

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

BOLETIN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO
DE
ESPAÑA

TOMO LXX

MADRID
TIP.-LIT. COLLART
MANTUANO, 49
1959

El Instituto Geológico y Mínero de España
hace presente que las opiniones y he-
chos consignados en sus Publicaciones
son de la exclusiva responsabilidad de
los autores de los trabajos.

Depósito Legal: M. 3.279.—1958

INGENIEROS DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Director: Ilmo. Sr. D. Antonio Almela Samper.

Suddirector: Ilmo. Sr. D. Antonio Comba Sigüenza.

Vocal: Sr. D. Manuel Pastor Mendivil.

- Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.
- Ilmo. Sr. D. Juan Manuel López de Azcona.
- Sr. D. Jorge Doetsch Sundheim.
- Sr. D. Augusto de Gálvez-Cañero y González Luna.
- Sr. D. Juan de Lizáur y Roldán.
- Sr. D. José M.^a Fernández Becerril.
- Sr. D. José M.^a Ríos García.
- Sr. D. Serafín de la Concha y Ballesteros. ☉
- Sr. D. Joaquín Borrego González.
- Sr. D. Juan Pérez Regodón.
- Sr. D. Demetrio Santana Pérez.
- Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Comba Ezquerro.
- Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez.
- Sr. D. Tirso Febrel Molinero.

Auxiliar: Sr. D. Manuel Zaloña Bances.

- Sr. D. Juan Gavala Ruiz.
- Sr. D. Luis Badillo Diez (Secretario).
- Sr. D. Rufino Gea Javaloy.
- Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrel.
- Ilmo. Sr. D. Carlos Santiago Muñoz Cabezón.
- Sr. D. Manuel López Linares García.
- Sr. D. José Suárez Feito.
- Sr. D. Carlos Villalón Dávila.
- Sr. D. Antonio Quesada García.
- Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.
- Sr. D. Vicente Pastor Gómez.
- Sr. D. Manuel M.^a Alvarado Arrillaga.
- Sr. D. Juan Enrique Coma Guillén.
- Sr. D. Félix Cañada Guerrero.
- Sr. D. Indalecio Quintero Amador.
- Sr. D. Emilio Trigueros Molina.
- Sr. D. Agustín Navarro Alvargonzález.
- Sr. D. Ramón Rey Jorissen.
- Sr. D. Aurelio López Herrero.
- Sr. D. Francisco Esteban Santisteban.

COLABORADORES DE ESTE INSTITUTO

Ing. D. Eduardo Alastrué Castillo.
 Ing. D. Antonio Baselga Recarte.
 Dr. D. José R. Bataller.
 Ing. D. José Castell Cabezón.
 Dr. D. Miguel Crusafont Pairó.
 Dr. D. José M.^a Fontboté.
 Dr. D. José M.^a Fúster Casas.
 Ing. D. Santiago García Fuentes.
 Dr. D. Joaquín Gómez de Llarena.
 Dr. D. Francisco Hernández-Pacheco.
 Dr. D. Noel Llopis Lladó.
 Dr. D. Valentín Masachs Alavedra.
 Ing. D. Laureano Menéndez Puget.
 Dr. D. Isidro Parga Pondal.
 Ing. D. Ildefonso Prieto.
 Dr. D. Oriol Riba.
 Lic. D. Máximo Ruiz de Gaona.
 Dr. D. Maximino San Miguel de la Cámara.
 Ing. D. Clemente Sáenz.
 Dr. D. Luis Solé Sabarís.
 Dr. D. Vicente Sos.
 Lic. D. Eugenio Torre Enciso.
 Dr. D. José Villalta.
 Dra. D.^a Carmen Virgili Rodón.
 Ing. D. José de la Viña.

PROFESORES DE LA ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS AFECTOS A ESTE INSTITUTO

Iltmo. Sr. D. Mariano Dávila Vacas.
 Sr. D. Joaquín Bertet y Capafons.
 Sr. D. Pedro Arsuaga Daban.

AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Iltmo. Sr. D. Enrique Rodríguez Martínez.
 Iltmo. Sr. D. Emilio Porras Rivilla.
 Iltmo. Sr. D. Casto Celestino Mora y López.
 Iltmo. Sr. D. Francisco Merelo Azañón.
 Iltmo. Sr. D. José M.^a Rubio Alcaraz.
 Iltmo. Sr. D. Mariano Echevarría Aranzábal.
 Sr. D. Félix Melián Abajo.
 Sr. D. José M.^a García Peña.
 Sr. D. Silvestre Ferrera de la Torre.

INDICE DE MATERIAS

	<u>Páginas</u>
<i>Necrología: Primitivo Hernández Sampelayo...</i>	XIII
<i>Primer suplemento de la «Sinopsis de las especies nuevas del Cretáceo de España», por J. R. Bataller</i>	1
Descripción de las especies nuevas	5
<i>Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales, por J.-P. Copponex</i>	79
Avant-propos	81
Introduction	83
Estratigraphie	95
Tectonique	191
Conclusions	115
Bibliographie	203
<i>Alumbramiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén, por E. Dupuy de Lôme</i>	209
Estudios geológicos y programa de trabajos	211
Estratigrafía	213
Tectónica	239
Tectónica regional	247
Historia geológica	257
Hidrología subterránea	263
Labores de alumbramiento	269
Presupuesto pendiente	273
<i>Contribución al estudio del Carbonífero de la zona al sur de la Uad Draa (Marruecos meridional), por José de la Viña y Villa y Carlos S. Muñoz Cabezón</i>	275
Antecedentes	277
Resumen de itinerarios	279
Estudio geológico	285
Resumen	309

<i>Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real), por Antonio Almela Samper</i>	315
<i>Decápodos fósiles del Eoceno español, por Luis Vía Boada</i> ...	331
Introducción	333
Descripción, determinación y estudio del material español	335
Los decápodos fósiles en el mundo	339
Contribución a la estratigrafía y paleontología del Eoceno de España	343
Consideraciones finales	351
Avance sistemático	355
Bibliografía	397

Prólogo

Siguiendo la norma establecida de publicar, cuando menos, un volumen anual de nuestro BOLETÍN, nos honramos en ofrecer ahora a quienes se interesan por los problemas geológicos y mineros, el número LXX, en el que se contienen trabajos geológicos y paleontológicos que estimamos sumamente interesantes, tanto por los temas como por las firmas que los avalan.

Se inicia este tomo con un trabajo paleontológico del infatigable investigador Mn. J. R. Bataller, profesor de la Facultad de Barcelona y antiguo y activo colaborador del Instituto Geológico y Minero de España. Se titula «Primer suplemento a la Sinopsis de las especies nuevas del Cretáceo en España», y es una utilísima recopilación, en la que figuran 73 especies fósiles descritas por primera vez con materiales procedentes de España, que, como su nombre indica, constituye el complemento de una más extensa recopilación de especies nuevas del Cretáceo de España, publicada en las Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona y en los Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas de Barcelona. No es necesario insistir en el interés grande que tienen esta clase de trabajos, que facilitan notablemente la labor de los geólogos, al permitir consultar en un solo trabajo lo que de otra manera habría que buscar en una extensa bibliografía.

Se ofrece a continuación la tesis doctoral de J. P. Cop-

- Conferencia en el Ateneo.*—Revista Minera y Metalúrgica, serie C, tomo 40, 1922, pág. 268.
- Criaderos de hierro de España*, tomo IV. *Hierros de Galicia*, tomo I.—Memorias del Inst. Geol., 1922.
- Fosfatos térreos y su investigación en España.* Conferencia dada en el Ateneo de Madrid el 3 de mayo.—Revista Minera y Metalúrgica, serie C, tomo 40, 1922, página 293.
- Análisis microscópico de los fosfatos del Norte de Africa y del Levante de España.*—Bol. del Inst. Geol., XLIV, 1923, pág. 211.
- Excursión a los yacimientos de fosfatos del Norte de Africa.*—Bol. Oficial de Minas y Metalurgia, septiembre 1923, núm. 76, pág. 3.
- Informe sobre la impermeabilidad del pantano de Bárcena y Posada, en el río Sil.*—Bol. del Inst. Geol., XLV, 1924, pág. 233.
- Rectificación geológica de las cuencas del Navia y del Ibias.*—Bol. del Inst. Geol., XLV, 1924, pág. 251.
- Analyse microscopique des phosphates du Nord de l'Afrique et de l'Est de l'Espagne.*—Extrait du Comptes-Rendu du XIII Congrès Géologique International, 1922. Publicado en 1925.
- A la memoria de Schulz.*—Revista Minera y Metalúrgica, serie C, tomo 44, 1926, pág. 317.
- Yacimientos de Graptolíticos en la zona de Almadén.*—Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo XXVI, 1926, página 435.
- Cuenca de esquistos bituminosos de Ribesalbes (Castellón).*—Bol. del Inst. Geol., XLVI, 1926, pág. 1. (En colaboración con D. Manuel Cincúnegui.)
- Noticia geológica sobre una excursión a Gomera.*—Boletín de la Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo XXVII, 1927, página 177.
- Sobre las conferencias del ingeniero Sr. Patac.*—Revista Minera y Metalúrg., serie C, tomo 45, 1927, pág. 349.
- Discusión de algunos puntos de la Hoja geológica de*

- Llanes (Asturias).*—Notas y Com. del Inst. Geol., número 1, 1928, pág. 5.
- Sobre la tectónica de España.*—Notas y Com. del Inst. Geol., núm. 1, 1928, pág. 31.
- Criadero de mineral de hierro de Moncorvo (Portugal).* Notas y Com. del Inst. Geol., núm. 2, 1929, pág. 3.
- Los petróleos en Italia.*—Notas y Com. del Inst. Geol., número 3, 1931, pág. 5.
- Noticia sobre los petróleos de Garrucha (Almería).*—Revista Minera, tomo LXXXII, 1931, pág. 25.
- Página geológica.*—Revista Minera, tomo LXXXII, 1931, página 342.
- Primera región. Bibliografía. Informaciones de carácter geológico. Asturias.*—Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero, núm. 3, 1931.
- Criaderos de hierro de España*, tomo IV. *Hierros de Galicia*, tomo II.—Memorias del Inst. Geol., 1931.
- Criadero del Incio (Galicia).*—Congreso Agr. Ing. Minas Noroeste, 1932, pág. 213.
- Cuenca artesiana de León.*—Boletín de Sondeos, t. III, primer fascículo, 1932, pág. 103.
- Investigaciones petrolíferas en España.*—Revista Minera, tomo 83, 1932, pág. 517.
- Nota sobre los fósiles paleozoicos del Arroyo del Valle.*—Revista Minera, tomo 83, 1932, pág. 325.
- El mioceno de Badajoz.*—Notas y Com., núm. 5, 1933, página 83.
- Estudios hidrológicos. Informe sobre hidrología subterránea de la provincia de Alicante.*—Bol. del Inst. Geol., LIII, 1933, pág. 299.
- Investigaciones petrolíferas en España.*—Revista Minera, tomo 84, 1933, pág. 1.
- Los archaeocyathidos de Ifni.*—Notas y Com. del Inst. Geol., núm. 5, 1933, pág. 88.
- Memoria acerca del XVI Congreso Internacional de Geología, celebrado en Washington en 1933.* (En colaboración con D. Agsutín Marín y Bertrán de Lis.)
- Nota sobre los fósiles paleozoicos de Arroyo del Valle*

ponex, de la Facultad de Ciencias de Ginebra, titulada «*Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales*», en la que se da una nueva e interesante visión de la zona de Andalucía meridional comprendida entre Albuñol y Vélez-Málaga. Sabido es que la gran complejidad tectónica de Andalucía, así como las características estratigráficas de las series que allí se encuentran, hace que difieran bastante entre sí las interpretaciones que de determinadas zonas han dado los geólogos que las han estudiado. Una de éstas es la Alpujarra, a cuyo detenido estudio se ha dedicado el Dr. Copponex, quien, teniendo en cuenta las observaciones de Fallot, Blumenthal, Bemmelen, Zermallen y las suyas propias, da una nueva interpretación de la zona, con un mapa geológico a escala 1 : 200.000, al que acompaña otro a escala 1 : 50.000 de la parte occidental de su trabajo, que corresponde a la Sierra de Almiijara.

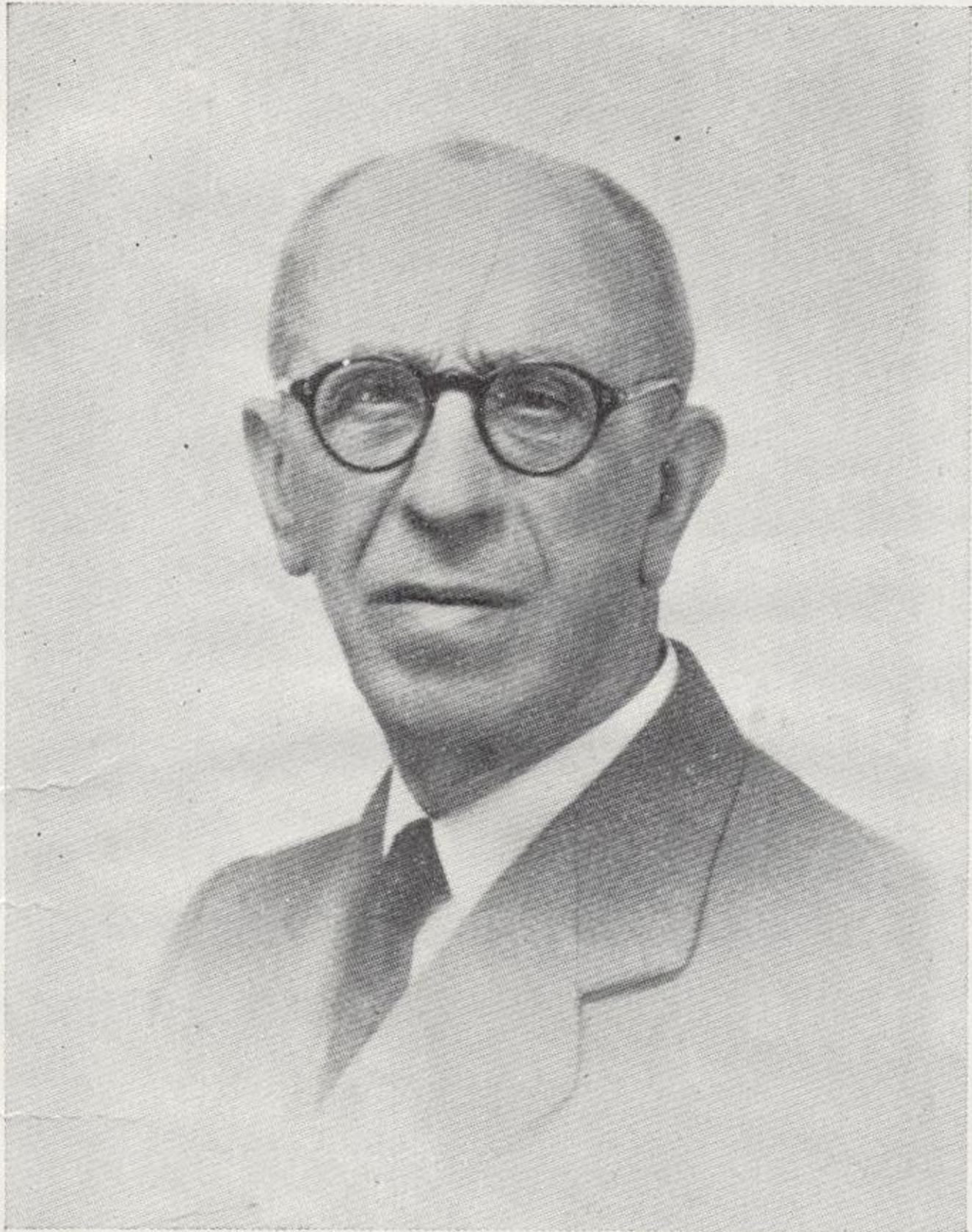
El Ingeniero Vocal del Instituto Geológico y Minero de España, Enrique Dupuy de Lôme, nos ofrece el estudio geológico por él realizado en las zonas de Mancha Real - Jaén y Torre del Campo - Santiago de Calatrava, destinado a la fijación de labores de investigación para el alumbramiento de aguas subterráneas en aquellas zonas, tan necesitadas de elemento tan indispensable. En este trabajo se describen detalladamente las diferentes series estratigráficas existentes, con su contenido fósil, y se da la interpretación tectónica de la zona, encuadrándola después en la tectónica regional, según la interpretación de los autores que la han estudiado. A continuación se da un avance de la historia geológica de la región, acompañando al trabajo dos mapas geológicos, a escala 1 : 50.000, de las zonas estudiadas.

Los Ingenieros De la Viña y Muñoz Cabezón presentan un trabajo titulado «*Contribución al estudio del Carbonífero de la zona sur del Uad Dráa (Marruecos meridional)*», en el que se exponen las características estratigráficas y tectónicas de los diferentes pisos del Carbonífero existentes en la rama norte de la cuenca de

Tinduf, dando los itinerarios recorridos para este reconocimiento, las características geográficas y una serie de cortes estratigráficos detallados. Ilustran este trabajo muchas fotografías y un mapa geológico de la zona a escala aproximada 1 : 50.000. Este estudio lo consideramos de especial interés en los momentos actuales, en que se van a iniciar los trabajos de prospección petrolífera en el Sahara Español, lindante con la zona estudiada, ya que es fundamental el conocimiento del Carbonífero, que podría encontrarse de nuevo bajo los terrenos más modernos de la faja costera.

El autor de estas líneas ofrece también un breve «*Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real)*», al que acompaña un mapa y cortes a escala 1 : 50.000, en el que se pone al día la geología de aquella región y se plantean los problemas que quedan por aclarar, todo ello con el fin de proyectar labores de reconocimiento que permitan ampliar las reservas de este importantísimo criadero de cinabrio.

Por último, cierra este volumen un extenso resumen de la tesis doctoral del P. Via, titulada «*Decápodos fósiles del Eoceno español*», en el que se describen y representan las especies carcinológicas más interesantes, así como las nuevas determinadas por el autor. La voluminosa tesis aquí resumida es un trabajo exhaustivo sobre la fauna carcinológica eocena, de gran interés tanto para los especialistas paleontólogos como para los geólogos que deban trabajar en este terreno, tan abundante en yacimientos de cangrejos fósiles, por lo que nos complace poder anunciar la publicación del texto íntegro en una próxima publicación de este Instituto.



DON PRIMITIVO HERNÁNDEZ SAMPELAYO

NECROLOGIA

Primitivo Hernández Sampelayo

Nació en Madrid el 27 de noviembre de 1880 quien, con el transcurso de los años, sería eminente geólogo y Subdirector de este Instituto, D. Primitivo Hernández Sampelayo.

Al terminar brillantemente sus estudios en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, en 1904, pasa destinado al Centro Minero de Almadén, donde dejó claras muestras de su entusiasmo juvenil y vehemencia de su carácter, simultaneando esta ocupación, durante dos cursos, con la de profesor del Grupo de Geología, Mineralogía y Química de la Escuela de Capataces de Minas de Almadén.

Nuestro investigador se enfrenta en su primer destino con los terrenos antiguos de Ciudad Real y continúa con los paleozoicos gallegos a fines de la primera década de este siglo, donde dirigió importantes establecimientos industriales en Villaodríz, Vivero, Vaamonde y Porcia. Inicia en la provincia de Lugo una magnífica labor de observador, donde acopia cuantos elementos de juicio son posibles observar, para realizar una acertada síntesis, que años después se ve reflejada en sus interesantes publicaciones acerca de la geología y mineralogía gallegas.

Al ingresar en el Cuerpo de Ingenieros de Minas pasa

destinado al Distrito Minero de Ciudad Real, y en comisión en el Instituto Geológico, para completar sus rectificaciones al Mapa Geológico de Lugo, ingresando en la plantilla de este Centro en 2 de junio de 1914, fecha desde la que estuvo afecto a la Región del NW., hasta su ascenso a Inspector General del Cuerpo de Minas en el año 1945.

Las obras que publicó, consecuencia de sus estudios, durante más de cuarenta años en Galicia, permiten considerarle como uno de los investigadores más destacados en la geología y minería de aquella región, lo que reconoció la Real Academia Gallega con su nombramiento de Académico correspondiente. Su monumental publicación *Los hierros de Galicia*, en tres tomos con 1.815 páginas, es una obra que hoy se encuentra en sitio preferente en las bibliotecas de los geólogos y mineros gallegos, y sus tomos, agotados, son buscados con interés en las librerías de viejo de Galicia. Esta obra, que hemos leído varias veces, nos permite apreciar la paciencia y minuciosidad en la recopilación de datos y selección de los mismos, figurando muchos relatados directamente por ancianos de las aldeas, que hubieran pasado al olvido de no haberlos consignado don Primitivo en sus detalladas libretas de campo. Su Mapa Minero de Galicia fué el primero editado de aquella región, y sus minuciosas rectificaciones del Geológico fueron una puesta al día de los trabajos que nos había legado G. Schulz. Continuación de estas publicaciones fueron los tomos del Cambriano y del Siluriano de la Explicación del nuevo Mapa Geológico.

También fué figura destacada en el campo de la Paleontología, en la que, dada su gran vocación de naturalista, su laboriosidad y su inteligencia, adquirió rápidamente una gran especialización en fósiles paleozoicos, siendo uno de los paleontólogos para los que la estratigrafía del Paleozoico les era más familiar, como quedó claramente confirmado con motivo del Congreso Geológico de Bruselas de 1922, con ocasión de la excursión

que se realizó a Spa, en la que actuaba de director el eminente geólogo Renier, quien dijo que en veinte años no se había encontrado en aquel Devoniano más que veinte fósiles, con la circunstancia de que a los cinco minutos de pronunciar esta frase, entrega Sampelayo a Renier un magnífico fósil típico del Devoniano.

Estos conocimientos sirvieron de base para una de sus actuaciones más importantes para la posteridad, la que comenzó con el arreglo y ordenación de los fósiles y colecciones que tenía el Instituto en el vetusto caserón de los Mostenses, continuada desde 1926, al frente del actual Museo, del cual fué su creador. La concepción de un Museo Geológico moderno supo infundírsela al arquitecto autor del proyecto, y su obra es actualmente admirada por cuantos lo visitan, habiendo sido Director del mismo hasta su fallecimiento el 15 de septiembre. La organización de las colecciones y la clasificación irreprochable de todos los materiales es obra suya, y en los laboratorios dependientes del Museo se han resuelto muchos problemas presentados en esta casa en orden a la determinación científica de los minerales y de las menas, necesarios para los estudios propios del Instituto, así como los aportados por entidades oficiales y particulares. Simultáneamente actuaba de maestro de un grupo de ingenieros jóvenes en aquel entonces y entusiastas de la geología, contribuyendo a nuestra formación con las lecciones que pródigamente desarrollaba.

Las grandes obras hidráulicas requieren un claro conocimiento del terreno donde se realizan, por lo que, tan fundamental como la aplicación de las modernas técnicas de la construcción, es la realización de un profundo estudio geológico. En ello, D. Primitivo H. Sampelayo tomó parte activa con sus informes en más de setenta obras hidráulicas, cooperando también de esta manera al engrandecimiento de la Patria.

Con su incesante laboriosidad, tenía tiempo para realizar trabajos tanto para el Instituto como para empresas y particulares. Con motivo de uno de éstos que rea-

lizamos por tierras de León, tuvimos ocasión de apreciar un detalle que evidencia las dotes de observación de este naturalista. Viajaban en el departamento del ferrocarril dos señoras, con las que entabló cordial conversación, y durante el desarrollo de la misma le dijo a una de ellas: "Como decía su hermana...", y ésta le pregunta: "¿Cómo sabe que es mi hermana?", a lo que contesta nuestro investigador: "Porque las dos llevan un medallón igual, que debe ser el retrato de su madre."

Fruto de su ingente labor fueron los puestos y distinciones que desempeñó durante su vida profesional. Fué Presidente de la Asociación de Ingenieros de Minas y del Instituto de Ingenieros Civiles; en el Consejo Superior de Minas alcanzó el puesto de Vicepresidente; en el de Almadén y Arrayanes, el de Consejero, y la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales lo eligió como miembro de número.

Los que con él nos hemos formado y hemos compartido los trabajos de campo y de laboratorio, hemos admirado en todo momento su valor y dotes de investigador, y le deseamos de todo corazón que, al entregar su alma a Dios, haya recibido el premio que le correspondía por su virtud en el trabajo y resignación en el sufrimiento, como lo demostró claramente con motivo del fallecimiento de su hijo Primitivo en el Glorioso Ejército Nacional y el rápido e inesperado de nuestro compañero Alejandro.

Dios le conceda el eterno descanso.

A. ALMELA

RELACION CRONOLOGICA DE LAS PUBLICACIONES DE DON PRIMITIVO HERNANDEZ SAMPELAYO

- Estudio geológico de las costas de la provincia de Lugo.*
Bol. XXXIV, 1913 (publicado en 1914), pág. 81.
- Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo.*
Bol. del Inst. Geol., XXXVI, 1915, pág. 277.
- Nota adicional al "Estudio de la denudación de la costa en la provincia de Lugo".*—Bol. XXXVI, 1915, página 304.
- Algunos yacimientos prehistóricos de las provincias de Lugo y Madrid.*—Bol. del Inst. Geol., XXXVII, 1916, página 281.
- Criaderos de hierro en los Oscos (Asturias).*—Memorias, 1916, pág. 611.
- Criaderos de hierro en la zona de Luarca (Asturias).*—Memorias, 1916, pág. 621.
- Algunas palabras más acerca de las bauxitas de Cataluña.*—Revista Minera y Metalúrgica, serie C, tomo 38, 1920, pág. 385.
- Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxita.*—Bol. del Inst. Geol., XLI, 1920, pág. 1.
- Geología y formación de los criaderos catalanes de bauxita.*—Revista Minera y Metalúrgica, tomo 38, serie C, 1920, págs. 193 y 209.
- Sobre el hallazgo de la bauxita en Cataluña.*—Revista Minera y Metalúrgica, serie C, tomo 38, 1920, página 285.

- (Cazalla), por L. Menéndez Puget.—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo 33, 1933, Notas Bibliográficas pág. 56.
Discurso leído en el acto de su recepción por D. Primitivo Hernández Sampelayo y contestación del señor D. Agustín Marín Bertrán de Lis. Tema: Geología gallega.—Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1934.
Observaciones geológicas de la provincia de Alicante, cuenca del Vinalopó.—Association pour l'étude géologique de la Méditerranée occidentale. Vol. III, número 2, partie IV, 1934.
El sistema cambriano en España.—Memorias del Inst. Geol., 1935.
Criaderos de hierro de España, tomo IV. Hierros de Galicia, tomo III, fascículo 1.º—Mem. Inst. Geol., 1935.
Criaderos de hierro de España, tomo IV. Hierros de Galicia, tomo III, fascículo 2.º—Mem. Inst. Geol., 1935.
Criaderos de mercurio en los Estados Unidos de América. Publ. en la Revista Minera, 1936.
Nota sobre los filones del mispíquel aurífero en Galicia—1938.
El siluriano de León.—Las Ciencias, tomo V, n.º 3, 1940, pág. 602.
Nota sobre los filones de mispíquel aurífero en Galicia.—Las Ciencias, año V, n.º 2, pág. 357.
Los criaderos de talco de Lillo (León).—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol., n.º 8, 1941, pág. 3.
El caolín de Cauces (Carballo), de la provincia de La Coruña.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol., n.º 8, 1941, pág. 81.
Horizontes del caolín en la costa de Asturias.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol., n.º 8, 1941, pág. 83.
Nota acerca de la geología de Portugal.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min., n.º 8, 1941, pág. 203.
Encuentro de yacimientos paleontológicos en la Sierra de la Demanda.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 10, 1942, pág. 13.

- El sistema siluriano en España.*—Memorias del Instituto Geológico, 1942, 2 fasc.
El criadero de mineral de manganeso de Buferrera.—Minería y Metalurgia, marzo 1942, pág. 39.
Mancha estefaniense de Sosas del Cumbrial (Murias de Paredes, León).—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 9, 1942. (En colaboración con D. Antonio Almela.)
Acerca de la morfología de los ríos de la Cordillera Cantábrica hacia el Atlántico. El Bierzo.—Estudios Geográficos, año IV, n.º 13. (En colaboración con D. Alejandro H. Sampelayo, año 1943.)
Nuevo isleto cambriano.—Minería y Metalurgia, junio de 1943.
De la geología asturiana. Una cruziana nueva.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol., n.º 12, 1944, pág. 13.
Nueva fauna cambriana en Puerto Ventana (Asturias-León).—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 12, 1944, página 3.
Datos para el estudio de las Hojas del Mapa geológico 1:50.000.—Memorias del Inst. Geol., 1944.
De la fauna gotlandiense: "Dalmanites Batalleri", Samp.: corrección del "Phacops longicaudatus", March.; "Dalmanites longicaudatus", enmienda de Font y Sagué.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 13, 1944, pág. 3.
"Trionix marini": Tortuga nueva del oligoceno leridano. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min., n.º 13, 1944. (En colaboración con D. J. R. Bataller.)
Contribución al estudio del mioceno del Duero en la zona leonesa.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 13, 1944.
Datos geológico-mineros de la zona de Betanzos.—Estudios geográficos, año V, n.º 15, 1944, pág. 393. (En colaboración con D. A. H. Sampelayo.)
Yacimientos de mineral de hierro. Criaderos de las minas "Wagner".—Minería y Metalurgia, marzo de 1944.
Nota sobre el afloramiento aurífero en Sésamo, Vega de Espinareda (León).—Notas y Com. del Inst. Geol., número 15, 1946, pág. 175.
Extracto y explicaciones acerca de una nota (R. Aitken)

- sobre la tectónica de La Demanda.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 15, 1946, pág. 181.
- Aportación a la bibliografía del petróleo en España.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 15, 1946, pág. 259.
- Estudio acerca del carbonífero en España.—Bol. del Instituto Geol., LIX, 1946, pág. 1.
- Extracto y traducción de "Faunas marinas del carbonífero de Asturias", por G. Delépine.—Bol. del Inst. Geol., LIX, 1946, pág. 21.
- De la geología heroica: D. Guillermo Schulz.—Las Ciencias, año XII, n.º 4, 1946, pág. 771.
- Aportación a la bibliografía del estaño en España.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 16, 1946, pág. 363.
- Aportación a la bibliografía del mercurio en España.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 16, 1946, pág. 373.
- Las faunas paleozoicas y la tectónica herciniana del macizo de Puig d'Alp (La Molina, Gerona).—Bol. del Inst. Geol., LIX, 1946.
- Criaderos de mineral de hierro de la Sierra de la Demanda (provincias de Burgos y Logroño).—Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Memorias, tomo X, serie II, pág. 309.
- Fauna carbonífera de Villablino (León).—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 17, 1947, pág. 1.
- Ahora hace cien años.—Bol. del Inst. Geol., LX, 1948, pág. 1. (En colaboración con D. J. M.^a Ríos.)
- Coralarios devonianos del Sahara español.—Bol. del Inst. Geol., LXI, 1948, pág. 1.
- "Pradoceras (Kotoceras) Kobayashi" n. sp., del ordoviciense de Ciudad Real.—Bol. del Inst. Geol., LXI, 1948, pág. 47.
- Casos prácticos de dificultades constructivas por desigual mecánica en la resistencia de los estratos.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 18, 1948, pág. 3.
- Carbonífero de Viñón.—C. S. I. C. Instituto Lucas Mallada, 1948.
- Fundamento de una morfología asturiana. Estructura de

- pliegues de agrupación.—Bol. del Inst. Geol., LXII, 1949, pág. 351.
- Remesa de pelecípodos límnicos del carbonífero de Ciénega (León).—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 19, 1949, pág. 39.
- Fundamentos de una morfología asturiana.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 19, 1949, pág. 181.
- Estudio geológico acerca de la resistencia e impermeabilidad de un embalse y su presa de cierre en el río Coa, región de Beira Baixa.—Revista de Obras Públicas, junio de 1949.
- Agrupación de graptolítidos infrasilurianos biseriados.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 20, 1950, pág. 83.
- "Dorlodotia Delepinei".—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 20, 1950, pág. 87.
- Nuevas especies silurianas en la Sierra de la Demanda.—Libro Jubilar del Inst. Geol., tomo I, 1950, pág. 145.
- Yacimientos españoles de estaño y wolfram.—De Instituto de Ingenieros Civiles de España. II Congreso Nacional de Ingeniería celebrado en Madrid durante los días 28 de mayo a 3 de junio de 1950, tomo V, pág. 289.
- A la inolvidable memoria de D. Luis de Adaro.—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 22, 1951, pág. 183.
- Condiciones más generales de los criaderos de hierro paleozoico (NO. de España).—Inst. del Hierro y del Acero. II Asamblea general, 1951.
- Sondeos y datos prácticos para la perforación del recubrimiento asturiano.—Combustibles, año XI, n.º 58, octubre-diciembre de 1951.
- Investigación de nuevas minas de plomo de Lugo, Orense y León.—Revista de la Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, tomo XLVI, cuaderno 4.º, 1952, pág. 497.
- Minas de Llumeres.—Inst. del Hierro y del Acero, año V, n.º 2, abril-junio 1952, pág. 642.
- Discurso inaugural del curso 1953-1954, leído en la sesión celebrada el día 11 de noviembre de 1953 por D. Primitivo H. Sampelayo. Tema: De la vida marina

- paleozoica. Restos fósiles.*—R. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1953.
- Zona y minas del bajo Nalón.*—Instituto del Hierro y del Acero, año VI, n.º 4, octubre-diciembre 1953, página 374.
- Fósiles de la zona carbonífera de Viñón y Torazo (Asturias).*—Estudios Geológicos, n.º 21, mayo 1954, pág. 7.
- Un cuadro importante para la clasificación del carbonífero.*—Estudios Geológicos, n.º 21, mayo 1954, pág. 13.
- Coto minero de Formigueiros (Lugo).*—Inst. del Hierro y del Acero, III Asamblea general, año 1955.
- Dos líneas de tectónica apreciadas en Galicia y Portugal. Recopilación de algunas voces griegas y latinas utilizadas en Paleontología.*—Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 56, 1959, pág. 251.
- Graptolítidos españoles recopilados por Rafael Fernández Rubio.*—Será publicado en Notas y Com. del Inst. Geol., n.º 57, 1960.

