1936.

30. RICHTER (G.): «Die Iberischen Ketten zwischen Jalon und Demanda».—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Berlín, 1930.
31. RICHTER (G.) y TEICHMÜLLER (R.): «Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten».—Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Berlín, 1933.
32. RÍOS (J. M.), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): «Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara».—Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. Madrid, 1944.
33. ROYO y GÓMEZ (J.): «Los yacimientos weáldicos del Maestrazgo».—Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, 1920.
34. — «El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica fósil».—Junta para Ampliación de Estudios. Madrid, 1922.
- 34 bis. SÁBNZ GARCÍA (C.): «Datos para el estudio de la paleogeografía del Jurásico superior y del Cretáceo inferior en el NE. de España».—Asesoría Geológica de Obras Públicas. Madrid, 1948.
35. SCHRÖDER (E.): «Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien)».—Abh. der Ges. Wiss. zu Göttingen. Berlín, 1930.
36. VENDRELL (L.): «Estudio industrial de la formación carbonífera de Castellote y Santolea».—Bol. Oficial Minas y Metalurgia, n.º 77. Madrid, 1923.
37. VERNEUIL (E.) y LORIERE (C.): «Voyage executé en Espagne pendant l'été de 1853».—Bulletin Société Géologique de France, 2.º serie, t. XI. París, 1854.
38. — «Observations géologiques et tableau des altitudes observées».—Bull. Soc. Géol. de France, 2.º ser., t. XI. París, 1854.

39. VERNEUIL (E.) y LORIERE (C.): «Description des fossiles du Neocomien supérieur de Utrillas et des environs».—1868.
40. VERNEUIL (E.) y COLLOMB (E.): «Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne».—Bol. Soc. Géol. de France, 2.º ser., t. X. París, 1853.
41. — «Note a l'occasion de deux coupes géologiques faites travers de l'Espagne».—C. R. Ac. Sciences, t. XXXVI, pág. 496. Traducido en la Revista Minera, t. IV. 1853.
42. VERNEUIL (E.) y LARTET (L.): «Sur la Calcaire a Lychnus des environs de Segura».—Bol. Soc. Géol. de France, 2.º ser., t. XX. París, 1862.
43. VILANOVA (J.): «Memoria geognóstica agrícola sobre la provincia de Castellón».—Mem. Real Acad. de Ciencias. Madrid, 1859.
44. — «Ensayo de una descripción geognóstica de la provincia de Teruel».—Junta General de Estadística. Madrid, 1863.

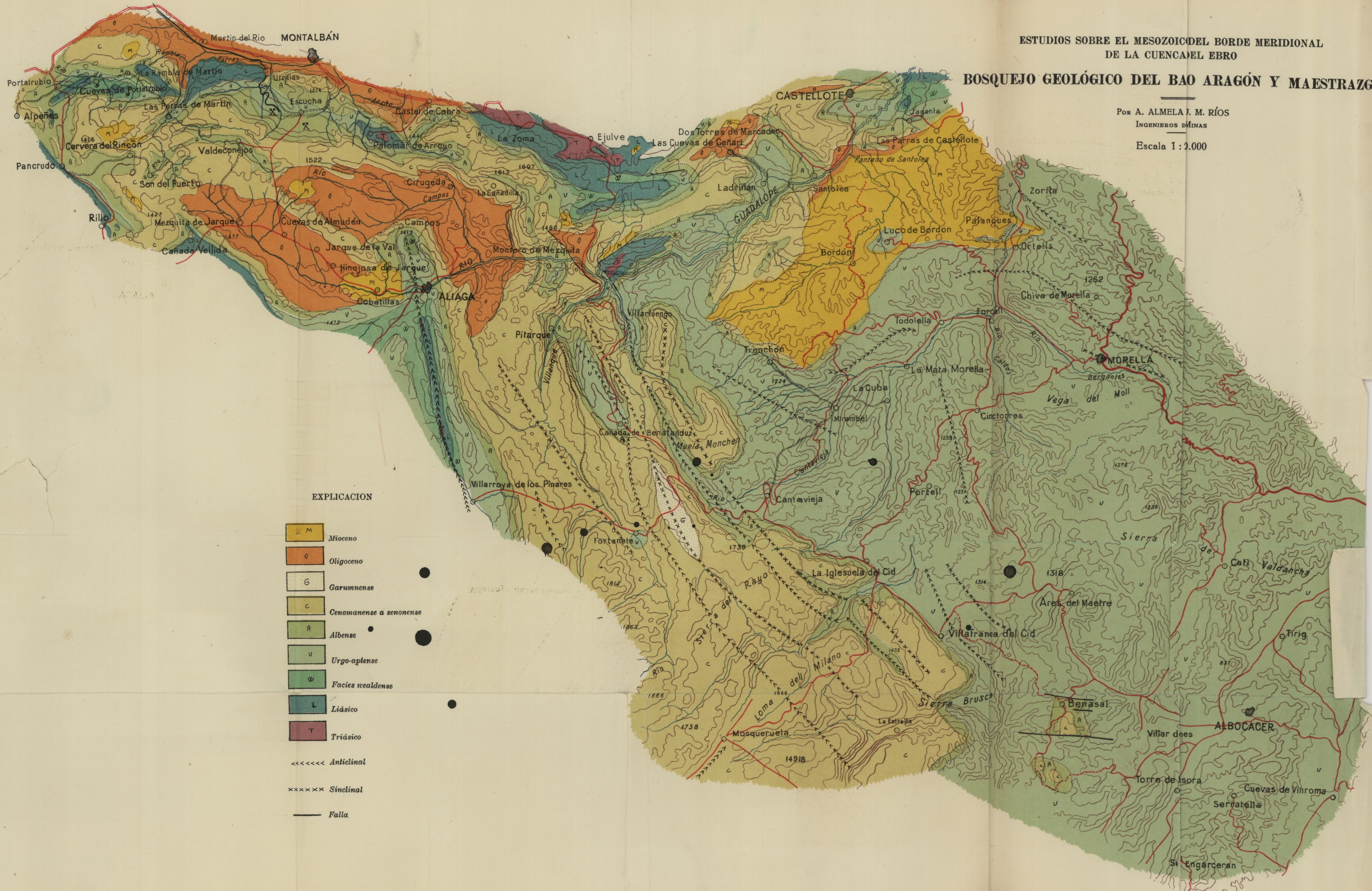
Aparecido después de la confección de este trabajo:

45. RIBA (O.): «Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel».—Tomo I, n.º 2. Teruel, 1949.

BOSQUEJO GEOLÓGICO DEL BAJO ARAGÓN Y MAESTRAZGO

Por A. ALMELA J. M. RÍOS
INGENIEROS DE MINAS

Escala 1:2.000



EXPLICACION

- M Mioceno
- O Oligoceno
- G Garumnense
- C Cenomanense a senonense
- A Albense
- U Urgo-aptense
- W Facies wealdense
- L Liásico
- T Triásico
- <<<<< Anticlinal
- x x x x x x x x Sinclinal
- Falla

**ESTUDIO SOBRE LAS CONEXIONES
SUBTERRÁNEAS DE LAS CABECERAS
DE LOS RÍOS ÉSERA Y GARONA**

POR

JUAN DE LIZÁUR Y ROLDÁN
INGENIERO DE MINAS



ESTUDIO HIDROLÓGICO DE LAS CABECERAS DE LOS RÍOS ÉSERA Y GARONA

Al comenzar este trabajo queremos expresar nuestro agradecimiento al Ingeniero D. José María de Vedruna, gran conocedor del Pirineo, que nos ha servido de guía en nuestras excursiones y quien amablemente nos ha proporcionado los datos del apartado de Hidrografía.

La conexión, en su nacimiento, de los ríos Ésera y Garona ha llamado la atención desde tiempos muy antiguos, y varios han sido los que, atraídos por este interesante problema, han dado sus opiniones sobre el asunto; unos, desde el punto de vista hidroeléctrico, otros, con miras internacionales, y los más, guiados por un afán científico. Largo sería enumerar aquí los nombres y trabajos publicados, que se saldrían de los límites de este estudio.

Todos, o casi todos, coinciden en relacionar el agua que desaparece en el Forat de Aigualluts (llamado otras veces del Toro), en la cuenca hidrográfica del Ésera, con la surgencia en Los Güells del Jueu, cuenca del río Jueu o Garona occidental, y se han realizado estudios geológicos y experimentales, relacionando directamente su correspondencia por medio de colorantes, pero se carecía de un trabajo geológico detallado que diera una explicación concluyente.

Hidrografía

Las aguas que descienden de las vertientes septentrionales de la Maladeta y de todo el sistema orográfico que forman las estribaciones de este macizo y su unión con la divisoria principal, se reúnen en dos barrancos principales, separados por la estribación que partiendo del Pico de Sallués, en la Maladeta, termina en el de Barrancs, sobre el Pla de Aigualluts. El de Mulleres, por la derecha, nace en las tarteras de la vertiente norte del pico de este nombre, en plena región granítica; en su curso se encuentran tres pequeños lagos, en terrazas de origen glaciar, debajo del Pico de la Furcanada y del Coll dels Araneses, rodeados de pequeñas neveras (congestas). Recibe este barranco, por la izquierda, otro barranquizo que desciende del Pico de Barrancs, y ambos reunidos desaparecen poco más abajo, en un ensanchamiento del valle, cerca del Coll de Toro, en el «forat» de este nombre, abierto en las calizas devonianas en la cota 2.080. En este punto la cuenca de recepción mide 4,5 kilómetros cuadrados.

El caudal medido el 3 de septiembre del año 1945, de una manera sólo aproximada, era de unos 100 litros por segundo, verdaderamente exiguo, pero que se explica por la carencia casi absoluta de reservas de nieve y de agua en aquella reducida cuenca después de una prolongada sequía y por la evaporación intensa en aquel suelo pedregoso, completamente desprovisto de vegetación. Poco más abajo de este «forat», en el mismo barranco y a la cota 2.050, parece que emerge otra vez este caudal entre las piedras

que forman su lecho, y de nuevo vuelven a filtrarse por las tarteras, siendo probable que estas aguas sean las que se ven salir por los bordes del brazo derecho del barranco de Barrancs, a la cota 2.010, en la parte alta del Pla de Aigualluts.

Barranco de Barrancs.

Este barranco viene a ser el colector general de los heleros de Selenques, Tempestas y Aneto (los dos primeros son glaciares de circo y el último glaciar de meseta), constituyendo el afluente más importante de todos los que forman la cabecera del Ésera en el valle de Benasque. Lo integran varios brazos correspondientes a cada uno de los heleros (el de Aneto tiene dos). Los de Selenques y Tempestas se reúnen en el lago de Barrancs, emplazado a los 2.280 m. de altitud, en el extremo inferior del gran circo que limitan los picos de Barrancs, Salenques, Tempestas y Aneto, en plena región granítica de la Maladeta, con una cuenca receptora de 10 Km.² El glaciar de Salenques mide 0,4 Km.² y el de Tempestas 1,1 Km.² Es también, el único lago de relativa importancia que se encuentra en esta parte alta del Ésera, a partir del Forat de Aigualluts; mide unos 300 metros de largo por 60 de ancho; el tercer brazo se alimenta del glaciar de Aneto, el mayor del Pirineo, de unos 2,2 kilómetros cuadrados de superficie, con espesores de 60 metros. Estas aguas descienden a través de las tarteras que cubren aquella vertiente, viniendo a unirse con las que bajan del lago de Barrancs, en la cota 2.072. Del extremo oeste de este glaciar de Aneto y debajo del Pico de la Maladeta, sale un cuarto brazo, que después de saltar en vistosa cascada va

a unirse al río principal, a unos 100 m. más abajo que el anterior y a la cota 2.060. El río así formado, desciende a través de grandes bloques de tarteras hasta el Pla de Aigualluts, en donde se divide en dos brazos, que bordean dicho «pla» hasta la cascada del Forat de Aigualluts, en una longitud de 580 metros.

El Pla de Aigualluts es una amplia depresión de 1.316 metros de largo, y de anchura variable entre los 100 y 200 metros, siendo la diferencia de nivel entre ambos extremos sólo de 10 m. Está limitada, por el Norte, por la divisoria principal, entre el Pico de Pumero y la Tuca Blanca; por el Este, con las vertientes del Pico de Barrancs y, por el Sur, con las del Pico de la Renclusa, estribación de la Maladeta. Este llano queda interrumpido en su parte central por unas ligeras ondulaciones del terreno, originadas por bandas o diques calizos que lo atraviesan, produciendo una especie de estrangulación del mismo y en donde se encuentra el Forat de Aigualluts. A este ensanchamiento del valle llegan únicamente los dos ríos o barrancos que acabamos de reseñar que, entrando por su extremo este, lo bordean, divididos en dos brazos, en una longitud de 580 m., hasta que reunidos de nuevo en el estrechamiento citado saltan en cascada por los estratos pizarreños, entrando en un corto barranco de laderas escarpadas y de poca pendiente, en una longitud de unos 200 m., hasta simarse en el Forat de Aigualluts. Esta concavidad, tallada en sus dos terceras partes en la roca viva, tiene unos 60 m. de diámetro y 35 en la angostura de la entrada, por una profundidad media de 25 metros. La rodean altos murallones rocosos, más altos y aplomados los de la izquierda y escalonados los de la derecha. El fondo está relleno de arena y por él circulan mansamente las aguas procedentes de la cascada, hasta desaparecer en contacto con la roca por varios

sumideros. Entre la cascada y el «forat» hay, por lo menos, seis pérdidas. La cota de uno de estos sumideros, situada en la pared del fondo, debajo de un collado en donde hay un punto marcado, es de 1.912,35; la del punto es 1.934.

La capacidad de estos sumideros es limitada, pues se nota que el pequeño aumento que sufre diariamente el río por efecto del deshielo, al pasar de 1.725 litros por segundo, a las doce del día, a 2.076 a las seis de la tarde (observaciones de septiembre de 1945), no puede ser regularmente absorbido, embalsándose el agua hasta formar un pequeño lago de las dimensiones del pozo. Este fenómeno se nota, aún más, en épocas de grandes avenidas producidas por el deshielo, pues entonces las aguas, según García Sainz, rebasan el agujero del «forat», al no ser suficientes para la absorción del caudal los seis principales torbellinos absorbentes vecinos a las paredes del gran Ponor. Estas aguas se extienden luego por la parte inferior del Pla de Aigualluts, en donde se vuelve a filtrar por los numerosos conos de absorción abiertos en los depósitos morrénicos de fondo. Sin embargo, en toda esta parte del gran llano, que tiene una longitud de 516 m. por 220 de anchura máxima, no existen señales de un paso moderno ni antiguo de las aguas. Parece, pues, que estas aguas, siguiendo un curso subterráneo, vuelven a juntarse con las del «forat», aunque esto, hasta ahora, no ha sido demostrado experimentalmente.

El Pla de Aigualluts termina en una especie de collado, en donde el valle vuelve a estrecharse, formándose a continuación un pequeño barranco de perfil suave, en su principio, y más quebrado después; el riachuelo que corre por este barranco se alimenta de varias fuentes, que parece no tienen relación con el sistema hidrográfico anterior; sus aguas se despeñan por varias cascadas hasta un ensan-

chamiento del valle, en donde se le unen, por la derecha, las que proceden de los «ibones» de Villamuerta, formando un pequeño riachuelo de unos 50 litros por segundo (observación de septiembre de 1945). Estos «ibones» son dos; el primero, de muy reducidas dimensiones, y algo mayor el segundo, que tendrá unos 100 metros de largo por 40 de ancho, y en el cual sitúa Casteret el nacimiento del Ésera; pero ni por la longitud de este insignificante curso de agua, ni por su caudal, ni por otra razón de orden geográfico, se comprende que puede dársele esta categoría; es más natural que lo sea el arroyo que nace con el collado del Pla de Aigualluts y que Casteret llama impropiamente río de la Renclusa, suponiendo que las aguas que se filtran por aquel agujero son las que alimentan a dicho barranco; según García Sainz, en el Forat de la Renclusa se hicieron experimentos con fluoresceína, cuando esas aguas fueron desviadas y lanzadas al valle, demostrándose que no reaparecen en el Ésera. La misma equivocación sufrió Mallada al suponer el nacimiento del Ésera en las aguas procedentes del deshielo del glaciar de la Maladeta.

El barranco de la Renclusa.

El helero de la Maladeta sigue en importancia al del Aneto, siendo su superficie aproximada de 1,2 kilómetros cuadrados. Este helero, estribado entre los picos de la Maladeta y el de Alba, pertenece al tipo de glaciar de Circo Ninchado, según la clasificación de Martone, que están sometidos a un movimiento rotatorio. Las aguas procedentes de la fusión de este helero forman un riachuelo que, al llegar a las cercanías del Refugio de la Renclusa, se juntan con las que descienden del pequeño helero de

Alba, último de los de esta vertiente norte de la Maladeta, que recoge también las que vienen de la región de Paderna, en la que se encuentra el «ibón» de Paderna, o de la Renclusa, de reducidas dimensiones. Estos dos barrancos juntos desaparecen por el Forat de la Renclusa, a la cota 2.213, muy cerca del refugio de este nombre. La cuenca de recepción de este agujero es de 5,4 Km.², y el caudal aforado en septiembre de 1946 fué 415 litros por segundo, no habiendo datos de aforos anteriores; su rendimiento es elevado, llegando a los 77 litros por segundo por Km.² Este «forat» se presenta en forma de cueva, con su piso en pronunciada pendiente, sin que se note en su entrada acumulación de materiales de acarreo, debido probablemente a que la grieta por donde se siman las aguas continúa, en este caso, con igual o mayor pendiente que la que tiene el barranco, no encontrando, al entrar en el «forat», obstáculo a su circulación.

Con objeto de lograr que este caudal volviese al Ésera, se construyó hace años un muro y un corto túnel, que desviaron las aguas hasta salir de la zona agrietada; sin embargo, estas aguas, después de saltar por la ladera de la montaña en varias cascadas, acaba por desaparecer nuevamente entre las piedras, sin que las pruebas que se hicieron con fluoresceína, como antes indicamos, demostrasen que cambiasen de curso.

Pla d'Estanys.

Este nuevo ensanchamiento del valle se encuentra a la cota 1.785 (palanca del camino sobre el río); es una nueva demostración de lo que Mallada llama degeneración lacustre, suponiendo, basándose en la opinión de autores extranjeros, que son antiguos lagos. Hoy sólo existen algunas

charcas que aumentan de superficie en las épocas de deshielo. El Ésera sufre en esa llanura nuevas pérdidas, hasta el Pla del Hospital, situado a los 1.690 metros de altitud. Allí se le junta el barranco de Gorgutes, que recoge las aguas de los lagos y heleros de aquellas montañas fronterizas, cambiando su dirección hacia el Sur, ya con caudales más constantes y regulares.

Cuenca del Alto Jueu.

El sistema hidrográfico del Jueu, por encima de la cota 1.356, en que se juntan sus aguas con las que brotan de las Güells, consta de tres cuencas distintas; la de Pumero, a la izquierda, presenta varios puntos de absorción, primero en Los Clots del Infern, cerca del Puerto de la Picada, y después en la cota 1.840, por donde se filtran las aguas que bajan por la izquierda. Por la derecha, el barranco que conduce las aguas del Estany de Pumero sufre algunas filtraciones, pero reaparecen más abajo en una serie de fuentes junto a la barraca de Aubert, cerca del barranco principal. La cuenca del centro está formada por el circo de montañas que limitan los Picos de Pumero, el Coll de Toro y el Mall de la Artiga, rodeando el Pla de la Artiga, por cuyo fondo corren las aguas de un arroyuelo que pudieran proceder del lago de Coll de Toro, en cuyo barranco de desagüe existe el «forat» que pudiéramos llamar de Toro de Arán, a la cota 2.050 (nótese la coincidencia de cotas de los dos «forats», situados a un lado y otro del Coll de Toro). Sin embargo, esta hipótesis habría que comprobarla también, pues las citadas aguas pudieran muy bien proceder de la vertiente de Pumero. La tercera cuenca, o sea la de los Puis, a la derecha, contiene varios barranquitos, el principal de los cuales es el que desciende del Lago

de los Puis, situado a la cota 2.010, que no tiene desagüe visible y que se forma más abajo de varias fuentes, que se siman por fin por el «forat» que llamaremos de Los Puis, a la cota 1.700. Ya en el llano reaparece este barranco con aportaciones de varias fuentes y de los escurrideros de la vertiente derecha, especialmente de los que forman el barranco de Salies procedentes del lago y collado de este nombre. Todos estos «forats» están situados en las calizas grises, análogas a las que se encuentran en el valle de Benasque, y que aparecen en forma de diques cerrando el curso de las aguas.

Relación entre las cuencas del Ésera y del Jueu.

Para estudiar este fenómeno desde el punto de vista hidrográfico, tenemos que partir de los datos que nos proporcionen las cuencas de los mismos. Del Ésera conocemos los datos facilitados por el Servicio de Estadística Matemática de la Confederación del Ebro, sacados, a su vez, de los obtenidos por la Sociedad Catalana de Gas y Electricidad, en la estación de aforos de Benasque, a los 1.143 m., durante los años 1916 a 1927. Actualmente esta estación está fuera de servicio. Del Jueu hay pocos datos, pues los aforos en la desembocadura empezaron en el 1942, y los del Puente de Comasera, a la cota 1.160, en 1944. Del Jueu, en Los Güells, sólo hay datos aislados en 1945, que, por otro lado, no pueden merecer gran crédito, por las malas condiciones que reúne el lugar en que efectúan estas mediciones. Los aforos que se efectuaron el verano de 1946, dentro de las dificultades que supone el tratarse de barrancos en alta montaña, se procuró rodearlos de las máximas garantías. En el cuadro siguiente figuran estos datos de aforo, junto con los de las cuencas similares del

Valartias y el Aiguamoix, efectuados en los mismos días que nos servirán de comparación para el estudio que nos interesa.

Aforos efectuados durante el mes de septiembre de 1947 en los ríos Ésera y Garona

ESTACIONES	Cuenca En m. ²	Caudal En l. s.	Rendimiento En l. s. Km. ²	Altitud Metros
Forat de Aigualluts	16.600	2.000	120	1.990
Forat de Renclusa	5.400	415	77	2.138
Jueu, en Los Güells	17.000	2.084	122	1.356
Jueu, Pte. Cosamera	19.000	2.885	152	1.160
Barranco Pumero	17.000	390	23	1.366
Valartias P. Rius	19.000	500	26	1.600
Aiguamoix, Aiguastortes	20.000	573	28	1.778

Al comparar los caudales del Jueu, en Los Güells y en el Puente de Comasera, con los del Valartias y el Aiguamoix, cuyas cuencas son muy semejantes, salta a la vista la notable desproporción existente. Ahora bien, al medir por separado el caudal de Los Güells y el del barranco Pumero, encontramos que este último es precisamente el que le corresponde, suponiendo un rendimiento para su cuenca igual que el de las cuencas del Valartias y Aiguamoix. En la de Pumero resulta un poco menor, debido probablemente a las filtraciones que se notan en ella. Esto lo confirmó el reconocimiento detallado que de esta cuenca se hizo en aquellos días, en el que no aparecieron por ninguna parte filtraciones que pudieran dar lugar a caudales parecidos a los que vemos en Los Güells. Es lógico que estos caudales de Los Güells procedan de los «forats» de Aigualluts y de la Renclusa, por dos razones: primera, porque ni en el valle de Arán ni en el de Benasque se encuentran otras filtraciones que pudieran alimentar caudales de tal

importancia, y segunda, porque precisamente coinciden con bastante exactitud los caudales filtrantes con los emergentes, pues si bien es verdad que es algo menor en Los Güells, hay que tener en cuenta que la curva de caudales había descendido desde el 4 de septiembre, en que se midieron los de Aigualluts y Renclusa, hasta el 14 del mismo mes, en que se midieron los de Los Güells y Pumero.

Régimen de las corrientes de agua que afluyen a los Forats de Aigualluts y de la Renclusa.

El conducto subterráneo por donde derivan las aguas que se filtran por estos «forats» tiene, desde luego, una capacidad limitada, lo que es causa de que en momentos de recrecimiento de estos caudales, por efecto del deshielo o de las lluvias, el agua desborda del «forat» extendiéndose por las socavaciones practicadas en las masas morrénicas.

Las observaciones diarias, hechas encima de la cascada que se encuentra cerca y antes del «forat», revelan las variaciones propias del régimen glaciar, con sensibles aumentos por la tarde, a causa del deshielo. Pues bien, estos aumentos diarios, aun tratándose de caudales reducidos de 2.000 litros por segundo, encuentran ya cierta resistencia en ser absorbidos, notándose que el agua tiende a embalsarse. Este caudal aumentará, sin duda, al llenarse el «forat», pues entonces este depósito natural, con una altura de 22 m. hasta el vertedero por donde salen las aguas, actuará de cámara de carga, ejerciendo la presión correspondiente sobre el fondo. Sería interesante conocer el caudal máximo que puede pasar por estos pozos de absorción, pero carecemos de observaciones regulares que nos puedan dar idea de la importancia de las riadas. No obstante, podemos deducirlas de una manera aproximada por com-

paración con el Valartias, en el cual se hicieron aforos en sus afluentes del Mar, Rius y Rencludes, a los 1.900 metros de altitud, durante los meses en que el agua circula, que son los que nos dan los caudales máximos, y en los años 1922, 1923, 1924 y 1925. El caudal máximo registrado en este período, en una cuenca de 18 Km.², fué de 4.800 litros por segundo, en el mes de mayo. Hay que tener en cuenta que el año 1922, en el que encontramos este dato, es de los más abundantes a contar desde 1918. Si aceptamos la paridad con la cuenca filtrante del Ésera, que mide 22 kilómetros cuadrados, deduciremos que este caudal máximo podrá ser del orden de los 3.000 litros por segundo. Los aforos del Jueu, en el Puente de Comasera, que empezaron en 1944, también nos dan un máximo de 4 a 5.000 litros por segundo, en los meses de junio y julio. Del Jueu, en la desembocadura, tenemos datos desde enero de 1942, en que ya empieza a notarse la sequía, encontrando, asimismo, algo superiores a los 5.000 litros por segundo, en los meses de mayo, junio y noviembre, que más bien parecen puntas de avenida. En el año 1917 (único de aquel período del que se tienen datos), los máximos de mayo, junio y julio, en la desembocadura del Jueu, llegan a los 9 y 10.000 litros por segundo. Si observamos ahora las curvas de caudales en los ríos Jueu y Valartias, de características casi iguales, notaremos cierta simetría en los máximos de mayo y junio, mientras que en los restantes meses la curva del Jueu se mantiene constantemente a mayor altura, lo que refleja indudablemente la influencia del régimen glaciar en la cuenca de la Maladeta.

GEOLÓGIA

Es norma muy sabida, y por tanto, a veces olvidada, que para cualquier estudio de aguas subterráneas, lo primero y más fundamental es tener un conocimiento geológico exacto del terreno, y luego razonar sobre estos datos hasta llegar a una conclusión. Después hay que tratar de comprobar experimentalmente si nuestra conclusión era cierta.

Como consecuencia de un reconocimiento detallado del terreno, hemos pintado el mapa geológico en escala 1 : 25.000, que se acompaña.

Cuatro son los terrenos encontrados, que a continuación se describen y cuyos límites están marcados en el mapa.

Granito

Forma el granito las cumbres y faldas del macizo de la Maladeta. Su contacto con los terrenos sedimentarios, sigue una dirección aproximada W.-E., y sobre él aparecen apoyados los plegamientos.

El granito es, generalmente, de grano grueso, presentándose otras veces porfiroide o anfibólico.

Esta masa granítica, en la parte que nos interesa, está toda comprendida en la cuenca hidrográfica del Ésera, bien directamente sobre el nacimiento de este río, o por medio de sus afluentes por la margen izquierda, como el arroyo de Alba, el de Cregüeña y el de Vallibierna.

Cruza el granito el río Ésera a la altura del barranco de Cregüeña, formando las bonitas cascadas de San Farré, y rompe la conexión de las aguas subterráneas que discurren por uno y otro lado del asomo granítico, creando así una primera división, o sea, que nada tienen que ver las aguas subterráneas situadas al norte del macizo con las que se encuentran al sur, ya que esta masa, arraigada en profundidad, impide que discurren aguas por debajo, y por su constitución tampoco habrá que prever correspondencia a través de ella. Esto es importante de tener en cuenta para el capítulo hidrológico.

Dalloni opina que estos granitos del Pirineo han sido inyectados después del carbonífero medio y que no presentan aspecto lacolítico. Proceden de la impregnación y digestión de terrenos sedimentarios de fácil asimilación, por un magma fluido que, en su ascensión, fué acompañado de emanaciones, emisión consecuencia de las dislocaciones que acompañan a la formación de un geosinclinal.

En la ladera norte de la Maladeta, por encima del lago de Cregüeña, se determinan perfectamente tres sistemas de diaclasas:

Dirección Norte-Sur, buzando 70° Oeste.

Dirección Norte-Sur, buzando 65° Este.

Dirección Este-Oeste, buzando 55° Norte.

Siluriano

Está representado este terreno por unas pizarras negras muy duras y brillantes; se las ve perfectamente en las galerías que están efectuando en Los Güells del Jueu, para reconocer la cimentación de los estribos de una presa para aprovechamiento hidroeléctrico.

Esta pizarra forma la base del sinclinal que ocupa toda la zona objeto de este trabajo; están consideradas como pertenecientes al siluriano superior, y en ellas se ha encontrado:

Orthoceras bohemicum, Barr.

— *pyrenaicum*, Leym.

Cardiola interrupta, Sow.

Aflora el siluriano, cubriendo toda la superficie, en el valle del Ésera, desde el barranco de Cregüeña hasta las proximidades del Hospital de Benasque, en donde forma claramente la base de las calizas devonianas. Sus límites se siguen, a partir de aquí, formando los estrechos afloramientos que determinan las dos ramas del sinclinal.

La rama norte arranca de la margen izquierda del Ésera, en el mencionado Hospital de Benasque, sube por el barranco de Salvaguardia, continúa por el Puerto de Benasque, Pico de la Mina, Puerto de la Picada, ladera izquierda del barranco del mismo nombre, para llegar a Los Güells del Jueu, a la falla de que luego hablaremos, cruza el río y sigue hacia el Este.

La rama sur empalma con la norte en el Hospital de

Benasque, se continúa aguas abajo en el río Ésera, en su margen izquierda, formando contacto con la caliza, siguiendo aproximadamente la cota 1.800; sube por la división del barranco de Cregüeña con el de Alba, donde forma una estrecha faja comprimida entre la caliza y el granito, que bordea a los tres picos llamados Hermanas de Paderna, hasta acuñarse antes de llegar al lago de Paderna. El contacto con el granito, hacia el Sur, va muy cerca del talweg del barranco de Cregüeña, cruzando el Ésera en el Pico de Paderna. Vuelven a aparecer las pizarras silurianas en el Pla de Aigualluts, formando un anticlinal que se corresponde con el sinclinal citado anteriormente, en su parte de levante. Después de un pequeño contacto con el granito, sigue hacia el Este, pasando en el Norte por el Pico de Pumero, Forat del Toro de Arán, Forat de los Puis, lago de Salies, y sale del límite del dibujo por cerca del Pico de Salies. El otro contacto forma la ladera derecha del barranco de Mulleres, sigue entre el collado de los Araneses y el lago de los Puis, y, por el collado de la Forcanada, se pierde en el Este.

Estas pizarras están sumamente plegadas y su estratificación se sigue perfectamente. Sus bancos, bien marcados, se erosionan en grandes trozos, que dan lugar, con sus piedras sueltas, a las célebres «tarteras», siendo buen ejemplo de éstas las que se forman en el Coll del Toro, al lado del lago y en la ladera que mira al valle de Lins.

La generalidad de la dirección de las capas de pizarra es Este-Oeste, teniendo buzamientos varios que, al situarlos en el plano, resaltan la forma sinclinal de la formación.

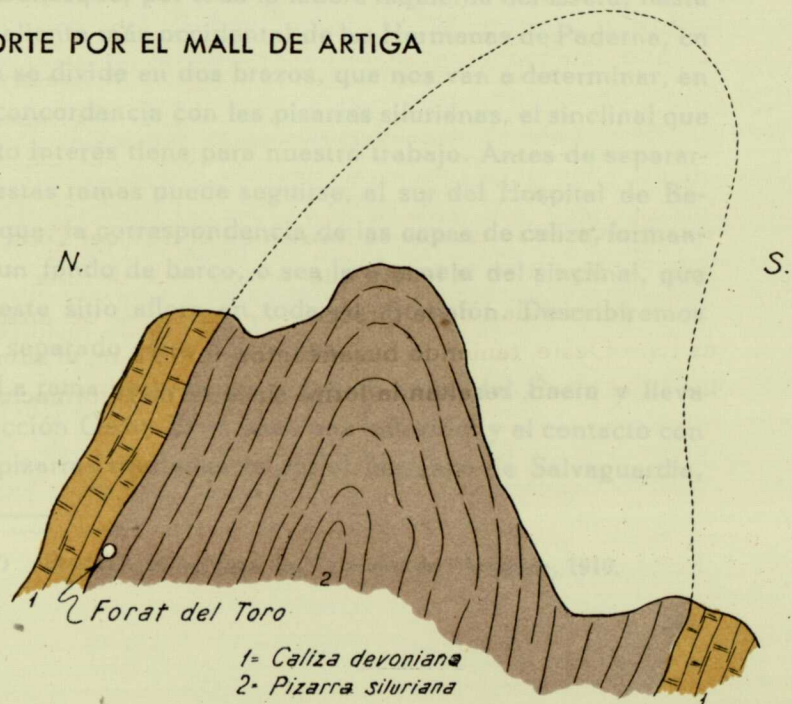
CORTE POR EL BARRANCÓ DE BARRANCS



- 1- Granito
- 2- Caliza metamórfica
- 3- Caliza devoniana
- 4 Pizarra siluriana



CORTE POR EL MALL DE ARTIGA



- 1- Caliza devoniana
- 2- Pizarra siluriana

Devoniano

Encima del siluriano que acabamos de describir, y concordantes con él, se encuentran unas calizas marmóreas, que en esta parte del Pirineo es donde tienen más importancia y son prolongación de las que se presentan en el macizo granítico de Oo y en las pizarras de Estós; es la capa de los Baños de Benasque, que continúa por el borde norte del macizo granítico.

Son conocidas y están citadas estas calizas desde hace tiempo. Dalloni (*) las clasifica como pertenecientes al devoniano medio, situándolas en el nivel de la caliza con políperos silicificados.

Siguiendo esta mancha caliza de Oeste a Este, se observa que la mayor extensión aflorada es desde los Baños de Benasque, por toda la ladera izquierda del Ésera, hasta el saliente más occidental de las Hermanas de Paderna, en que se divide en dos brazos, que nos van a determinar, en su concordancia con las pizarras silurianas, el sinclinal que tanto interés tiene para nuestro trabajo. Antes de separarse estas ramas puede seguirse, al sur del Hospital de Benasque, la correspondencia de las capas de caliza, formando un fondo de barco, o sea la charnela del sinclinal, que en este sitio aflora en toda su extensión. Describiremos por separado estas dos ramas.

La rama norte ocupa la ladera norte del Ésera y lleva dirección Oeste-Este, hace una inflexión, y el contacto con las pizarras silurianas va por el barranco de Salvaguardia,

(*) «Études Géologiques des Pyrénées de l'Aragón», 1910.

formando sus crestos la llamada, debido a su color, Peña Blanca; pasa por las proximidades del Puerto de Benasque y desaparece bajo los derrubios del Pico de la Mina, siguiendo paralela al camino de herradura del Puerto de la Picada, desciende al valle, cruza el Pla del Estanys, hace un codo y toma dirección Este-Oeste, para unirse a la rama sur.