**Primer suplemento a la
"Sinopsis de las especies nuevas
del Cretáceo de España"**

por

J. R. Bataller



PRIMER SUPLEMENTO A LA «SINOPSIS DE LAS ESPECIES NUEVAS DEL CRETÁCEO DE ESPAÑA»

Cuando en 1951 se terminaba el trabajo que complementa la actual aportación, ya había varias especies nuevas que de momento no podíamos adicionar al mismo (1) para no deshacer el plan que habíamos seguido; sólo añadimos alguna que otra forma al final de los grupos.

Hoy hemos podido recoger numerosas formas descritas con posterioridad en variados trabajos nacionales y extranjeros que citamos como complemento de esta nueva aportación; algunos de estos trabajos vienen ya indicados en una publicación reciente sobre bibliografía del Cretáceo español. En las periódicas exploraciones hechas en diversos yacimientos cretáceos hemos podido hallar formas que a nuestro parecer son nuevas, otras nos han sido entregadas para su estudio, las cuales figuran con el nombre de su descubridor.

En la presente aportación se dan nuevos datos comple-

(1) Este trabajo ha sido publicado en:

Volumen XXVII, n.º 12, memoria 586 de la tercera época, de las *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, pág. 279-484, Barcelona, 1947; en los *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, Volumen VI, pág. 2-186, Barcelona, 1947; Volumen VIII, págs. 5-148, Barcelona, 1949; Volumen IX, págs. 61-165, Barcelona, 1950.

mentarios sobre especies que figuraban como *nomen nudum* por no tener diagnosis o no haber sido figurada; algunas formas entran en esta sinopsis por haber podido comprobar que el ejemplar había sido descrito como material español; de alguna se ha podido constatar la transmutación de la diagnosis. Al ocuparnos de todos estos ejemplares los citamos con la numeración que les asignamos en la anterior publicación.

Las mayores aportaciones de formas nuevas se deben a Colom, sobre foraminíferos e infusorios, y a Alloiteau sobre madreporarios. En el actual suplemento se describen o complementan:

- 1 especie de problemática o *incertae sedis* o pistas.
- 15 especies de foraminíferos.
- 27 especies de celentéreos.
- 1 especie de equinodermo.
- 7 especies de lamelibranquios.
- 11 especies de gasterópodos.
- 2 especies de cefalópodos.
- 2 especies de braquiópodos.
- 6 especies de articulados.
- 1 especie de vertebrados.

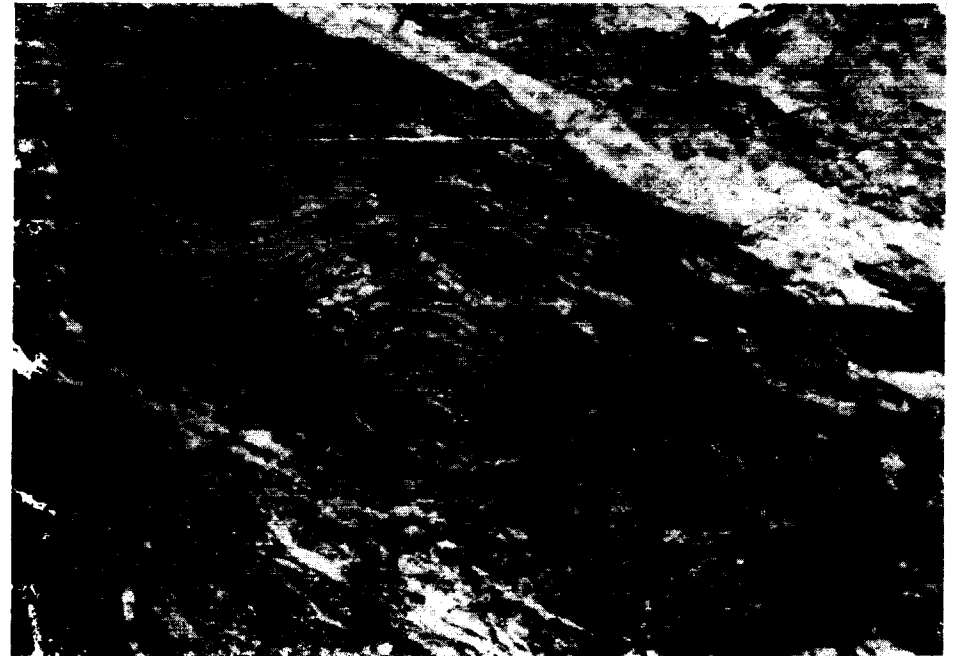
Quedan aún en estudio varias formas de vegetales, casi exclusivos del Wealdiense de la provincia de Logroño, así como diversos espongiarios, cuyas primicias, debidas a Mme. Herenger, ya se publicaron anteriormente, a las que podrán añadirse las formas nuevas de cefalópodos y otros moluscos actualmente en estudio.

DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES NUEVAS

PISTAS

765.—*Helminthoïda zumayensis* Gómez de Llarena. 1946.

Gómez de Llarena, J.: Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch cretácico y numulítico de Guipúzcoa.—*Notas y*



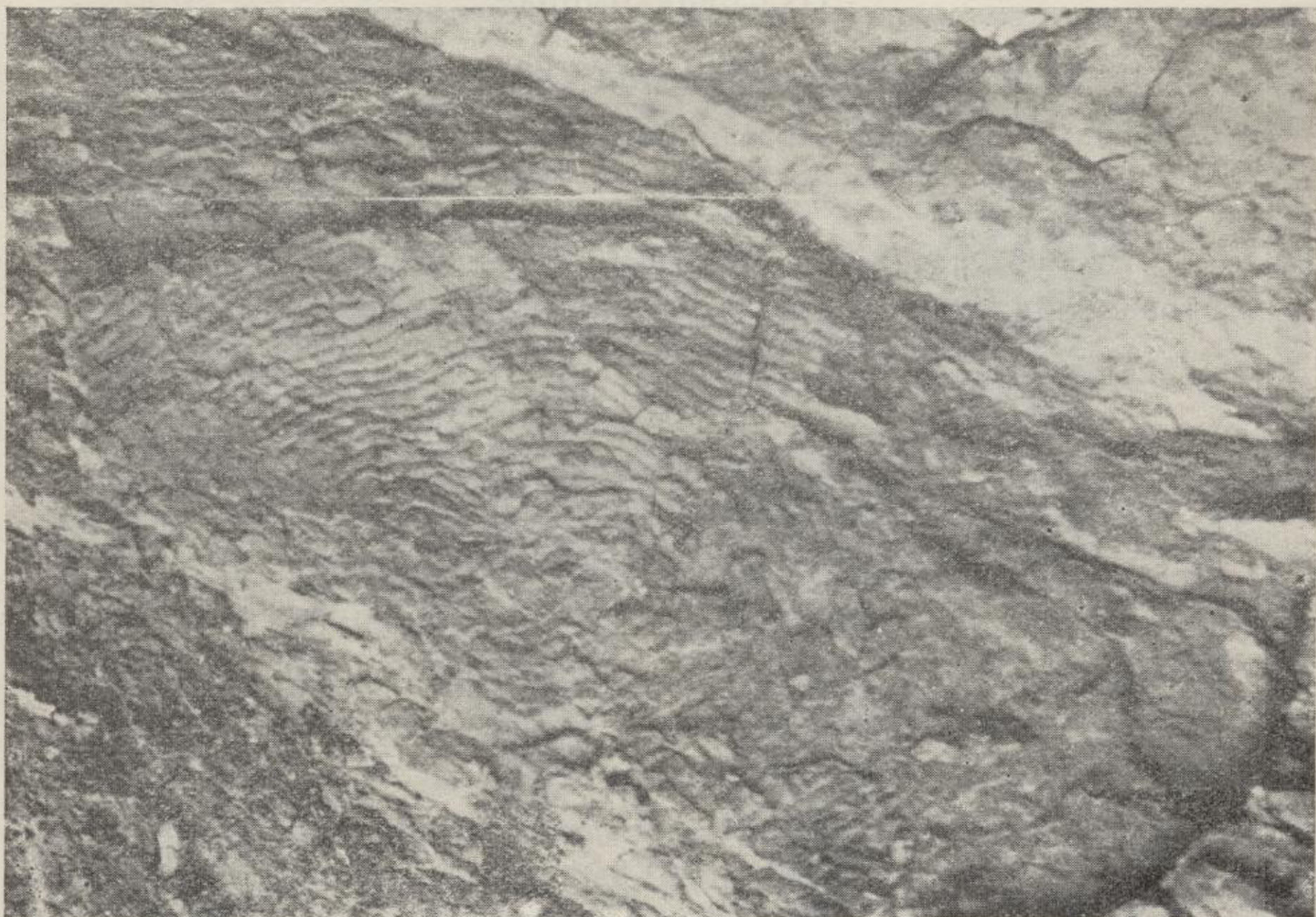
765. *Helminthoïda zumayensis* Gómez de Llarena. 1946.—Cretáceo superior-Flysch con *Inoceramus*. Km. 38, carretera de San Sebastián a Deva, en Zumaya.

DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES NUEVAS

PISTAS

765.—*Helminthoïda zumayensis* Gómez de Llarena. 1946.

Gómez de Llarena, J.: Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch cretácico y numulítico de Guipúzcoa.—*Notas y*



765. *Helminthoïda zumayensis* Gómez de Llarena. 1946.—Cretáceo superior-Flysch con *Inoceramus*. Km. 38, carretera de San Sebastián a Deva, en Zumaya.

Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, n.º 15, pág. 145, lám. I, fig. 12; lám. III, fig. 11. Madrid, 1946.

Pista formada por un surco arrollado sobre sí mismo en espiral plana de muy poco relieve, con numerosas vueltas apretadas, unas alrededor de las otras.

Nivel estratigráfico.—Cretáceo superior. Flysch con *Inoceramus*.

Localidad.—Km. 38 de la carretera de San Sebastián a Deva, en Zumaya.

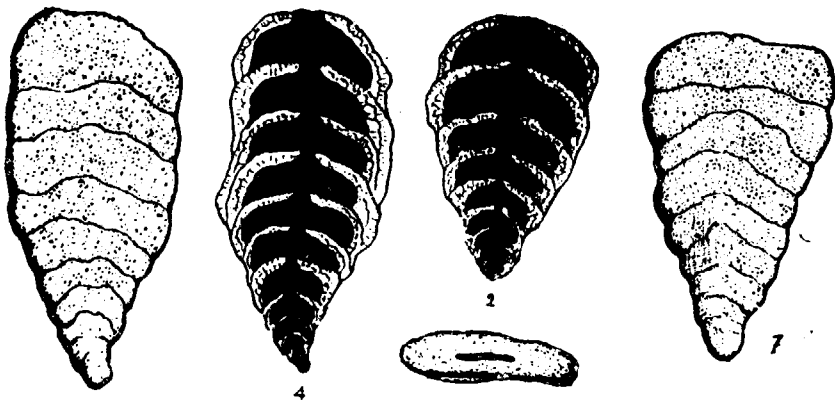
PROTOZOA
RHIZOPODA
FORAMINIFERA

HAPLOPHRAGMIIDAE

766.—*Flabellamina almansana* Colom. 1957.

Colom, G.: Notas sobre foraminíferos fósiles.—*Estudios Geológicos*, n.º 33, pág. 28, fig. 1. núms 1-7. Madrid.

Forma estrecha y alargada de gran tamaño, con numerosas cámaras anchas y bajas, tabiques sinuosos casi ho-



766. *Flabellamina almansana* Colom. 1957.—Albiense. La Meca-Almansa (Albacete); tamaño $\times 15$.

rizontales respecto al eje longitudinal del caparazón, y su primera porción enrollada muy diminuta.

Nivel estratigráfico.—Albiense.

Localidad.—La Meca, Almansa (Albacete).

VERNEUILINIDAE

767.—*Pseudoclavulina Eggeri Cushman maxima* Colom. 1946.

Colom, G.: Nota paleontológica sobre unos microforaminíferos del Senoniense de Navarra.—*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, vol. XVI, p. 150, lám. I, figura 2. Madrid, 1946.

Forma con 8 mm. de longitud por 1,30 de anchura en su parte más gruesa, que corresponde al tercio superior de la concha, con 21 cámaras en línea recta, más anchas que altas, suturas bien marcadas, caparazón arenáceo. La

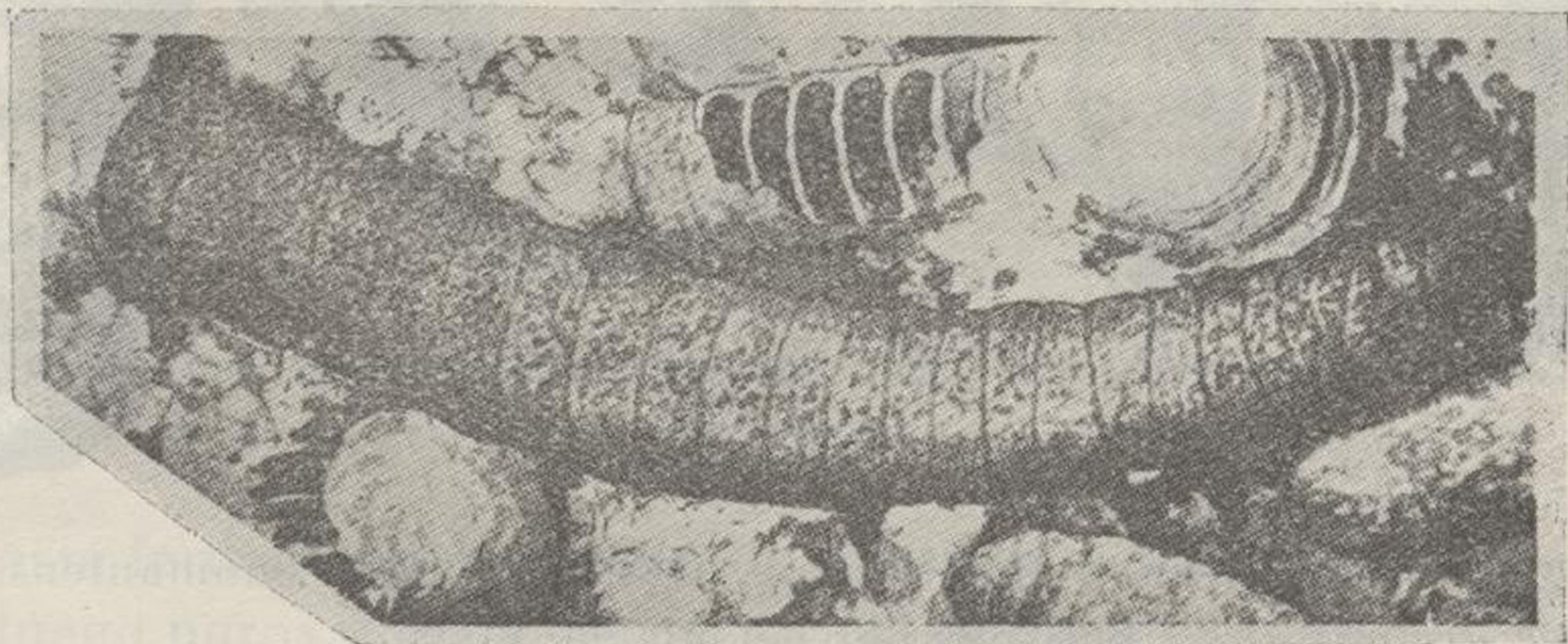


767. *Pseudoclavulina Eggeri Cushman maxima* Colom. 1946.—Senoniense. Km. 38 de la carretera de Aoiz a Burguete (Navarra).

abertura situada en la última cámara parece tiende a la formación de un cuello algo aguzado.

Nivel estratigráfico.—Senoniense.

Localidad.—Km. 38 de la carretera de Aoiz a Burguete.

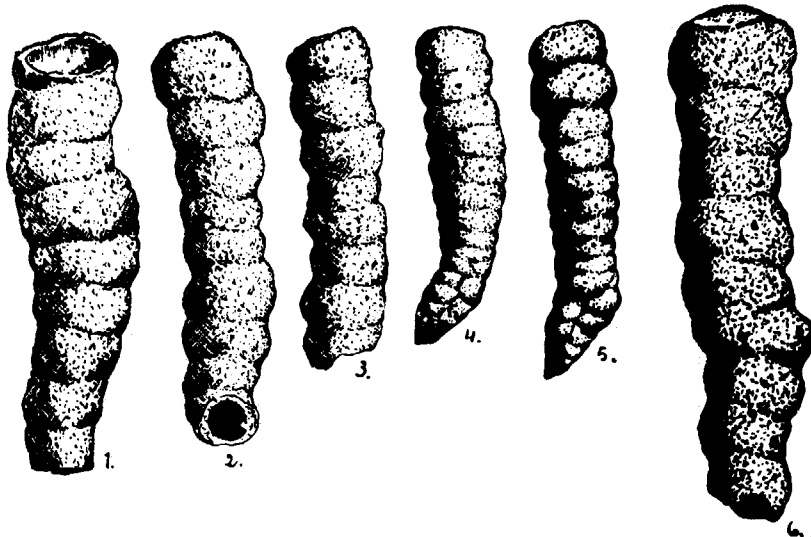


767. *Pseudoclavulina Eggeri* Cushman *maxima* Colom. 1946.— Seno-
niense. Km. 38 de la carretera de Aoiz a Burguete (Navarra).

768.—*Pseudoclavulina Brayi* Colom. 1952.

Colom, G.: Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España.— *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, t. 64, p. 296, lám. 11, núms. 1-32. Madrid, 1952.

Concha arenácea de forma aguzada más o menos retorcida; cámaras numerosas cilíndricas, más anchas que altas, separadas por depresiones suturales no muy marcadas; última cámara con una abertura circular, sin cuello



768. *Pseudoclavulina Brayi* Colom. 1952.—Albiense-Cenomaniense. Barcones (Soria); tamaño $\times 20$.

en el lado frontal. Los ejemplares más desarrollados llegan a tener 3 mm. de longitud.

Nivel estratigráfico.—Albiense superior y Cenomaniense.

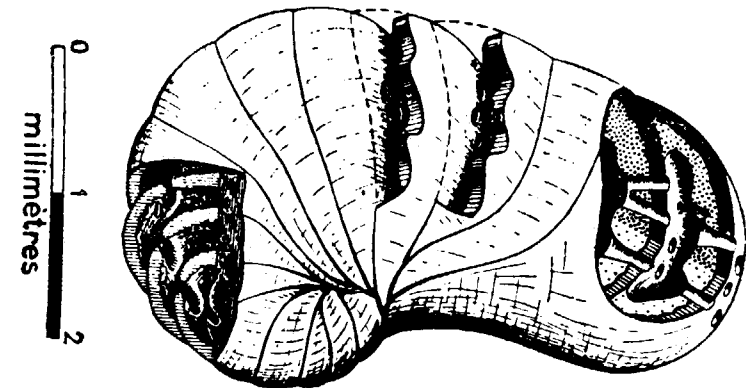
Localidad.—Barcones (Soria).

LITUOLIDAE

769.—*Navarrella Joaquini* Ciry-Rat. 1951.

Ciry, R.-Rat, P.: Un foraminifère nouveau du Crétacé supérieur de la Navarre espagnole.— *Bulletin Scientifique de Bourgogne*, XIII, p. 75, lám. 2, fig. 1-7. Dijon, 1951.

Concha pequeña con cámaras agrupadas en pelotón primero, luego abrazadoras y en espiral irregular, las últimas desarrolladas. La comunicación entre las cámaras



769. *Navarrella Joaquini* Ciry-Rat. 1951. Cretáceo superior. Ecaz (Navarra).

está formada por una hendidura única a la que se añaden luego poros que persisten en las últimas cámaras; el caparazón es arenáceo silíceo con cemento calcáreo, revestido interiormente por una capa calcárea formada después.

Nivel estratigráfico.—Cretáceo superior.

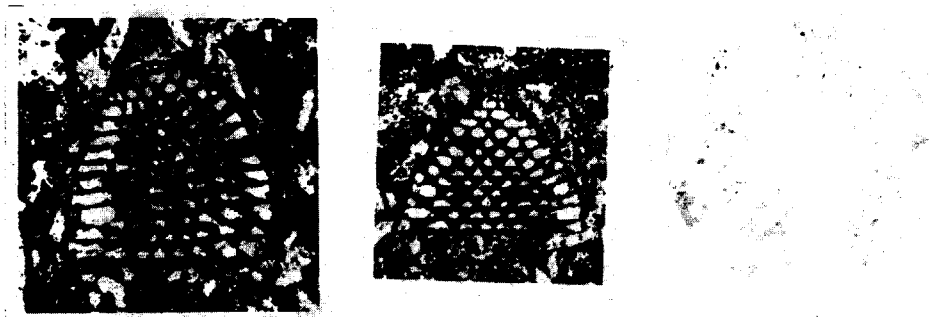
Localidad.—Ecaz (Navarra).

ORBITOLINIDAE

770.—*Simplorbitolina Manasi* Ciry-Rat. 1953.

Ciry, R.-Rat, P.: Description d'un nouveau genre de foraminifère *Simplorbitolina Manasi* nov. gen. nov. sp.—*Bulletin Scientifique de Bourgogne*, t. XIV, p. 85, lám. I, fig. 1-6. Dijon, 1952

Forma cónica de base plana, de 1-1,40 mm. de altura, superficie lisa y brillante, caparazón de tipo uniseriado con



770. *Simplorbitolina Manasi* Ciry-Rat. 1953. —Aptiense-Albiense. Gulina (Navarra); tamaño, $\times 30$.

cámaras discoidales divididas por tabiques verticales, radiales, que parten del borde externo de ellos, unos avanzan hacia el centro y otros quedan limitados a la zona marginal. Caparazón silíceo con cemento calcáreo.

Nivel estratigráfico.—Aptiense-Albiense.

Localidad.—Gulina (Navarra).

INFUSORIA TINTINNIDAE

771.—*Tintinnopsella maxima* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 247, fig. 14, número 1.

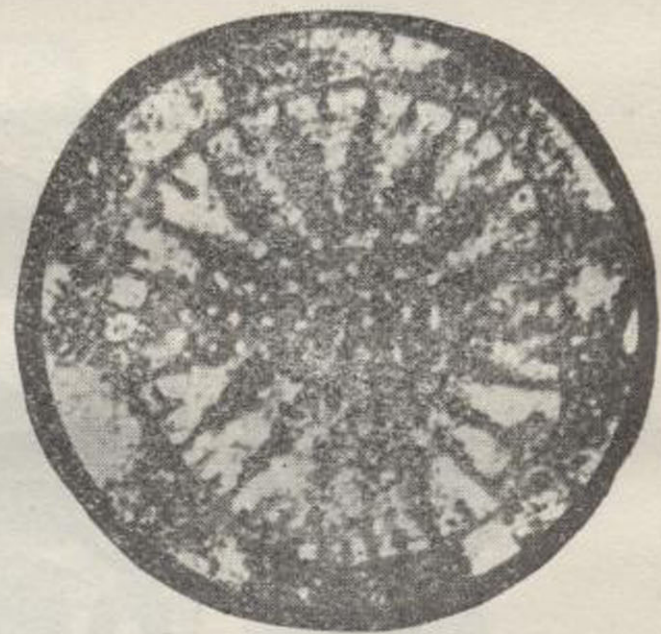
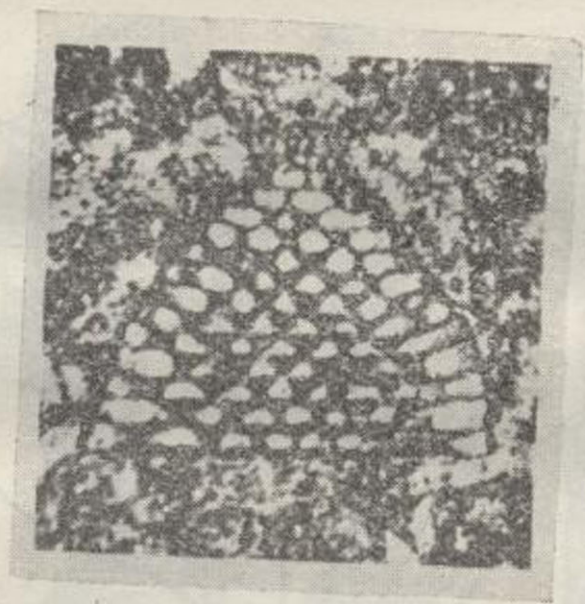
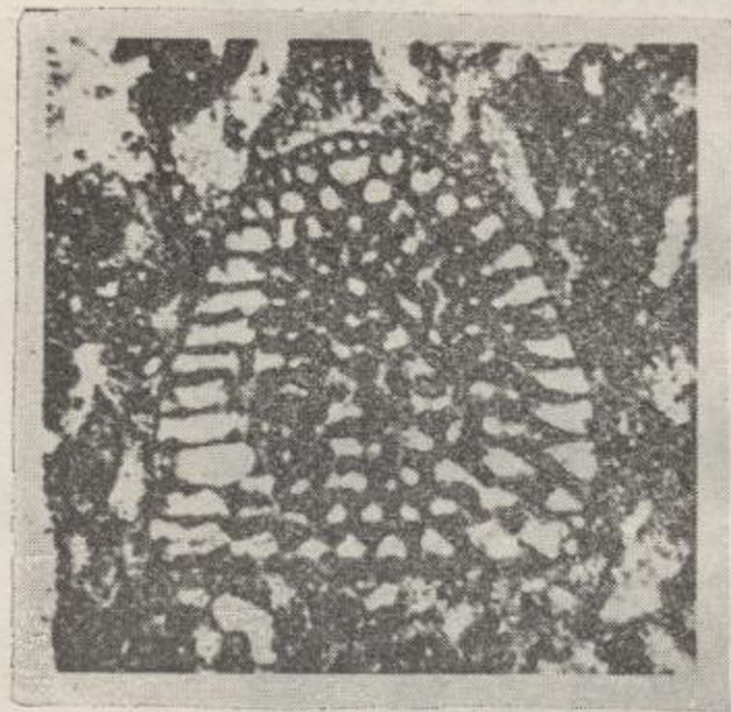


771. *Tintinnopsella maxima* Colom. 1948.—Neocomiense. Cabo Pinar. Alcudia (Mallorca); tamaño, $\times 250$.

Loriga larga, cilindroide, llega a tener hasta 200 micras de longitud y su apéndice aboral con unas 90 micras.

Nivel estratigráfico.—Neocomiense.

Localidad.—Cabo Pinar. Alcudia (Mallorca).

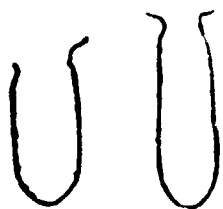


770. *Simplorbitolina Manasi* Ciry-Rat. 1953. — Aptiense · Albiense.
Gulina (Navarra); tamaño, $\times 30$.

772.—*Tintinnopsella Batalleri* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.— *Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 248, fig. 12, número 54-55.

Loriga alargada, cilindroide, extremidad aboral redondeada; presenta bajo el collar oral un fuerte estrangula-



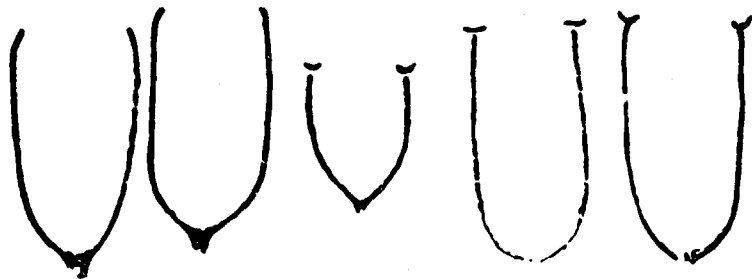
772. *Tintinnopsella Batalleri* Colom. 1948.—Barremiense. Caravaca (Murcia); tamaño $\times 250$.

miento; mide 125 micras de longitud por 35 de ancho.
Nivel estratigráfico.—Barremiense.
Localidad.—Caravaca (Murcia).

773.—*Tintinnopsella cadischiana* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotricha.— *Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 247, figura 12, n.º 19-21, 25, 26, 34, 35, 40.

Esta forma ofrece en su extremidad oval un collar en forma de *T*; la línea horizontal unas veces está separada



773. *Tintinnopsella cadischiana* Colom. 1948. - Neocomiense. Mallorca; tamaño $\times 250$.

y otras unida al final de la loriga; llega a tener hasta 160 micras de longitud por 70 de ancho.

Nivel estratigráfico.—Neocomiense.

Localidad.—Mallorca.

774.—*Tintinnopsella ricotensis* Colom. 1956.

Colom, G.: Lito-facies y micropaleontología de las formaciones jurásico-neocomienses de la Sierra de Ricote (Murcia).— *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, t. 67, p. 46, fig. 4, n.º 11. Madrid, 1956.

Loriga grande, collar oval en forma de *T*, respecto a las paredes laterales de la loriga, que presenta en su extremo apical un apéndice caudal desarrollado; hacia la mitad de la altura de la loriga hay un estrechamiento de la últi-



774. *Tintinnopsella ricotensis* Colom. 1956.—Neocomiense inferior. Sierra de Ricote (Murcia); tamaño $\times 700$.

ma porción de la loriga; es lo más característico de la nueva especie.

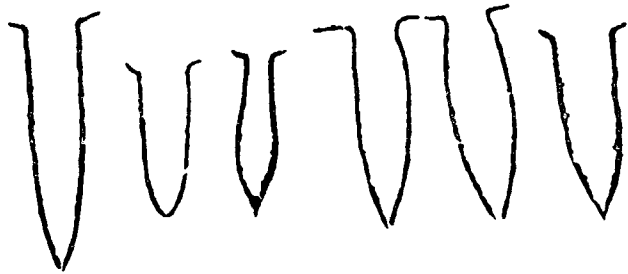
Nivel estratigráfico.—Neocomiense inferior

Localidad.—Serie B, Collado Gil, Sierra de Ricote (Murcia)

775.—*Amphorellina subacuta* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 250, lám. 33, fig. 8-10; fig. 12, n.º 45, 48, 53, 58-60.

Loriga alargada, a veces ovoidal, extremidad aboral aguzada, abertura oval grande, collar grande; tiene hasta



775. *Amphorellina subacuta* Colom. 1948.—Neocomiense. Mallorca; tamaño $\times 250$.

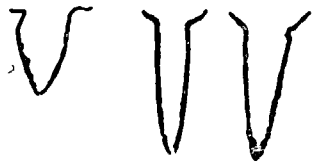
160 micras de longitud por 30 de anchura en su parte media.

Nivel estratigráfico.—Neocomiense.

Localidad.—Mallorca.

776.—*Amphorellina lanceolata* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha. *Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 250, fig. 12, n.º 43, 44, 46.



776. *Amphorellina lanceolata* Colom. 1948.—Neocomiense. Mallorca; tamaño $\times 250$.

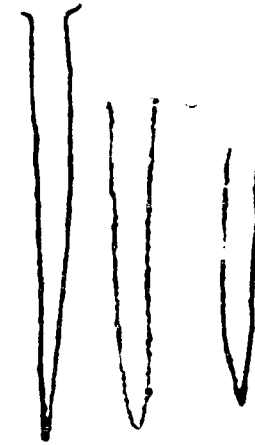
Loriga cónica, estrecha, alargada, extremo oval ensanchado; collar oval grande; longitud 90 micras por 30 de ancho.

Nivel estratigráfico.—Neocomiense.

Localidad.—Mallorca.

777.—*Salpingellina levantina* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 250, lám. 33, fig. 20; fig. 13, n.º 58, 60, 61.



777. *Salpingellina levantina* Colom. 1948.—Valanginiense-Hauteriviense. Cala Blanca, Andraitx (Mallorca); tamaño $\times 250$.

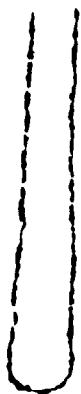
Loriga muy alargada, estrecha, cilindro-cónica; extremidad aboral más o menos aguzada; collar muy abierto al exterior en forma de embudo.

Nivel estratigráfico.—Valanginiense-Hauteriviense.

Localidad.—Cala Blanca, Andraitx (Mallorca).

778.—*Coxiellina berriasiensis* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 251, lámina 33, fig. 12; fig. 13, n.º 62.



778. *Coxiellina berriasiensis* Colom. 1948.—Berriasiense. Cala Blanca, Andraitx (Mallorca); tamaño $\times 250$.

Loriga cilíndrica, alargada, algo ensanchada en la parte aboral y su apéndice, sin collar oval; tiene hasta 200 micras de longitud.

Nivel estratigráfico.—Berriasiense.

Localidad.—Cala Blanca, Andraitx (Mallorca).

779.—*Calpionella massutiniana* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 243, fig. 11, n.º 45.



779. *Calpionella massutiniana* Colom. 1948.—Valanginiense. Mallorca; tamaño $\times 250$.

Loriga alargada, cilindro-cónica, región oval con una dilatación en forma de grueso reborde; la loriga tiene 80 micras de longitud por 45 de ancho.

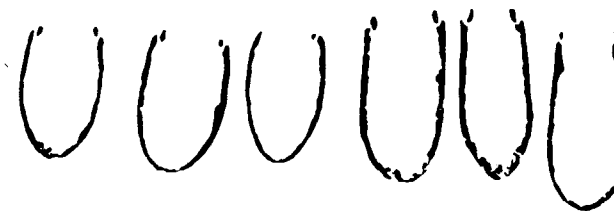
Nivel estratigráfico.—Valanginiense.

Localidad.—Mallorca.

780.—*Calpionellites neocomiensis* Colom. 1948.

Colom, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22, pág. 244, fig. 12, n.º 16-18, 22, 24.

Lorigas cilindroides, alargadas, con extremidad aboral



780. *Calpionellites neocomiensis* Colom. 1948.—Neocomiense. Mallorca; tamaño $\times 250$.

redondeada; la longitud es de 90 micras por unas 50 de ancho, existiendo formas más estrechas.

Nivel estratigráfico.—Neocomiense.

Localidad.—Mallorca.

834.—*Hemisphaerammina Batalleri* Loeblich and Tappan. 1957.

Loeblich, Alfred R.: Studies in foraminifera.—*United States National Museum*, bulletin 215, pag. 224, Plate 72, fig. 3. Smithsonian Institution. Washington, 1957.

Concha consistente en una cámara sencilla, abombada, redonda a oval, adherida por el lado plano; pared aglutinada por bastos granos pegados a la masa de material fi-

no. La abertura no es visible. Gran diámetro del holotipo, 1,04 mm.; pequeño diámetro, 0,88.

Nivel estratigráfico.—Santoniense.

Localidad.—Casa Canellas, al NE. de Tragó de Noguera, en la orilla derecha del río Noguera, a 16,5 Km. al O. de la carretera de Lérida al Valle de Arán.

COELENTERATA CNIDARIA
ANTHOZOA
HEXACORALLA

CYATHOPHORIDAE, Vaughan-Wells, 1943

781.—*Cyathophoropsis Hupei* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 201, lám. III, fig. 5; lám. 1, fig. 23. Barcelona, 1947.

Colonias plocoides, sublaminares o subhemisféricas, de pequeña talla. Poliperitos dirigidos oblicuamente hacia el exterior, no salientes, unidos por una periteca subtabu-



781. *Cyathophoropsis Hupei* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras (Huesca).

lar. Cálices pequeños, apretados, con borde cortante, separados por intervalos estrechos y costulados, provistos en la concurrencia de los ángulos de columnillas gruesas

y poco elevadas. Muralla con pseudoteca paratecal. Multiplicación por gemmación extracalical. Tabiques poco numerosos, rectos, compactos, borde superior inerme y muy desiguales, los seis S_1 son poco gruesos, los seis S_2 subrudimentarios; el borde proximal de los primeros es redondeado, los S_2 parecen cuneiformes. Endoteca tabular; hay pocos tabiques y travesaños endotecales. Sin columna.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

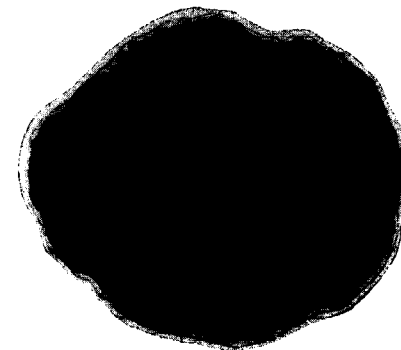
Localidad.—Las Aras (Huesca).

STYLINIDAE

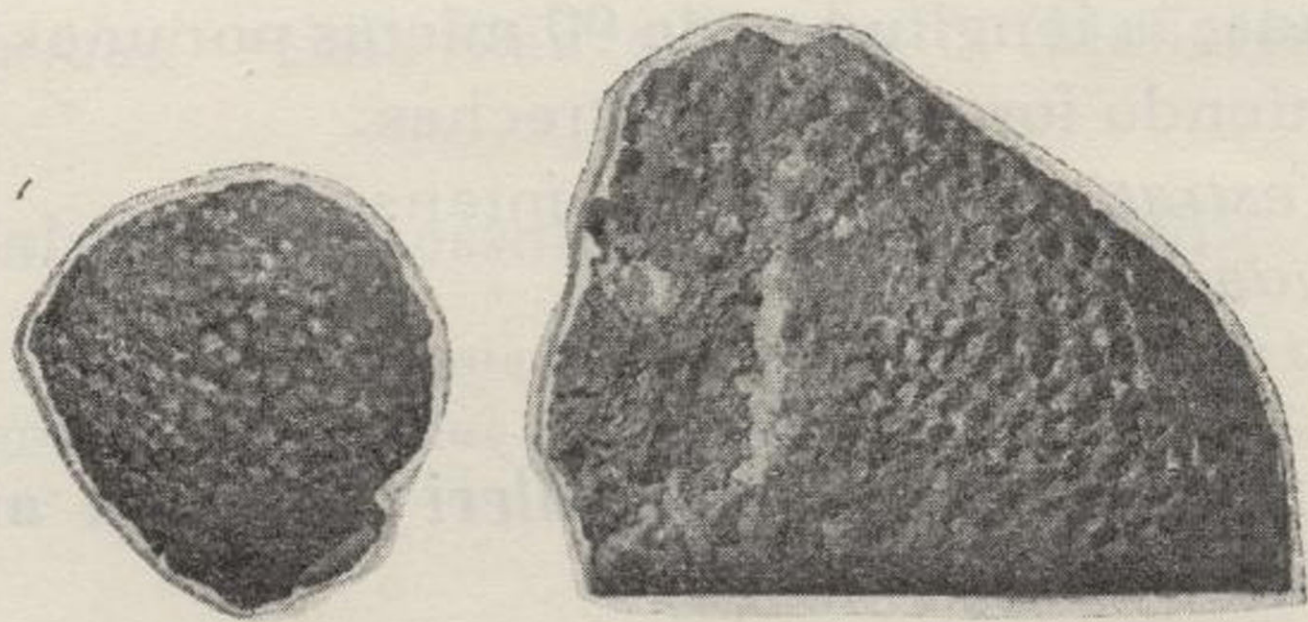
782.—*Stylina aragonensis* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 192, lám. I, fig. 12. Barcelona, 1947.

Colonia plocoides con superficie calical convexa, base ligeramente cóncava, poliperitos algo salientes, circuncritos por el borde superior de la muralla, unidos por periteca formada por costillas y exoteca vesiculosa. Cálices unidos por costillas muy desarrolladas, no confluentes,



782. *Stylina aragonensis* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras (Huesca).



781. *Cyathophoropsis Hupei* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras
(Huesca).



782. *Stylina aragonensis* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras
(Huesca).

rectas, plataforma calicinal algo infundibuliforme y bastante profunda; septocostales hinchados al nivel de la muralla, adelgazándose en ángulo en dos direcciones opuestas; en sección son fusiformes. Aparato septal en simetría 6; los seis de primer orden, gruesos, casi tan largos como el radio calicinal, rectos, hinchados en su borde interno sin unirse a la columela; los seis de segundo orden, poco visibles superficialmente, tienen un tercio de la longitud de los primeros, sección cuneiforme; los doce de tercer orden se reducen a un filete mural. Columnilla robusta y elíptica. Endoteca abundante en toda la extensión del tecario.

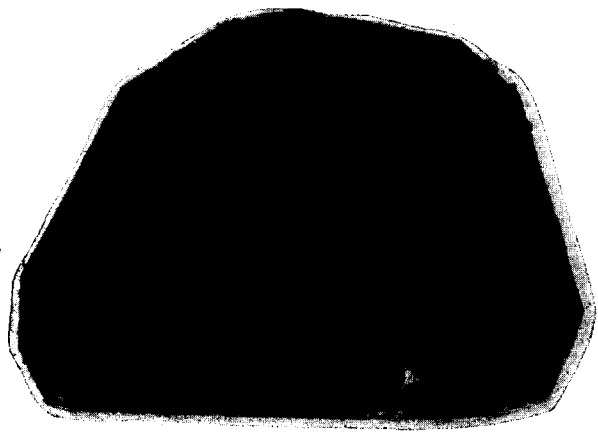
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Las Aras (Huesca).

783.—*Stylina pyrenaica* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 194, lám. II, fig. 1. Barcelona, 1947.

Colonia con superficie calicinal muy convexa, base plana con delgada holoteca, plococido con tendencia a sub-



783. *Stylina pyrenaica* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras. (Huesca).

ceroide. Poliperitos largos, rectos, unidos por periteca vesiculosa subtabular. Cálices apretados con densidad irregular, circulares o subelípticos. Muralla septotecal relativamente espesa. Costillas bien marcadas y en número igual al de tabiques. Aparato apical consta de seis sistemas en simetría radial de tipo seis, borde superior inerme, caras laterales con granulaciones numerosas y salientes. Columnilla débil, algo aplastada, no saliente; en ciertos cálices, el conjunto formado por el órgano axial y los bordes columelares de los tabiques, simula una columnilla subesponjosa.

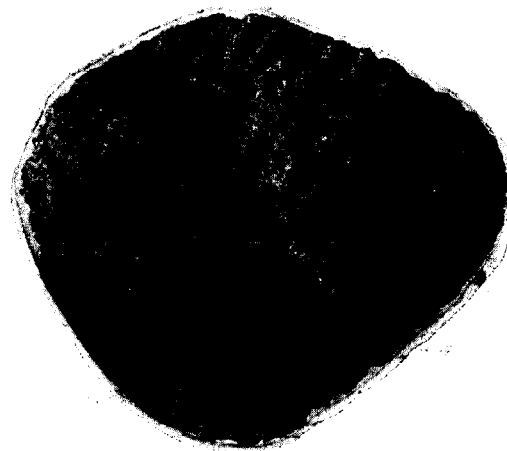
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Las Aras (Huesca).

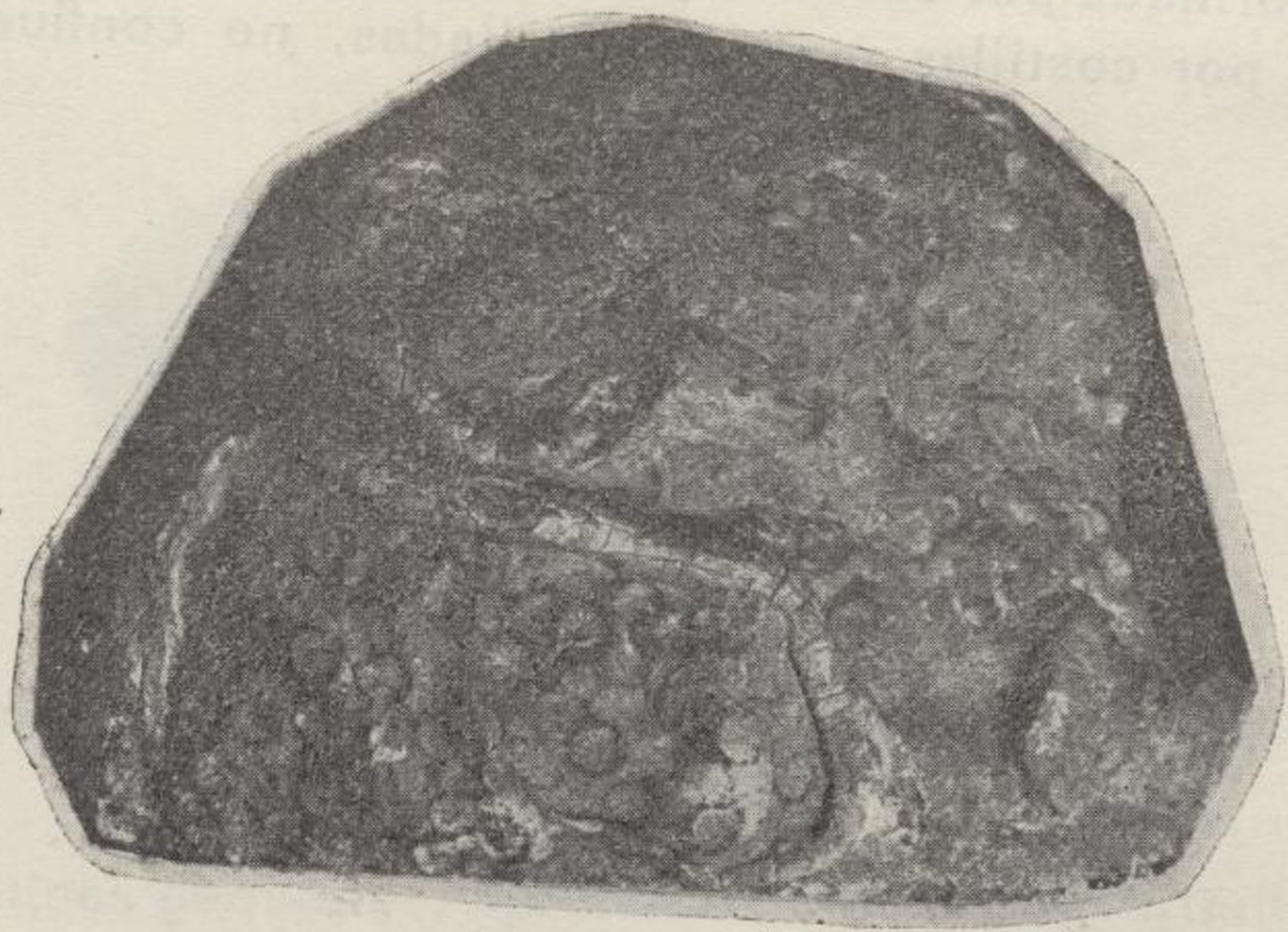
784.—*Eugyra arasensis* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 197, fig., text. 2, lám. II, fig. 4. Barcelona, 1947.

Colonia sublaminar, meandroide; su cara inferior tapizada de una holoteca es ligeramente convexa, la supe-



784. *Eugyra arasensis* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras (Huesca).



783. *Stylina pyrenaica* Alloiteau. 1947. - Gargasiense. Las Aras.
(Huesca).



784. *Eugyra arasensis* Alloiteau, 1947.— Gargasiense. Las Aras
(Huesca).

rior subplana. Cálices reunidos en series con centros in-
distintos; las colinas que limitan los valles son muy
elevadas, su cresta no presenta surco, las colinas son con-
tinuas; los valles son sinuosos y sólo son rectilíneos hacia
la región periférica. La muralla es paratecal, formada por
el alargamiento de los tabiques costales. Los tabiques
pertenecen a dos órdenes y son muy desiguales dos a dos;
los rudimentarios en un valle están en general en la pro-
longación de los tabiques de primer orden; en una longi-
tud de 5 mm. en la cresta de las colinas se cuentan 10 ta-
biques, de ellos 5 grandes y 5 rudimentarios. No hay
columnilla. Endoteca en toda la extensión del polípero.

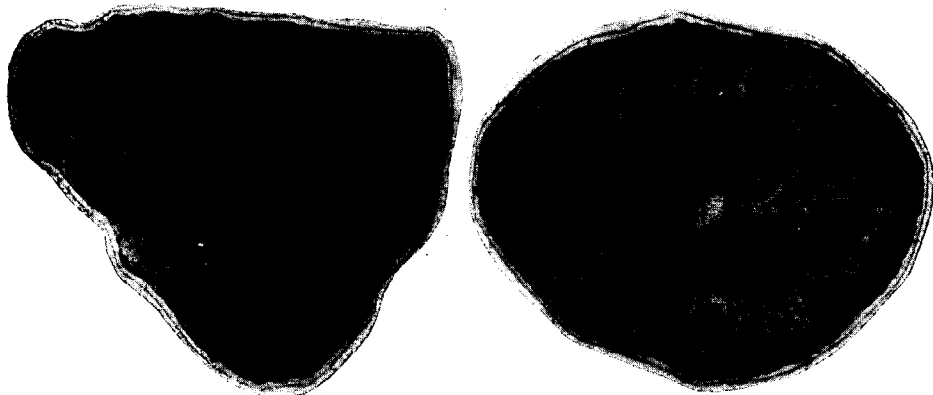
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Las Aras (Huesca).

MONTLIVALTIIDAE, Dietrich, 1926

785.—*Montlivaltia aragonensis* Alloiteau, 1947.

Hupe, P.-Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 220, lám. 2, fig. 2-3. Barcelona, 1947.



785. *Montlivaltia aragonensis* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri (Huesca).

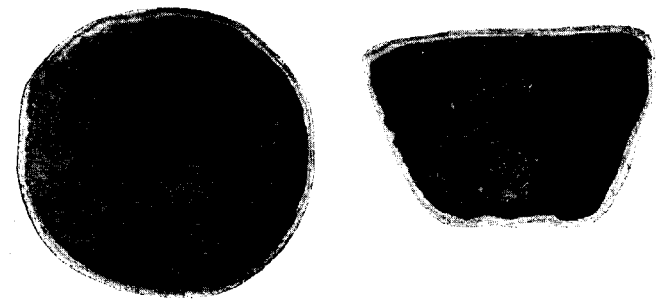
Polípero simple turbinado, fijo, algo arqueado hacia la base según el eje mayor. Cáliz muy elíptico, superficial; subplano, subhorizontal, foseta columelar estrecha y alargada. Muralla paratecal recubierta de una epiteca delgada, plegada, que se extiende hasta 8 mm. del ámbito calicinal. Endoteca abundante, constituida por travesaños tenues. Exoteca abundante y formada por elementos muy delgados. Costillas numerosas, delgadas, densas, desiguales; su borde externo, como el superior, está provisto de una dentición regular. Aparato septal distribuido en sistemas radiales muy desiguales, algunos con cuatro elementos, otros con ocho y hasta 12 en el extremo del grande eje. Los tabiques son compactos, rectos o ligeramente ondulados, débilmente arqueados en su parte proximal; son desiguales en longitud y su número es próximo a 200; de ellos 24 llegan a la cavidad axial.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—San Félix de Veri (Huesca).

786.—*Montlivaltia Batalleri* Alloiteau, 1947.

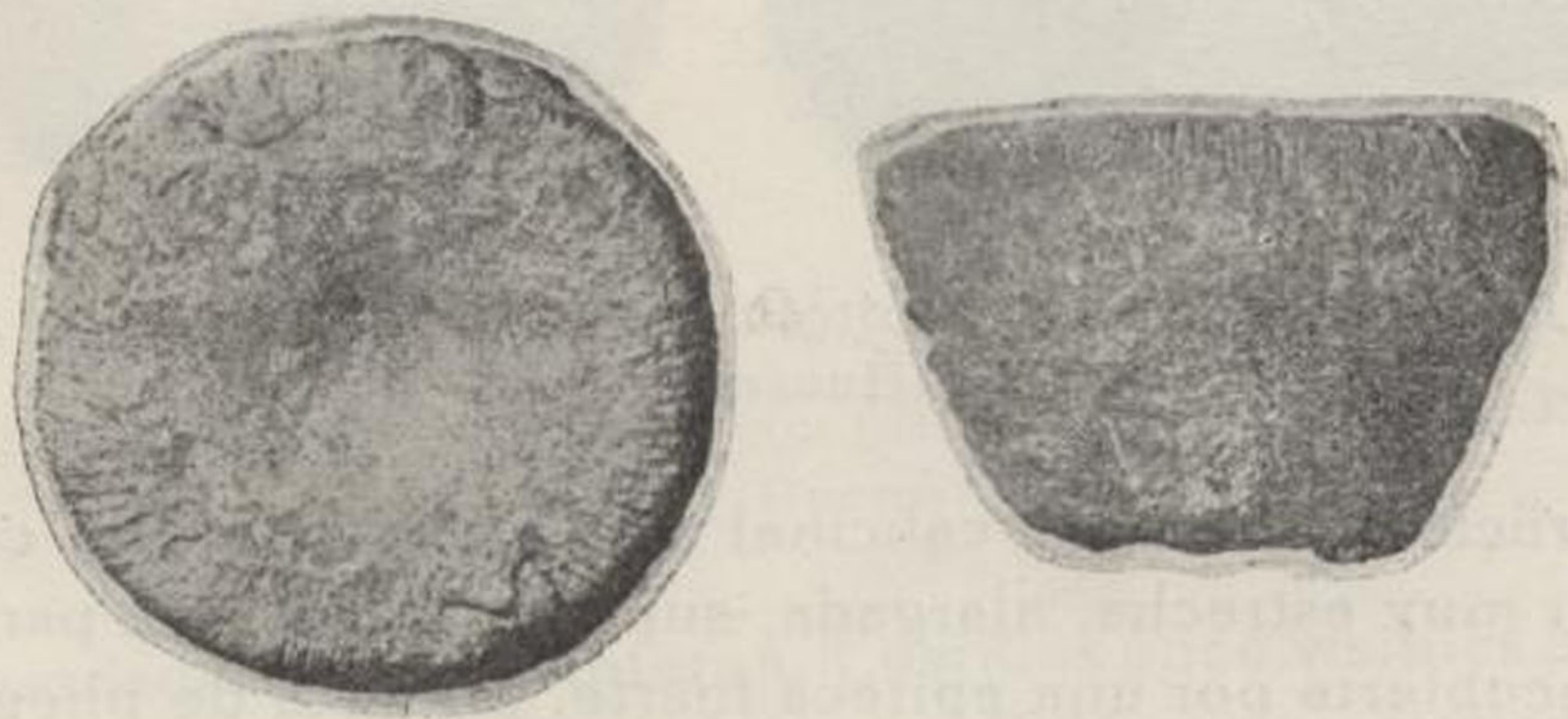
Hupe, P.-Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 221, lám. I, fig. 1-2. Barcelona, 1947.



786. *Montlivaltia Batalleri* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. Las Aras, barranco de Basop (Huesca).



785. *Montlivaltia aragonensis* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri (Huesca).



786. *Montlivallia Batalleri* Alloiteau, 1947. — Gargasiense. Las Aras,
barranco de Basop (Huesca).

Polípero trocoide, recto, probablemente fijo. Cáliz circular poco profundo, así como la foseta. Muralla paratecal recubierta de una epiteca delgada poco plegada que se extiende hasta cuatro milímetros del ámbito calicinal. Endoteca abundante. Exoteca constituida por numerosos travesaños, algunos muy gruesos. Costillas poco visibles, pero observables junto al borde calicinal; son rectas, libres, numerosas y apretadas; borde costal recubierto de dientes fuertes y numerosos. Tabiques numerosos, apretados, muy desiguales y repartidos en sistemas radiales que parecen iguales; numerosos tabiques rudimentarios; ambos tipos son compactos, rectos, libres.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

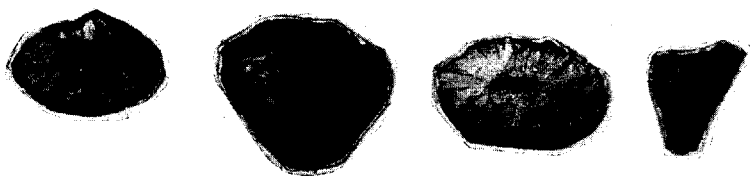
Localidad.—Las Aras, barranco de Basop (Huesca).

PLACOSMILLIDAE, Alloiteau, 1952

787.—*Peplosmilia elliptica* Alloiteau, 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 226, lám. I, figs. 5, 6, 7 y 8. Barcelona, 1947.

Polípero sencillo, libre, de muy pequeña talla, turbinado, algo arqueado según el eje pequeño. Cáliz elíptico,



787. *Peplosmilia elliptica* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. Las Aras (Huesca).

superficial, plataforma calicinal muy oblicua, foseta columnar muy estrecha, alargada, superficial. Muralla paratecal recubierta por una epiteca fuerte, provista de pliegues gruesos y poco numerosos. Costillas apenas visibles, indicadas por algunos salientes de corta longitud sobre la epiteca. Los tabiques, en número de 48, son delgados, rectos,

independientes, desiguales, con borde superior finamente dentado, caras laterales con granulaciones dispuestas en líneas verticales; se distribuyen los tabiques en 12 sistemas; los 12 de primer orden son los más largos y no se sueldan a la columnilla; ésta es muy ancha y delgada. Endoteca abundante, sin exoteca.

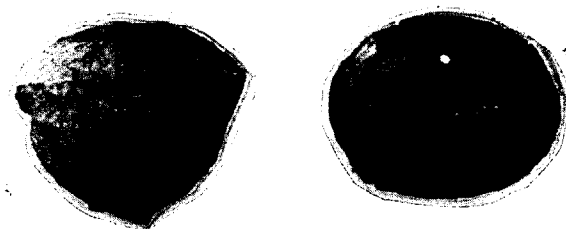
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Las Aras (Huesca).

788.—*Peplosmilia subconica* Alloiteau, 1947.

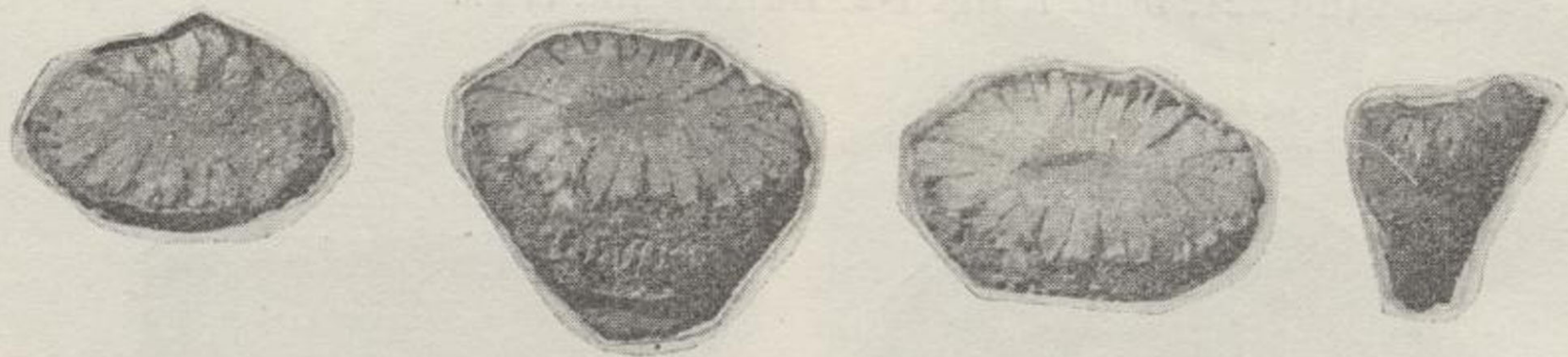
Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 227, lám. I, fig. 21-22. Barcelona, 1947.

Polípero simple, libre, globoso, subturbinado; cáliz elíptico con plataforma algo inclinada, foseta estrecha y alargada. Muralla paratecal recubierta por una epiteca fuerte y poco plegada. Endoteca abundante, formada por tabiques incompletos gruesos, numerosos, con tendencia a alinearse en círculos concéntricos que llegan a formar



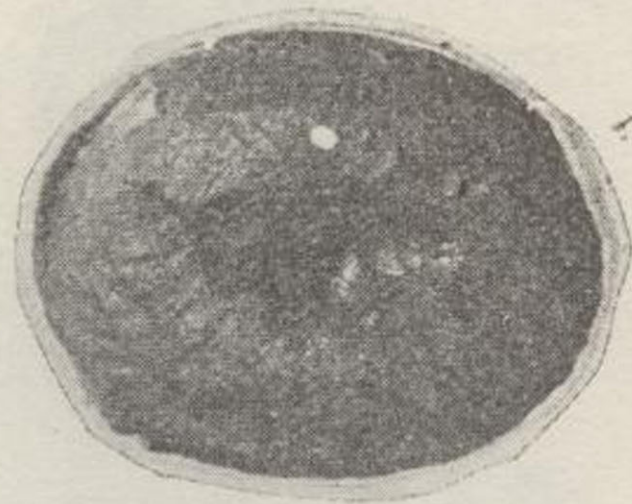
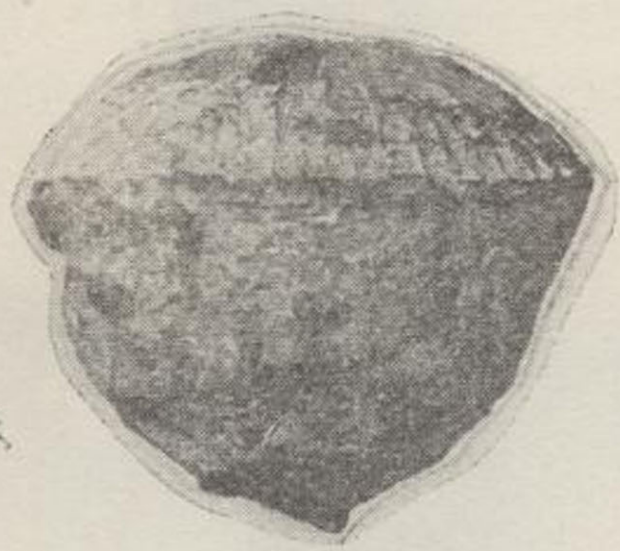
788. *Peplosmilia subconica* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri (Huesca).

una verdadera muralla interna. Costillas poco visibles bajo la epiteca. Los tabiques llegan a 48 bien desarrollados, acompañados de otros rudimentarios; no se sueldan a la columnilla; todos son rectos y de un espesor constante.