Continuación de esta rama norte es la faja que sale del Puerto de la Picada, baja por el barranco de Pumeró, formando el fondo del barranco, y llega hasta Los Güells del Jueu. Pasada la falla, vuelve a aflorar más hacia Levante, donde va siguiendo siempre con las mismas características de dirección, espesor, etc., etc.

La rama sur se desvía de la gran mancha de la charnela y, en estrecha franja, se eleva por las laderas de las Hermanas de Paderna, formando estos tres salientes. Tanto su dirección como su espesor, están de acuerdo con la rama norte, y los grandes afloramientos de Poniente se van afilando hasta quedar reducidos a nada y desapareciendo, finalmente, acuñados debajo de las pizarras, en el Forat de los Puis.

En el mapa se ven dibujadas estas dos ramas, y este mapa, y los cinco cortes que también acompañamos, explican mejor que nada la formación del sinclinal calizo, que tiene una exaltación de su eje hacia el Oeste, o sea sus capas van teniendo más profundidad a medida que se avanza hacia el Este, y esta exaltación del eje justifica el que los afloramientos tengan más extensión cuanto más se siguen a Poniente, llegando incluso, como ya hemos dicho, a presentarse unidas las dos ramas al sur del Hospital de Benasque, quedando al descubierto toda la formación sinclinal, que no se sigue en la ladera derecha del Ésera porque la erosión las ha hecho desaparecer por

completo, dejando al descubierto el substratum pizarreño siluriano.

Claro está que esta exaltación no sigue de una manera uniforme, sino que sufre oscilaciones que se aprecian en el Pla de Estanys, al oeste del meridiano $4^{\circ}20'$; es por lo tanto, este meridiano, el que se puede considerar, aproximadamente, como punto máximo de la exaltación y se comprueba que en las tres inmersiones que existen en el «pla» al llegar a las fajas calizas, vuelve el agua a salir más abajo en el mismo Pla de Estanys. Estas aguas casi no profundizan, lo que indica que el espesor de caliza es pequeño y que el substratum pizarreño buza allí ligeramente hacia el Oeste.

Independientes de estas dos ramas que acabamos de describir, hay otras dos manchas que se ven en el Corte V. La más pequeña está situada al norte de Los Güells del Jueu y a mitad de camino entre este manantial y la Ermita de la Artiga de Lins. Tiene poca extensión, carece de importancia desde el punto de vista hidrológico, porque es un retazo aislado, pero con su acuñamiento al Este nos sirve como una referencia más para localizar la falla de Los Puis-Jueu. La caliza es igual a las anteriores y forma un escalón de bastante relieve en el camino.

En el borde sudeste del Pla de Aigualluts destacan unos acantilados blanquecinos, que forman un escalón de entrada al barranco de Barrancs; este escalón está formado por una rama de calizas devonianas; es consecuencia del plegamiento general, y da lugar a un anticlinal desmantelado por el que asoman las pizarras silurianas. Las calizas continúan por el collado de los Araneses y el Pico de Forcnada, cruzan la divisoria y continúan hacia el Este.

Es interesante observar las variaciones que ha sufrido la caliza devoniana al contacto con el magma granítico,

pues llega, algunas veces, a enmascararlas de tal manera que no reconociendo detenidamente los afloramientos y estableciendo semejanzas entre los contactos con el granito y la pizarra, pudiera llegar a creerse que se trata de rocas distintas.

En los contactos con el granito han sufrido un fuerte metamorfismo de dos tipos: termal o de digestión y dinámico o de empujes. Entre los primeros tenemos el del Pla de Aigualluts, donde la caliza toma un aspecto pizarreño, tiene mucha sílice, dando un color plomizo oscuro en fractura fresca y verde en la superficie, tiene diaclasas que la hacen saltar en forma paralelepípedica.

En el collado de los Araneses destaca, como roca de contacto, una capa de cuarzo blanco durísimo; tiene una estructura muy hojosa, lo que le da un aspecto sedimentario. El tránsito de estos sedimentos a los calizos se hace sin solución de continuidad, lo que demuestra claramente que la caliza ha sido metasomatizada por una segregación silícea del magma granítico.

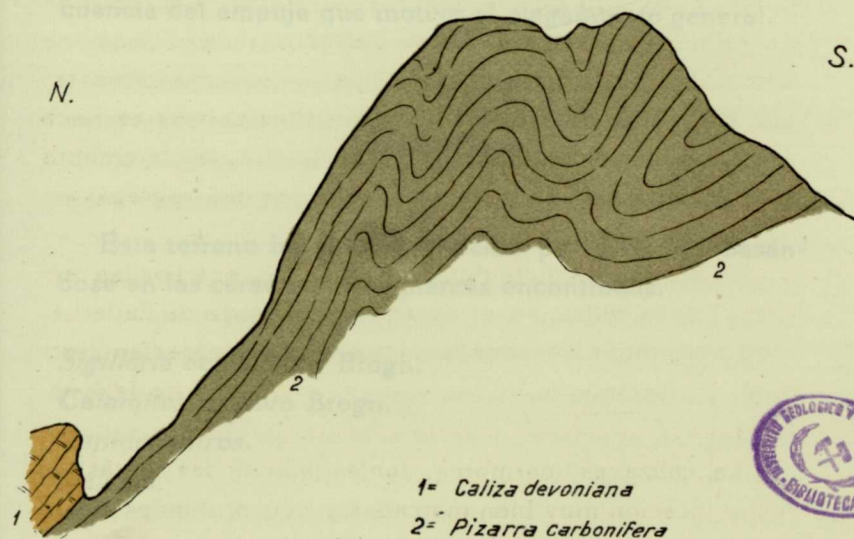
Como tipo de metamorfismo dinámico tenemos las diaclasas de la caliza, en el acantilado del lago de Paderna, que se continúa por toda la ladera y que se aprecian también perfectamente en las paredes del Forat de la Renclusa.

La caliza es marmórea, tableada, con las juntas de estratificación muy bien marcadas y con profundas oquedades entre ellas. La fractura de los bancos toma forma concoidea.

En la subida del Puerto de la Picada, desde el Pla de Estany, se cruzan zonas de mármoles.

La dirección de las capas es E.-W., con buzamiento al Norte, y se señalan tres sistemas de diaclasas, de

CORTE POR LA TUSA DE BARGAS



Dirección N.-70°-E., buzamiento 60° SE.
 — N.-15°-E., — 65° W.
 — S.-50°-W., — 75° N.

En innumerables puntos de la formación caliza, donde hemos tomado dirección, ha salido siempre, con ligeras variaciones locales, Este-Oeste, y el buzamiento ha sido al Norte o al Sur, según en la rama que se encontraba. Hay que señalar la continuidad y el acuerdo de todas las lecturas, lo que unido a las demás observaciones no cabe dudar de que se trata de un sinclinal principal y un anticlinal más reducido en longitud, y que ambos son consecuencia del empuje que motivó el plegamiento general.

Carbonífero

Este terreno ha sido reconocido por Schmidt, basándose en las características plantas encontradas.

Sigillaria acutellata ? Brogn.

Calamites suckoro Brogn.

Lepidodentros.

Halonia.

Por más que hemos recorrido el terreno no hemos conseguido recoger ningún fósil, y por lo tanto nos atenemos a la clasificación de Schmidt.

Los afloramientos son de pizarras negras, ampelitosas y samitas, o areniscas micáceas. Aparecen sobre las calizas marmóreas y se observan perfectamente sus lechos.

La corrida empieza cerca del Hospital de Benasque y

se continúa a Levante por la ladera izquierda del valle del Ésera, sufre un ensanche a la altura del Pico de Paderna, llegando por el Norte hasta cerca de la divisoria del Pico de la Mina; sigue hacia el Este formando las alturas de la Tossa de Bargas y el lago de Pumero; desciende a formar el valle de la Artiga de Lins, y después de subir por las laderas del Pico de Salies desaparece por los límites del mapa.

Las pizarras están en pequeños lechos, muy duros y negros, que alternan con bancos de areniscas.

Se ve perfectamente la formación de un sinclinal que recubre a las calizas devonianas y, se sigue todo el eje del sinclinal, relleno por las pizarras y las areniscas micáceas con *Calamites suckwi*, *C. cisti* y *Sigillaria*.

En el valle del Pla de Estanys destacan unos montículos formados por bancos de caliza, intercalados entre las pizarras, que por su pequeño tamaño no tienen representación en el plano. La configuración del terreno forma tres escalones, cerrados por los afloramientos calizos, escalones que tienen importancia desde el punto de vista hidrológico, y de los que trataremos en el capítulo correspondiente.

Las pizarras carboníferas tienen una dirección general E.-W. y están intensamente plegadas, formando multitud de pliegues, acostados y en rodilla, que se ven claramente desde el Refugio de la Renclusa, al mirar las laderas de la Tossa de Vargas y de Pumero. Consecuencia de estos plegamientos son los anticlinales invertidos que a modo de sombreros han quedado colgados en los picos de las Hermanas de Paderna, y el retazo que, a media ladera, aparece en la subida a los puertos de Benasque y La Picada. En el Corte II se indican estos arrastres.

Estratigráficamente queda determinado el sinclinal que va desde el Hospital de Benasque hasta la divisoria del

Pico de Salies. Formado en la base por pizarras silurianas, en el centro las calizas marmóreas devonianas, y de cubierta las pizarras con ampelita del carbonífero inferior (westfaliense).

La formación de los plegamientos ha sido debida a los empujes venidos del Norte, que han aplastado los terrenos sobre la mole granítica, a medida que el magma ascendía y se consolidaba, metamorfizando las rocas del contacto. Los pliegues están acostados al Norte, como se indica en el Corte V.

Como consecuencia de estos trastornos, y del aplastamiento sobre la mole granítica, se han formado roturas y fallas. En nuestro estudio hemos determinado la falla, en la cual han labrado sus cursos los ríos de los Puis y del Jueu. Al llegar a estos ríos las corridas de caliza devoniana se acuñan y desaparecen debajo del siluriano. Es en esta falla en donde nacen los famosos manantiales de Los Güells del Jueu, lo que indica que la caliza sufre un cierre en profundidad y obliga a surgir el agua que circula por sus estratos y oquedades.

Glaciarismo

Intenso ha sido el glaciarismo en esta región, y en la actualidad existen los conocidos glaciares de la Maladeta, Aneto, Tempestats y Salenques. Por todas partes se ven restos de su paso, y en innumerables sitios están las pizarras y calizas surcadas por las características estrias.

Sus valles presentan formas glaciares en U, e indican con sus morrenas las distintas épocas de la retirada de los hielos. El collado del Toro (ver foto) es un caso típico, y

además demuestra que el glaciar del Aneto tuvo una época en que pasando por encima de los barrancos llegaba por este collado al valle de Arán, o sea, que pasaba a la vertiente atlántica, dejando, en el Pla de la Artiga, de Lins, sus morrenas perfectamente definidas.

Bloques erráticos graníticos se encuentran por doquier, y el arroyo del Jueu está lleno de cantos de granito, roca que no aflora en su cuenca de recepción y que son aportaciones morrénicas.

Aluviones glaciares recubren los fondos de los valles, formando hermosas praderas completamente llanas, como las del Pla de Aigualluts y de Estanys, en la cuenca del Ésera, y de la Artiga de Lins, en la del Garona.

HIDROLOGÍA

Es fenómeno frecuente en la naturaleza que la cuenca hidrológica subterránea no coincida con la cuenca hidrográfica superficial, y que las aguas de lluvia, al dividirse, sigan caminos distintos; que las escorrentías vayan a un valle y las de imbibición alumbren, después del recorrido subterráneo, en el valle inmediato. Para que esto ocurra, es suficiente que los plegamientos o las roturas tengan por base una roca impermeable, cuya superficie buce hacia el valle inmediato. En la figura 3 se explica más claramente este fenómeno; en ella se ve que de las aguas caídas en el valle *B*, las de escorrentías alimentan este valle, mientras que las de infiltración de la divisoria izquierda van divididas a los valles *A* y *B*, y las que se infiltran en la divisoria derecha van, en su totalidad, al valle *C*.

Cuando estos manantiales tienen poca importancia, no suele hacerse un estudio a fondo de la procedencia de las aguas, pero cuando se trata de grandes caudales, como los de Los Güells del Jueu, es natural que hayan llamado la atención, si esto se relaciona con la desaparición de un gran caudal a no muy lejana distancia, en el Forat de Aigualluts (Trou del Toro, de los autores franceses).

En el presente estudio, consideradas las rocas desde el

punto de vista hidrológico, las clasificamos, independientemente de su edad geológica, en dos categorías: impermeables, que comprenden el granito y las pizarras silurianas y carboníferas, y permeables, que son las calizas devonianas.

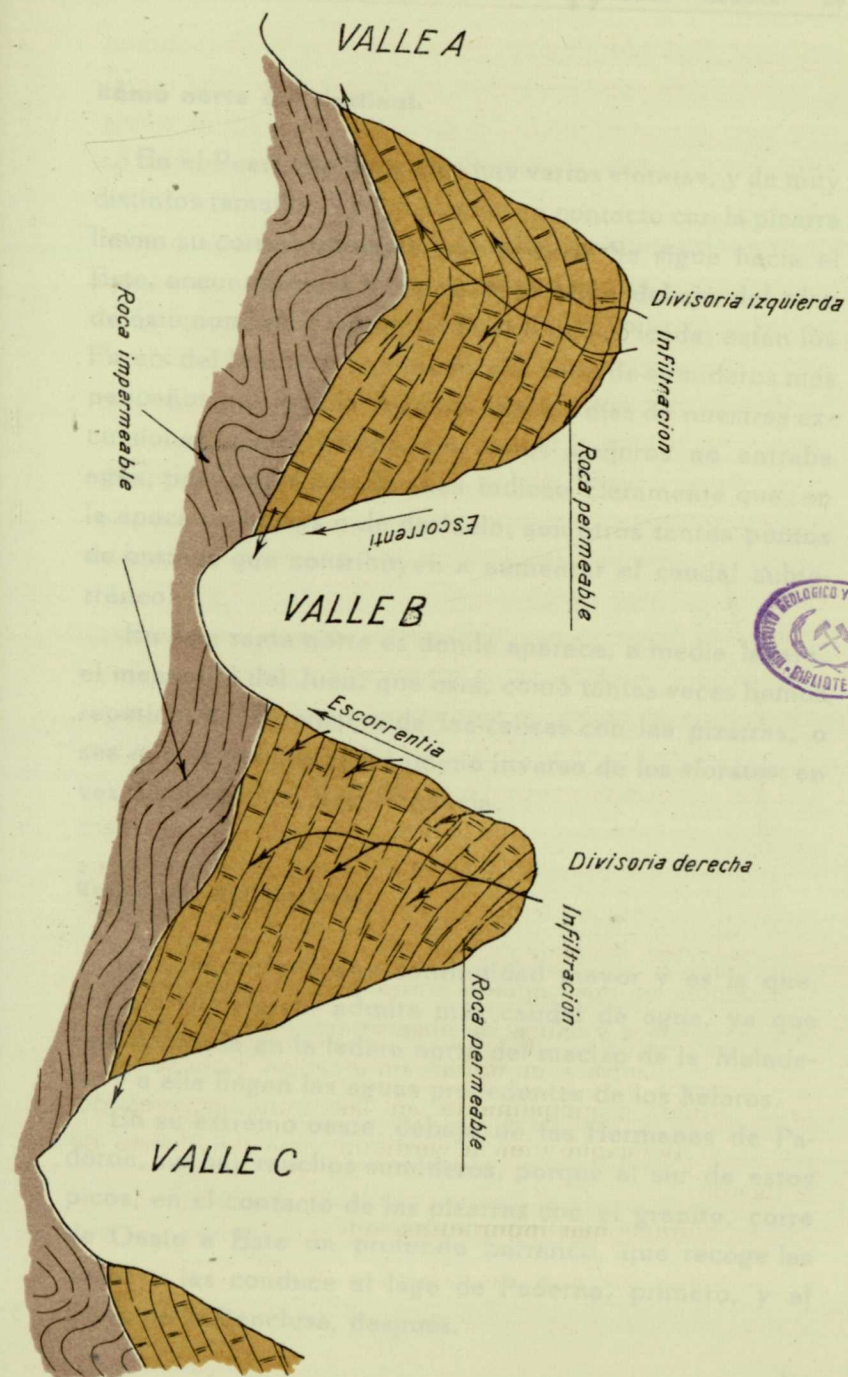
La permeabilidad de las calizas es debida a la presencia de huecos en sus juntas de estratificación, juntas que han ido aumentando, en el transcurso de los tiempos, por disolución progresiva y por efecto mecánico producido por los cantos de granito que, al encajar en una oquedad, van trabajando la roca al ser movidos por el agua, agrandando el conducto y dando así más superficie a los agentes erosivos posteriores. Son, pues, causas de origen tectónico, seguidas, como ya hemos dicho, de erosiones mecánicas influidas por algo de disolución.

Reconociendo detenidamente el terreno, se observan innumerables sumideros, o «forats», en todos los afloramientos de la caliza, y siguiendo la dirección de éstos, fueron marcadas unas primeras alineaciones que coincidían, en su paralelismo, con el rumbo Este-Oeste.

No describiremos todos los sumideros existentes, pero sí llamaremos la atención sobre los más principales, ya que podemos decir que cuando cualquier cantidad de agua llega a la caliza, desaparece inmediatamente.

Cuando, en una vaguada o remanso coincide un contacto de pizarra y caliza, se observa que hay un pequeño lago en la pizarra y un «forat» en la caliza. Esto se ve en varios sitios, principalmente en las inmediaciones del Puerto de Benasque y en la vertiente este del Puerto de la Picada.

Los «forats» más importantes son:



Rama norte del sinclinal.