787. *Peplosmilia elliptica* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Las Aras
(Huesca).

superficial platform ...



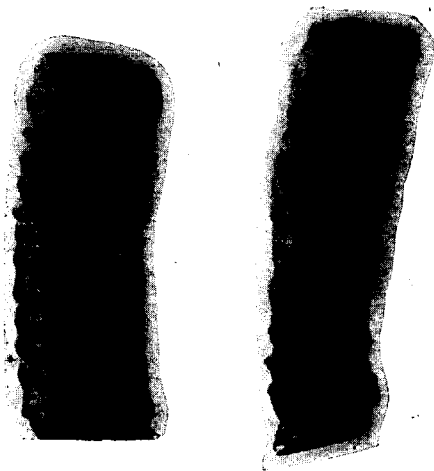
788. *Peplosmilia subconica* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri (Huesca).

Columnilla ancha, delgada, independiente. Endoteca abundante en la región periférica, más rara en la zona interna.
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.
Localidad.—San Félix de Veri (Huesca).

(?) CALAMOPHYLLIIDAE, Vaughan Wells, 1943

71.—*Calamophyllia Vidali* Mallada, 1892.

1892. *Calamophyllia Vidali*. Mallada, L—Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España, n.º 2.143, pág. 159.
 1937. *Calamophyllia Vidali*. Mallada.—Bataller, J. R.: La fauna coralina del Cretácico de Catalunya i regions limitrofes.—*Arxius de l'Escola S. d'Agricultura*, vol. III, pág. 153.
 1947. *Calamophyllia Vidali*. Mallada.—Bataller, J. R.: Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España.—*Mcm. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, 3.ª época, n.º 586, vol. XXVIII, pág. 336.
 1956. *Calamophyllia Vidali*, Mallada.—Bataller, J. R.: La paleontología y Luis Mariano Vidal.—*Bol. Inst. Geológico y Minero de España*, t. 67, pág. 90, lám. IV, figs. 3-4.



71. *Calamophyllia Vidali* Mallada, 1892.—Garumniense. Isona (Lérida).

Fragmento de polípero alargado de 50 mm. de longitud, cortado por ambos extremos; no se observa dicotomía; muralla cubierta de costillas desiguales, rodeada de collaretes muy numerosos, destacados, epiteca fina. Cáliz oval, tabiques numerosos, sobrepasando los 150, es decir, los cinco ciclos y medio; diámetro mayor, 16 mm., diámetro menor, 13 mm.

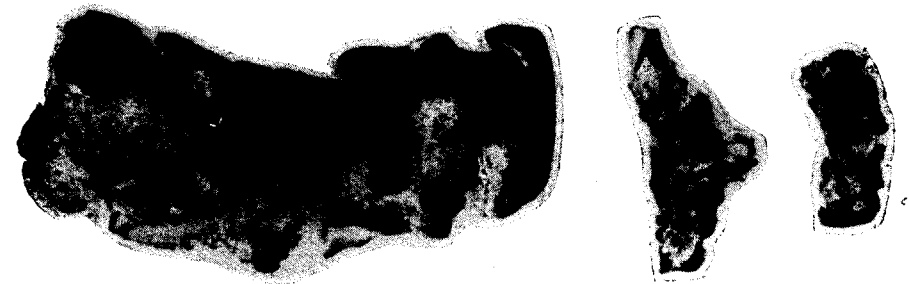
Nivel estratigráfico.—Garumniense.
Localidad.—Isona (Lérida).

FAVIIDAE, Gregory, 1900

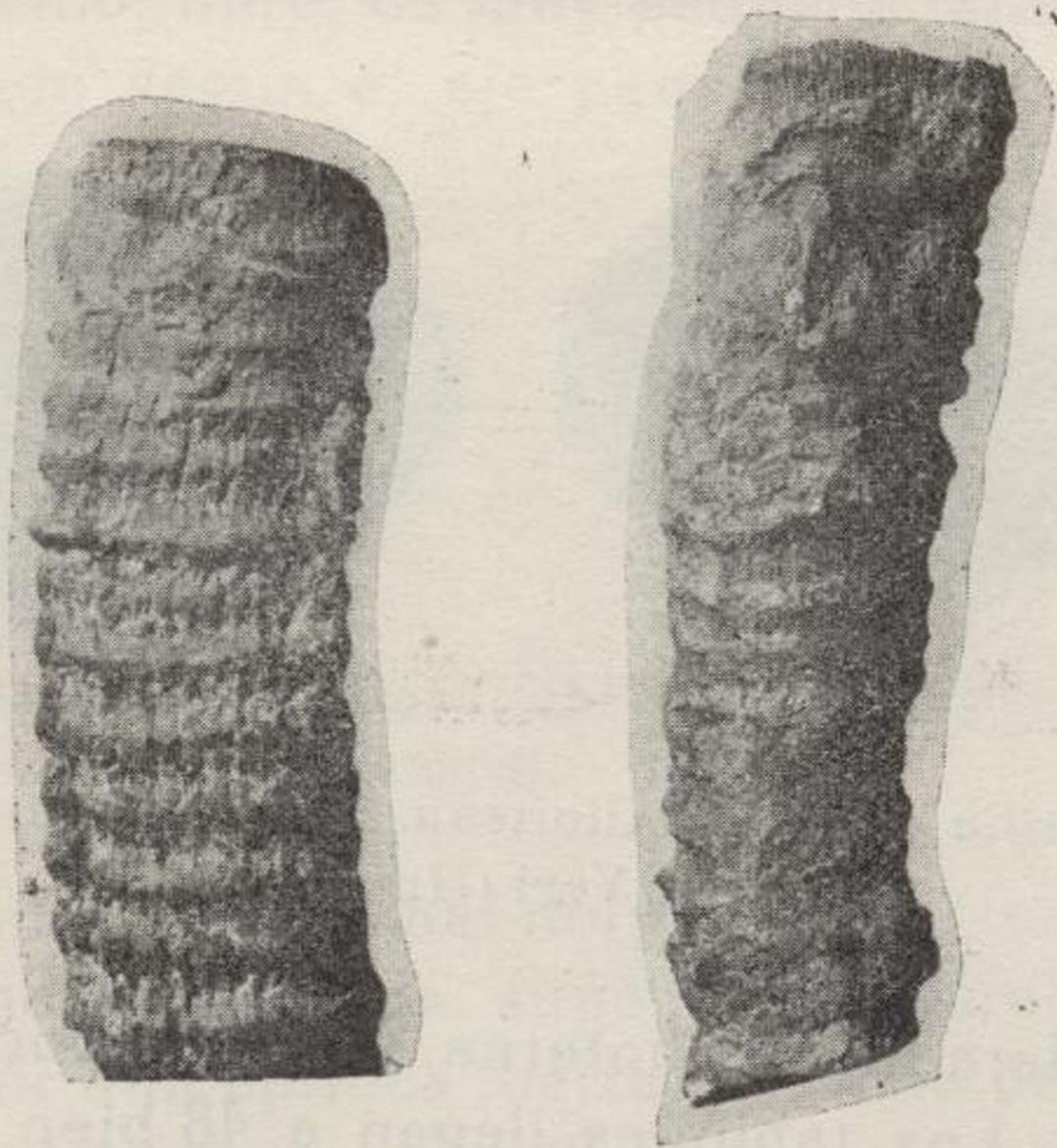
789.—*Plesiodyploria scutifera* Alloiteau, 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. I, figs. 4-5-6-7. Barcelona, 1958.

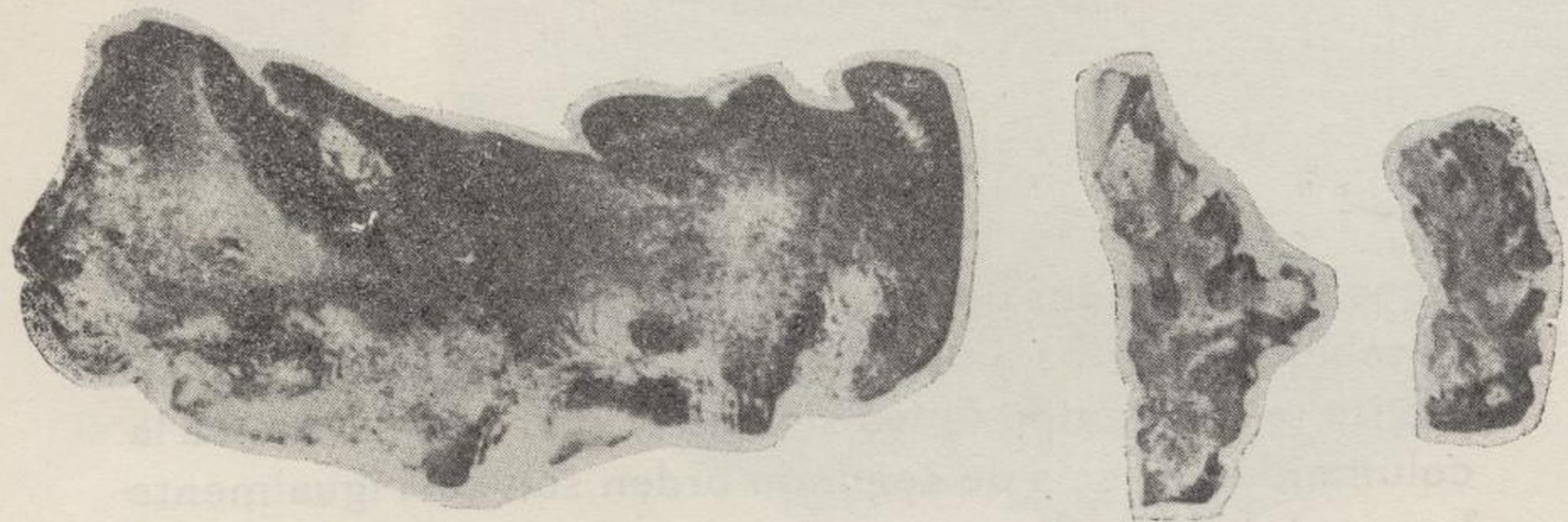
Colonias reducidas, meandroides y dendroides; ramas aplastadas con dos series calicinales casi opuestas, longitudinales y sinuosas; a cada lado destacan dientes ojivales que semejan pequeños escudos, que en su cara externa son excavados y en la interna tabiques; espacios entre las series con gránulos pequeños; crecimiento por gemmación terminal. Elementos radiales por costoseptos compactos, numerosos, finos, apretados, rectos o arqueados. Colum-



789. *Plesiodyploria scutifera* Alloiteau, 1958.—Garumniense. Isona (Lérida).



71. *Calamophyllia Vidali* Mallada. 1892. — Garumniense. Isona.
(Lérida).



789. *Plesiodiploria scutifera* Alloiteau. 1958.—Garumniense. Isona
(Lérida).

nilla parietal, muralla septotecal, sin endoteca. Altura de la rama, 27,5 mm.; diámetro máximo en la base, 7,5 mm.; anchura de las series, 1,5; densidad septal, 13 por 2,5 mm.

Nivel estratigráfico.—Garumniense.

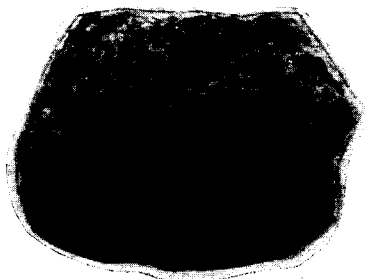
Localidad.—Isona (Lérida).

COLUMNASTRAEIDAE, Alloiteau, 1952

790.—*Stephanocoenia aragonensis* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*. vol. VI, página 208, lám. III, fig. 10. Barcelona, 1947.

Colonia subhemisférica, subcerioide, fija. Cálices sub o poligonales; en la confluencia de los ángulos de tres cálices próximos se observa la presencia de otros más pequeños iniciados por gemmación extracalicinal, así como dos



790. *Stephanocoenia aragonensis* Alloiteau. 1947. - Gargasiense. Las Aras (Huesca).

mayores separados por una muralla delgada. Se cuentan 24 tabiques, rectos, compactos, libres, desiguales, con simetría radial de tipo 6; los seis de primer orden llegan a la columnilla; los seis de segundo orden son casi igualmente largos; los doce de tercer orden tienen el mismo espesor y son algo más cortos. Los palos se enfrentan con los 12 primeros grandes tabiques y se disponen en dos coronas. La

columnilla, estiliforme, es pequeña, de sección circular y parece independiente en su región superior de los palos y de los tabiques. No hay endoteca.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

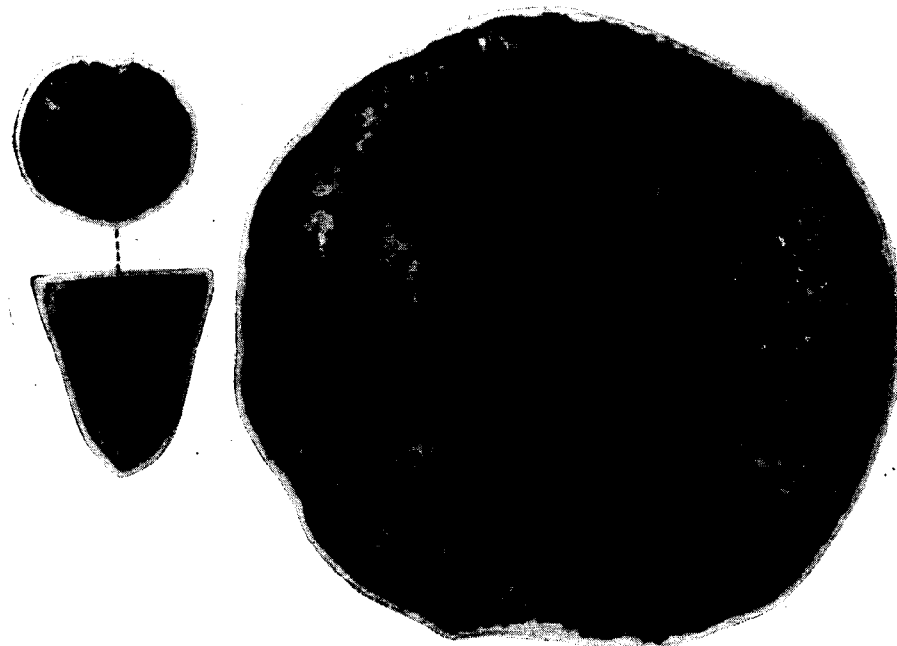
Localidad.—Las Aras (Huesca).

SMILOTROCHIDAE, Alloiteau, 1952

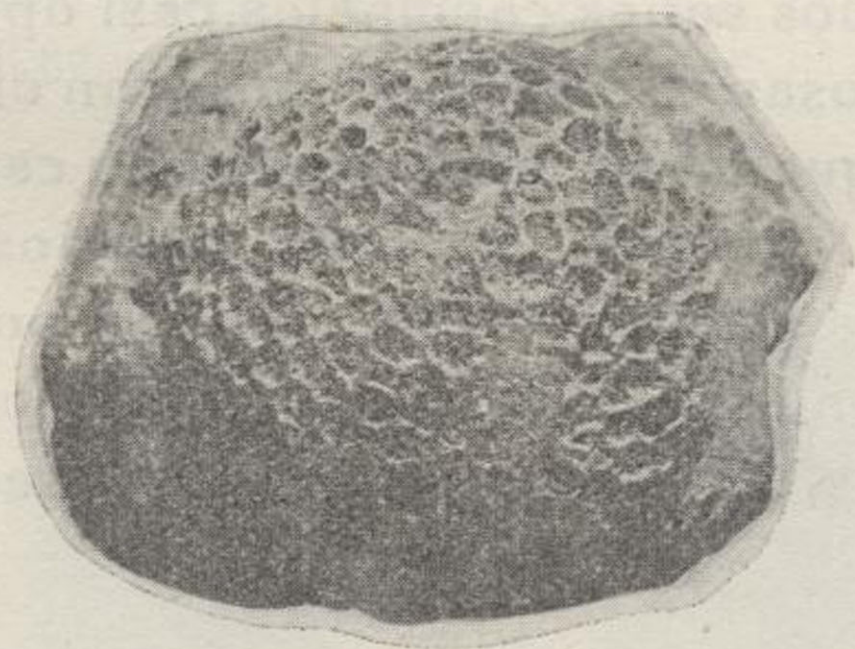
791.—*Smilotrochus tarraconensis* Alloiteau. 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*. vol. XIV, lám. II, figs. 7-8. Barcelona, 1958.

Polípero simple, trocoide, libre, cáliz subcircular, sin epiteca, observándose costillas numerosas, apretadas.



791. *Smilotrochus tarraconensis* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).



790. *Stephanocoenia aragonensis* Alloiteau. 1947. - Gargasiense. Las Aras (Huesca).



791. *Smilotrochus tarraconensis* Alloiteau, 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).

iguales, algunas se ramifican y hasta se trifurcan a diversas alturas, destacan y los surcos son profundos; no hay exoteca; cáliz subcircular con superficie poco profunda, foseta axial pequeña, estrecha. Sin columnilla. Elementos radiales costoseptales compactos, anastomosados, algo ondulados. Endoteca vesiculosa; no hay sinápticos. Altura del polípero 21 mm., diámetro del cáliz 17,5 por 18,5 mm.; densidad septal 11×5 mm. Número de elementos radiales, 136.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Torallola (Lérida).

792.—*Ceratommilia torallolensis* Alloiteau, 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. I, figs. 8-9. Barcelona, 1958.

Polípero simple, trocoide primero y luego subcilíndrico; costillas visibles y muralla intercostal en la región apical, después epicostal, plegada transversalmente, siendo las costillas invisibles hasta el borde calicinal. Cáliz



792. *Ceratommilia torallolensis* Alloiteau, 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).

subcircular, algo ovalado, fondo relativamente profundo con foseta subcircular; cavidad axial subcilíndrica. Costoseptales compactos no desbordantes, libres, sin columnilla. Endoteca con travesaños gruesos, sin formar anillo completo. Altura 12 mm., diámetro del cáliz 6 mm. Número de tabiques 20-22; profundidad del cáliz 2 mm.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Torallola (Lérida).

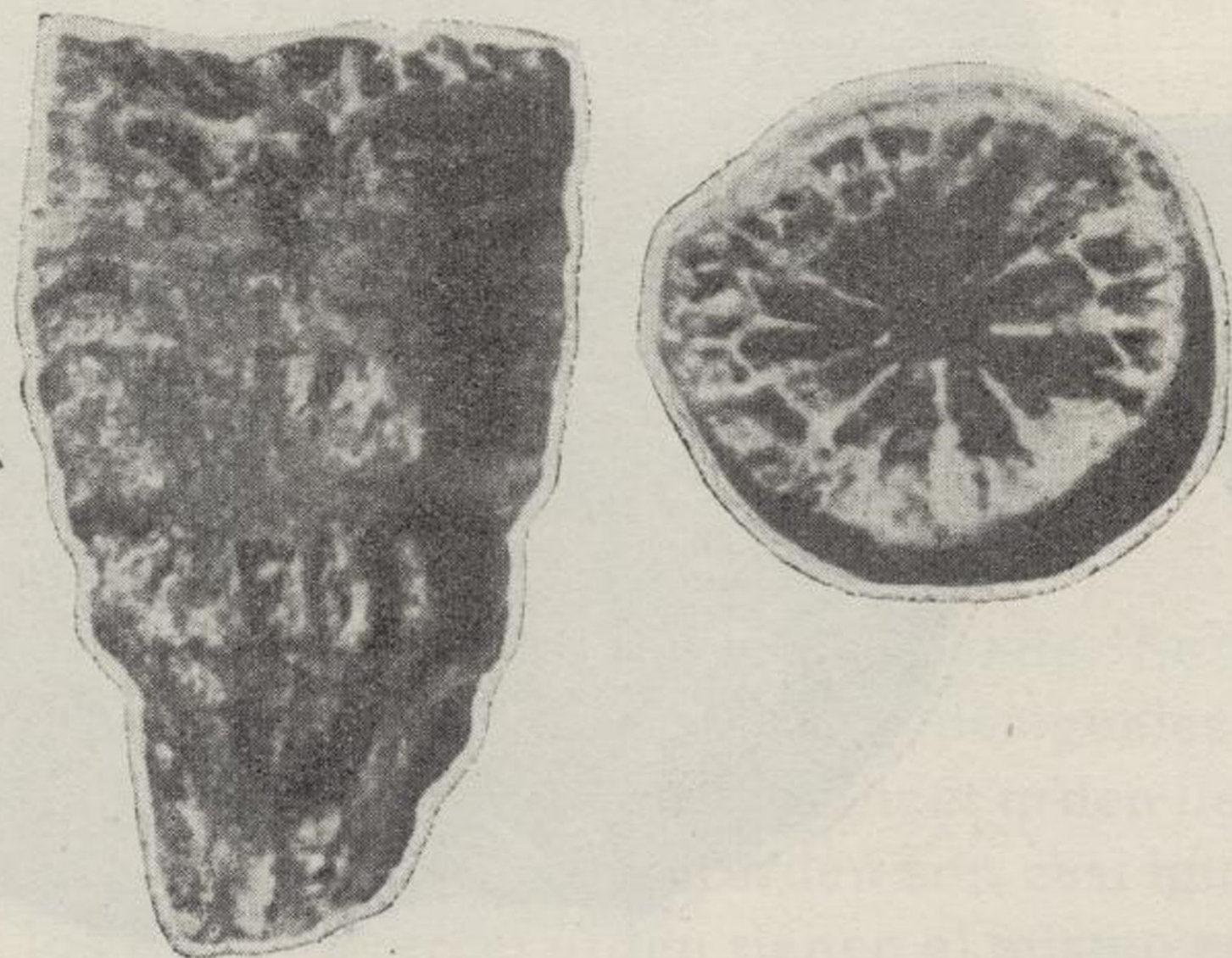
DENDROGYRIIDAE, Alloiteau, 1958

793.—*Tarracogyra Batalleri* Alloiteau, 1958.

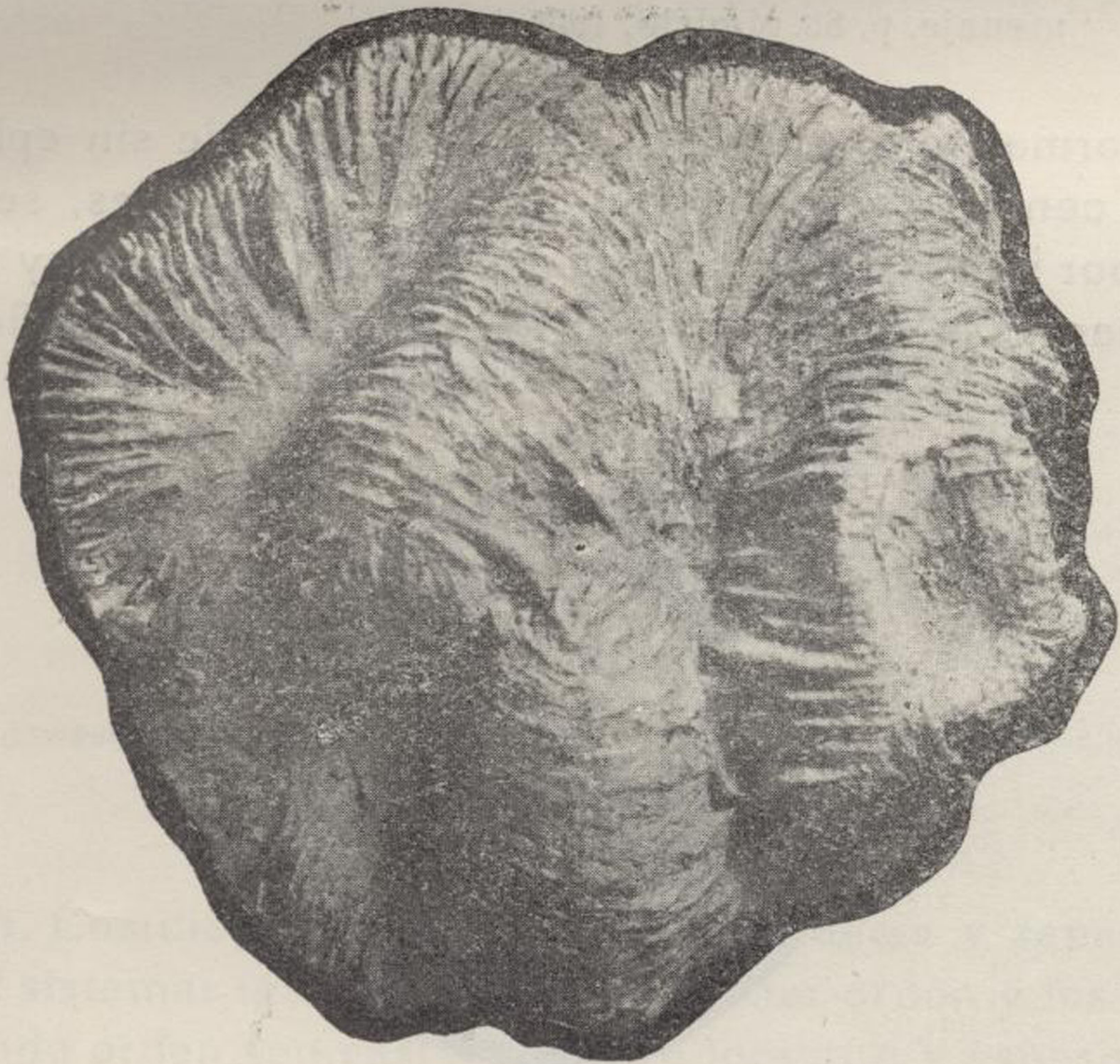
Alloiteau, J.; Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. I, fig. 8. Barcelona, 1958.



793. *Tarracogyra Batalleri* Alloiteau, 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).



792. *Ceratospilia torallolensis* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).



793. *Tarracogyra Batalleri* Alloiteau. Maestrichtiense. Torallola
(Lérida).

Polípero con valles anchos y profundos, colinas gruesas; los valles pueden ser confluentes; superficie calcífera algo convexa, superficie inferior cruzada por tres profundos surcos longitudinales; costillas ligeramente desiguales de dos en dos; borde externo con gruesos dientes redondeados. Elementos radiados libres y algo arqueados; no son confluentes ni atraviesan las colinas; sus caras laterales granuladas; columnilla lamelar continua y fina. Diámetros de la superficie calcífera, 74×68 mm.; altura de la colina, 36 mm.; longitud máxima de los valles, 22-30 mm.; profundidad, 13 mm.; espesor de las colinas, 15-18 mm.; densidad septal, 11-12 por 10 mm.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Torallola (Lérida).

794.—*Diploctenium Pachecoi* Bataller. 1953.

Bataller, J. R.: El Dr. D. Eduardo H. Pacheco y la Paleontología.—*Boletín de la Real Soc. Española de Historia Natural*. Tomo homenaje, p. 83. Madrid, 1954.

Forma libre, simple, aplastada, discoide sin epiteca, zona central deprimida. Costillas densas, iguales, separadas por surcos finos, trifurcadas granuleaciones muy finas, regulares; la ramificación de las costillas se verifica en



794. *Diploctenium Pachecoi* Bataller. 1953.—Maestrichtiense. Toralla. (Lérida).

toda su longitud. Cáliz circular ocupando todo el borde externo, los tabiques alternan los de un lado con los del otro, son finos, numerosos y granulados, sin columnilla, diámetro 39 mm., el calicinal de 6 mm.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

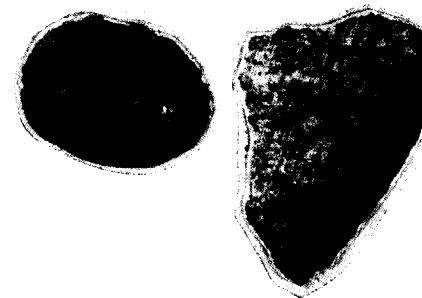
Localidad.—Torallola (Lérida).

AMPHIASTRAEIDAE, Ogilvie, 1897

795.—*Axosmilia aragonensis* Alloiteau. 1947.

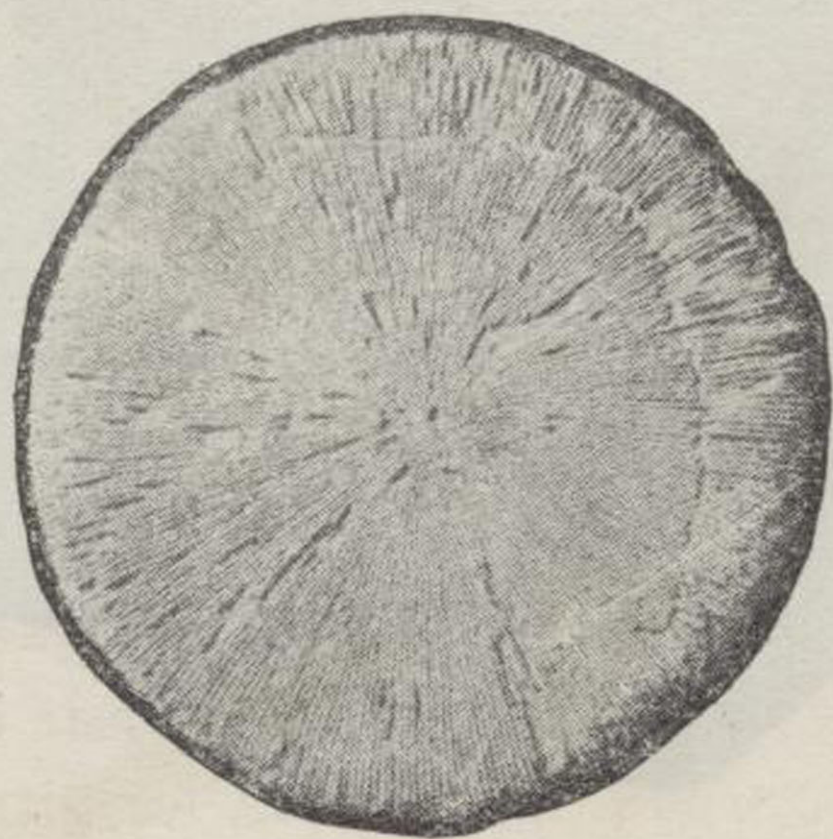
Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 235, lám. III, figs. 3-4. Barcelona, 1947.

Polípero turbinado con epiteca delgada, poco plegada y que se extiende hasta el borde calicinal. Muralla paratecal constituida por tabiques incompletos no muy desarro-

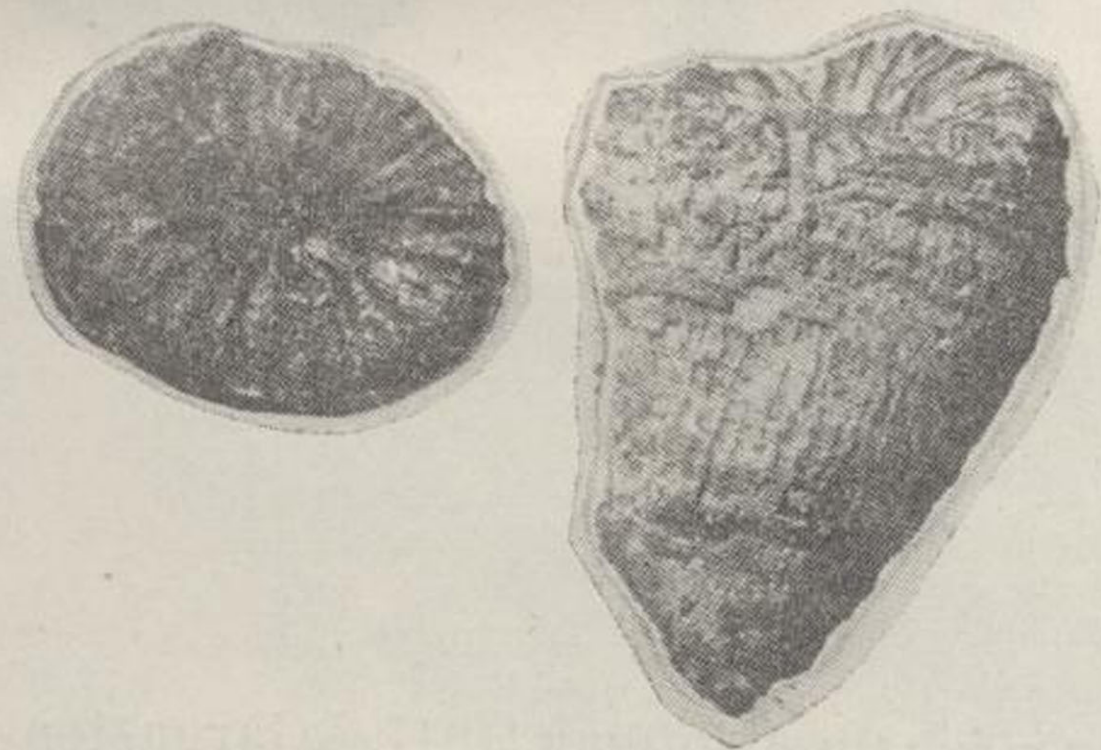


795. *Axosmilia aragonensis* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Castejón de Sos a Campo (Huesca).

llados. Costillas bien destacadas, desiguales y repartidas en 12 sistemas iguales; los 12 de primer orden y los 12 de segundo orden son casi iguales en longitud y espesor, los primeros clasiformes, los otros cuneiformes; los de tercer orden, en número de 24, no son rudimentarios. Columnilla robusta en casi toda su longitud, independiente de los ta-



794. *Diploctenim Pachecoi* Bataller. 1953. — Maestrichtiense. Toralla.
(Lérida).



795. *Axosmilia aragonensis* Alloiteau, 1947. — Gargasiense. Castejón de Sos a Campo (Huesca).

biques y situada entre dos tabiques opuestos de primer orden, dispuestos en el plano del eje mayor calicinal.

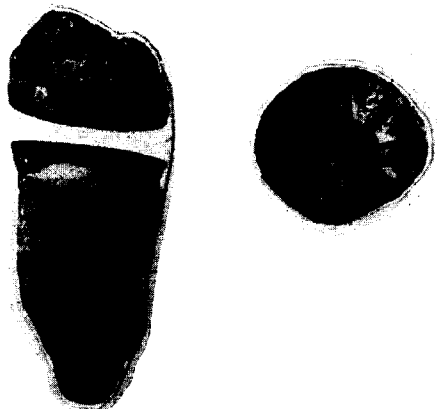
Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Izquierda del Esera, entre Castejón de Sos y Campo (Huesca).

796.—*Axosmilia elongata* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 236, lám. III, figs. 8-9. Barcelona, 1947.

Polípero turbinado en la base, luego subcilíndrico. Epiteca gruesa y plegada; las costillas moldeadas por la epiteca, forman estrías iguales y redondeadas. El aparato



796. *Axosmilia elongata* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri a San Martín (Huesca).

septal parece constar de 20 sistemas iguales de cuatro tabiques cada uno; de ellos 20 son iguales en longitud y espesor y cuyo borde interno es redondeado y se extienden hasta la cavidad axial, que es ligeramente elíptica; entre dos de ellos se observa otro más delgado y más corto. Columnilla gruesa, compacta y de sección elíptica.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—San Félix de Veri a San Martín (Huesca).



797. *Mitrodentron cretacea* Alloiteau. 1947.—Gargasiense. Castejón de Sos (Huesca).



796. *Acosmilia elongata* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. San Félix de Veri a San Martín (Huesca).



797. *Mitrodentron cretacea* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. Castejón de Sos (Huesca).

MITRODENDRODINAE, Alloiteau, 1947

797.—*Mitrodendron cretacea* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 238, lám. III, figs. 11-12. Barcelona, 1947.

Colonia elevada, subfaceloide, formada por pequeñas colonias resultantes de la gemmación intracalicular, conteniendo de uno a cinco poliperitos en el interior de una epiteca común; sobresalen en la superficie calicular. La epiteca lisa presenta en su superficie costillas. La sección de esta colonia es muy irregular, lo mismo que los cálices, pudiéndose observar un cáliz inicial, más regular, y cálices-hijos más alargados y estrechos. El aparato septal, dispuesto en simetría bilateral, presenta un tabique cardinal más largo, a cada lado del plano de simetría que determinan los otros tabiques de un mismo orden, que tienen una anchura decreciente; el tabique antípoda es más ancho que los laterales; la excentricidad de los cálices es bien manifiesta. Muralla con epiteca íntimamente soldada, endoteca muy desarrollada, constituida por numerosos travesaños, más abundantes en la zona periférica y menos numerosos cerca de la cavidad axial. No hay columna.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Tozal del Llum, Castejón de Sos (Huesca).

TURBINOLIDAE, Milne-Edwards, 1857

798.—*Turbinolia uricornis* Michelin. 1846.

1846. *Turbinolia uricornis* Michelin.—Michelin, H.: *Iconographie zoophytologique*, pág. 206, pl. 65, fig. 2.

1905. *Trochomilia uricornis* Michelin.—De Angelis, G.: *Coralli del Cretaceo inferiore della Catalogna. Paleontographia italica*, vol. XI, pág. 222.

1914. *Trochomilia uricornis* Michelin.—Félix, J.: *Fossilium Catalogus, pars V, Anthozoa palaeocretacea*, pág. 64.

1937. *Trochomilia uricornis* Michelin. —Bataller, J. R.: *La fauna co-*

ral-lina del Cretacic de Catalunya i regions limitrofes. *Arxius de l'Escola S. d'Agricultura*, vol. III, pág. 232.

1941. *Turbinolia uricornis* Michelin.—Alloiteau, J.: Revisión de la Collection H. Michelin. Polypiers d'Anthozoaires fossiles, pág. 46, pl. XIII, figs. 3, 4 y 5.

T. elongata, recurva, subcylindrica, striata, striis aequalibus granulosis; stella elliptica, excavata, lamellis similibus; basi minima.

El ejemplar de esta especie procede de Cataluña según indica su autor, sin precisar localidad. Se cita del Aptiense

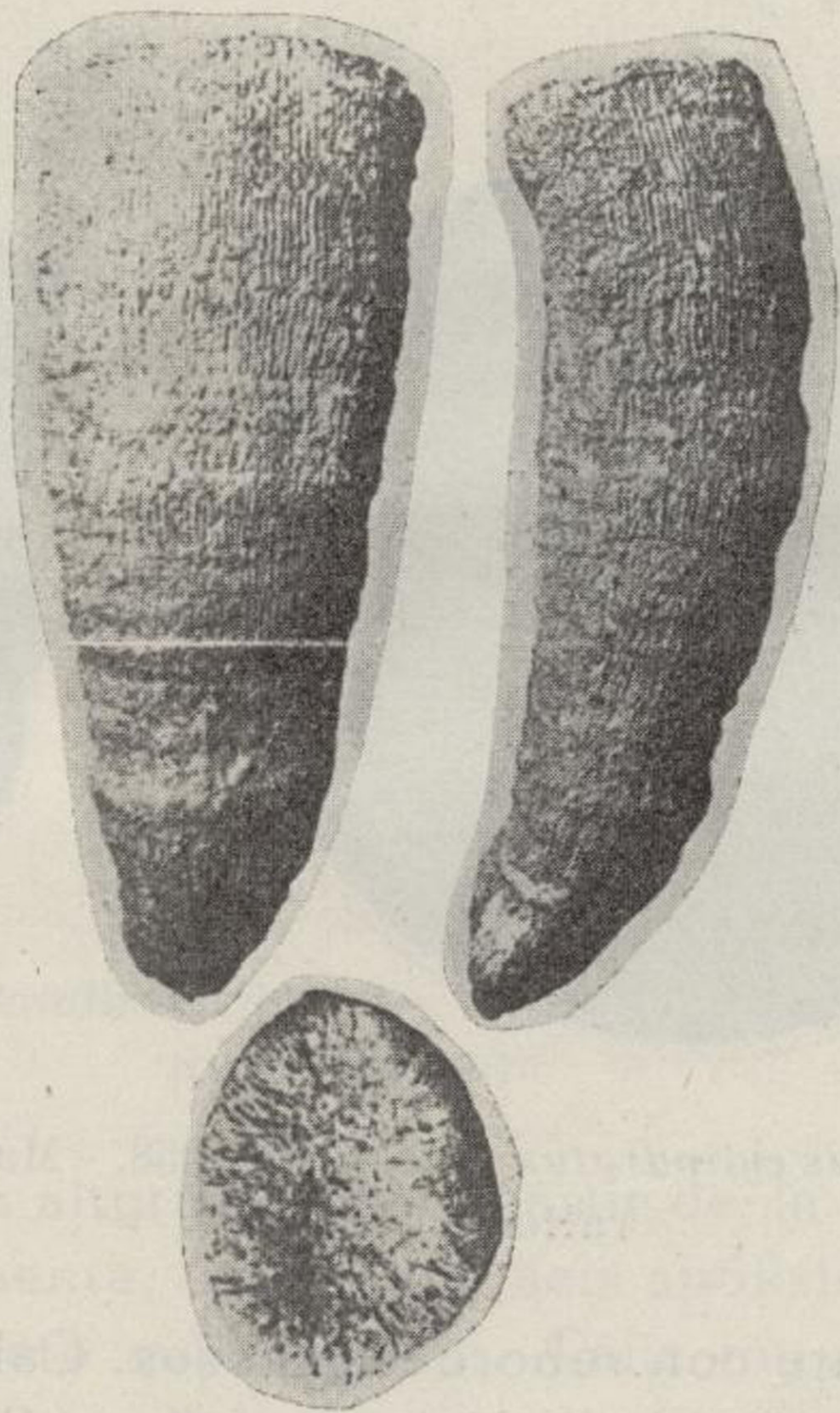


798. *Turbinolia uricornis* (Mich. sp.) Miln.-Edw. II.—Santoniense. Cataluña.

de Castellví de la Marca (can Pascual) por de Angelis, según la figura dada por Fromentel, que no corresponde a la especie de Michelin, como anota Alloiteau.

Nivel estratigráfico.—Santoniense.

Localidad.—Cataluña.



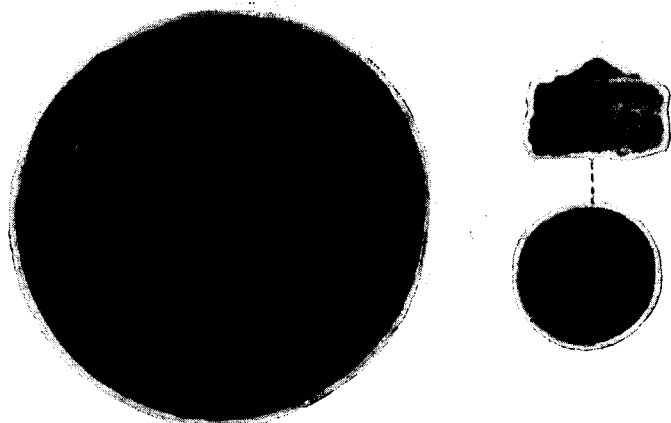
798. *Turbinolia uricornis* (Mich. sp.) Miln.-Edw. H.—Santoniense.
Cataluña.

THECOCYATHIDAE, Vaughan-Wells, 1943

799. — *Pachycyathus cylindratus* Alloiteau, 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. II, figs. 11-12-13. Barcelona, 1958.

Polípero simple, libre; en la base destaca un grueso tubérculo con cordones concéntricos gruesos y poco numerosos; la superficie lateral de la parte cilíndrica plegada



799. *Pachycyathus cylindratus* Alloiteau, 1958. — Maestrichtiense. Torallola (Lérida).

transversalmente con rebordes gruesos. Cáliz circular con foseta elíptica; cavidad axial con columnilla parietal esponjosa en su extremo. Tabiques derechos, desiguales en cinco órdenes. Empalizada frente a los tres primeros ciclos, gránulos desiguales, destacados; endoteca formando un anillo subcontinuo, muralla gruesa. Altura 10,5 milímetros, diámetro 14 mm. Altura de la parte cilíndrica, 8 mm.; número de elementos radiales, 56.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

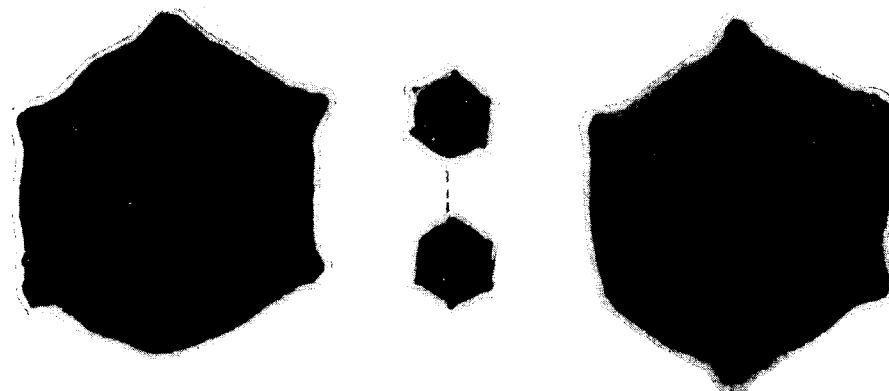
Localidad.—Torallola (Lérida).

CARYOPHYLLIIDAE, Gray, 1847

800. — *Platycyathus Batalleri* Alloiteau, 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. I, figs. 1-2. Barcelona, 1958.

Polípero simple, libre, discoide-cilíndrico, pequeño; cara inferior subplana; costillas prominentes, iguales, dividen la base en seis sectores iguales; en la pared lateral

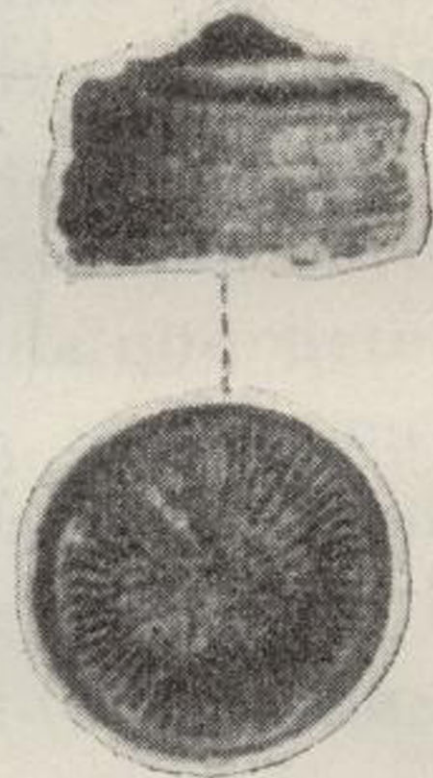
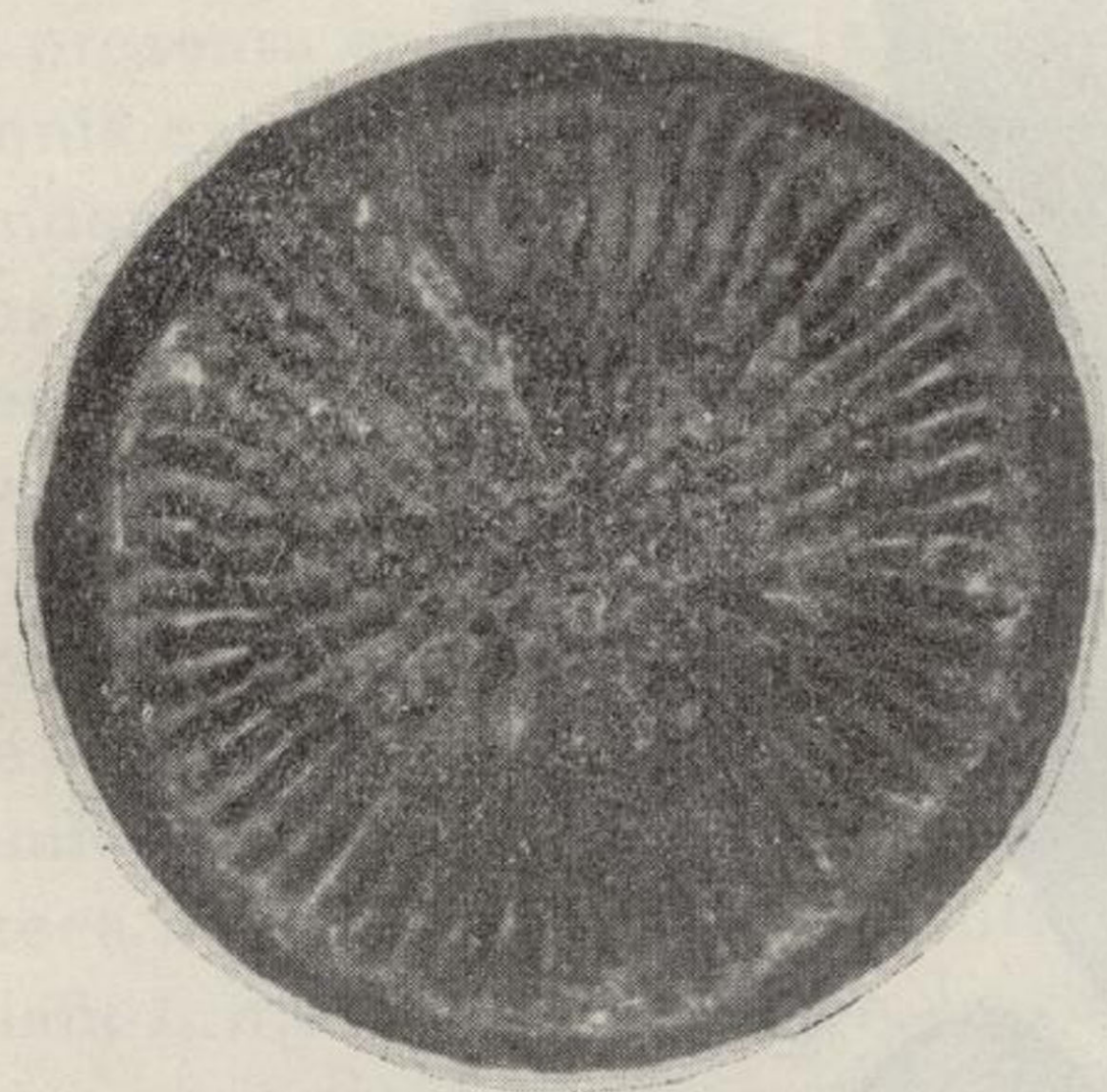


800. *Platycyathus Batalleri* Alloiteau, 1958.—Cenomaniense. Zubielqui (Navarra).

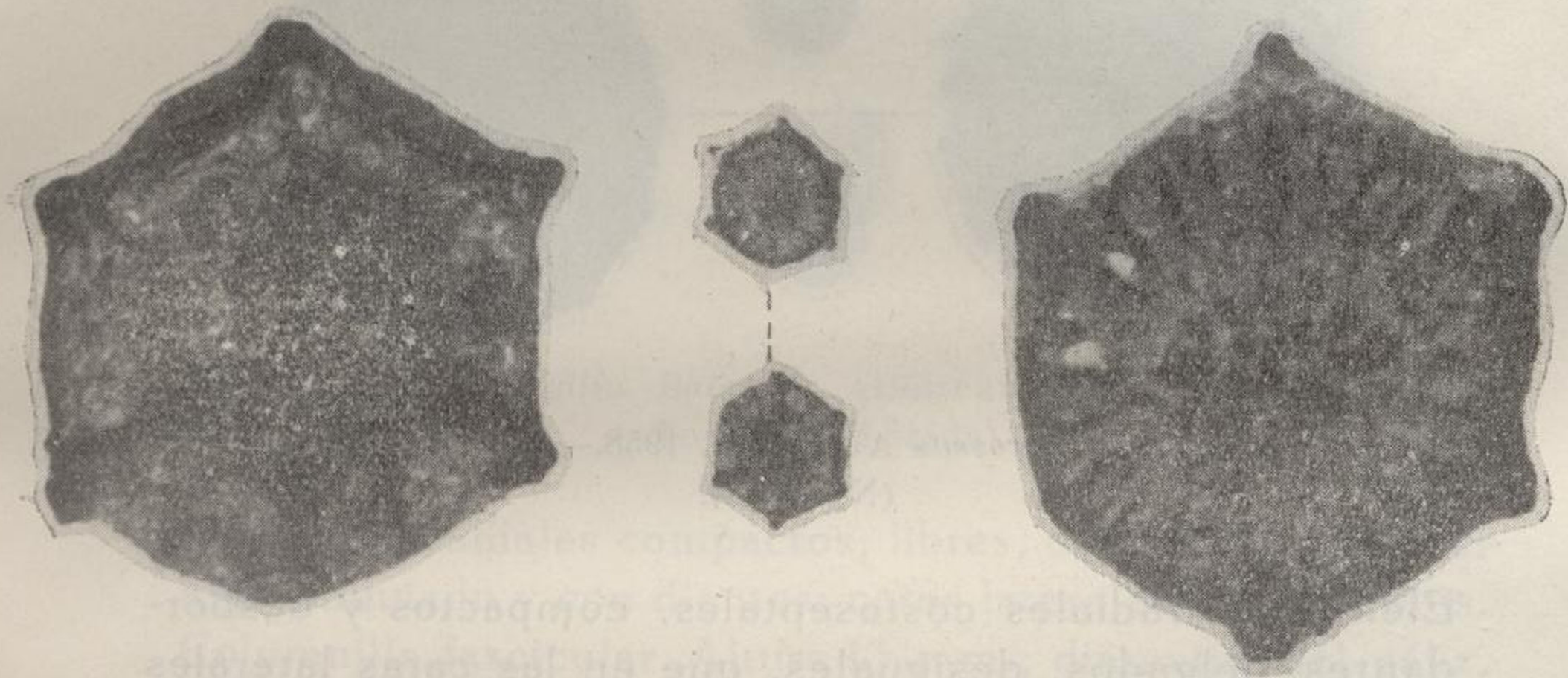
y a la mitad de la altura y casi a partir de la base se ensanchan bruscamente, originando seis apófisis que dan al polípero un aspecto subhexagonal. Cáliz muy superficial, circular; elementos radiales desiguales repartidos en seis sistemas: empalizada lamelar; columnilla fasciculada; caras laterales de los tabiques con numerosos gránulos. Diámetro 9 mm., grueso 3 mm.; tabiques, 48.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Zubielqui (Navarra).



799. *Pachycyathus cylindratus* Alloiteau, 1958. - Macstrictiense. Torallola (Lérida).

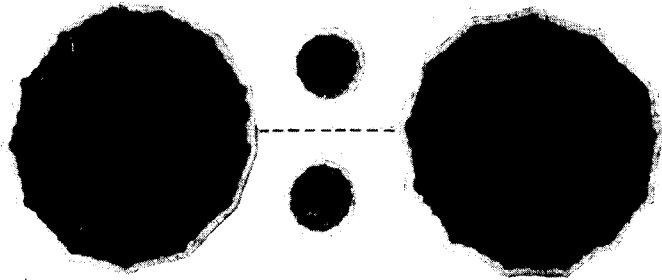


80). *Platycyathus Batalleri* Alloiteau, 1958.—Cenomaniense. Zubielqui (Navarra).

801. — *Platycyathus depressus* Alloiteau. 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. II, fig. 10. Barcelona, 1958.

Polípero simple, discoide, de poco espesor; cara inferior lisa en región central y costulada en la periferia, costillas destacadas en las paredes laterales; cáliz circular.



801. *Platycyathus depressus* Alloiteau. 1958.—Cenomaniense. Alloz (Navarra).

Elementos radiales costoseptales, compactos y desbordantes, delgados, desiguales, que en las caras laterales presentan numerosos gránulos; empalizada formando dos coronas, columnilla fasciculada; sin exoteca. Diámetro 6,5 mm.; grosor 1,5 mm., elementos radiales, 48.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Alloz (Navarra).

CARYOPHYLLIDAE, M. Edwards, 1857

802.—*Plesiocaryophyllia Batalleri* Alloiteau. 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. II, figs. 1-2-3-4. Barcelona, 1958.

Polípero simple, trocoide, fijo, de pequeña talla; cica-

triz de fijación exigua y excavada; es algo arqueado; muralla paratecal con gran reborde junto al borde calicinal, cáliz circular con plano profundo, con foseta subcircular.



802. *Plesiocaryophyllia Batalleri* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).

elementos radiales compactos, libres, con borde superior algo ondulado y con dientes; caras laterales con gránulos. Columnilla fascicular. Altura 13 mm.; diámetro del cáliz, 6,5 mm.; tabiques, 32; empalizada, 8.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

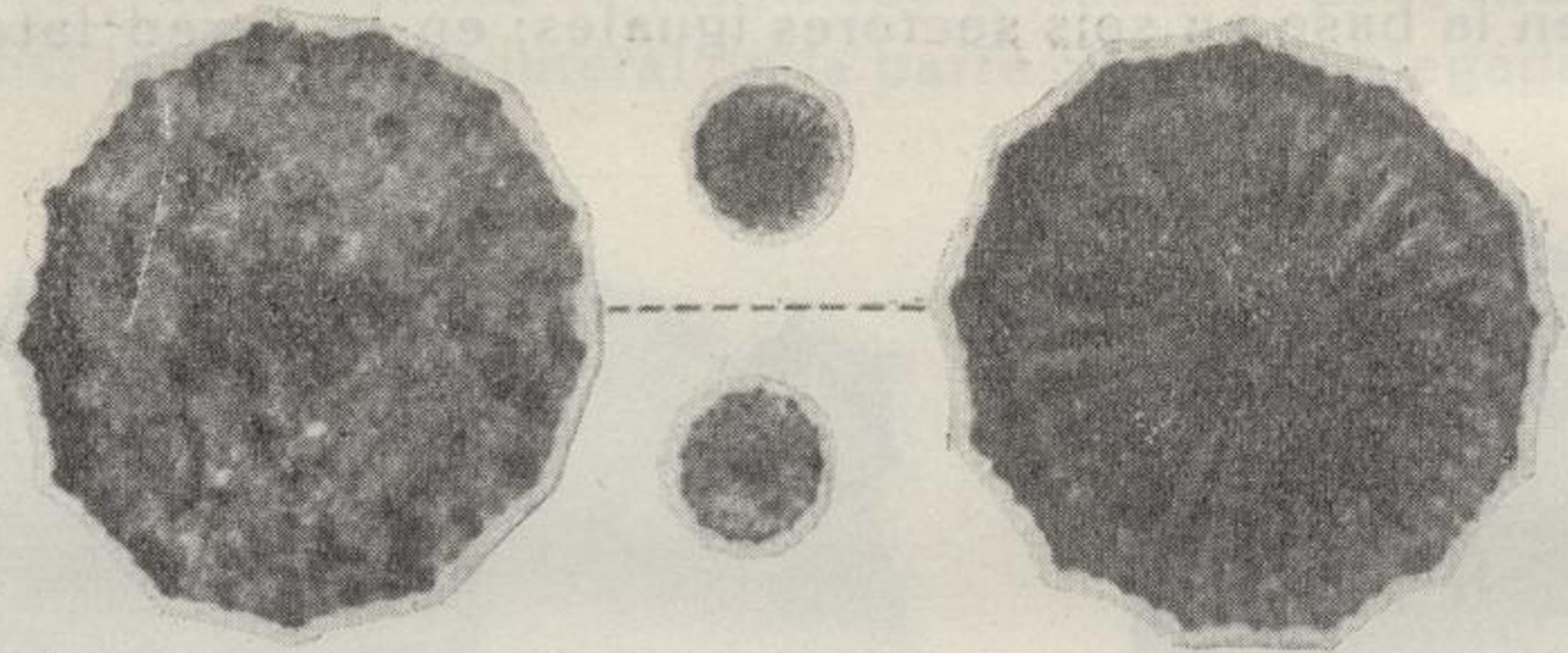
Localidad.—Torallola (Lérida).

TURBINOLIDAE, E. H. (?)

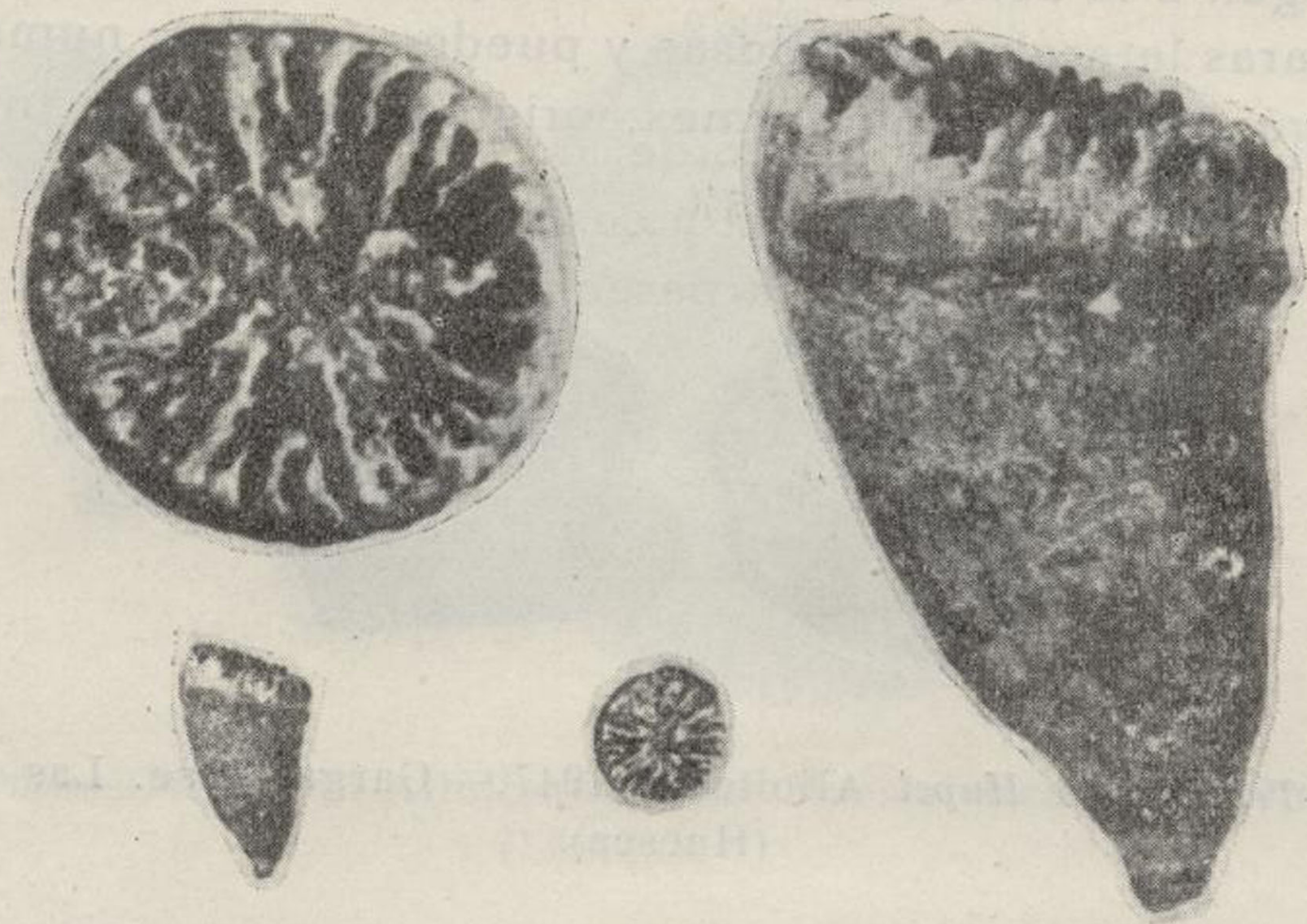
803.—*Trochoseris Hupei* Alloiteau. 1947.

Hupe, P. - Alloiteau, J.: Polypiers du gargasien aragonais.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI, página 215, lám. II, figs. 7-8. Barcelona, 1947.

Polípero simple, trocoide. Cáliz ondulado, sublobado, elíptico; plataforma calicinal ondulada, foseta columnar pequeña, estrecha, muy alargada. Tabiques compactos, muy numerosos, desiguales, rectos en la zona periférica,



801. *Platycyathus depressus* Alloiteau, 1958.—Cenomaniense. Alkoz.
(Navarra).