En el Puerto de Benasque hay varios «forats», y de muy distintos tamaños. Los que están en contacto con la pizarra llevan su correspondiente lago gemelo. Se sigue hacia el Este, encontrándose el Forat de la Mina debajo del pico de este nombre. Cruzado el Puerto de la Picada, están los Forats del Infern, y continúan una serie de sumideros más pequeños por toda la vaguada. En los días de nuestras excursiones, pleno verano, por estos agujeros no entraba agua, pero todos sus detalles indican claramente que, en la época de lluvias o de deshielo, son otros tantos puntos de entrada que contribuyen a aumentar el caudal subterráneo.

En esta rama norte es donde aparece, a media ladera, el manantial del Jueu, que está, como tantas veces hemos repetido, en el contacto de las calizas con las pizarras, o sea que se verifica el fenómeno inverso de los «forats»: en vez de absorción, hay surgencia.

Rama sur del sinclinal.

Esta rama tiene una continuidad mayor y es la que, por sus sumideros, admite más caudal de agua, ya que está colocada en la ladera norte del macizo de la Maladeta, y a ella llegan las aguas procedentes de los heleros.

En su extremo oeste, debajo de las Hermanas de Paderna, no hay muchos sumideros, porque al sur de estos picos, en el contacto de las pizarras con el granito, corre de Oeste a Este un profundo barranco, que recoge las aguas y las conduce al lago de Paderna, primero, y al Forat de la Renclusa, después.

El Forat de la Renclusa es el segundo en importancia de caudal. Hicimos varios aforos el 24 de julio de 1947, a las siete de la tarde, dando un caudal de 475 litros por segundo.

Está en el contacto del granito con la caliza, en las proximidades del refugio del Centro Excursionista de Cataluña.

Forma un embudo, en las calizas, de unos 10 metros de diámetro; el suelo está inclinado y va profundizando de Sur a Norte, en donde forma una pared de 15 metros de altura. Se ven perfectamente los contactos de la estratificación caliza y los sitios por donde el agua desaparece.

Hace años, para recuperar este agua, fué perforado en la pared sur un canal de 15 metros de largo, con una sección de 2,00 metros de alto por 1,80 de ancho, y construído un azud de desviación. Consiguieron desviar el agua de sus antiguos sumideros, pero, no habiendo realizado la obra con «sentido geológico», volvieron a dejar caer el agua, después de una bonita cascada de 20 metros, sobre la misma masa caliza que, por nuevos sitios, volvieron a chupar todo el agua, resultando completamente inútil la labor ejecutada.

Si este trabajo le hubieran completado con un pequeño canal hacia el Oeste, para llegar a la pizarra carbonífera impermeable, aquel agua hubiera ido a aumentar superficialmente el caudal del Ésera.

Este Forat de la Renclusa está en el contacto del granito y la caliza, y se alimenta, como ya hemos dicho, de los glaciares de la Maladeta. La caliza, muy tableada, tiene dirección Este-Oeste y buza 80° al Norte.

Cruzando desde el Refugio al Pla de Aigualluts, por el collado que hay debajo del Pico de la Renclusa, se van encontrando una serie de pequeños «forats», hasta llegar al más importante de todos, el Forat de Aigualluts.

Éste es el que ha sido objeto de más atención por su gran caudal y en el que se han efectuado más reconocimientos. Está en el contacto de la pizarra, muy dura, de dirección N.-S., y muy vertical, con la caliza, que tiene dirección E.-W., buzando 60° Norte, y forma en ésta un embudo que, por sus dimensiones, unos 70 m. de diámetro y unos 30 de altura, es el mayor de todos.

Llega el agua al fondo después de salvar el desnivel con una magnífica cascada, y queda remansada en el fondo arenoso del «forat». Tiene una capacidad de absorción limitada, pues con los aumentos diarios de caudal y, sobre todo, con las de las estaciones del año, se nota una variación de nivel, y cuentan que en algunas ocasiones, de coincidencia de fuertes deshielos y lluvias torrenciales, ha sido llenado por las aguas y, al rebosar, han seguido río abajo.

Continuando la faja caliza que pasa por el Pico de Pumero, se llega al Forat del Toro de Arán. Más pequeño que los anteriores está en el contacto de la pizarra con la caliza y se alimenta de las aguas que vienen del collado del Toro. Este «forat» está ya en la cuenca hidrográfica del Jueu.

También en la cuenca del Jueu está el Forat de Los Puis, debajo del collado de los Araneses. Se encuentra en el contacto de la pizarra con la caliza, y en este sitio desaparece ya la caliza, hundiéndose debajo de las capas de pizarra. Es el último «forat» que hay hacia el Este, y la inmersión de las calizas es uno de los puntos que nos marca la línea de falla que se sigue hacia el Norte por Los Güells del Jueu.

En la otra faja caliza que hay más al Sur, y que es la rama sur del anticlinal, hay una serie ininterrumpida de pequeños sumideros, pues al presentarse la estratificación

de la caliza formando escalones en el contacto con el granito, deja las grietas al descubierto en toda su longitud. De todos estos destaca el Forat del Toro de Barrancs, que sume el agua procedente de los barrancos de Barrancs y Mulleres y que van a alimentar el Pla de Aigualluts, al surgir en las escaleras que hay para salir a dicho «pla».

Como ya hemos indicado varias veces, sería labor ímproba tratar de enumerar y, mucho menos, situar en el plano, por falta de representación, los innumerables sumideros, y resumiendo lo que hemos dicho pueden considerarse incluidos en las tres alineaciones marcadas por las tres fajas de afloramientos calizos.

Todos estos sumideros se relacionan geológicamente, dada la presentación del sinclinal y la exaltación de su eje, con la surgencia de Los Güells del Jueu; los que están sobre la rama sur del anticlinal también aportan sus aguas a través de la surgencia de las escaleras del barranco de Barrancs, que desaguan en el Pla de Aigualluts.

En el Pla de Estanys, el río Ésera tiene, como ya hemos dicho, tres desapariciones y otras tantas surgencias, cada vez que tropieza con uno de los bancos calizos que allí afloran. El recorrido subterráneo es muy pequeño y la surgencia inmediata, lo que demuestra que el banco calizo está muy somero y que la superficie del substrato pizarrenño buza al Oeste, presentando, por tanto, una división de los caudales subterráneos que circulan por la caliza, o sea, que hay un cambio en el eje del sinclinal que se señala en las proximidades del meridiano 4°20'. Esta línea sirve de divisoria subterránea a las aguas circulantes por la caliza, yendo las del Este al Garona y las del Oeste al Ésera

EXPERIENCIAS

Era importante para nosotros corroborar experimentalmente las deducciones geológicas y comprobar la correspondencia entre sumideros y manantiales de que tantas veces hemos hablado. Tropezábamos, como tantos otros, con la falta de fluoresceína, ya que la cantidad que considerábamos necesaria, dada la distancia y caudales, había que contarla por decenas de kilos, para reconocer todos los «forats». Después de laboriosas gestiones conseguimos reunir 15 kilogramos de fluoresceína, que había que administrar económicamente. Desde el primer momento desechamos, por excesivas, las cantidades que alguien había empleado antes que nosotros.

Hubo que reconocer todos los «forats» para ver cuáles absorbían agua y cuáles no en esta época del año, y después abandonar los que claramente estaban situados en la cuenca hidrográfica del Garona. Los que llevaban mayor caudal, con mucha diferencia sobre los demás, eran los de la Renclusa y Aigualluts, los dos en la cuenca hidrográfica del Ésera, y como de nuestros cálculos esperábamos que con 10 kilogramos de fluoresceína en cada uno lograríamos coloración visible, concentramos sobre estos dos nuestra atención. De observaciones anteriores, no

comprobadas de una manera exacta, dedujimos que la coloración tardaría unas 10 horas en llegar a Los Güells del Jueu.

Para realizar la observación se dispuso el personal de la manera siguiente: campamento central y laboratorio en el Refugio de la Renclusa, observadores en el Ésera (Hospital de Benasque) y observadores en el Jueu (en un remanso a la salida de Los Güells y en el puente de Comasera, debajo de la Ermita de la Artiga de Lins).

Sabido es que la fluoresceína es visible a simple vista a la dosis 1 : 40.000.000 (un gramo por 40 m.³) y que, cuando no se ve, puede llegarse a determinar, bien por fluorescopia o por métodos químicos. Para evitar todo posible error se proveyó a cada equipo de observadores de un fluorescopio de un tubo de vidrio de un metro de largo por tres centímetros de diámetro, envuelto en papel negro, en el que la coloración se observa por transparencia y en el que puede apreciarse hasta un gramo por 100 m.³ de agua. Además, se instaló un laboratorio en el Refugio, para determinar por el procedimiento del éter sulfúrico y amoníaco las muestras que, de tiempo en tiempo, fueron recogiendo los observadores.

Una vez todo preparado, se cursaron órdenes para que los observadores empezaran su trabajo, marcándoles día y hora. Éste consistía en recoger, de hora en hora, muestras de agua, y al mismo tiempo examinar el agua a simple vista y con el fluorescopio, y tomar temperaturas del agua.

Se tuvo la precaución de que los observadores de los ríos desconocieran el orden de los experimentos, así como los «forats» explorados.

Una vez todo preparado se comenzó por:

Forat de la Renclusa.

Día 23 DE JULIO DE 1947.

Colorante, 7 Kg. de fluoresceína.

Caudal aproximado, 500 litros por segundo.

Empieza la coloración a las 4 horas 30 minutos.

Temperatura del agua 6°.

Temperatura del ambiente 11°.

Previamente se había disuelto el colorante en unos cubos de agua caliente.

Observación del Ésera (Hospital de Benasque), 23 julio 1947.

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
6	Agua clara	11°
7	— —	11°
8	— —	11°5
9	— —	11°5
10	— —	12°
11	— —	12°
12	— —	12°5
13	— —	12°
14	— —	12°
15	— —	11°5
16	— —	11°5
17	— —	11°5
18	— —	11°5
19	— —	11°

Observación de Los Güells del Jueu, 23 julio 1947

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
6.30	Agua clara	11°
7.30	---	11°
8.30	---	11°
9.30	---	11°
10.30	---	11°
11.30	---	11°
12.30	---	11°
13.30	---	11°
14.30	---	11°
15.30	---	11°
16.30	---	11°
17.30	Ligeramente verdosa.	11°
18.30	---	11°
19.30	---	11°

Observación del río Jueu (Puente de Comasera), 23 julio 1947

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
7.45	Agua clara	No se tomaron
8.45	---	---
9.45	---	---
10.45	---	---
11.45	---	---
12.45	---	---
13.45	---	---
14.45	---	---
15.45	---	---
16.45	---	---
17.30	Ligeramente verdosa	---
17.40	---	---
18.00	---	---
18.15	---	---
18.30	---	---

Dada por terminada esta observación se examinaron en el laboratorio las muestras de agua recogida, y su resultado fué negativo para las del Ésera (Hospital de Benasque), y positivo para las del Jueu (Güells y Comasera).

El agua teñida tardó en salir 13 horas justas.

La correspondencia estaba, pues, comprobada.

Debemos señalar que nos llegó un recado de Benasque diciendo que el día 24, a las tres de la tarde, aproximadamente, habían visto, por espacio de una hora, el agua del Ésera algo teñida de verde. Aunque indicamos esto aquí, nos extraña, y tal vez fuera una equivocación del que dijo haberlo visto, y nos fundamos en que nuestros observadores no lo vieron, ni las muestras de agua dieron reacción en el laboratorio, y además en el poco tiempo (una hora) que dicen estuvo teñida el agua, cuando es así que en la cascada del Forat de la Renclusa estuvo el agua cayendo verde desde las 4,30, que empezó la operación, y a las 20 horas todavía tenía coloración.

No obstante, tomamos nota de lo dicho, y en sucesivas campañas estudiaremos de nuevo este «forat» con mayor cantidad de colorante, pues bien pudiera ser que parte del agua que desaparece en este sumidero fuera a surgir al Ésera aguas abajo del Hospital de Benasque, pero siempre antes del barranco de Cregüena, porque, como en otro capítulo hemos dicho, allí aflora el granito que cruza el valle y hace, por lo tanto, de barrera estanca para las aguas subterráneas.

Forat de Aigualluts.

DÍA 26 DE JULIO DE 1947.

Colorante, ocho kilogramos de fluoresceína.

Caudal aproximado, 2.000 litros por segundo.

Empieza la coloración a las 6 horas 15 minutos.

Temperatura del agua, 4°.

Temperatura del ambiente, 8°.

Previamente se disolvió el colorante en unos cubos de agua.

Observación del Ésera (Hospital de Benasque), 26 julio 1947.

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
7	Agua clara	10°
8	—	11°
10	—	12°
12	—	12°
14	—	12°
16	—	11°5
18	—	11°
19	—	—

Observación de Los Güells del Jueu, 26 julio 1947

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
10	Agua clara	11°
11	—	11°
12	—	11°
13	—	11°
14	—	11°
15	—	11°
16	—	11°
17	—	11°
18	—	11°
18,05	Ligeramente verdosa	11°
18,30	Verde claro	11°
19	Verde intenso	11°

Observación del Jueu (Puente de Comasera), 26 julio 1947

Hora	Observaciones	Temperatura del agua
11	Agua clara	No se tomó
12	—	—
13	—	—
14	—	—
15	—	—
16	—	—
17	—	—
18	—	—
18,30	Ligeramente verdosa	—
19	Verde claro	—
19,30	Verde intenso	—

Después de arrojar la fluoresceína en el «forat», cruzamos, por el collado del Toro de Arán, a la cuenca del Jueu, y presencié y comprobé la salida del agua teñida por el colorante que yo mismo había diluido en el Forat de Aigualluts.

La prueba fué concluyente, y todo el río llevaba un color verde muy intenso, que duró varias horas. La correspondencia entre el Forat de Aigualluts y Los Güells quedaba comprobada una vez más.

El agua teñida tardó doce horas en salir.

De regreso al Refugio de la Renclusa, fueron examinadas en el Laboratorio las muestras procedentes del Hospital de Benasque, dando resultado negativo.

Con objeto de observar el río Ésera en otro punto más aguas abajo, se destacó un observador a las proximidades del pueblo de Benasque y estuvo observando el río los días 26, 27, 28 y 29, sin notar síntomas de coloración.

Como quedaba algo de duda sobre lo ocurrido al realizar las pruebas en el Forat de la Renclusa, se acordó repetir los ensayos en el mes de agosto de 1948.

ENSAYOS EN EL AÑO 1948.

Empleamos para estos ensayos una fluoresceína española que, comparada con otra extranjera, utilizada como tipo, dió los resultados siguientes:

Se procedió a disolver 0,050 gramos de cada muestra en un litro de agua fría, observándose las disoluciones de tiempo en tiempo y añadiendo paulatinamente, agua clara. Con los resultados obtenidos se ha formado el cuadro siguiente.

	PATRÓN — Muestra 1	Muestra 2	Muestra 3
Color del polvo en seco...	Rojo	Rojo oscuro	Ocre
Disolución en un litro de agua fría	Lenta	Instantánea	Instantánea
Color de la disolución a los 10 minutos	Verdosa amarillenta	Verdosa	Verdosa
Idem íd. a las 24 horas ...	Verdosa; residuos sin resolver	Verde	Verde
Idem íd. a las 48 horas ...	•	•	•
Se han ido haciendo disoluciones hasta llegar a 0,0001 gramos por litro.	Verde visible	Verde visible	Verde visible

Las muestras 2 y 3 son más fáciles de disolver que la muestra 1, tomada como patrón, y a las 72 horas dan coloración visible en la proporción de 1 a 10.000.000.

Pueden considerarse como muestras de buena calidad para ser utilizadas.

La operación fué realizada los días 17, 18, 19 y 20 de agosto de 1948. Como las aguas del torrente se dividen en dos ramas, una que entra en los sumideros del «forat» an-

tiguo y otra que después de pasar el túnel artificial cae en aparatosa cascada, para desaparecer, a su vez, en los bancos de la misma caliza que hay en la parte más baja de la ladera, se procedió a dividir la experiencia en dos, haciendo, en cada una de ellas, pasar todo el caudal por una de las ramas. Primero se hizo pasar todo el caudal por el túnel y el colorante se echó en el pie de la cascada. En la segunda toda el agua se lanzó directamente al «forat», restableciéndose la circulación primitiva.

Fueron colocados observadores provistos de fluorescímetros y reactivos en Los Güells del Jueu y en varios puntos del río Ésera.

PRIMERA PRUEBA.—El día 17 de agosto, a las 10,45 de la noche, se diluyeron 18 Kg. de fluoresceína, en la cola de la cascada del arroyo de la Renclusa, después de conducir todo el agua hacia este sitio. Se eligió esta hora para evitar todo contacto de la fluoresceína con la luz solar y hacer las observaciones al día siguiente, ya que en las experiencias del año pasado tardó 12 horas en salir el agua coloreada desde el Forat de Aigualluts hasta Los Güells del Jueu. La operación se realizó rápidamente y sin dificultad. El tiempo estuvo tormentoso, con algunas lluvias, y el caudal, por este motivo y también por el deshielo de los heleros del Aneto (que todos los días aumenta por la tarde), era bastante abundante, saltando las aguas más abajo de la zona de absorción.

El día 18, a las nueve de la mañana, en el sitio donde el día anterior se diluyó el colorante, el agua estaba clara. Algo más abajo, en el punto 1 del plano, aparecían pequeñas cantidades de agua, retenida en las cavidades del terreno, procedente de las derivaciones superficiales, ligeramente coloreadas. En el punto 2, en una fuente de un cau-

dal de unos 2 l s., el agua aparecía teñida de verde. Entre esta fuente y la cascada por donde se precipita el río Ésera en el Pla del Hospital de Benasque, en el punto 3 del plano, se observó que el caudal iba aumentando y que la coloración disminuía. En el trozo marcado con el 4, el agua perdió el colorido, sin notarse un aumento de caudal.