802. *Plesiocaryophyllia Batalleri* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense.—
Torallola (Lérida).

curvados los mayores en la zona axial, permaneciendo libres; su borde superior es subdentado, hay trabéculas septales: todos los tabiques tienen poco espesor; de ellos 30 llegan a la zona axial; su borde proximal es hinchado, sus caras laterales granuladas y puede estriadas; numerosos gránulos son espiniformes, originando con los inme-



803. *Trochoseris Hupei* Alloiteau, 1947.—Gargasiense. Las Aras (Huesca).

diatos sinaptículos simples. La muralla es sinapticolateral, delgada y puede discontinua; no hay indicios de epiteca. Endoteca y epiteca formada por tabiques incompletos numerosos y gruesos. Columnilla papilar.

Nivel estratigráfico.—Gargasiense.

Localidad.—Las Aras (Huesca).

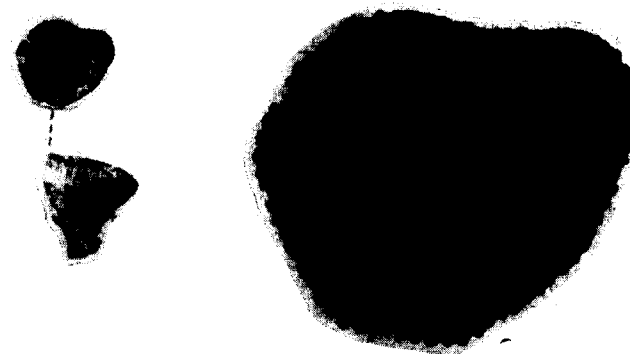
AGARICIDAE, GIBBY, 1847

804.—*Trochoseris incerta* Alloiteau, 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. XIV, lám. II, figs. 5-6. Barcelona, 1958.

Polípero pequeño, puede colonial; pedúnculo muy corto de unión a una superficie lateral-costulada con costillas iguales, rectas, simples. Cáliz alargado según el plano del eje mayor en que se arquea hacia la base. Plano calicinal profundo, infundibuliforme. Elementos radiales desbordantes, libres, desiguales; borde distal fino, inerme;

caras laterales con gránulos redondeados y gruesos. Columnilla fasciculada. Muralla septotecal formando una verdadera estereozona. Endoteca bien desarrollada. Altura



804. *Trochoseris incerta* Alloiteau, 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida).

11 mm. Ejes del cáliz, 11-9; densidad de los tabiques, 5 por 2 mm.; número, 72.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Torallola (Lérida).

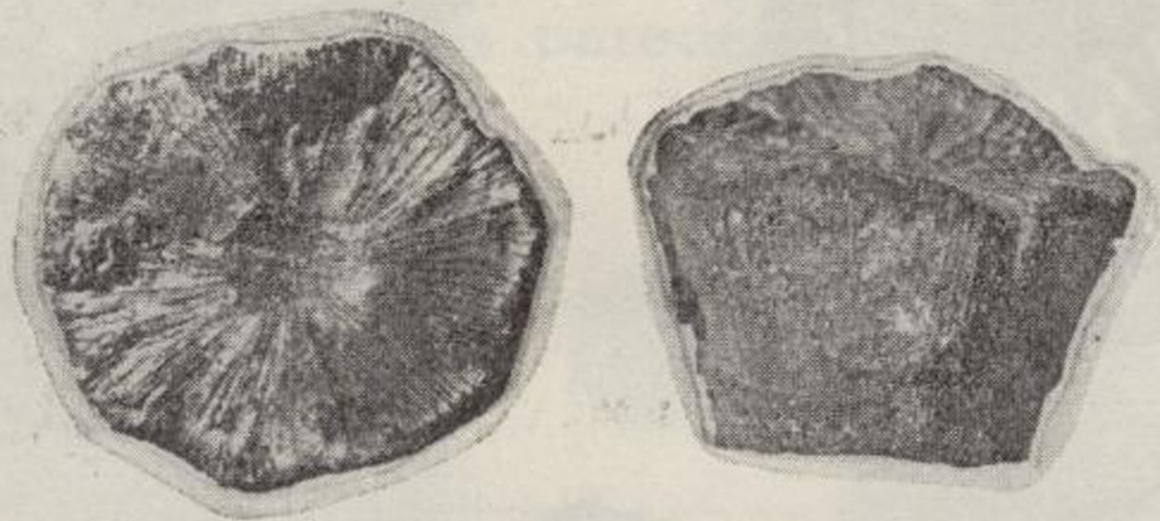
FUNGINELLIDAE, ALLOITEAU, 1952

805.—*Aspidiscus montgrinensis* Solé var. *altus* M. Amor. M. García.

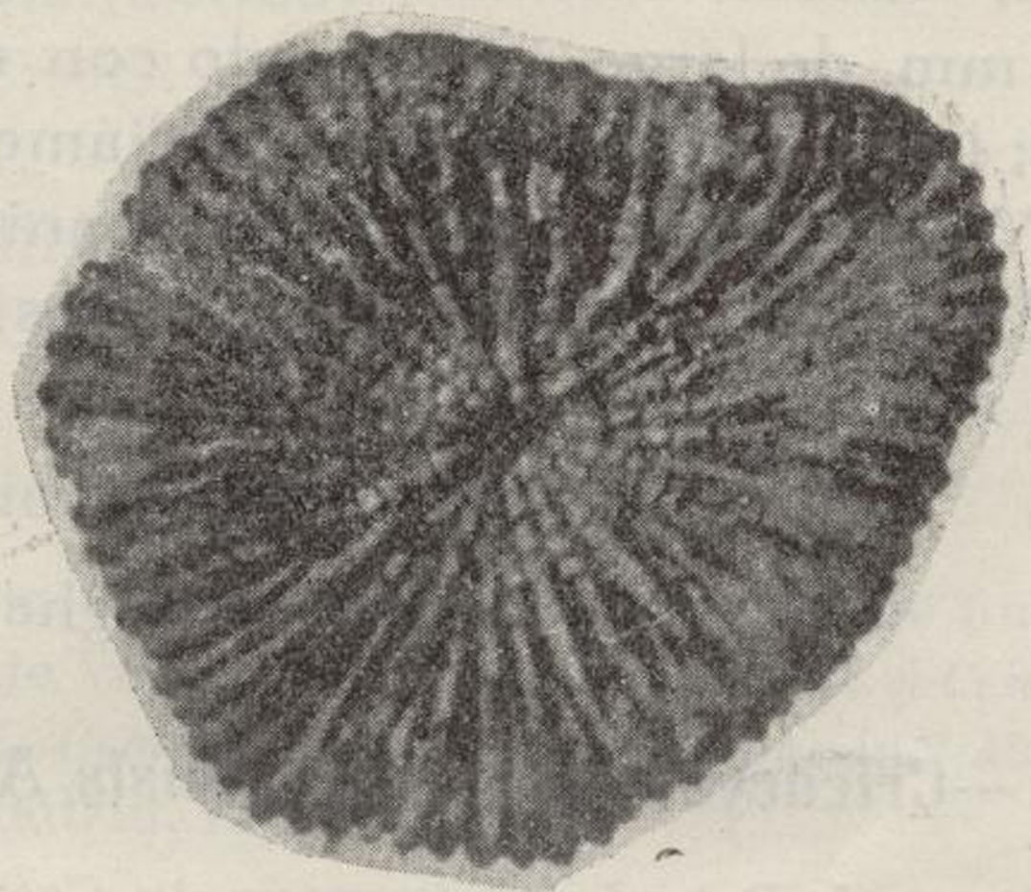
Menéndez Amor, J. - Martínez, V.: Nueva contribución al estudio de los *Aspidiscus* españoles.—*Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, t. 50, pág. 117, lám. XIII, fig. 1-2. Madrid, 1952.



805. *Aspidiscus montgrinensis* Solé var. *altus* M. Amor.—Cenomaniense. Montecillo (Burgos).



803. *Trochoseris Hupei* Alloiteau. 1947.— Gargasiense. Las Aras
(Huesca).



804. *Trochoseris incerta* Alloiteau, 1958.—Maestrichtiense. Torallola
(Lérida).



805. *Aspidiscus montgrinensis* Solé var. *altus* M. Amor.—Cenoma-
niense. Montecillo (Burgos).

Forma con superficie basal con tabiques radiales densos, con epiteca y superficie superior con faja de tabiques en número de 16 por 5 mm.; porción central muy elevada, cálices con disposición radial, crestas hasta de seis mm. de largo, alternando con montículos que llegan a 49; llega a tener 35 mm. de diámetro.

Nivel stratigráfico.—Cenomaniense.

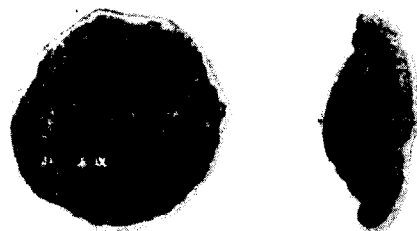
Localidad.—Montecillo (Burgos).

AGATHIPHYLLIDAE, Vaughan-Wells, 1943

806.—*Cricocyathus tarraconensis* Alloiteau. 1958.

Alloiteau, J.: Polypiers nouveaux du Crétacé de l'Espagne.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*. vol. XIV, lám. II, fig. 9. Barcelona, 1958.

Polípero simple, fijo, cicatriz de fijación grande; cara inferior irregular con dos surcos profundos de crecimiento, tapizados por la muralla paratecal. Entre los surcos parie-



803. *Cricocyathus tarraconensis* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida)

tales hay costillas subiguales, delgadas, más o menos onduladas, libres. Cáliz subcircular con foseta oval, algo convexa. Los elementos radiales costoseptales compactos, casi iguales. Columnilla parietal. Endoteca con travesaños finos y numerosos. Diámetro del cáliz 23 mm., grosor 8 mi-

límetros. Elementos radiales, 92; número de sistemas, 12; densidad de tabiques, 6 por 5 mm.

Nivel stratigráfico.—Maestrichtiense.

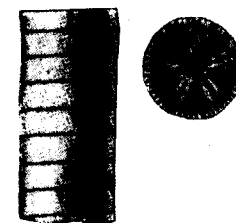
Localidad.—Torallola (Lérida).

ECHINODERMATA CRINOIDEA

807.—*Balanocrinus tibiensis* Dupuy-Revilla. 1956.

Dupuy de Lôme, E. - Revilla, J. de la: Dos especies fósiles nuevas de las provincias de Valencia y Alicante.—*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*. n.º 43, página 5, fig. 1, 1.ª. Madrid, 1956.

Tallo cilíndrico, liso, articulaciones iguales entre sí, unidas por pequeñas denticulaciones; superficie articular bordeada por pequeños y profundos surcos, dividida en

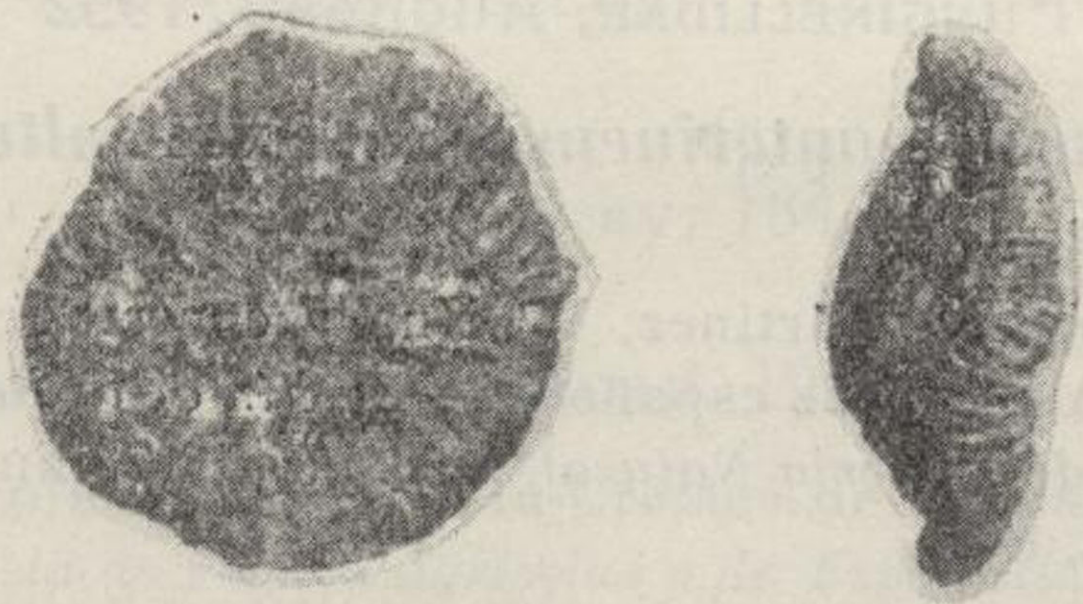


807. *Balanocrinus tibiensis* Dupuy-Revilla. 1956.—Tibi (Alicante).

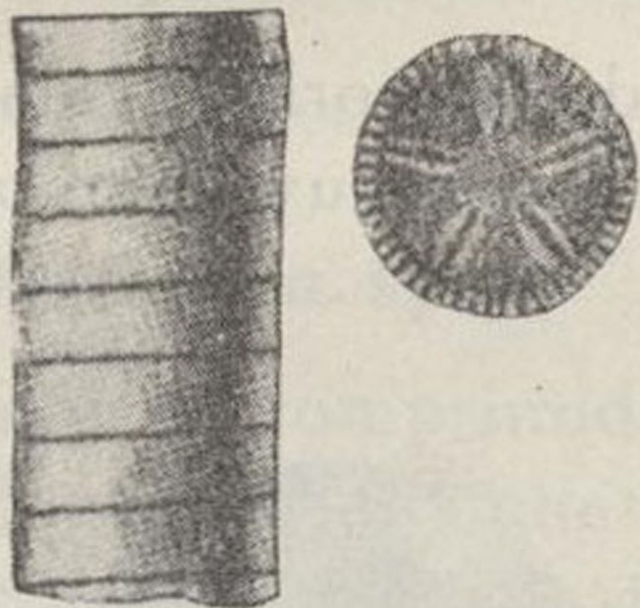
cinco sectores lisos por tabiques estrechos, elevados, de forma petaloide y con un surco central. Diámetro 10 milímetros, altura de los artejos 3 mm.

Nivel stratigráfico.—Senoniense.

Localidad.—Tibi (Alicante).



803. *Cricocyathus tarraconensis* Alloiteau. 1958.—Maestrichtiense. Torralola (Lérida)



807. *Balanocrinus tibiensis* Dupuy-Revilla. 1956. —Tibi (Alicante).

MOLLUSCOIDEA

808.—*Terebratella Lujani Vidal var. depressa* Astre. 1956.

Astre, G.: Sur des variations des terebratelles maestrichtiennes du Haut Bergadá.—*Bull. de la Soc. d'Histoire Naturelle de Toulouse*, t. 91, pág. 235. Toulouse, 1956.

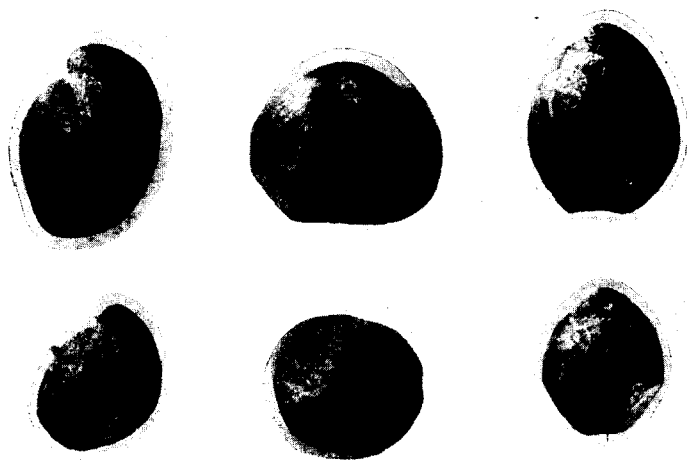
Esta variedad se fundamenta en el desigual abombamiento de las valvas, siendo la superior tres veces menos que la inferior, cuyas dimensiones, en un ejemplar pequeño son: altura total (abombamiento de las dos valvas) 6 milímetros; abombamiento de la valva superior (por encima de la comisura) 1,5 mm., abombamiento de la valva inferior (por debajo de la comisura) 4,5 mm.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Barranco de la Font del Fatx, al E. de La Nou (Berga, Barcelona).

809.—*Terebratula Melendezi* n. sp.

Forma pequeña de contorno ovalado, poco más larga que ancha; ambas valvas muy abombadas, lisas; valva in-



809. *Terebratula Melendezi* n. sp.—Valanginiense. Fredes (Castellón de la Plana); tamaño $\times 2$.

ferior con destacada depresión hacia la comisura paleal; en ésta hay dos pliegues sinuosos que corresponden a la valva inferior; en la superior el corchete es bastante encorvado, con un foramen pequeño; la comisura lateral es sinuosa y el mayor grosor de la concha se encuentra hacia la región cardinal; a veces se observan las líneas de crecimiento. Las dimensiones extremas observadas son: altura 11-14 mm., grosor 8-11 mm., ancho 9,5-11,5 mm.

Especie dedicada al profesor Meléndez, de la Universidad de Madrid.

Nivel estratigráfico.—Valanginiense, capa de *Hoplites neocomiensis*.

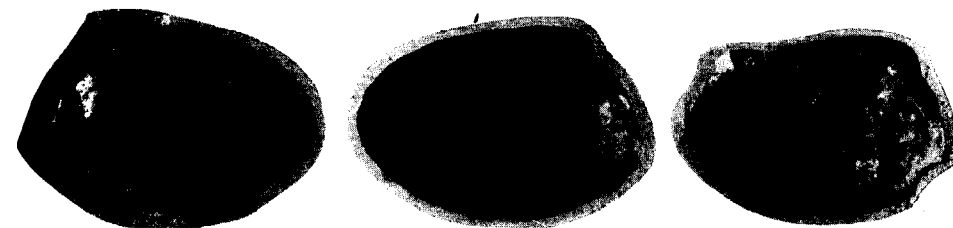
Localidad.—Cuesta de Reinald-Fredes (Castellón de la Plana), Cova del Vidre, Mas de Barberans (Tarragona).

MOLLUSCA
LAMELLIBRACHIATA

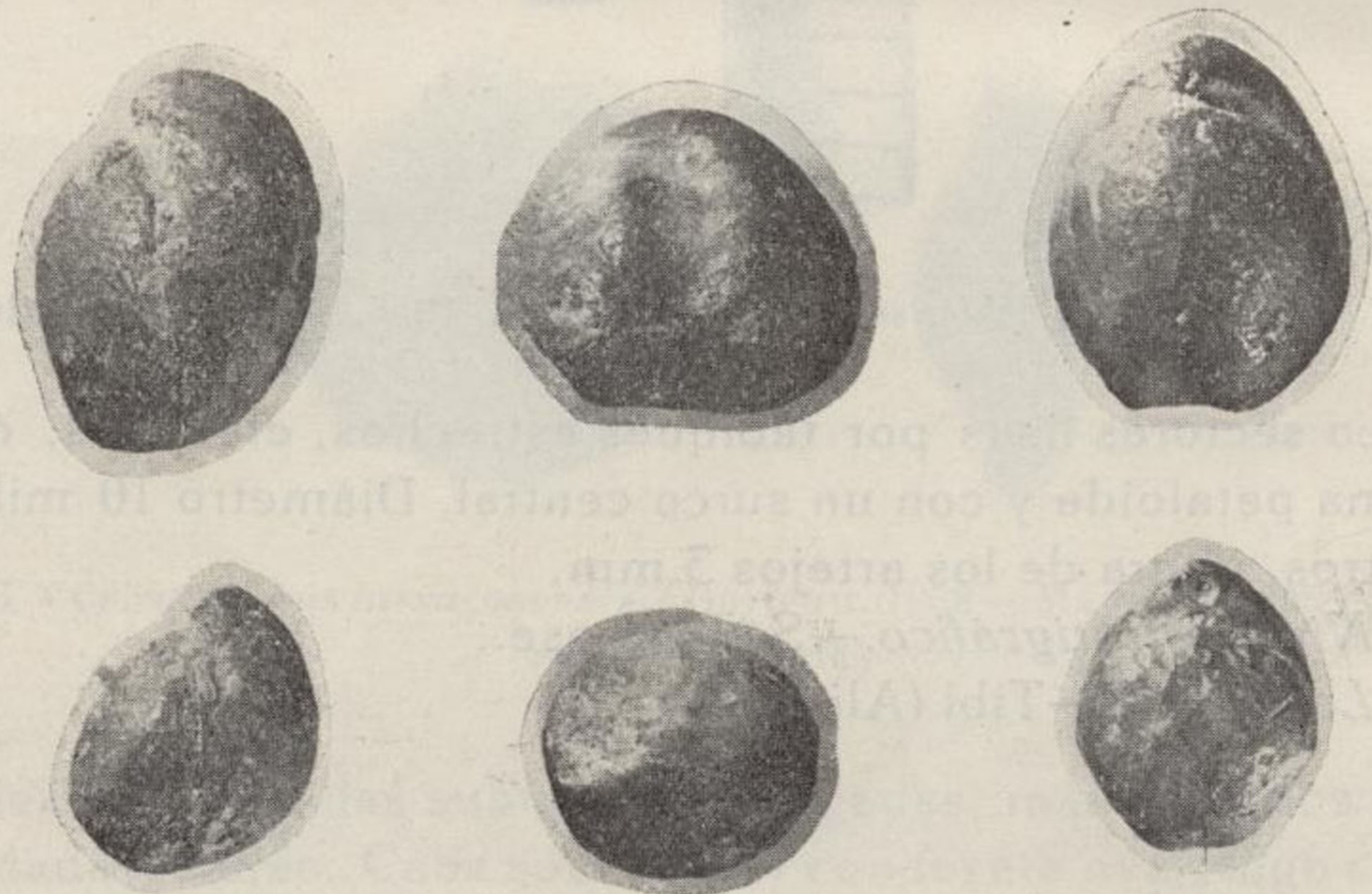
NUCULIDAE

810.—*Nucula montsecana* n. sp.

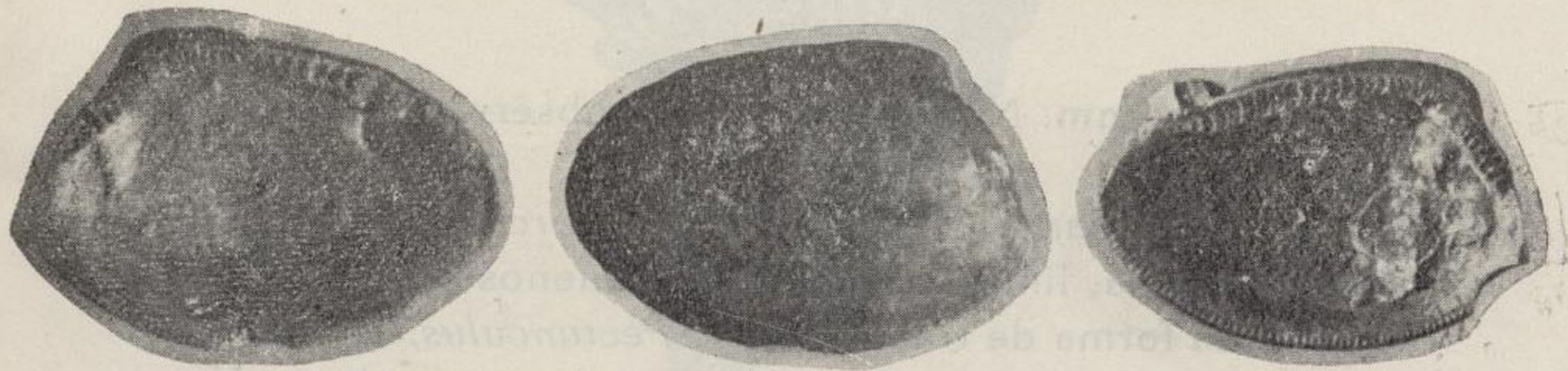
Concha inequilateral, comprimida, forma lisa, contorno subovalado u oblongo; en la charnela la serie de dientes anteriores es corta, con disposición casi normal a la posterior, en que son más numerosos; parte interna de la concha nacarada y con borde denticulado. Las formas del



810. *Nucula montsecana* n. sp.—Santoniense. Font de la Plata, Rubiés (Lérida); aumento $\times 2$.



809. *Terebratulula Melendezzi* n. sp.—Valanginiense. Fredes (Castellón de la Plana); tamaño $\times 2$.



810. *Nucula montsecana* n. sp. — Santoniense. Font de la Plata, Rubiés (Lérida); aumento $\times 2$.

Cretáceo superior son relativamente escasas; la especie ilerdense pertenece al grupo de la *N. tamulina*, del Senoniense de la India. Tamaño del ejemplar figurado $\times 2\frac{1}{2}$ y pertenece a las colecciones del Instituto Geológico.

Nivel estratigráfico.—Santoniense.

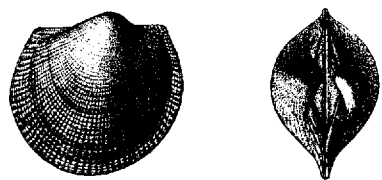
Localidad.—Font de la Plata, Rubiés (Lérida).

ARCIDAE

811.—*Breviarca Almelai* n. sp.

Concha casi orbicular, pequeña, delgada, lisa, visibles las líneas concéntricas de crecimiento y radiales desde los corchetes, como en los *Pectunculus*, sólo con lupa. Línea cardinal larga y recta, corchetes prominentes, dirigidos hacia delante, separados por el área del ligamento. Concha equivalva, poco inequilateral, con una reducida depresión en la parte posterior y cresta en la anterior de la región cardinal.

Las valvas son abombadas hacia los corchetes, con una longitud y altura media de 6 mm. y con un grosor de la



811. *Breviarca Almelai* n. sp.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida); tamaño $\times 3$.

concha de 4 mm. No ha sido posible observar la forma de la charnela.

La *Trigonoarca*, sinónima de *Breviarca* Conrad, tiene concha gruesa, línea cardinal más o menos curva y constituye una forma de tránsito a los *Pectunculus*, al que por su aspecto externo corresponde la especie catalana. Hemos comunicado esta forma a Mr. A. Chavan, de Thoiry, y a Mr. D. Nicol, de Washington, especialistas en estos grupos

de prionodontos, y dejan en duda su colocación sistemática en *Breviarca*, *Peruarca*, *Noetia*. Mientras no se decida su verdadera taxonomía proponemos el nombre provisional para dar estado a esta forma, dedicada a A. Almela, impulsor de las recolecciones de material paleontológico en el Instituto Geológico y Minero de España.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Torallola (Lérida).

CHAMIDAE

293.—*Caprotina Almerae* Landerer (in litt.).

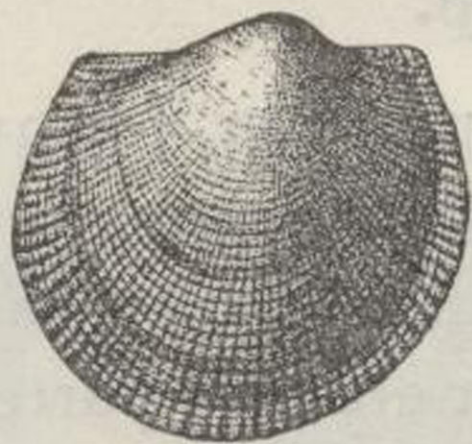
Caprotina Almerae Landerer. Landerer, J. J.: Principios de Geología y Paleontología.

1904. *Caprotina Almerae* Landerer.—Almera, J.: Cosmogonía y Geología. 2.^a edición, pág. 358, fig. 30.

1919. *Caprotina Almerae* Landerer.—Vilaseca, S.: Especies dedica-



293. *Caprotina Almerae* Landerer (in litt.). Aptiense medio. Benifazá (Castellón de la Plana); tamaño $\frac{1}{2}$.



811. *Breviarca Almelai* n. sp.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida);
tamaño $\times 3$.



293. *Caprotina Almerae* Landerer (in litt.). - Aptiense medio. Benifazá (Castellón de la Plana); tamaño $1/2$.

das al Dr. Almera.—*Bulleti de l'Inst. Catalana Hist. Nat.*, vol. 19, pág. 70.

1945. *Caprotina Almerae* Landerer.—Bataller, J. R.: El Dr. Jaime Almera Comas.—*Publicaciones del Instituto Geológico*, volumen VII, pág. 35.

Como complemento a los datos transcritos en anteriores publicaciones, el autor de la especie, en la 3.^a edición de sus *Principios de Geología y Paleontología* (1919), dice en la pág. 316, al ocuparse del género *Caprotina*, que se llama también *Monopleura*, aparece en la época tenénica, despuntando por la *C. Almerae* J. J. Landerer, y terminó en la cenomaniense.

Almera, en su *Cosmogonía y Geología*, 2.^a edición, en la pág. 558, indica que esta especie nueva y todavía inédita, ha sido descubierta por su autor en el Aptiense medio de Benitazá. Da una figura de la referida especie que será descrita en un trabajo paleontológico que se propone dar a la stampa dentro de algún tiempo.

La figura de la especie se debe a Landerer y por la referencia de Almera se precisa la localidad.

Nivel estratigráfico.—Tenenciense (Aptiense) medio.
Localidad.—Benitazá (Castellón de la Plana).

PECTINIDAE, Lamarck

812.—*Neithea hispanica* d'Orbigny sp. 1850

d'Orbigny, A.: *Prodrome de Paleontologie stratigraphique universelle*, t. II, pág. 170, n.º 507. Paris, 1850.

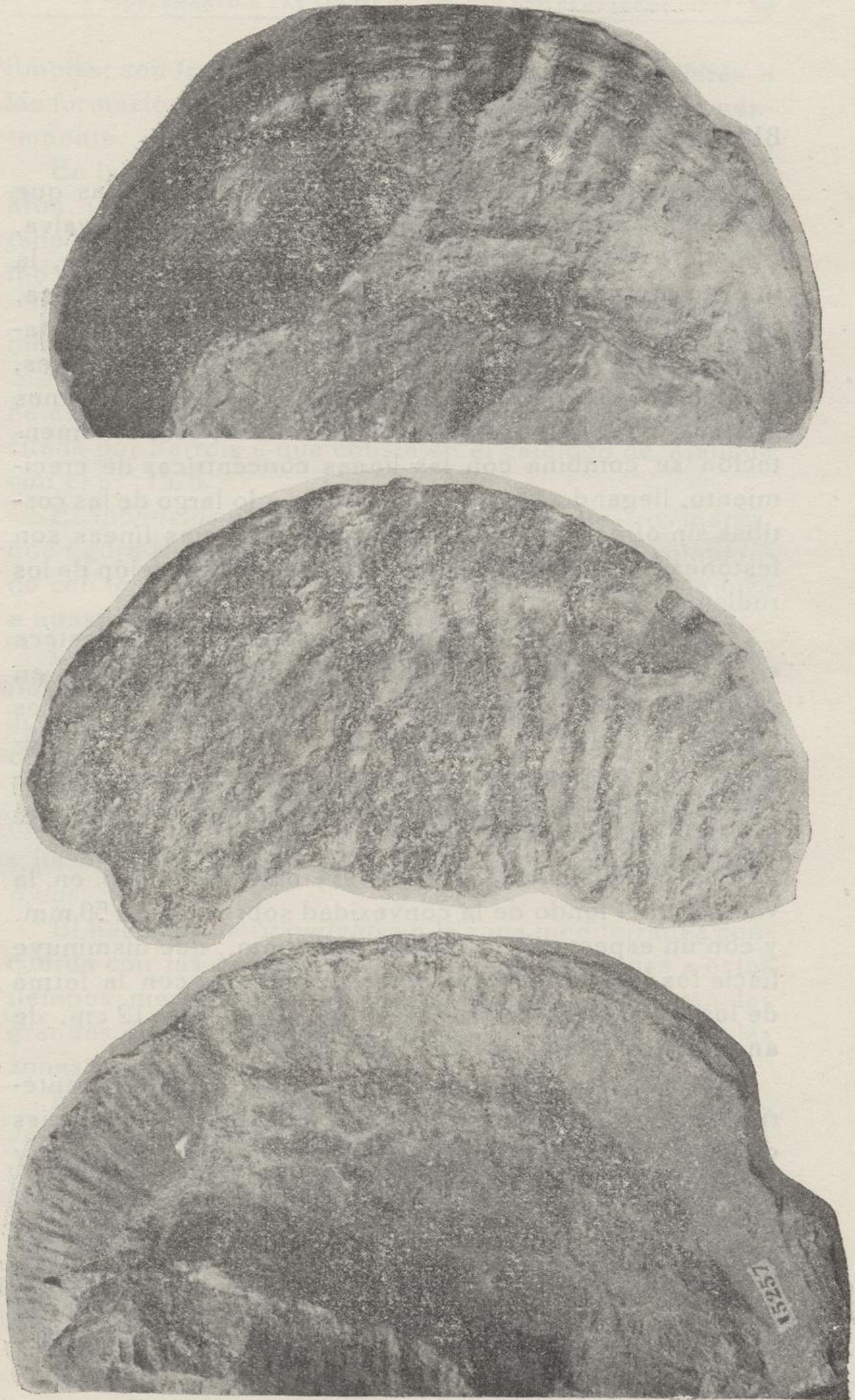
Especie con 20 costillas anchas, apenas separadas por un surco.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Llama Oscura, cerca de Oviedo.