Aguas abajo de este punto no se notó coloración ni en el río principal ni en sus afluentes, el Cregüeña y el Vallibierna. El resultado en esta cuenca del río Ésera lo consideramos como negativo, y las débiles coloraciones observadas las suponemos debidas a pequeños escurrideros, provocados accidentalmente por las lluvias, que originaron corrientes superficiales.

En cuanto a la cuenca del Jueu, ya a las cuatro de la madrugada del día 18 el agua adquiría, en el puente de Comasera, un color verdoso que, poco a poco, se iba intensificando. A las nueve de la mañana adquirió su máxima intensidad, y a las cuatro de la tarde las aguas empezaron a aclararse. En las pruebas del año pasado, el tiempo transcurrido entre el lanzamiento de la fluoresceína en el Forat de Aigualluts y la aparición de las aguas coloreadas en Los Güells del Jueu fué de doce horas, mientras que ahora ha sido solamente de seis horas, y eso que, según nuestros cálculos, el recorrido desde La Renclusa es mayor en 1,5 Km. Esto puede ser debido a la mayor cantidad de colorante empleado. Si tomamos la hora de máxima coloración resultan once horas las que empleó el agua en hacer el recorrido.

SEGUNDA PRUEBA.—En esta prueba, todas las aguas se desviaron al antiguo «forat». La operación se efectuó el día 18, a la misma hora de la noche anterior, 10,45, empleándose seis kilogramos de fluoresceína.

En el río Ésera, en esta segunda prueba, no se observó coloración en ninguno de los puestos de observación.

En la cuenca del Garona, Güells del Jueu, el agua empezó a salir coloreada a eso de las cuatro de la tarde del día 19, conservando en alto grado intensidad durante toda la tarde y noche, hasta cerca del mediodía siguiente, en que recobró su color normal. En esta segunda prueba el agua tardó unas 17 horas en hacer el recorrido.

Parece extraño que estas dos pruebas den una diferencia de tiempo de recorrido de unas 10 horas, cuando los puntos de partida de los sumideros están en el mismo asomo calizo y a una distancia inferior a 600 metros, y es que, indudablemente, hay que tener en cuenta el caudal, pues cuanto mayor sea éste, mayor será la carga y, por tanto, más rápido será el recorrido, y en las pruebas del día 17 había llovido, y los caudales de todos los arroyos que aportan sus aguas a este conducto subterráneo eran mayores.

Con estas pruebas queda por completo despejada la opinión sobre la trayectoria de todas las aguas de los sumideros calizos de la cuenca del río Ésera en los parajes de Aigualluts, La Renclusa, Pla de Estanys y ladera sur del puerto de Benasque, hasta la cascada que sale al Pla del Hospital de Benasque. Todas surgen nuevamente en las fuentes de Los Güells del Jueu.

Conclusiones

I.º Queda explicado geológicamente, y comprobado experimentalmente, la correspondencia de las aguas que desaparecen en el Forat de Aigualluts, en el Pla de Aigua-

lluts, de la cuenca hidrográfica del Ésera, con los que surgen en el manantial llamado Güells del Jeu, en la cuenca del Garona.

2.º La misma correspondencia existe entre el Forat de la Renclusa y las mismas Güells del Jeu.

3.º Aunque no se ha comprobado experimentalmente, podemos afirmar que las aguas que desaparecen en las oquedades y grietas de la caliza devoniana, situadas al Este del meridiano 4º20', van por conductos de Los Güells del Jeu.

4.º Las aguas superficiales que discurren sobre las pizarras, y los aluviones del Pla de Estanys, van al Ésera, así como también deben ir las que, al Oeste del meridiano 4º20', desaparecen en las calizas.

ÍNDICE

	<u>Páginas</u>
Estudio hidrológico de las cabeceras de los ríos Ésera y Garona.	3
Hidrografía	4
Geología	15
Granito	15
Siluriano	17
Devoniano	19
Carbonífero	23
Glaciarismo	25
Hidrología	27
Experiencias	33
Conclusiones	43

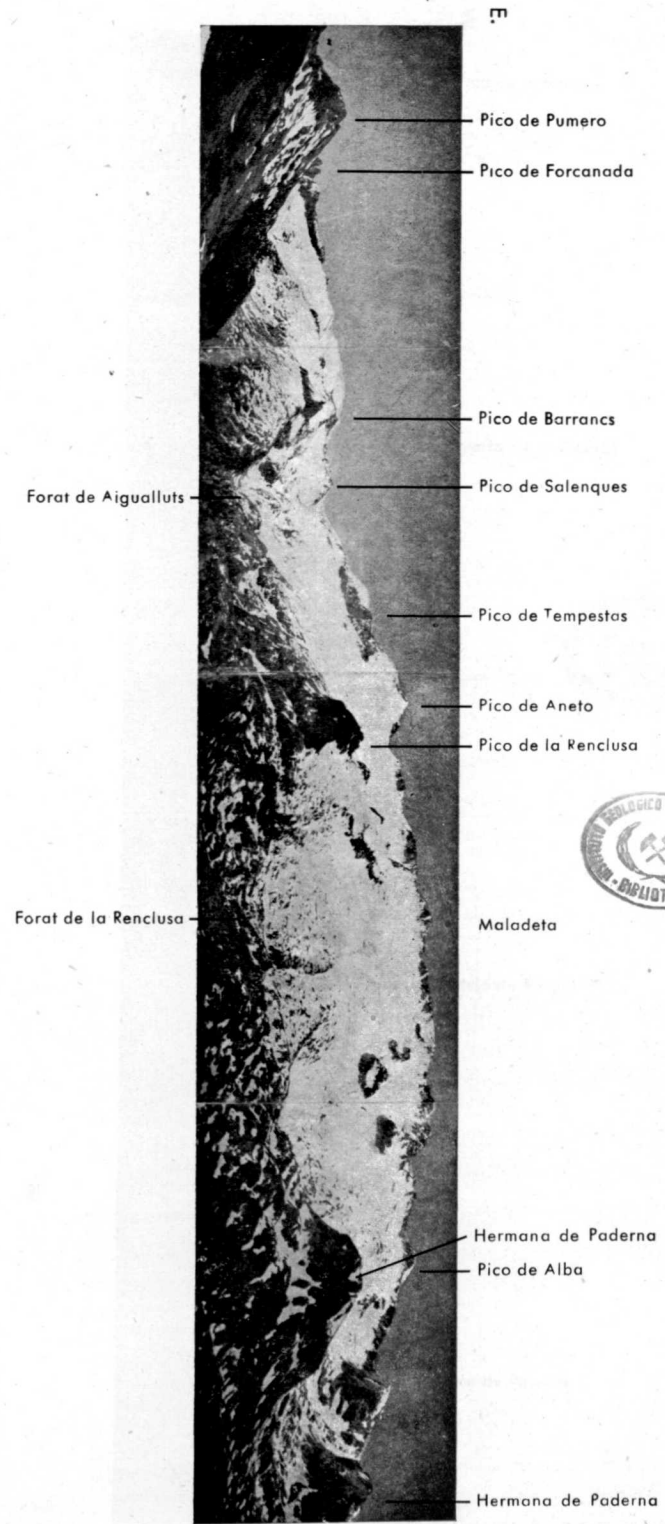


Foto Lizaur.

W

Pico de la Mina

Puerto de la Picada



Tossa de Bargas

Pico de Pumero

m

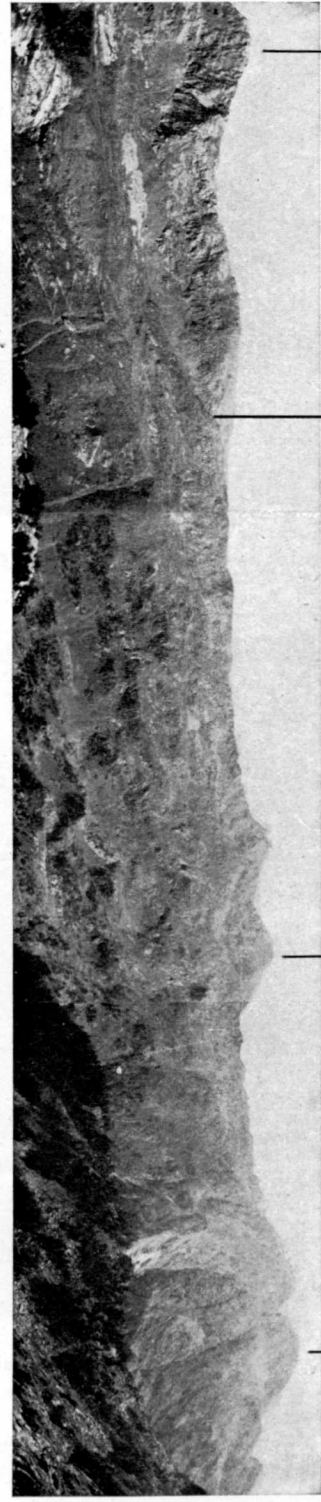
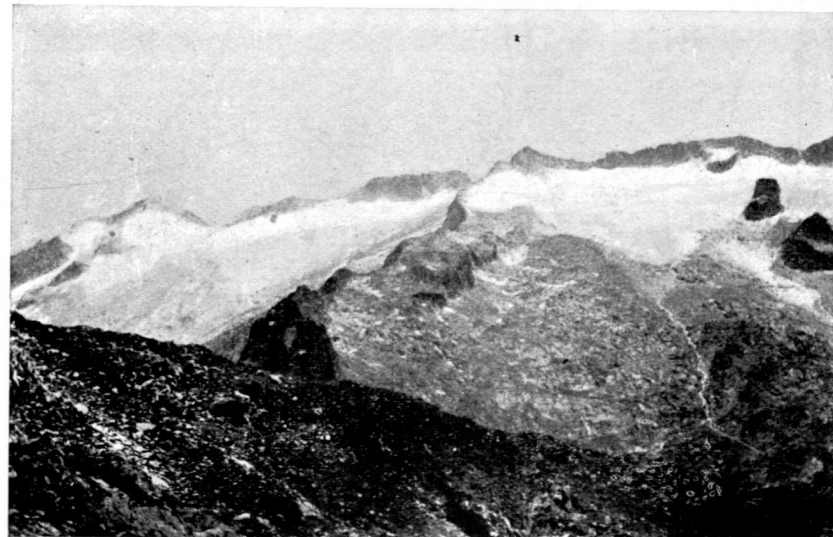


Foto Lizáur.



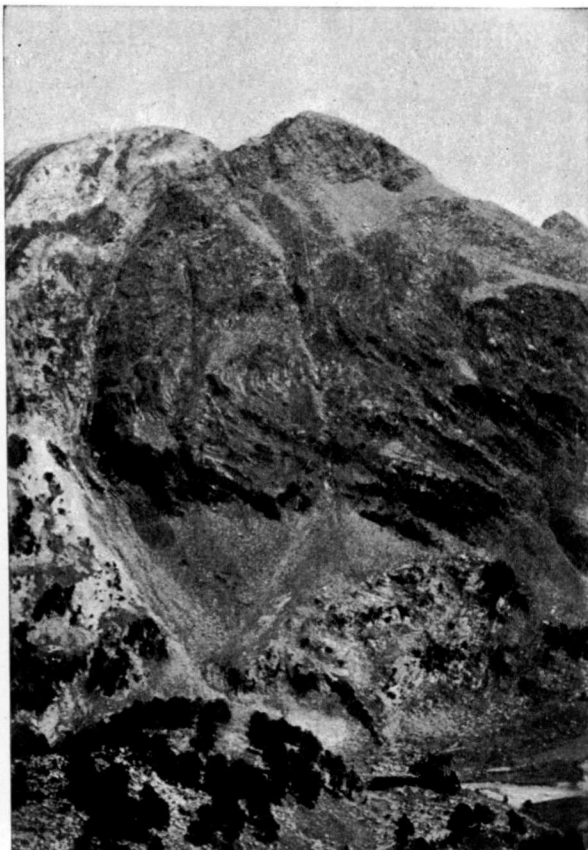
Maladeta y Aneto.—Los glaciares en julio de 1947.



Pla del Hospital de Benasque.



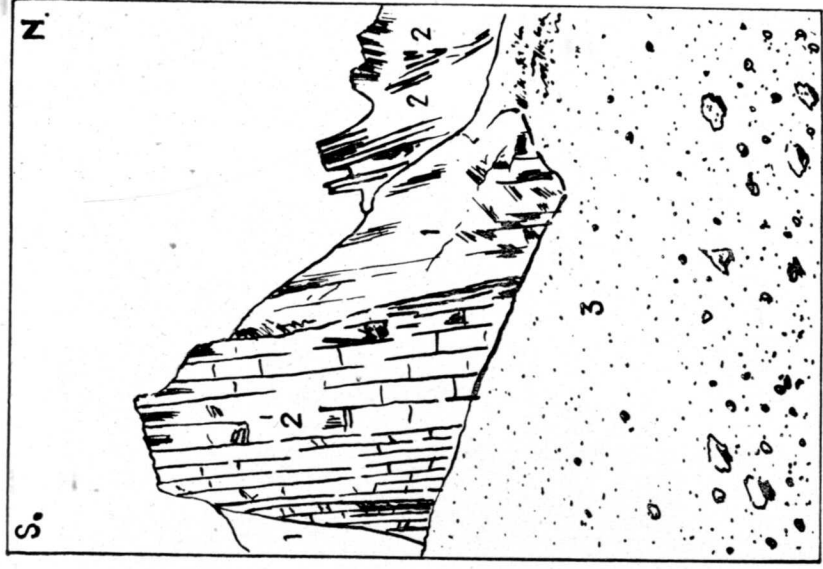
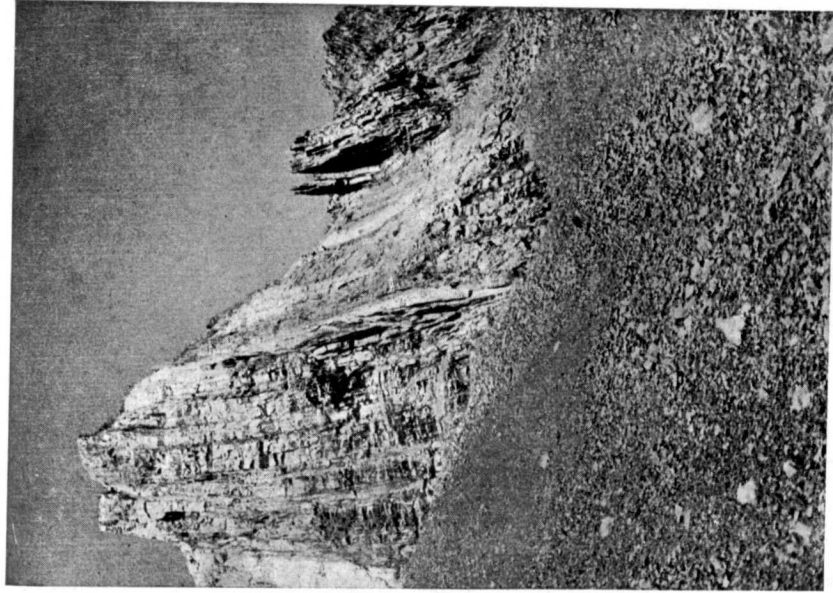
Foto Lizáur.



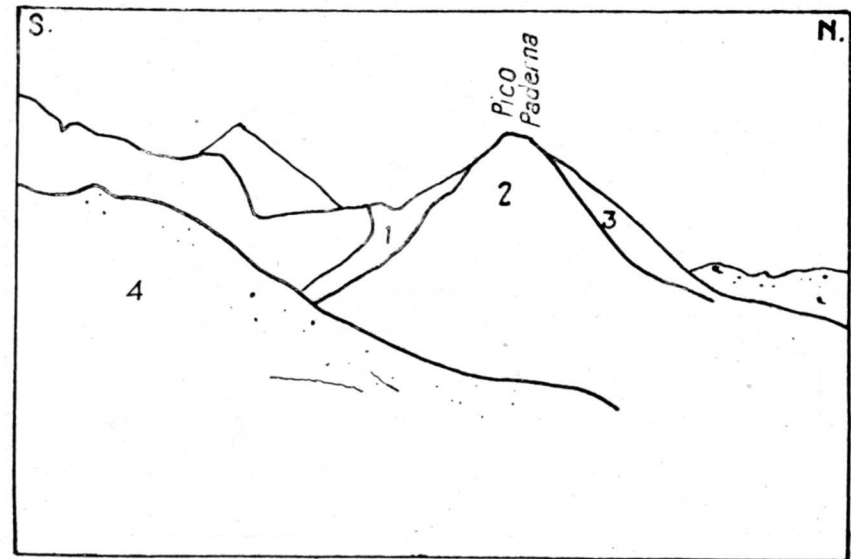
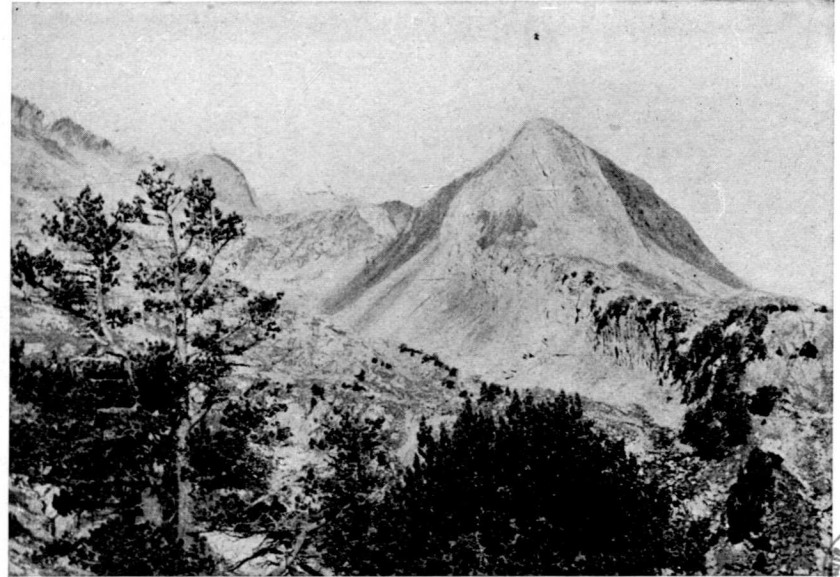
W.



Pico de Pumero.—Contacto de caliza devoniana y pizarra siluriana, plegada en rodilla, vista desde el Pico de la Renclusa.
1, Caliza devoniana. 2, Pizarras silurianas. 3, Derrubios.

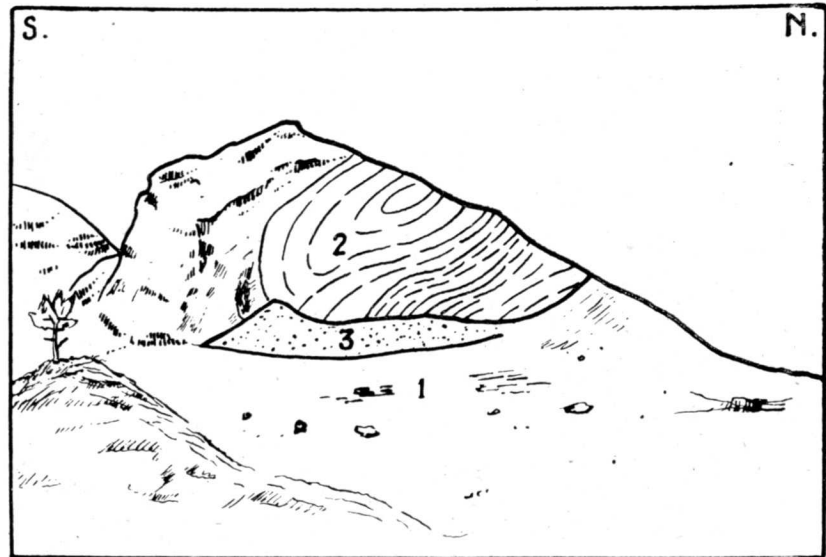
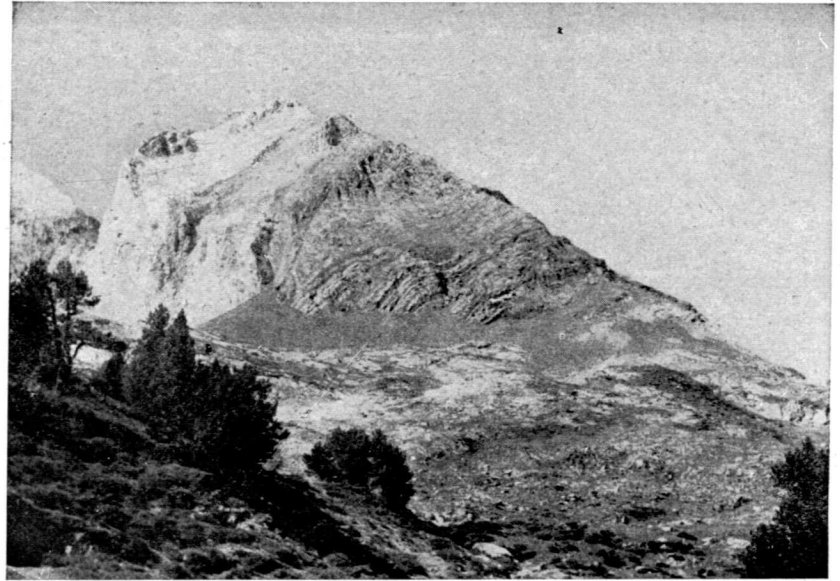


Pico de Pumero. — Contacto de caliza devoniana y pizarra carbonífera, visto desde el Coll del Toro.
1, Calizas devonianas. 2, Pizarras carboníferas. 3, Derrubios.



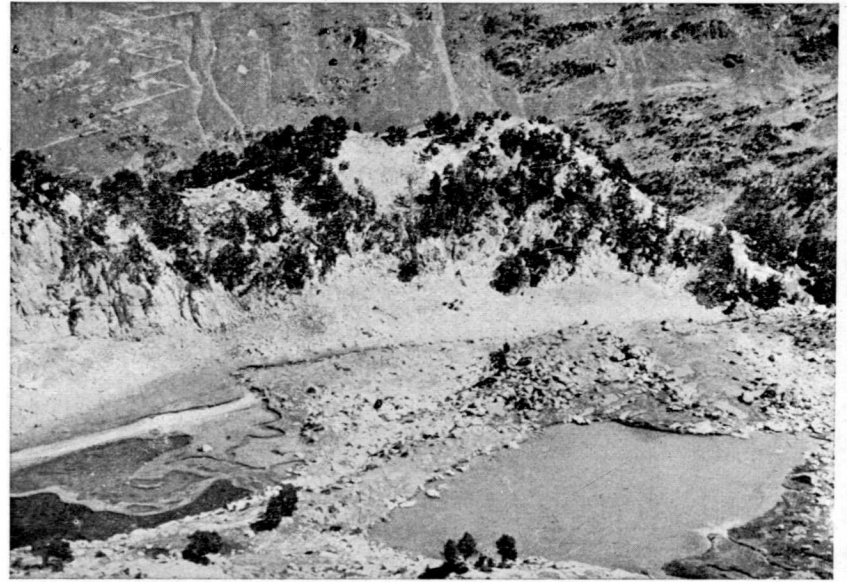
Hermanas de Paderna.—Contacto de granito, pizarra carbonífera y caliza devoniana, visto desde el Pico de la Renclusa.
 1, Pizarra siluriana. 2, Caliza devoniana. 3, Pizarra carbonífera. 4, Granito.

Foto Lizáur.

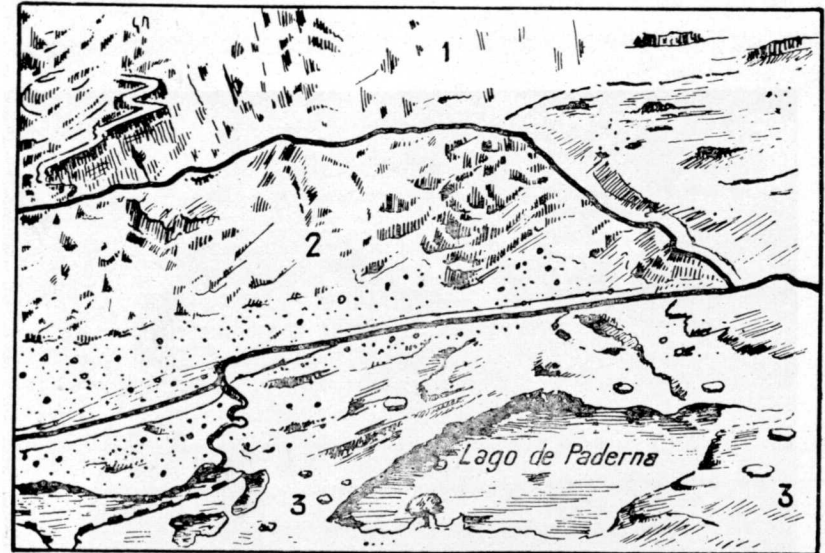


Hermana de Paderna (la central).—Contacto de la pizarra carbonífera y la caliza devoniana.
1, Caliza devoniana. 2, Pizarra carbonífera. 3, Derrubios de la pizarra carbonífera.

Foto Lizáur.



W.



E.

Lago de Paderna.—Contacto de caliza devoniana y pizarra siluriana.
1, Pizarra carbonífera. 2, Caliza devoniana. 3, Pizarra siluriana.

Foto Lizáur.



W.



E.

Peña Blanca.—Contacto de la caliza devoniana y la pizarra siluriana en el barranco de Salvaguardia.
1, Pizarra siluriana. 2, Caliza devoniana.

Foto Lizáur.



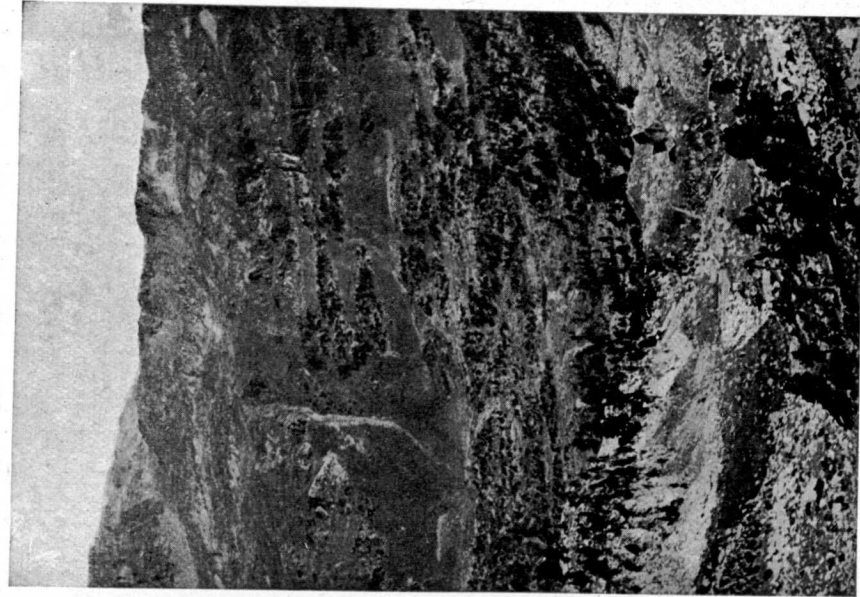


Coll del Toro.—Lago en el Collado. Divisoria de los valles del Ésera y Girona (altitud, 2.165 m.).

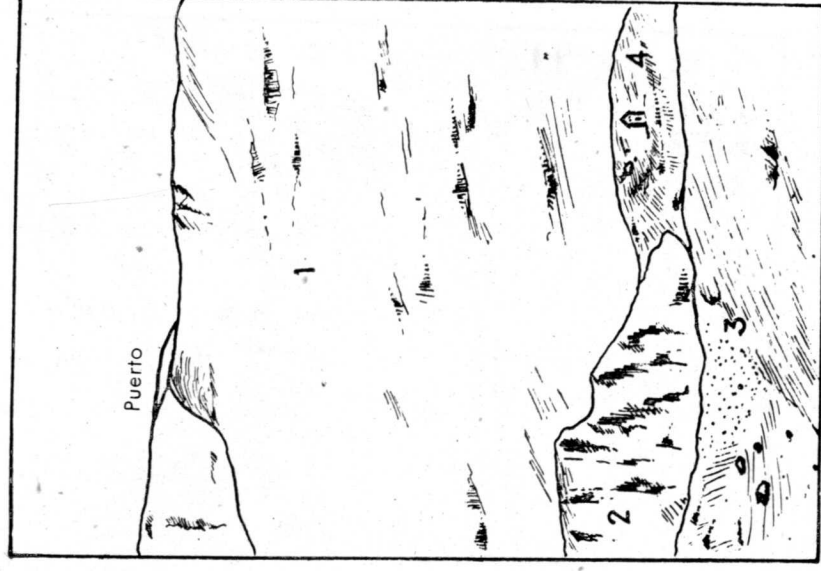


Coll del Toro.—Características del valle glaciár, desde el Pla de la Artiga.

Fotos Lizáur.



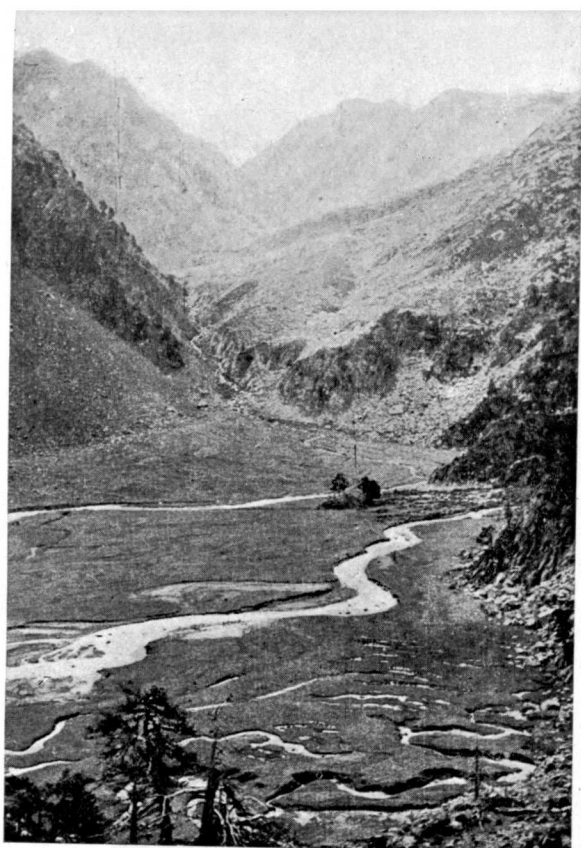
W.



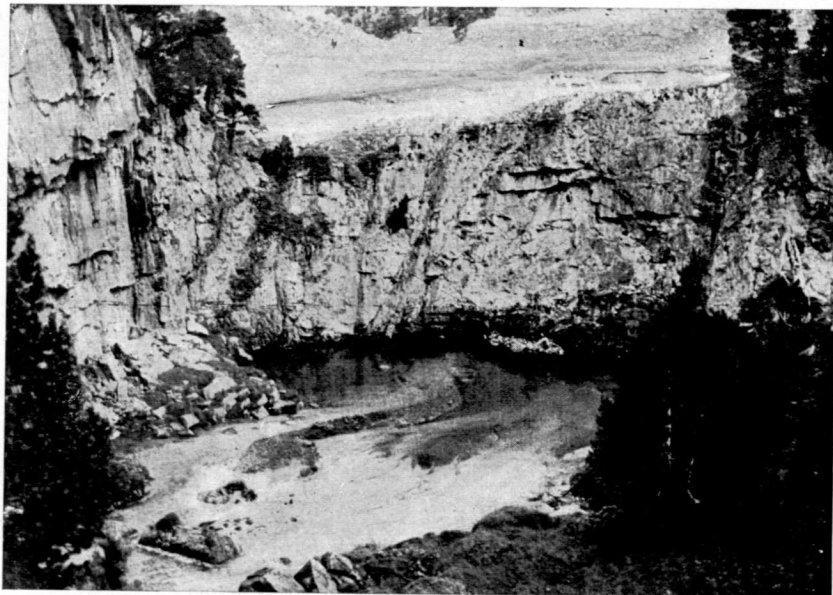
E.



Puerto de la Picada. - Contacto de pizarra carbonífera, caliza devoniana y granito.
1, Pizarras carboníferas. 2, Calizas devonianas. 3, Granitos. 4, Refugio de la Renclosa.



Pla de Aigualluts, Coll dels Araneses.—Pico de la Forcanada, contactos de caliza, pizarra y granito.
1, Caliza devoniana. 2, Granito. 3, Pizarra siluriana.



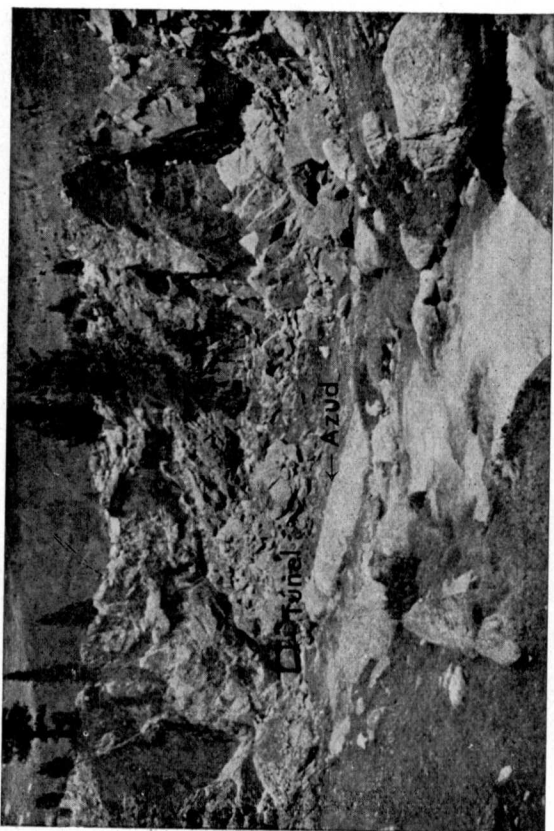
Forat de Aigualluts.—En el fondo, los sumideros.



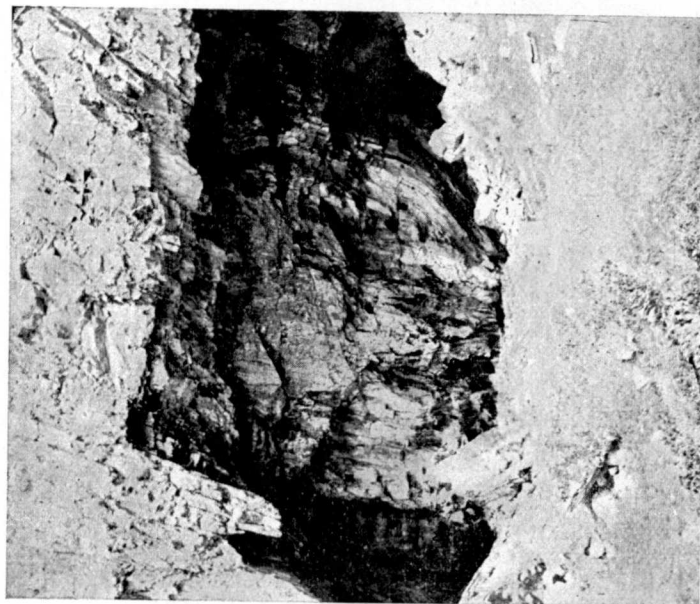
Forat de Aigualluts.—Cascada de entrada en el contacto de la pizarra y la caliza. A la izquierda, morrena frontal del glaciar del Aneto.

Fotos Lizáur.