813. *Spondylus Ciriai* n. sp.—Aptiense. Ametlla de Mar (Tarragona).



813. *Spondylus Ciriái* n. sp. — Aptiense. Ametlla de Mar (Tarragona).

SPONDYLIDAE, Gray

813.—*Spondylus Ciriai* n. sp.

Fragmentos de una forma de gran talla, como las que viven en los actuales mares tropicales; es inequivalva, irregular; valva superior plana, sensiblemente ovalada, la inferior muy convexa; la concha es de constitución hojosa, pero no exfoliable como en los ostréidos; la ornamentación consiste en una serie de costillas gruesas, radiantes, irregulares, que pasan de 30 y alternan con surcos menos gruesos y que se ensanchan en los bordes; esta ornamentación se combina con las líneas concéntricas de crecimiento, llegando a formar tubérculos a lo largo de las costillas sin ofrecer espinas. En la valva fija estas líneas son festoneadas o rizadas, recordando la ornamentación de los rudistos.

En la parte interna de los bordes de las valvas, destaca en 1,50 centímetros una ornamentación consistente en costillas y surcos relacionados con los externos; los surcos que son más anchos corresponden a las costillas, y los relieves, que presentan un surco medio de menores proporciones, que lo divide en dos, corresponden a los surcos en la otra parte de la valva.

Las dimensiones son unos 114 mm. de ancho en la valva fija; el fondo de la convexidad sobrepasa los 50 mm. y con un espesor de la concha de 14 mm., que disminuye hacia los bordes; la valva libre, comparada con la forma de los ejemplares del mar de Coral, tiene unos 12 cm. de ancha y por lo menos unos 15 de larga.

Se desconoce la forma y dimensiones de la parte anterior de la concha, corchetes, charnela, etc. Las especies de *Spondylus*, según indica Gillet, son muy polimorfas y la charnela es raramente visible en las especies secundarias; éstas, cuanto más antiguas, según Zittel, son más pequeñas, delgadas y menos ricamente adornadas.

Los *Spondylus*, según indica Coquand, son propios de las aguas templadas o calientes, al mismo tiempo que

limpias; son frecuentes en las proximidades inmediatas a las formaciones coralinas, sobre las que se fijan frecuentemente.

En la zona mediterránea se ha reconocido el *S. jegoui* Mun.-Chalmas, del Maestrichtiense de Túnez, fundamentado en un solo ejemplar. El *S. Baylei* Coquand, del mismo nivel en Argelia, es muy pequeño.

En la tesis de Gillet se indican como formas neocomienses el *Spondylus Roemeri* Desh., *S. gibbosus* d'Orb., *S. fragilis* Stanton; de ellas la única reconocida en España es la primera, procedente de Cabo Prieto, en Asturias, citada por Barrois y que consta en el catálogo de Mallada con el n.º 1575.

El *Spondylus gaederopus*, viviente y de nuestros mares, que figura Hidalgo, tiene tamaño extraordinario comparado con los frecuentes de nuestras costas, aproximándose a nuestra forma, que es mucho mayor.

Los ejemplares más numerosos en formaciones terciarias son seguramente los *Spondylus* eocenos, que vienen ligados a las formaciones coralinas indicadoras de mares cálidos.

Del Secundario, el Cretáceo español, y en especial el de la zona levantina, es el más rico en arrecifes coralinos y hasta hace poco sólo se conocían muy contados *Spondylus*.

El hallazgo de *Spondylus* en la zona mediterránea concuerda con las condiciones climatéricas asignadas a estos tiempos mesozoicos y el que los ejemplares tengan las grandes dimensiones de las formas que hoy viven en las zonas tropicales.

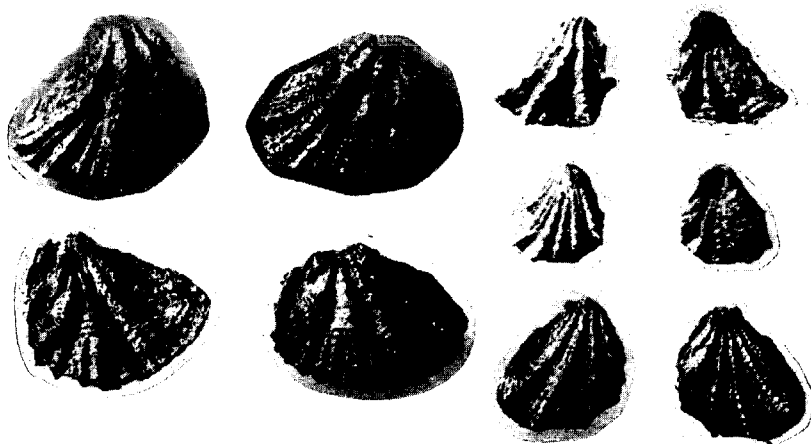
Especie dedicada al artista-malacólogo, de Barcelona, Javier Ciria, que ha intervenido en la identificación, proporcionando material comparativo de los mares tropicales actuales.

Nivel estratigráfico.—Aptiense.

Localidad.—Punta del Aliga, Ametlla de Mar (Tarragona).

814.—*Plicatula Viai* n. sp.

Forma pequeña, irregular, subtriangular, valva izquierda libre, sensiblemente plana, cubierta de costillas radiantes de diversas categorías, las más gruesas y destacadas, en número de 4-5, parten del corchete; a mitad de su recorrido se dividen, así como las originadas vuelven a dividirse en las mismas condiciones; entre costilla y costilla primaria gruesa existe un surco o depresión en que se disponen costillas muy delicadas, finas, granuladas, debiéndose seguramente estos gránulos al cruce con las líneas



814. *Plicatula Viai* n. sp. — Valanginiense Fredes (Castellón de la Plana).

de crecimiento, y en las costillas primarias forman espinas que son huecas, como doblez de la lámina de crecimiento.

La valva derecha, fija, es abombada o convexa, presentando igualmente costillas gruesas, medianas y finas, que en su conjunto alternan con las de la otra valva; la parte que en una es depresión o surco en la otra es relieve o costilla; las primarias, que parten radiantes del corchete, son 3-4 y presentan siempre espinas en toda su longitud, lo mismo que las secundarias; su disposición es en líneas concéntricas, como originadas por las láminas de crecimiento. Las estrías transversales concéntricas que carac-

terizan la *P. radiola* Lamarck pueden apreciarse alguna vez en la parte media de la valva derecha.

El diámetro anteroposterior oscila entre 11 y 17 mm. y el grosor es de unos 4 mm.

Estas formas se encuentran preferentemente en los niveles margosos, según indica Gillet, y presentan su mayor desarrollo entre el Lías y Cretáceo, según Zittel. En el yacimiento tarraconense acompaña al *Hoplites neocomiensis*, como en el yacimiento de La Quérola, de edad valanginiense.

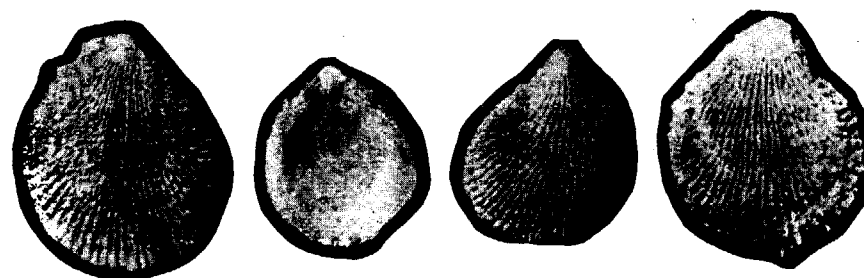
Especie dedicada al Rdo. Vía, adjunto de la Universidad de Barcelona, que la descubrió.

Nivel estratigráfico.—Valanginiense.

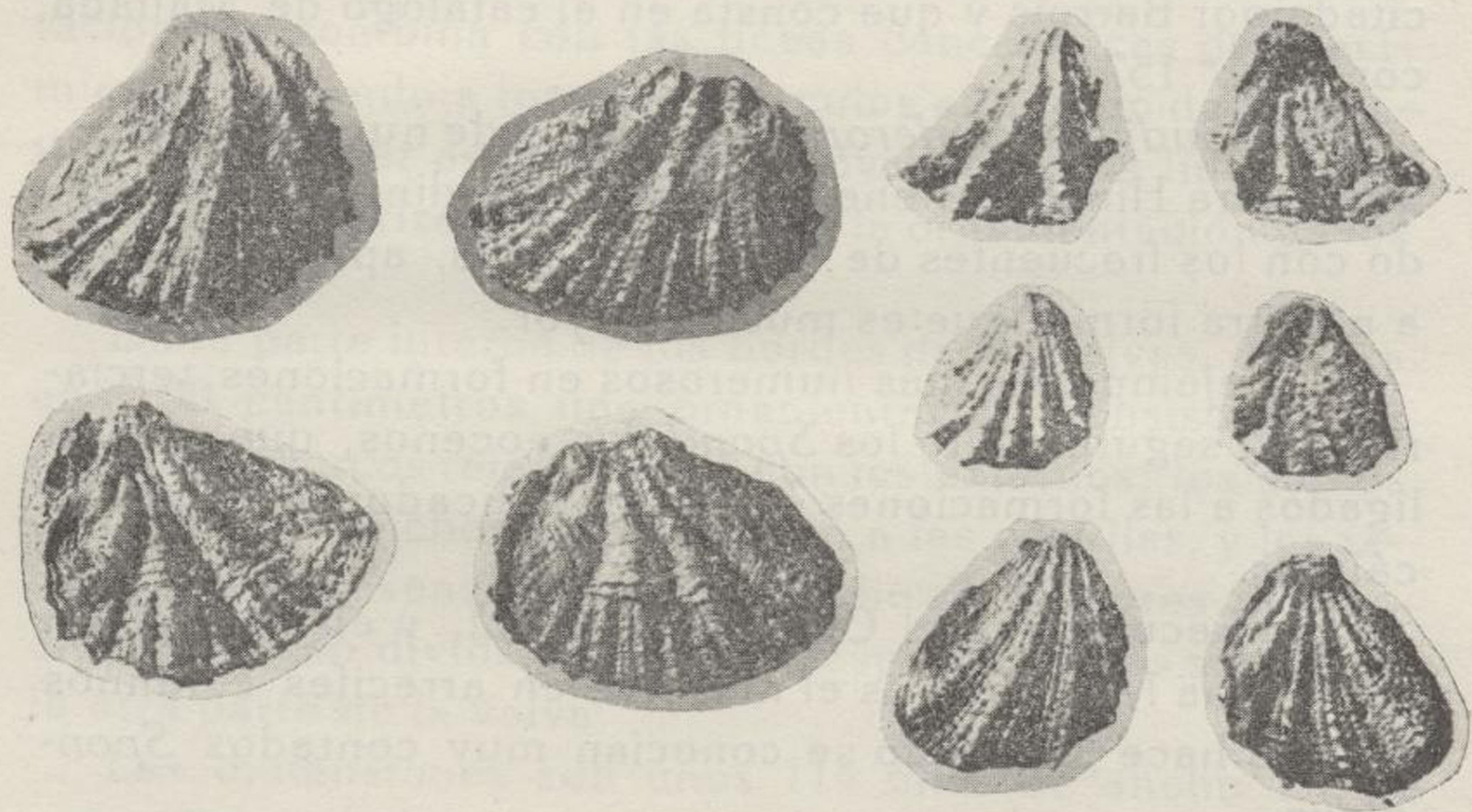
Localidad.—Cuesta de Reinald, Fredes (Castellón de la Plana).

815.—*Plicatula Roselli* n. sp.

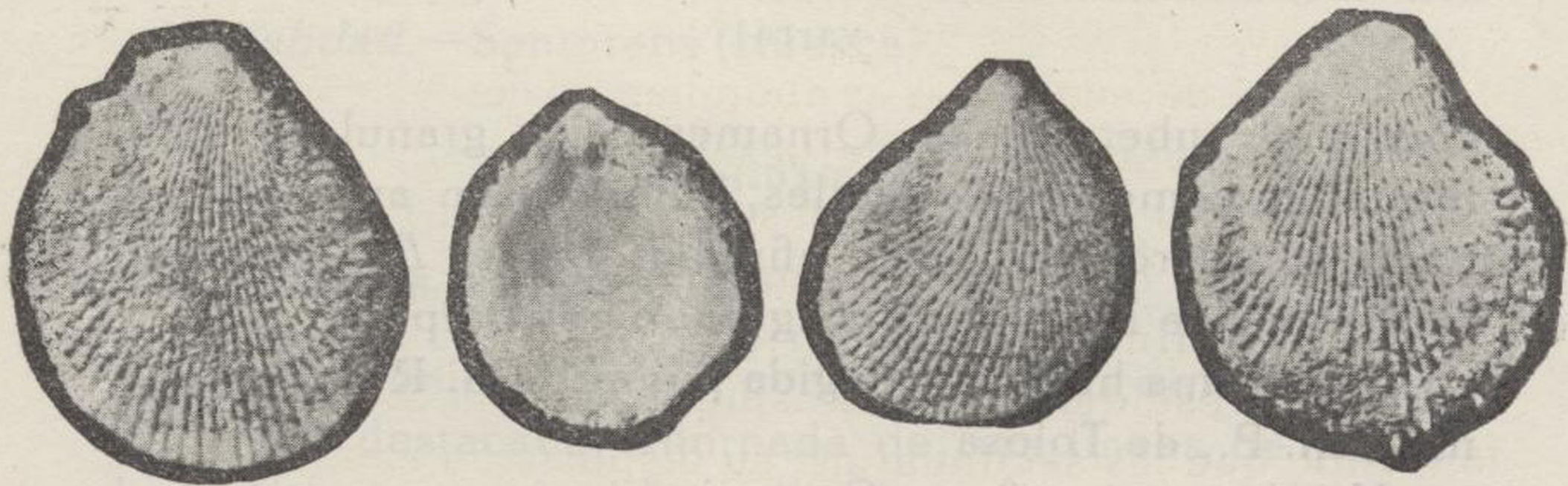
Concha con valvas poco gruesas, forma alargada, equivalva y algo oblicua; la valva izquierda, fija, parece tiende a abombarse y destaca en su extremo la zona de adherencia; la valva derecha es siempre plana. Presenta más de 30 costillas radiantes que se originan por sucesivas bifurcaciones en su recorrido, siendo todas sensiblemente iguales, con aspecto de imbricadas, rugosas, ásperas al tacto, algo espinosas, disponiéndose en alineaciones concéntricas según las líneas de crecimiento. Esta ornamentación



815. *Plicatula Roselli* n. sp.—Maestrichtiense. Orrit (Lérida).



814. *Plicatula Viai* n. sp. - Valanginiense Fredes (Castellón de la Plana).



815. *Plicatula Roselli* n. sp.—Maestrichtiense. Orrit (Lérida).

se asemeja a la *Plic. asperrima*; por sus numerosas y finas costillas se acerca a la *Plic. hirsuta* Coq., figurada por Peron, de Túnez. La forma *Plic. Ferryi* Coq., que cita Dalloni de los yacimientos de esta región, ofrece una ornamentación más destacada, es de mayor dimensión y oval.

Especie dedicada al universitario J. Rosell, que la descubrió.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

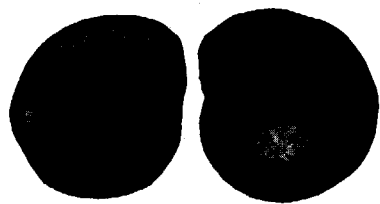
Localidad.—Orrit (Lérida), a 100 metros al este de la población.

GASTEROPODA

EUOMPHALIDAE de Koninck

816.—*Discohelix Ruizi* n. sp.

Concha aplastada, discoidal, arrollada hacia la derecha, cara superior sensiblemente plana, cara inferior cóncava; la sección de las vueltas y abertura subcuadrangular por la existencia de aristas marginales superior e inferior,



816. *Discohelix Ruizi* n. sp.—Cenomaniense. Zubielqui, Estella (Navarra).

cortantes, tuberculosas. Ornamentación granulosa, fina, formando como estrías axiales, limitadas en ambas caras por los tubérculos. Tiene afinidad con el *D. Thevenini* Collignon, de Madagascar, figurado por Delpy.

Esta forma ha sido recogida por el P. M. Ruiz de Gao-na, Sch. P., de Tolosa.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Zubielqui, Estella (Navarra).

DELPHINULIDAE, Fischer

817.—*Calliomphalus (Metriomphalus) Hupei* Delpy. 1938.

Delpy, G. - Affinités du genre *Calliomphalus* Cossmann.—*Bulletin de la Société Géologique de France*. 5.^a serie, t. VIII. pág. 507, figura 6. Paris, 1938.

Forma con suturas profundas, vueltas adornadas con 3-4 cordones espinosos longitudinales; la base, formando



817. *Calliomphalus (Metriomphalus) Hupei* Delpy. 1938. Albiense. Santorens (Huesca).

con la última vuelta un ángulo acusado, adornada de 4-5 cordones semejantes, con un débil ombligo, alrededor del cual hay un cordón más saliente. Altura, 9,5 mm.; diámetro, 8,5 mm.; ángulo espiral, 70°; número de vueltas, 6.

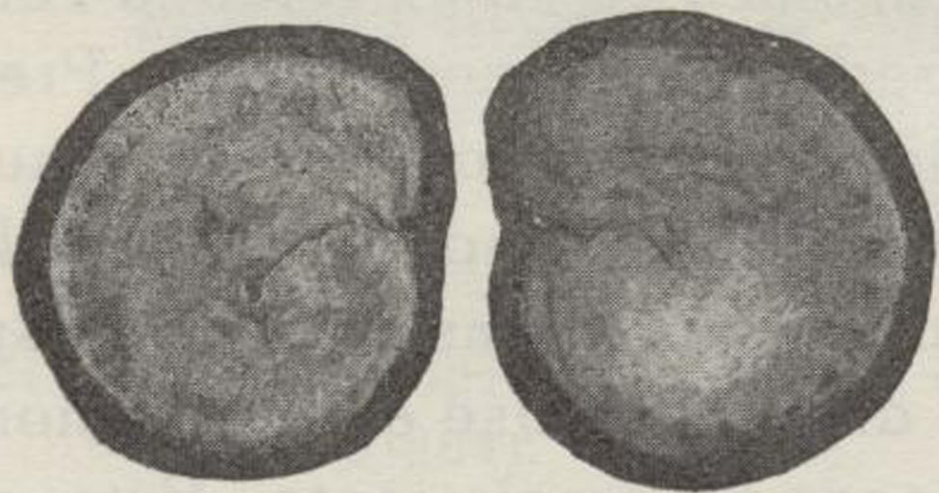
Nivel estratigráfico.—Albiense.

Localidad.—Santorens (Huesca).

TROCHIDAE, Ad

818.—*Trochus Revillai* n. sp.

Concha cónica, regular, con seis vueltas de espira, sutura poco destacada, adornada de tres líneas de perlas alargadas en sentido del arrollamiento, semejando nudos; la línea inmediata a la sutura no ofrece relieves. El diáme-



816. *Discohelix Ruizi* n. sp. — Cenomaniense. Zubietaqui, Estella (Navarra).



817. *Calliomphalus (Metriomphalus) Hupei* Delpey. 1938. Albiense.
Santorens (Huesca).

tro de la última vuelta llega a tener 40 mm., con 35 mm. de altura. En el *Trochus maestrichiensis* Vidal, del mismo yacimiento y nivel, la sutura es más destacada, con más líneas de nudos, más regulares, y es una forma más alta



818. *Trochus Revillai* n. sp. - Maestrichtiense Sensui (Lérida).

que ancha. El ejemplar figurado pertenece al Instituto Geológico, de Madrid.

Especie recogida por José de la Revilla, adscrito a las colecciones del Instituto Geológico y Minero de España.

Nivel stratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Sensui (Lérida).

819.—*Trochus Almelai* n. sp.

Concha de talla mediana, forma cónica regular; diámetro, 27 mm.; 19 mm. de altura; abertura pequeña, obli-



819. *Trochus Almelai* n. sp.—Maestrichtiense. Sensui (Lérida).

cua, más ancha que alta, unas siete vueltas de espira con cinco cordones espirales, destacadamente granulados en la última vuelta; las vueltas son algo convexas y turbiformes. Base lisa, convexa, con una sencilla depresión umbilical.

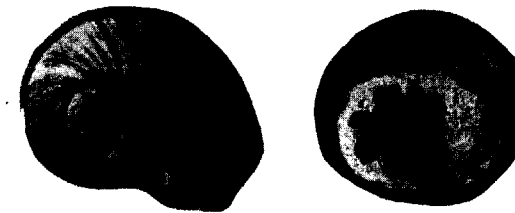
Los dos últimos cordones de cada vuelta se disponen en un pequeño plano que forma un ángulo obtuso con el plano en que se disponen los otros tres cordones.

Nivel stratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Sensui (Lérida).

820.—*Chilodonta Crespelli* n. sp.

Gasterópodo de concha pequeña, gruesa y sólida, forma trocoide tan alta como ancha, de unos 7 mm. de alto. Espira corta con 3-4 vueltas, la última vuelta sobrepasa



820. *Chilodonta Crespelli* n. sp.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida); aumento $\times 2$.

los dos tercios de la altura total; ornamentación axial algo oblicua con gránulos en los cruces de los cordones espirales, en número de 5-6. Abertura relativamente amplia y subcircular; peristoma grueso y continuo; labro poco oblicuo, sin varices exteriormente: cinco dientes internos iguales, de los que dos corresponden al labro y otros dos al lado columelar: la base es redonda con callosidad.

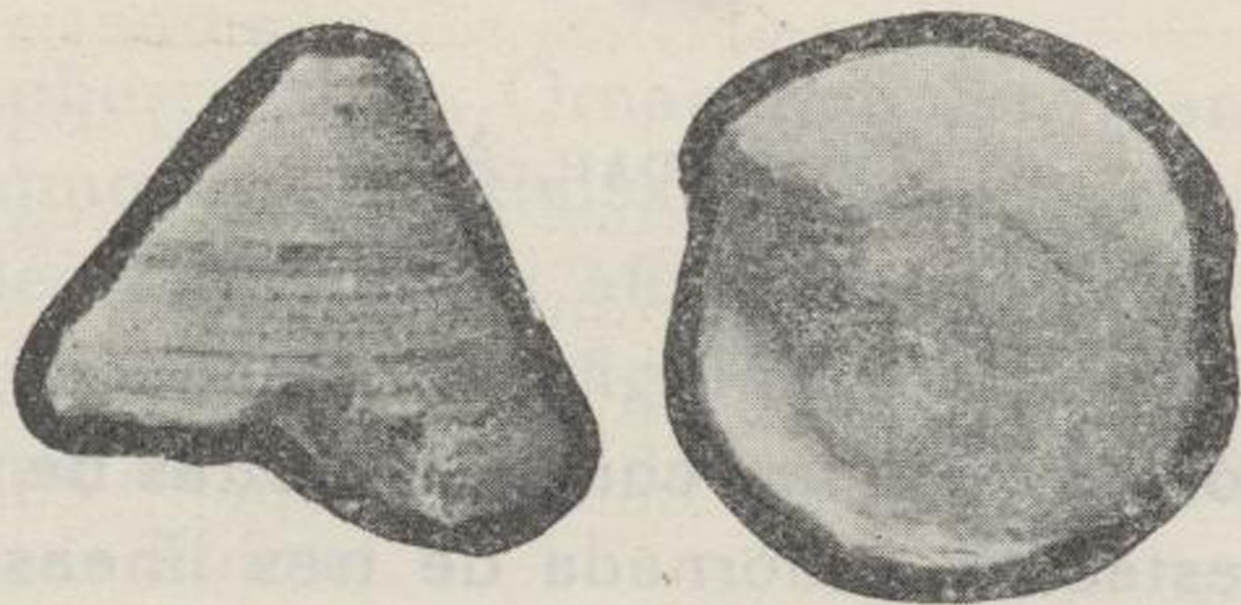
Especie recogida por Eduardo Crespell, colaborador del Instituto Geológico.

Nivel stratigráfico.—Maestrichtiense.

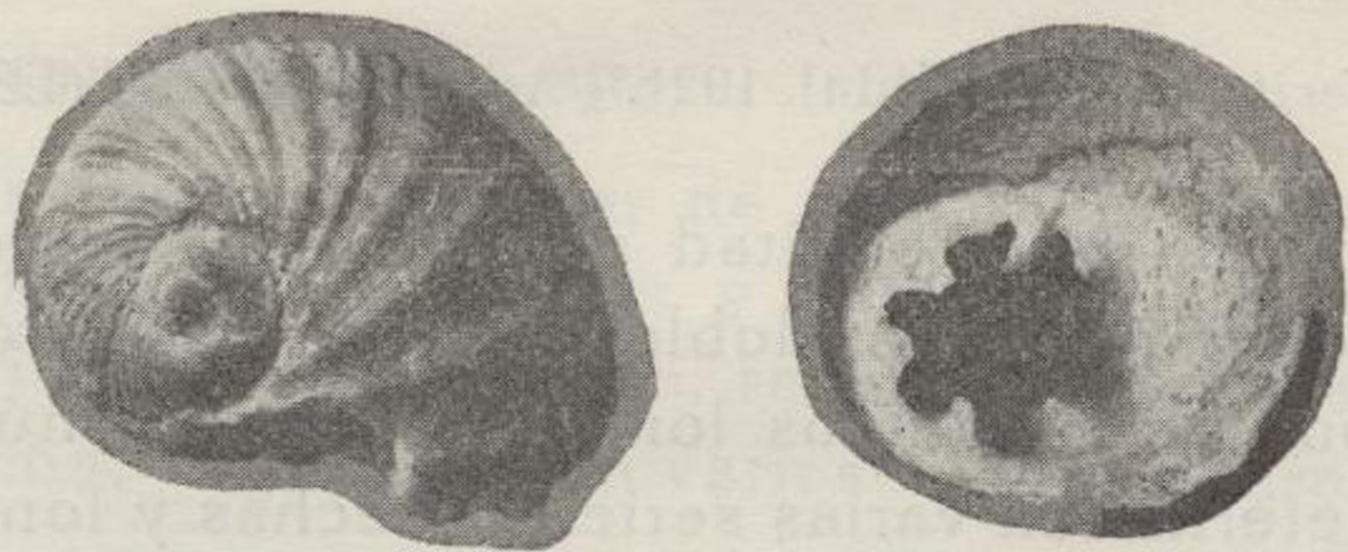
Localidad.—Torallola (Lérida).



818. *Trochus Revillai* n. sp. - Maestrichtiense Sensui (Lérída).



819. *Trochus Almelai* n. sp. —Maestrichtiense. Sensui (Lérída).

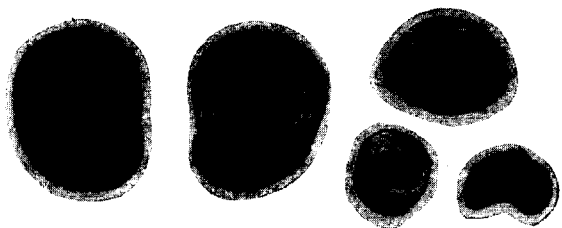


820. *Chilodonta Crespelli* n. sp.—Maestrichtiense. Torallola (Lérida);
aumento $\times 2$.

NERITIDAE, Lam.

490. — *Nerita corsana* Vidal. 1921 †.

Concha pequeña, globulosa, contorno irregularmente elíptico, espira casi superficial, sutura marcada, última vuelta muy grande. De la sutura parten costillas transversales, regulares, redondeadas, estrechas, separadas por intervalos mucho mayores que se detienen al llegar a la



490. *Nerita corsana* Vidal. 1921. — Aptiense. Corsá (Lérida).

línea media. En la otra mitad de la concha las costillas, sin variar en grueso, son doble número, más próximas y cortadas por varios surcos longitudinales en número de 6-7, que determinan varias series estrechas y longitudinales de tubérculos alargados en sentido transversal y dispuestos con mucha regularidad.

Nivel estratigráfico.—Aptiense.

Localidad.—Corsá (Lérida).

821. — *Lissochilus (Lyosoma) Goñii* n. sp.

Concha gruesa de mediano tamaño, con crecimiento rápido de la última vuelta, que casi abarca toda la concha, angulosa en la periferia; espira algo elevada, que da un aspecto turbinado a las primeras vueltas. La ornamentación está formada por costillas axiales oblicuas algo sinuosas e irregulares. Hay una cresta periférica en la parte media de la última vuelta que determina una rampa espiral, aplanada y algo deprimida en la parte externa de la

vuelta. Abertura grande, semilunar, peristoma adelgazado y continuo, labro cortante con perfil oblicuo, algo acodado.

Recuerda la *Nerita Peroni* Cossmann, que es más pequeña y con ornamentación más fina y densa. Ha sido re-



821. *Lissochilus (Lyosoma) Goñii* n. sp.—Aptiense. Mina Abandonada (Bilbao).

cogida esta especie por el P. Francisco Goñi, Sch. P., del Colegio de Bilbao.

Nivel estratigráfico.—Aptiense.

Localidad.—Mina Abandonada, Bilbao.

822. — *Corsania Rochai* n. sp.

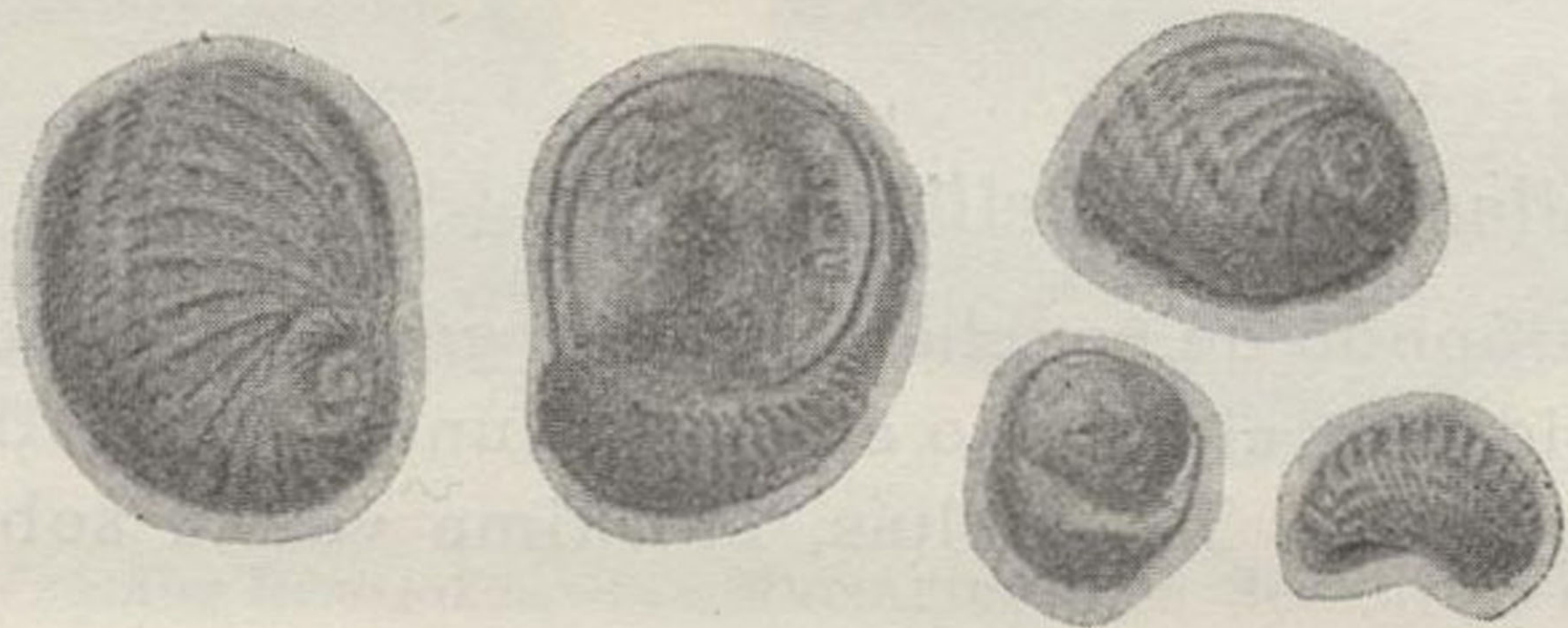
Concha ovalada, gruesa, de gran talla, deprimida en sentido axial; pocas vueltas y aplanadas; la última extraordinariamente desarrollada, recubriendo la mayor parte de la concha, angulosa, con varios surcos espirales, exis-



822. *Corsania Rochai* n. sp.—Aptiense. Punta de Aliaga, Ametlla de Mar (Tarragona).

tiendo una depresión mucho más ancha entre la cresta superior y la posterior; perímetro obtusamente anguloso y limita la zona lateral excavada. Abertura grande, semilunar; peristoma poco grueso y labro cortante.