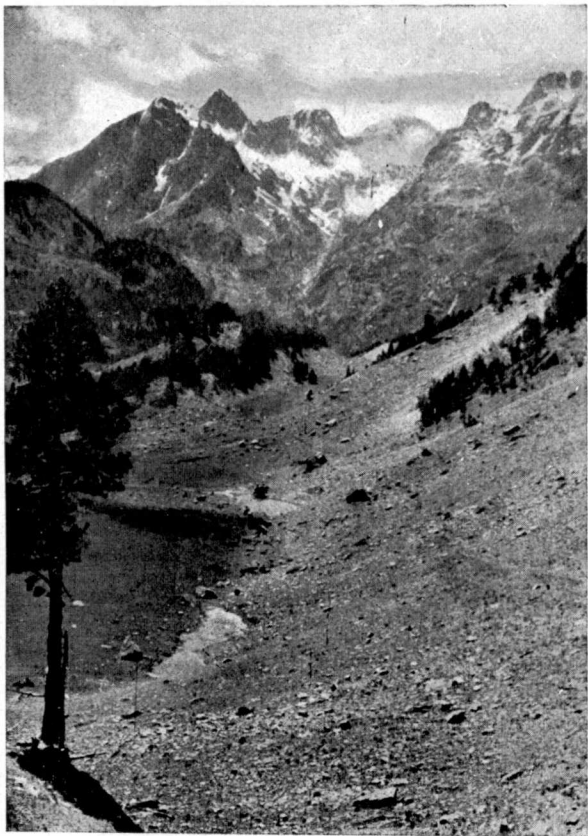


Forat de la Renclusa.—Azud y túnel.



Forat de la Renclusa.—Detalle de la estratificación.

Fotos Lzáur.



Barranco de los Puis.—El pico de la Forcanada, al fondo.



«Forat» en la cota 1.880.—Subida al Puerto de la Picada, por el Valle de Arán.



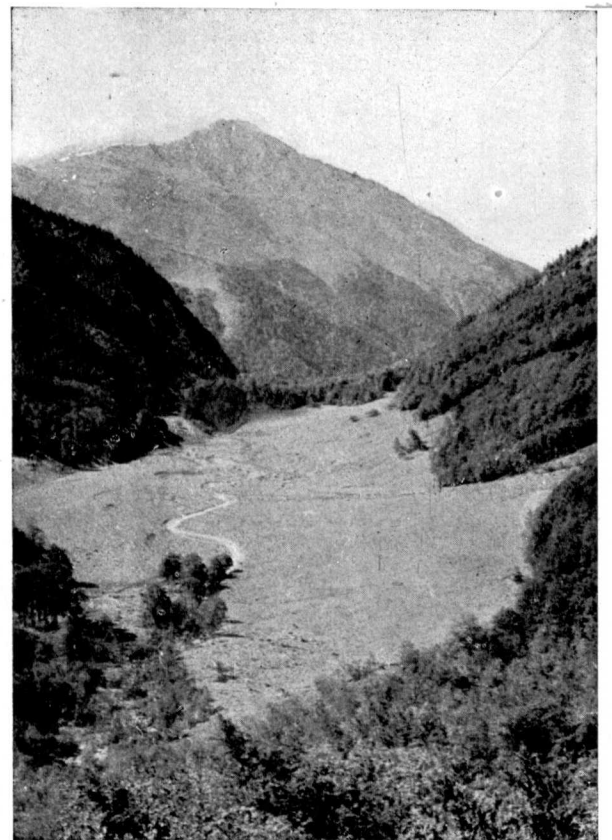


Pla de Aigualluts; Refugio de la Renclusa, Pico Aneto, Lago y Forat del puerto de Benasque.—Contacto de caliza, pizarra y granito.

1, Granito. 2, Pizarra carbonífera. 3, Caliza devoniana. 4, Pizarra siluriana.



Manantial de Los Güells del Jueu.



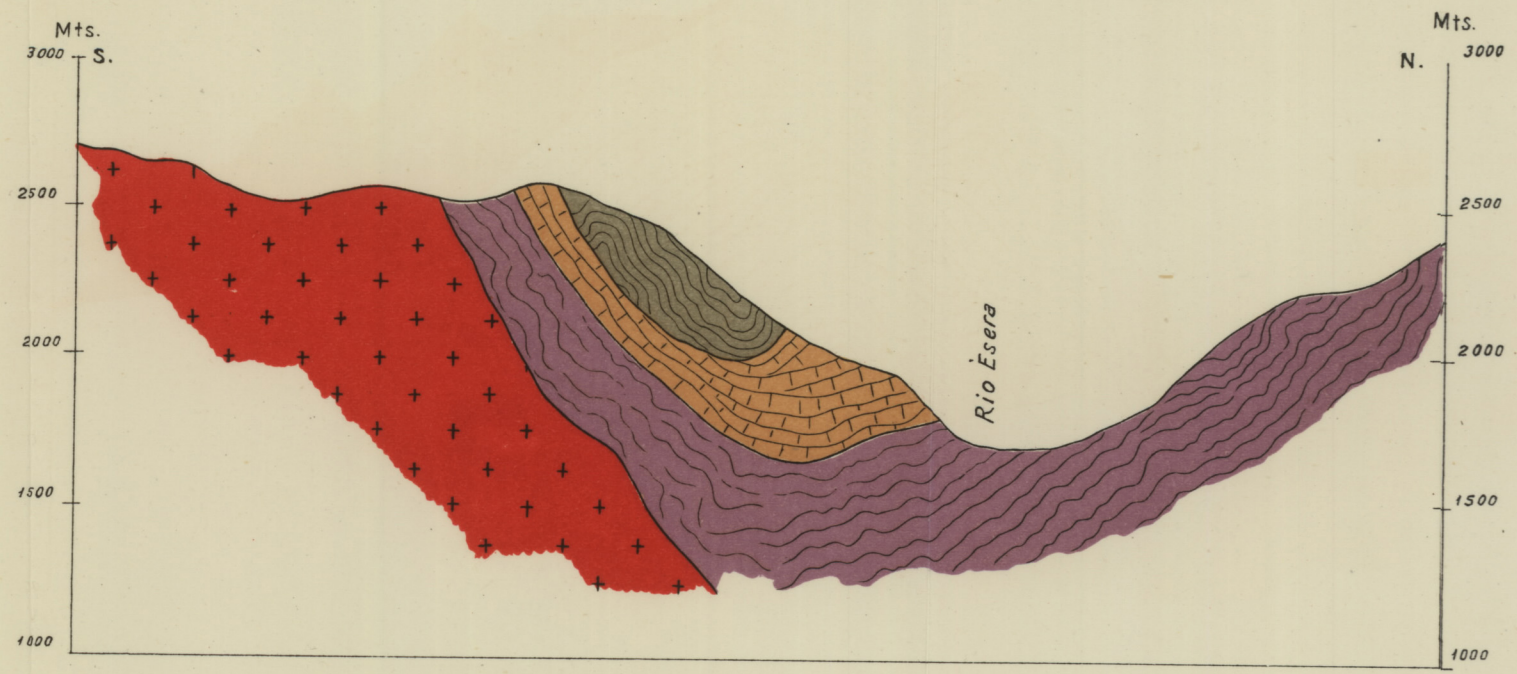
Plá de la Artiga.—Al fondo, Los Güells del Jueu.



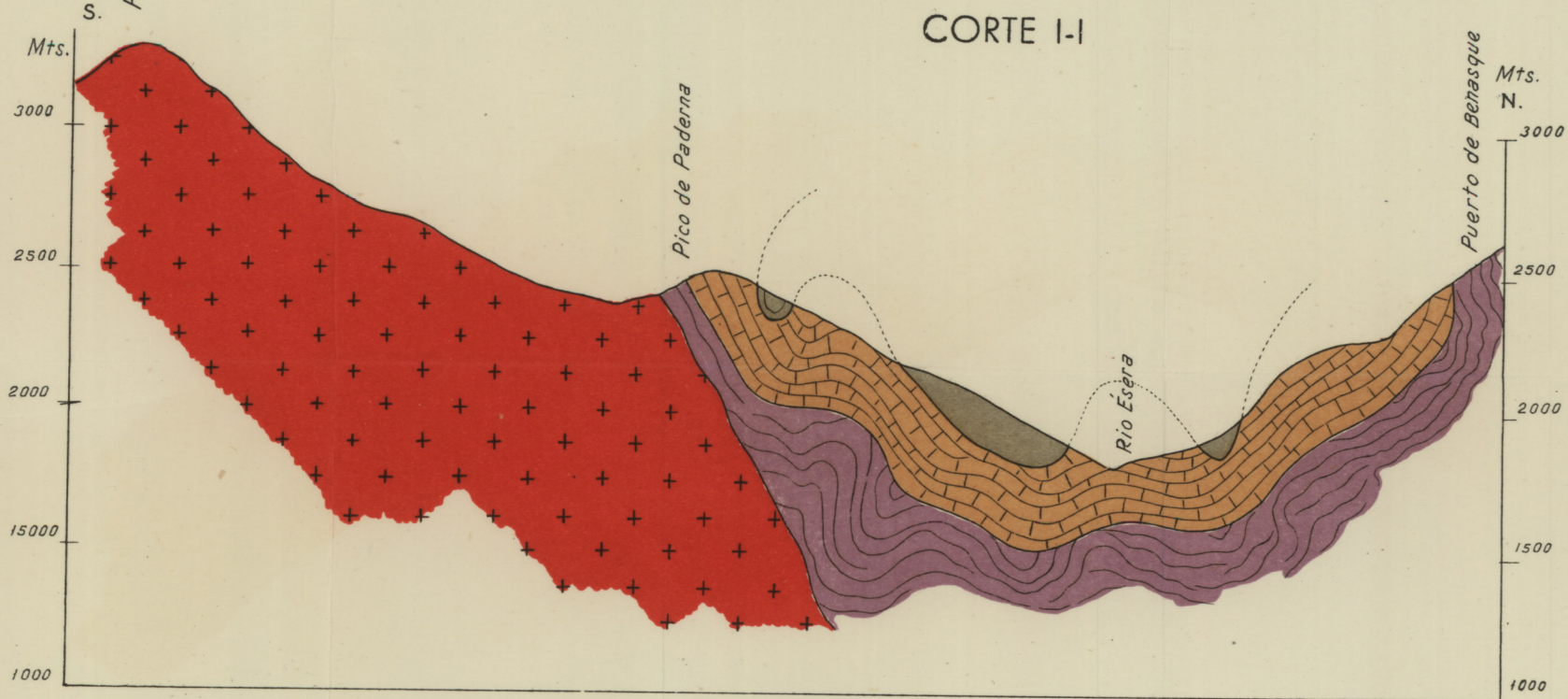
ESTUDIO HIDROLÓGICO DE LAS CABECERAS DE LOS RÍOS ÉSERA Y GARONA

CORTES GEOLÓGICOS

Escala de 1 : 25.000



CORTE I-I



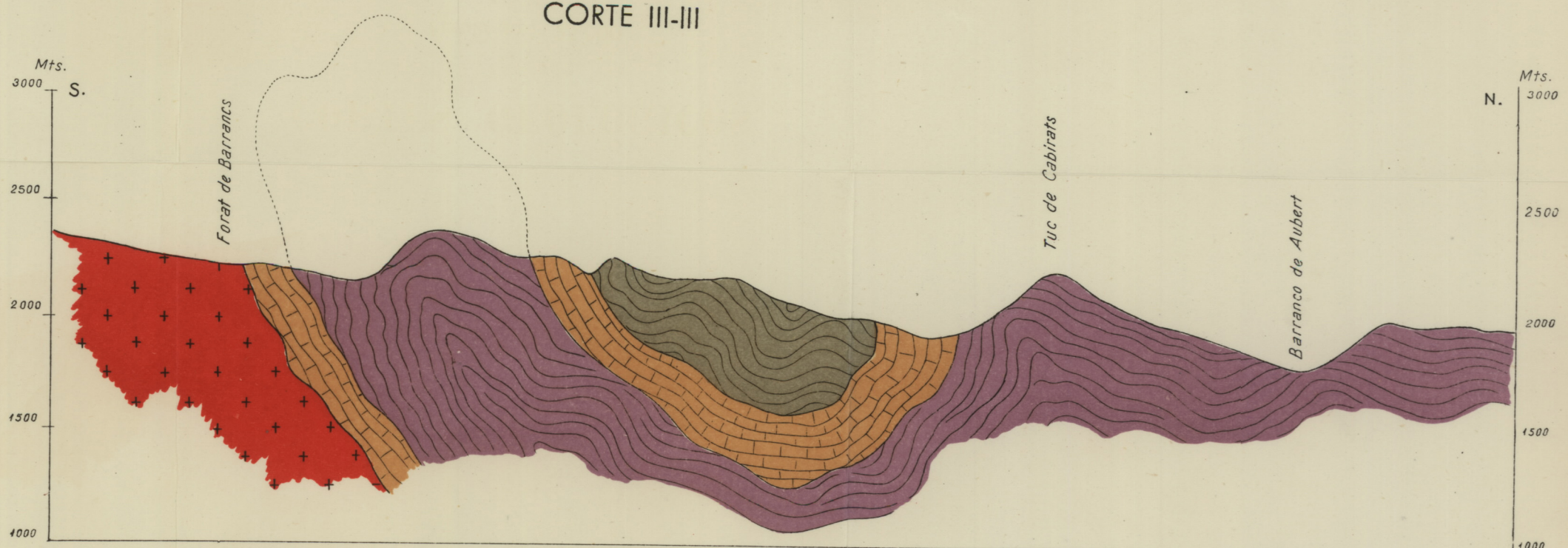
CORTE II-II



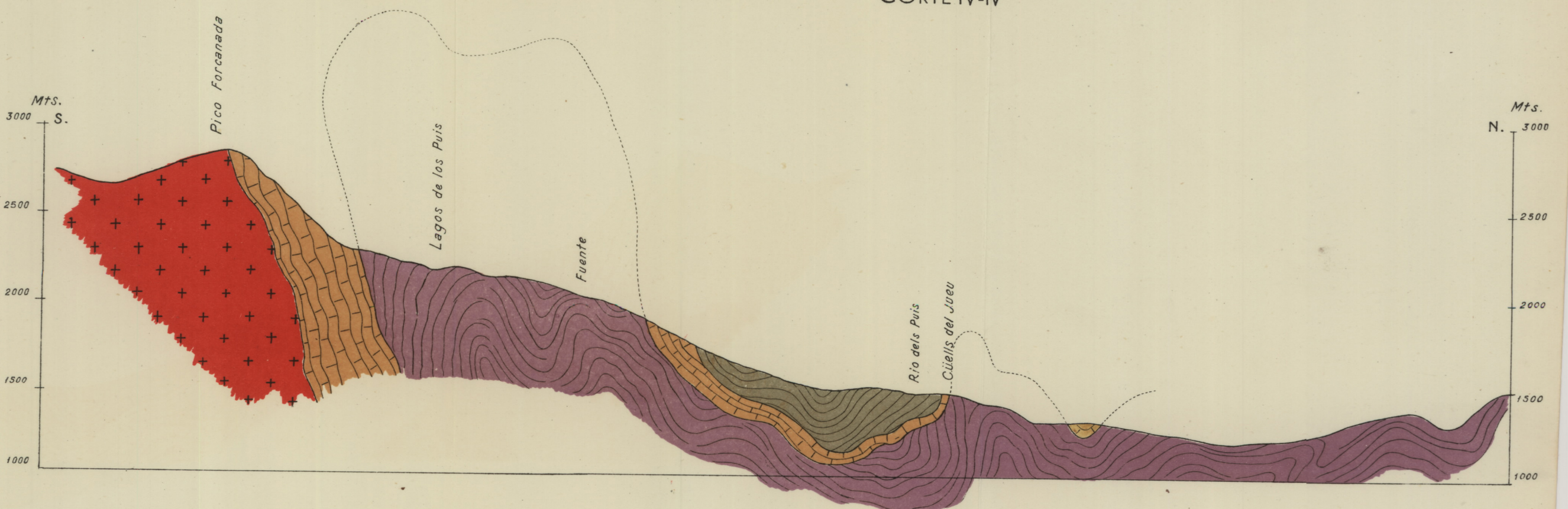
CORTE III-III

EXPLICACIÓN

- Pizarras y samitas carboníferas
- Calizas dolomíticas devonianas
- Pizarras silurianas
- Granito



CORTE IV-IV



CORTE V-V

CABECERA DE LOS RIOS ESERA Y JUEU

ESCALA 1:25.000



ENSAYOS CON FLUORESCENCIA. AGOSTO DE 1948

- ① Día 17 a las 22,45 h. Lugar donde se echó la fluoresceína.
- ② Día 18 a las 9 h. Color ligeramente verde. Aguas superficiales semiestancadas.
- ③ — 9,30 h. Agua corriente. Color verde intenso.
- ④ — 10,45 h. Cascada. Aumenta el caudal y disminuye el colorido.
- ⑤ — 11 h. Hospital. Agua clara con disminución de caudal.
- ⑥ — 18 h. Hospital. Ligero aumento de la coloración.
- ⑦ — 13 h. Cregüena. Agua clara en el Cregüena y en el río principal.
- ⑧ — 16 h. Valisierna. Agua clara en el Valisierna.

EXPLICACION

- Pizarra siluriana
- Caliza devoniana
- Pizarra carbonífera
- Granito
- Forats o sumideros



**CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO
DEL TRIÁSICO EN GUIPÚZCOA**

POR

JOAQUÍN MENDIZÁBAL
INGENIERO DE MINAS

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DEL TRIÁSICO EN GUIPÚZCOA

Gran parte de la superficie de la provincia de Guipúzcoa se halla materialmente acribillada por la presencia de asomos diapíricos del triás superior, constituido por yesos, margas y carniolas, acompañadas casi siempre de ofitas. Parece como si dicha formación se encontrase a flor de tierra, dispuesta a manifestarse cuando las circunstancias fuesen propicias.

Así ocurre en los alrededores de San Sebastián: en Iru-bide, Loyola, Ergobia, Hernani, Andoain; desde este lugar siguen percibiéndose los asomos por todo el valle del Oria hasta Tolosa, de donde continúa hacia el Este formando siempre la aureola o zócalo del macizo paleozoico de Aya-Quinto, Real.

Pues bien, desde Anoeta y Tolosa existen otras dos alineaciones de asomos triásicos que flanquean, por NE. y SO., al macizo calizo del Hernio, siguiendo su dirección, que es la de SE. a NO ; es decir, la normal o corriente de los grandes pliegues de la región.

Esta zona queda incluida dentro de la superficie de la Hoja n.º 63, San Sebastián, que llevo estudiando desde hace algún tiempo en colaboración con don Joaquín Gómez de Llarena.

Pasemos a describir ahora dos asomos no citados ni descritos hasta la fecha, que son los que constituyen el tema de este trabajo.

Siguiendo la carretera que desde Vidania conduce a Azpeitia, por Régil, al llegar a las proximidades del kilómetro 42 se encuentra un asomo de triás con ofita y la aureola correspondiente de margas irisadas, y sobre todo de carnioles, que da lugar a un afloramiento alargado en sentido ONO. y llega hasta las proximidades de la ermita de San Esteban, entre los Km. 45 y 46 de la misma carretera. Sobre este asomo se asientan el pueblo de Régil y el caserío Bikirri, perteneciente a dicha jurisdicción, en donde se recogió la muestra número 1 (véase fotografía adjunta).

El otro asomo se inicia siguiendo la carretera que de Vidania va a Azpeitia, pasando por Goyaz, en las proximidades del kilómetro 44, y con orientación parecida a la del afloramiento antes descrito llega a los alrededores de Azpeitia; al continuar por la carretera, desde el Km. 44 hacia Azpeitia, vuelve a encontrarse en la revuelta del kilómetro 47 y en el segmento comprendido entre el empalme con la carretera de Régil y la bifurcación de Urrestilla.

Aunque no han podido determinarse todavía los límites exactos, hemos señalado en el plano, provisionalmente, la presencia de estratos jurásicos que bordean el asomo diapírico por el límite oriental y parte del meridional.

En dicho asomo triásico se hallan tres crestones de ofita: sobre el primero, y más oriental, se asienta el barrio de Elosiaga; el segundo queda comprendido entre la revuelta del Km. 47 y el caserío Olazabaldecho, y el tercero se halla próximo a Azpeitia, en el paseo denominado de Los Curas, sobre un manantial que surge precisamente en el contacto de la carniole con la ofita. Casi toda la superficie restante del afloramiento triásico está constituida

por carnioles, pues las margas irisadas sólo aparecen esporádicamente.

Citemos, por último, el asomo de la traquita de las proximidades del Balneario de Cestona, en término del palacio de Lili. Es de reducidísimas dimensiones, ya que la superficie no excederá de 50 metros cuadrados y carece de aureola de margas irisadas y calizas magnesianas, pero ofrece, a nuestro juicio, especial interés por ser el afloramiento ígneo más próximo al manantial termal de Cestona.

A continuación transcribimos el estudio realizado por don José Romero Ortiz de Villacián, de las muestras que hemos recogido en Bikirri, Elosiaga, Olazabaldecho y Palacio de Lili, de Cestona.

Análisis micrográfico

Muestra n.º 2 a: Régil, Caserío Bikirri (Fotomicrografía n.º 1)

MACROGRAFÍA.—Es una roca de color verde pardusco, en la que se perciben a simple vista unos cristales granudos (augita), que producen en las caras de fractura una textura nodulosa. Es dura y tenaz, con fractura irregular, a veces astillosa y algo concoidea.

MICROGRAFÍA.—En la platina del microscopio se resuelve con una estructura holocristalina y una textura porfírica, constituida por fenocristales de augita, alotriomorfos, en una pasta microlítica. Esta última tiene una textura intersticial, también denominada diabásica u ofítica, en la que la augita rellena los pequeños intersticios que ofrece la

red triangular feldespática, constituida por un plagioclasa básico que, por sus propiedades ópticas, corresponde a la labradorita. Como elementos accesorios existen algunos cristales pequeños de magnetita e ilmenita y escasas agujas de apatito.

Como producto de alteración cabe citar: la presencia de uralita, procedente de la descomposición del piroxeno, que unas veces se produce en la parte central de sus cristales y otras en la región marginal; algún gránulo de pirita, así como la formación de dialaga por desarrollo del crucero suplementario en la augita.

CLASIFICACIÓN.—Es obligado razonar el nombre que asignamos a esta roca por las dificultades que su clasificación presenta, ya que para no retrasar su diagnóstico prescindimos del estudio de su quimismo, si bien no parece que éste arrojaría mucha luz sobre la nomenclatura. Por su composición mineralógica es una ofita, y a simple vista sus ejemplares de mano recuerdan la *piel de serpiente*, a la que tales rocas deben su nombre. Presenta, sin embargo, alguna particularidad en su textura. Las ofitas típicas de nuestro país se caracterizan por un residuo de olivino en sus cristales de augita, convertido en serpentina, como testigo residual del proceso de reacción continua entre la fase sólida y la líquida del magma, como ya he señalado en otra ocasión (1). El olivino desapareció, casi totalmente, y dejó su lugar a la deposición de la augita. Constituye otro rasgo de nuestras ofitas, que cuando presentan grandes cristales de augita, éstos se hallan como escindidos en trozos, ocupando los huecos de la escisión el feldespato y

(1) «Nuevas notas acerca de las ofitas».—Notas y Com. del Instituto Geol. y Min. de España, n.º 10, 1912.

quedando, a veces, los trozos del piroxeno isorientados en agrupación pecilitica. Cuando la partición de la augita no existe, los fenocristales aparecen con bastantes inclusiones feldespáticas.

En la roca que ahora consideramos, la presencia de algún núcleo de serpentina identifica el proceso genésico de una ofita, y si bien la augita tiende a individualizarse en gránulos bastante limpios de feldespato, estos fenocristales carecen, sin embargo, de toda apariencia basáltica y no constituyen una gran excepción dentro de la textura general de las ofitas. En las de St. Beat, en el Pirineo francés, así como en la de Bézius y de otros lugares del país vecino, que hemos tenido ocasión de estudiar, aparece, en ocasiones, una textura sumamente análoga a esta de Régil, por lo cual conservamos para ella la denominación de *ofita*.

Muestra n.º 4: Régil, Barrio de Elosiaga

Macrográficamente, es una roca de color más gris y de grano más fino que la anterior, porque la alteración tan sumamente avanzada de la muestra ha borrado la textura aparentemente nodulosa, apareciendo la compacta.

El análisis micrográfico revela que es, como la anterior, una ofita que ha experimentado un gran empuje orogénico, una de cuyas traducciones en la roca es la presencia de microfilones rellenos de un hidrogel silíceo en comienzo de cristalización, por la acción combinada del tiempo y del proceso hidrotermal que esta roca ha sufrido. Es la evolución de la sílice coloidal que pasa a la cristalina, según traté de demostrar en otro lugar (1).

(1) «De la historia mineral. Cómo cría un criadero».—Conferencia en la Asociación de Ingenieros de Minas. 1945.

La muestra del barrio de Elosiaga se encuentra, como decimos, sumamente alterada, conteniendo bastantes materiales arcillosos como último extremo de descomposición. Toda la augita, cuyos fenocristales son bastante abundantes y de buen tamaño, se halla uralitizada, y los cristales feldespáticos de la pasta apenas si se pueden clasificar. La ilmenita, más abundante que en la anterior y de mayores tamaños, se halla totalmente epigenizada en leucoxena.

Muestra 5.^a: Azpeltia, Caserío Olazabaldecho
(Fotomicrografía n.º 2)

Es una roca del mismo tipo de la anterior, sumamente alterada, cataclástica y que ha experimentado un intenso proceso exomórfico, merced al cual son abundantes la uralita, el caolín y demás productos arcillosos, así como la leucoxena, no restando de los minerales originarios más que algunos gránulos de augita, dentro de las cuales se encuentra un núcleo de serpentina, oriunda de un olivino casi totalmente desaparecido durante el proceso de reacción continua del magma, según ya hemos dicho.

La ilmenita ha tenido mayor importancia en esta roca, presentándose en grandes cristales de leucoxena, y también se diferencia de las anteriores por la existencia de un cuarzo secundario intersticial. Es una ofita muy poco feldespática, pues predominan en ella los grandes cristales de augita sobre la pasta, que es la única que contiene los microlitos de plagioclasa.

Muestras 1.^a y 3.^a: Cestona, Palacio de Lili
(Fotomicrografía n.º 3)

MACROGRAFÍA.—Tienen un color gris-verdoso y una textura granuda muy fina, casi compacta, sin que sea posible clasificar ningún mineral a simple vista. Presenta fractura de tipo irregular, subplana y algo concoidea y ofrece señales de alteración que no modifican su dureza y su tenacidad.

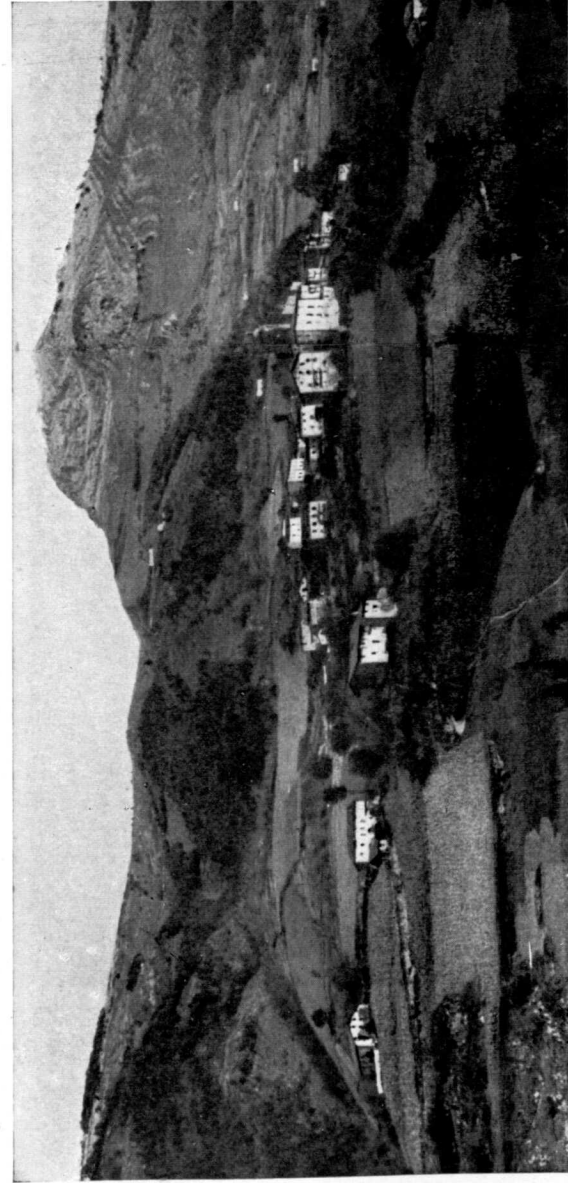
MICROGRAFÍA.—Se resuelve con una estructura holocristalina y una textura microlítica con paso a la porfírica de escasos fenocristales de augita, totalmente uralitizada. También existe, aunque con mayor rareza, algún cristal de feldespato de mayor tamaño que los que contiene la pasta.

Esta última presenta una textura a veces microgranuda y en ocasiones intersticial y se halla constituida por microcristales de sanidina, con otros de augita, en la que se observa el paso a dialaga por aparición del crucero suplementario, y el nacimiento posterior del anfíbol verde por uralitización, con las propiedades ópticas de una actinolita, incluso su pleocroismo. Contiene, como elementos accidentales, algunos gránulos de magnetita y diversas agujas de apatito.

La roca ha experimentado un empuje orogénico que ha escindido los cristales de sanidina, apareciendo en ocasiones maclas secundarias, pero sus extinciones rectas y el valor de sus índices de refracción permiten clasificarla como tal sanidina. También son frecuentes algunos microfones rellenos de hidrosilicato de hierro mezclado con cuarzo secundario. La sericita es muy abundante, así como

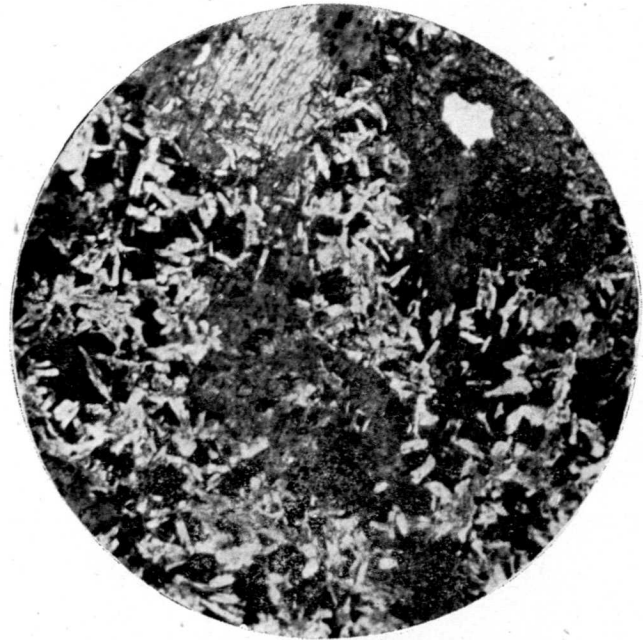
la separación de caolín y arcillas de alteración. La roca también ha sufrido un proceso hidrotermal después de su consolidación.

Tanto por su composición mineralógica como por su textura, debe ser clasificada como una *traquita de augita*.



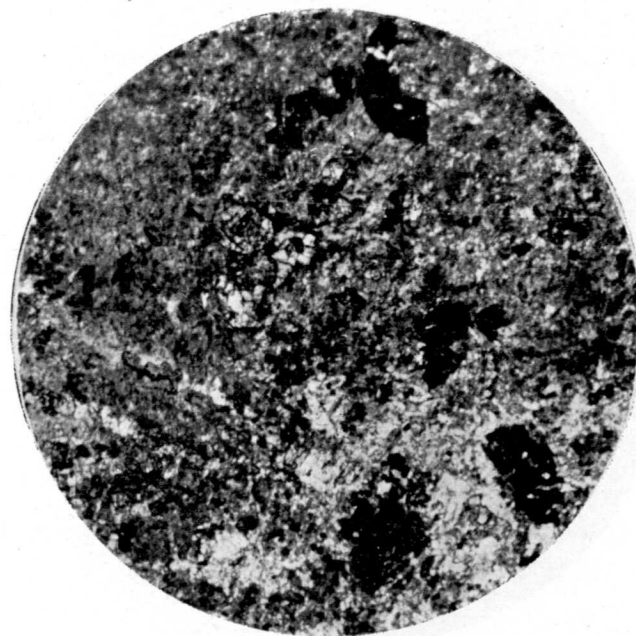
Vista panorámica de Régil, construido sobre estratos del keuper (carniolas, margas irisadas, ofita de Bikirri, etcétera), al pie de las calizas urgo-aptienses del Hernio.



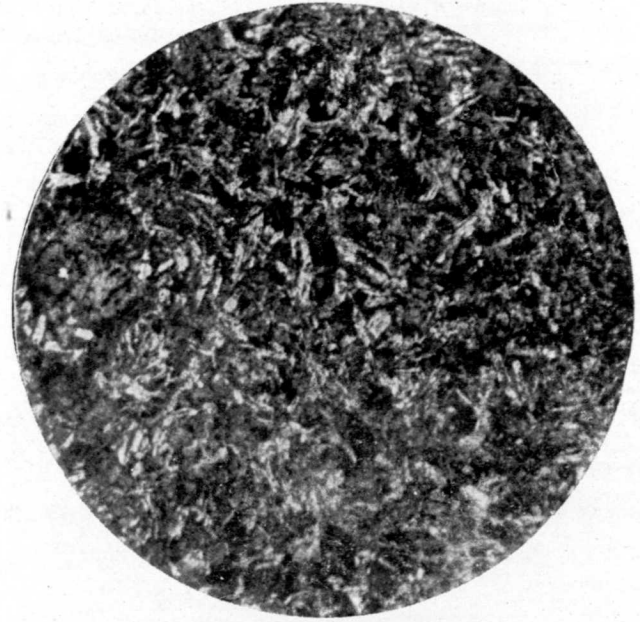


Fotomicrografía núm. 1.—Ofita del Caserío de Bikirri (Régil). Luz polarizada. N. II. $\times 20$ diámetros. Gránulos de augita en una pasta microlítica de labradorita y augita con textura intersticial.





Fotomicrografía núm. 2.—Ofito del Caserío Olazabaldecho (Azpeitia). Luz polarizada. N. II. $\times 20$ aumentos. Gránulos de augita alterada (gris), labradorita (blanco) y leucoxena (negro). Cerca del centro, al SE., dos gránulos pequeños de augita con sus cruceros y con una inclusión cada uno de serpentina.



Fotomicrografía núm. 3.—Traquita de augita del Palacio de Lili (Cestona). Luz polarizada. N. II. $\times 20$ diámetros. Microlitos de sanidina (blanco) y de augita (gris).

ÍNDICE GENERAL

	Páginas
<i>Sobre un notable cistideo del silúrico español</i> , por Bermudo Meléndez	I
<i>L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur</i> , por Raymond Ciry	17
<i>Un siglo de investigaciones en las regiones volcánicas de España</i> , por Maximino San Miguel de la Cámara	53
<i>El Estrecho de Gibraltar y su prolongación geotectónica mediterránea y atlántica</i> , por Eduardo Hernández-Pacheco	119
<i>La postumidad de los movimientos varísticos en el NE. de España</i> , por J. Marcet Riba	133
✶ <i>Estudios sobre el mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro</i> , por José M. ^a Ríos y Antonio Almela	245
<i>Estudio sobre las conexiones subterráneas de las cabeceras de los ríos Ésera y Garona</i> , por Juan de Lizáur y Roldán	381
<i>Contribución al estudio del triásico en Guipúzcoa</i> , por Joaquín Mendizábal	427