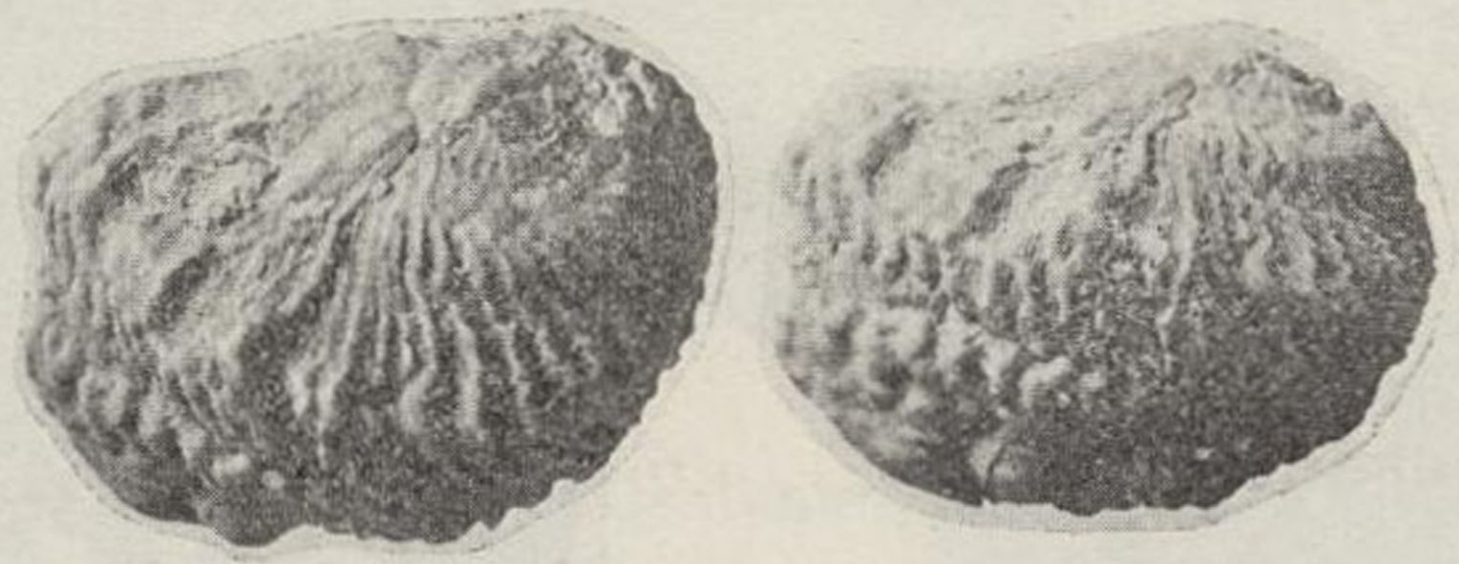
La ornamentación se compone de costillas axiales,



490. *Nerita corsana* Vidal, 1921. — Aptiense. Corsá (Lérida).



821. *Lissochilus* (*Lyosoma*) *Goñii* n. sp.—Aptiense. Mina Abandonada (Bilbao).



822. *Corsania Rochai* n. sp. — Aptiense. Punta de Aliaga, Ametlla de Mar (Tarragona).

oblicuas, subespinosas en la intersección de la cresta periférica que hay en la parte inferior de la última vuelta, que limita una rampa espiral y aplastada en la que persisten las láminas. Entre estas costillas gruesas y nudosas se intercalan otras muy finas y uniformes. Tiene 33 mm. en la parte más ancha de la última vuelta. Ejemplar recogido por Elvira Rocha, de la Universidad de Barcelona.

Nivel stratigráfico.—Aptiense.

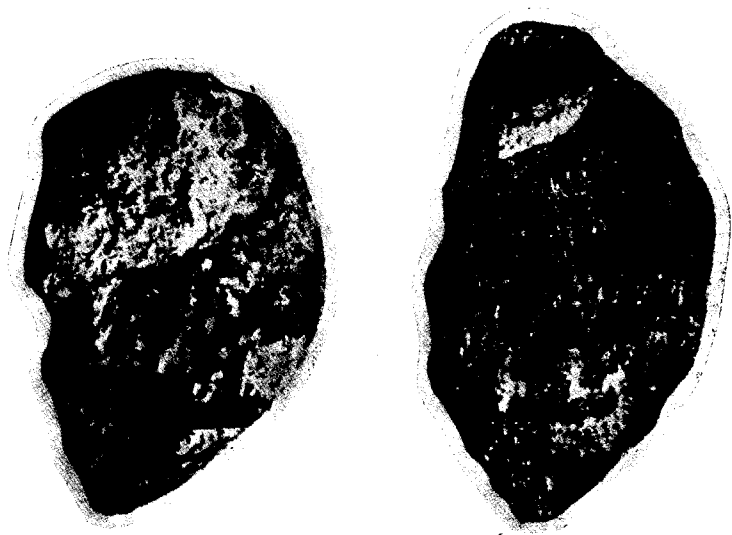
Localidad.—Punta del Alig, Ametlla de Mar (Tarragona).

PURPURINIDAE, Zittel

823.—*Purpuroidea Pachecoi* M. Amor. 1954.

Menéndez Amor, J.: Una nueva *Purpuroidea* del Aptiense de la provincia de Castellón.—*R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. homenaje a H. Pacheco, pág. 473, lám. 24. Madrid, 1954.

Concha con cinco o seis vueltas muy angulosas y con sutura muy clara, presentando 14-16 tubérculos; última



823. *Purpuroidea Pachecoi* M. Amor. 1954.—Aptiense. Cinctores (Castellón).

vuelta ocupando $\frac{2}{3}$ de la altura total, redondeada, ornamentada con pliegues longitudinales, desiguales en grosor; abertura oval, semilunar, la columnilla no se observa. Sus dimensiones son 40-45 mm. de altura por 23-27 mm. de ancho.

Nivel stratigráfico.—Aptiense.

Localidad.—Cinctores (Castellón).

TEREBRIDAE, Adams

824.—*Terebra Bravoi* n sp.

Ejemplar incompleto, con vueltas sensiblemente planas, presentando parte de cuatro vueltas, adornadas por una estrecha banda sutural, almenada, separada por un surco hasta la última vuelta; por encima de este surco los gránulos se continúan en costillas axiales, algo curvadas.

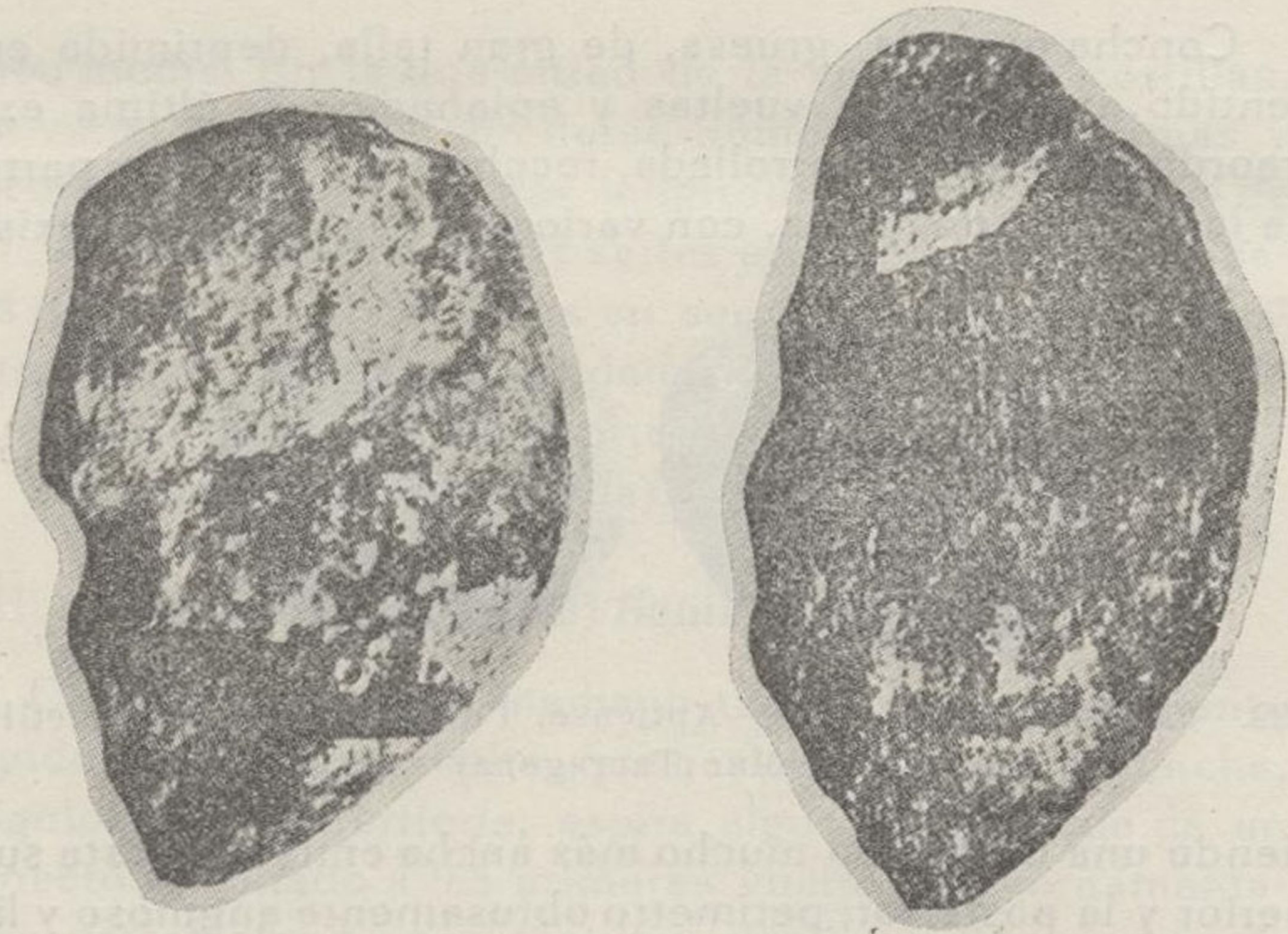


824. *Terebra Bravoi* n.sp.—Cenomaniense. Somolinos (Guadalajara).

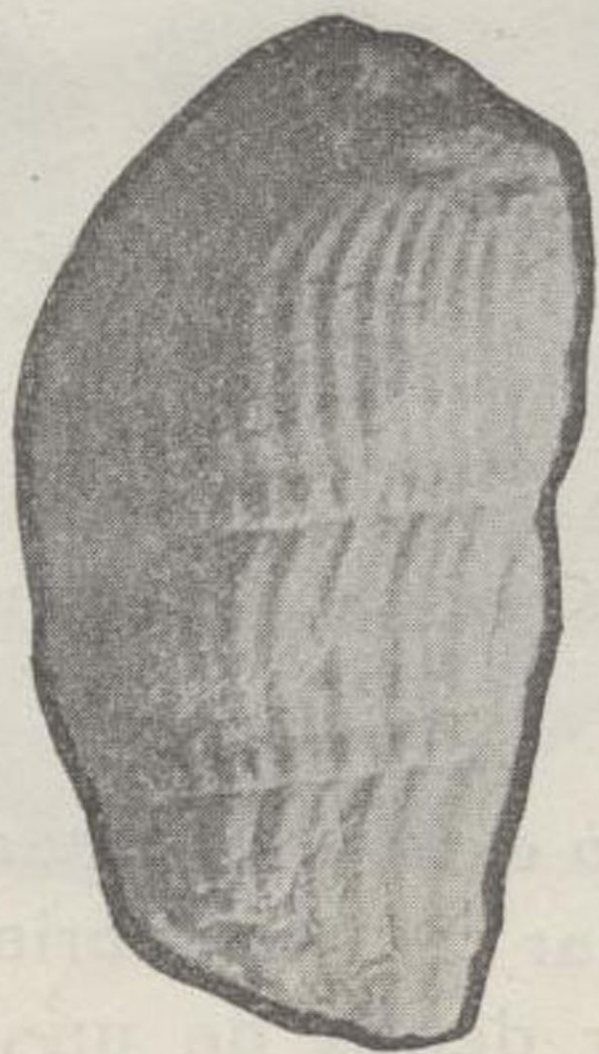
Se desconocen los caracteres de la abertura, columnilla, número de vueltas, etc.

El *Fusus cingulatus* Sowerby, de las Corberas y Gosau, de edad santoniense, tiene ornamentación idéntica a la de ciertas *Myurella*, con vueltas redondeadas, nudos en el surco y tamaño general más pequeño.

La *Terebra basteroti* Nyst se asemeja a la *T. acumina-*



823. *Purpuroidea Pachecoi* M. Amor. 1954.—Aptiense. Cinctorres
(Castellón).



824. *Terebra Bravoi* n.sp.—Cenomaniense. Somolinos (Guadalajara).

ta, figurada por Pereira da Costa en la lámina XIII, figura 9. El ejemplar de Hornes es más robusto.

Tiene 18 mm. de ancho en la última vuelta.

El ejemplar de la colección del Seminario ha sido recogido por el Rdo. C. Bravo.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Somolinos (Guadalajara).

ACTAEONIDAE, d'Orbigny

825.—*Avellana Revillai* n. sp.

Concha globosa con espira corta y galba conoide; superficie adornada de costillas espirales, cruzadas por finas láminas axiales; abertura alargada con una sinuosidad en el contorno superior, labro rectilíneo casi vertical, que se



825. *Avellana Revillai* n. sp.—Maestrichtiense. Sensui (Lérida); aumento $\times 2,5$.

desborda por el lado externo formando un cordón aplastado; borde columelar calloso cubriendo la hendidura umbilical, provisto por detrás de un diente pliciforme; se diferencia del género *Cinulia* por tener forma subcónica y borde columelar menos calloso. Ejemplares del Instituto Geológico recogidos por J. Revilla. Tamaño $\times 2\frac{1}{2}$.

Nivel estratigráfico.—Maestrichtiense.

Localidad.—Sensui (Lérida).

CEPHALOPODA

826.—*Platyknemiceras bassei* Bataller, 1954.

Bataller, J. R.: Los engonocerátidos en España. Dr. D. Francisco Pardillo Vaquer. Homenaje póstumo.—*Universidad de Barcelona. Facultad de Ciencias*, pág. 173. Barcelona.

Forma discoide, comprimida, flancos abombados en su parte media, ombligo estrecho, última vuelta muy abrazadora, línea sutural ceratitoide, costillas muy atenuadas.

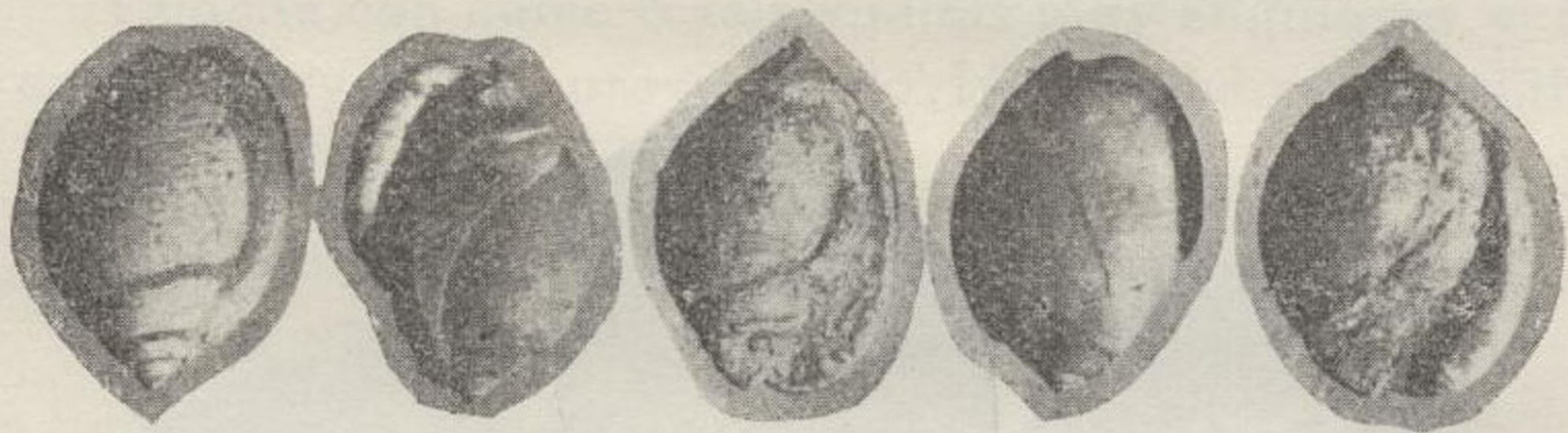


826. *Platyknemiceras Bassei* Bataller, 1954.—Vraconiense. Marmellá (Tarragona).

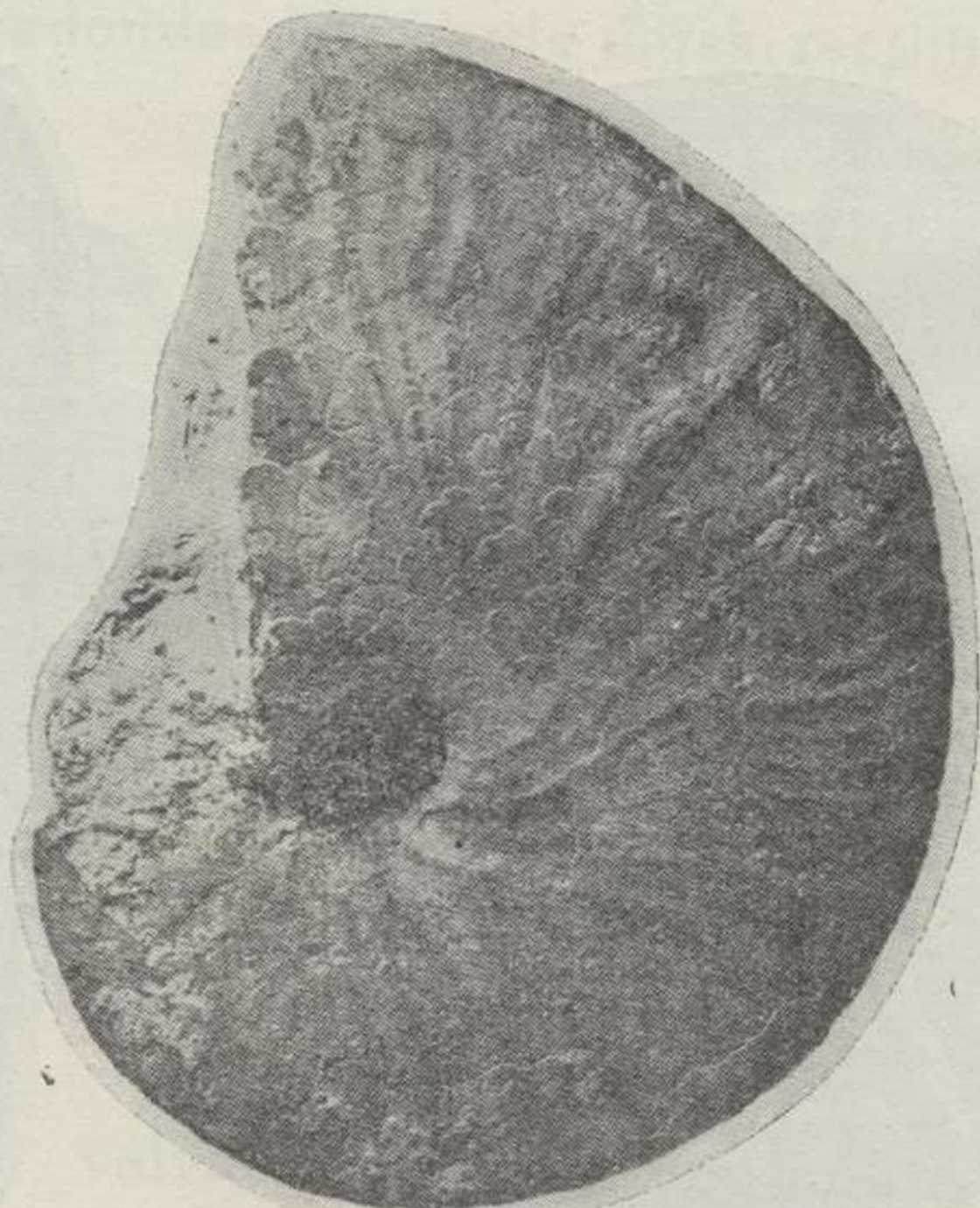
desde el ombligo, flexuosas, sin presentar tubérculos ni en el borde sifonal, que es plano y forma un pequeño canal, llegando a tener hasta cuatro mm. de anchura. El ejemplar mayor llega a tener un radio de 37 mm.

Nivel estratigráfico.—Vraconiense.

Localidad.—En las capas margosas amarillentas de Casa Nova de les Ventoses y Can Sumoi de Marmellá.



825. *Avellana Revillai* n. sp. —Maestrichtiense. Sensui (Lérida); aumento $\times 2,5$.

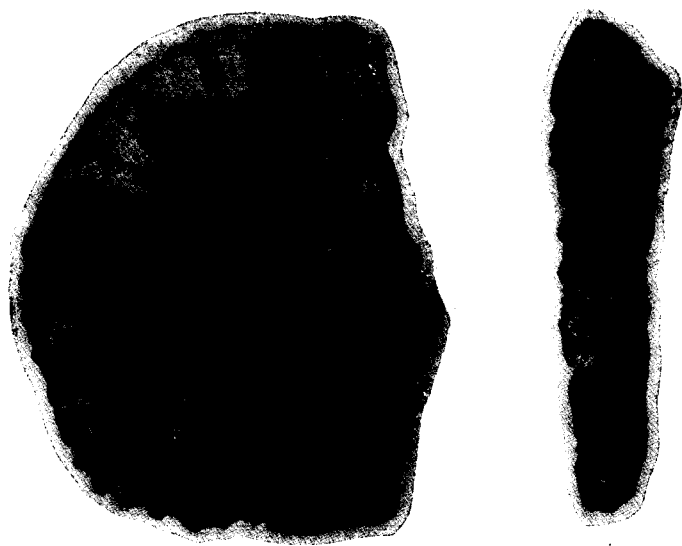


826. *Platyknemiceras Bissei* Bataller, 1954.—Vraconiense. Marmellá
(Tarragona).

827.—*Protacanthoceras Jacobi* Collignon. 1949.

Collignon, M.: Une ammonite nouvelle du Cenomanien d'Espagne: *Protacanthoceras Jacobi*.— Appendice paleontologique, página 80, fig. 1, in R. Ciry - J. Mendisábal: Contribution a l'étude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale.— *Annales Hebert et Haug*, t. VII, pág. 61. Paris, 1949.

Ammonites discoidal plano con vueltas algo elevadas y poco abrazadoras, flancos planos, sección probablemente rectangular; región externa estrecha, ombligo ancho con bordes verticales; costillas principales finas, delgadas.



827. *Protacanthoceras Jacobi* Collignon. 1949.—Cenomaniense superior. Manurga (Álava).

y rectas, iniciadas en un grueso tubérculo umbilical y otro hacia la región externa; entre los dos tubérculos externos y en la línea media hay otro; entre dos costillas principales hay de una a tres intercaladas originadas en los flancos. Tabique casi invisible.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense superior.

Localidad.—Manurga (Álava).

ARTHROPODA
CRUSTACEA

828.—*Cyprideis iberiacus* Grekoff-Dergo. 1956.

Grekoff, N. - Dergo, G.: Algunos ostrácodos del Cretácico medio del norte de España.— *Estudios Geológicos*, n.º 31-32, pág. 219, lámina XLVII, fig. 29-31. Madrid, 1957.

Forma con caparazón sólido, extremidades ampliamente redondeadas; borde dorsal rectilíneo, borde ventral



828. *Cyprideis iberiacus* Grekoff-Dergo. 1956.—Cenomaniense a Turoniense. Burgo de Osma (Soria); aumento $\times 40$.

aplanado, valvas fuertemente comprimidas y las partes postero-ventrales de las mismas son abombadas; superficie lisa; longitud hasta un milímetro.

Nivel estratigráfico.—Cenomaniense a Turoniense.

Localidad.—Burgo de Osma (Soria).

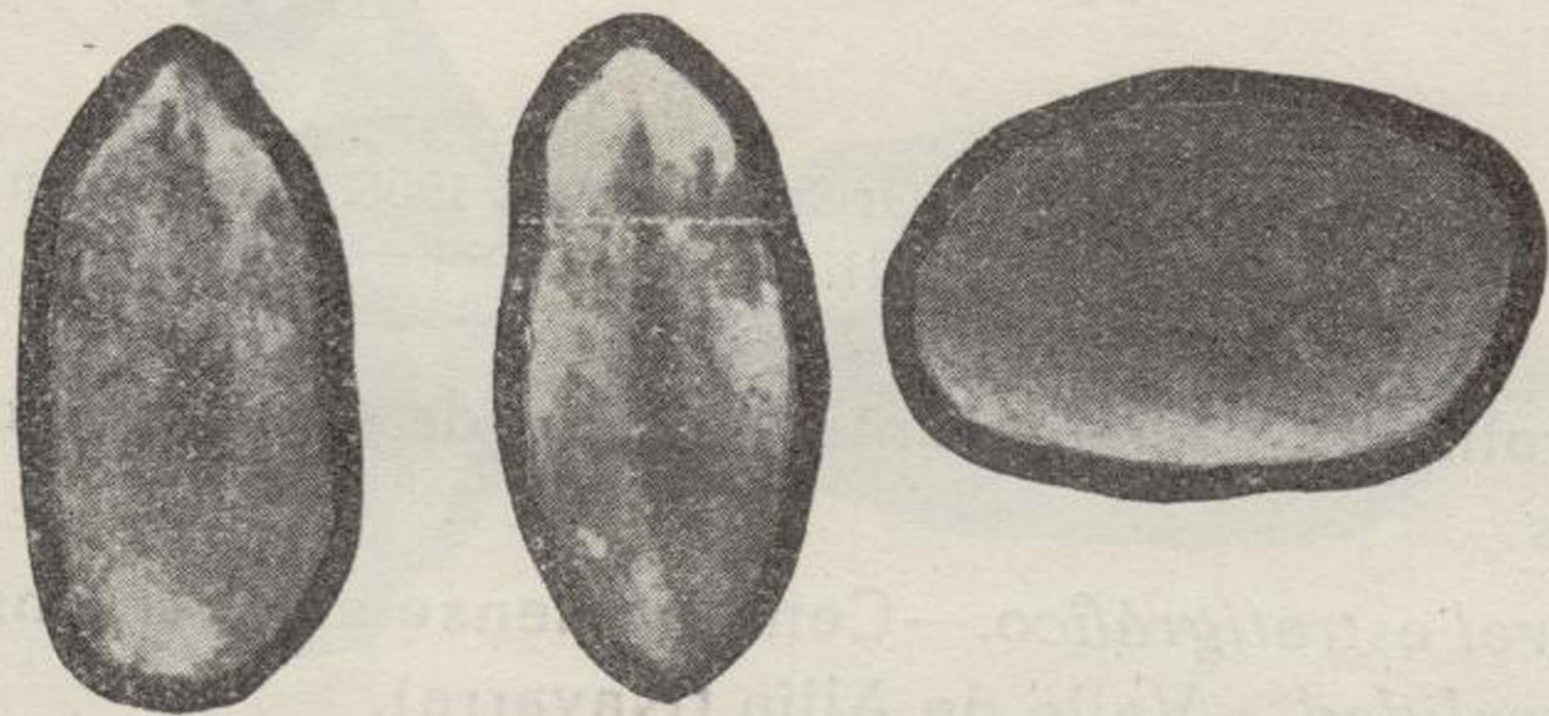
829.—*Alatacythere allinensis* Grekoff-Dergo. 1956.

Grekoff, N. - Dergo, G.: Algunos ostrácodos del Cretácico medio del norte de España.— *Estudios Geológicos*, n.º 31-32, pág. 221, lámina XLVII, fig. 34-35. Madrid, 1957.

Forma con caparazón bastante macizo; ángulo postero-

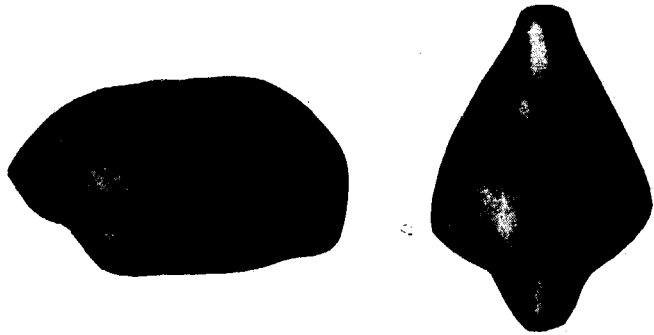


827. *Protacanthoceras Jacobi* Collignon, 1949.—Cenomaniense superior. Manurga (Álava).



828. *Cyprideis iberiacus* Grekoff-Dergo. 1956.—Cenomaniense a Turoniense. Burgo de Osma (Soria); aumento $\times 40$.

dorsal bien marcado; extremidad anterior redondeada presentando un reborde, extremidad posterior trapezoidal; borde ventral rectilíneo; superficie lisa, aletas débilmente



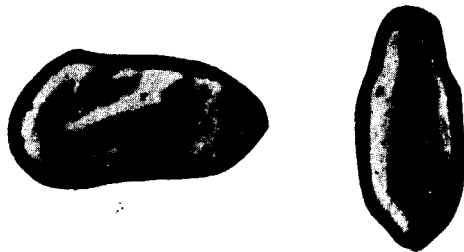
829. *Alatocythere allinensis* Grekoff-Dergo. 1956.—Cenomaniense a Turoniense. Valle de Allín (Navarra); aumento $\times 40$.

desarrolladas; el borde anterior lleva de seis a ocho denticulos.

Nivel stratigráfico.—Cenomaniense a Turoniense.
Localidad.—Valle de Allín (Navarra).

830.—*Cythereis picofrentensis* Grekoff-Dergo. 1956.

Grekoff, N. - Dergo, G.: Algunos ostrácodos del Cretácico medio del norte de España.—*Estudios Geológicos*, n.º 31-32, pág. 222, lámina XLVII, fig. 36-37. Madrid, 1957.



830. *Cythereis picofrentensis* Grekoff-Dergo. 1956.—Cenomaniense. Picofrentes (Soria); aumento $\times 40$.

Forma de pequeña talla, superficie de las valvas lisa; presenta tres crestas longitudinales: longitud de 0,65 milímetros aproximadamente.

Nivel stratigráfico.—Cenomaniense.

Localidad.—Picofrentes (Soria).

831.—*Cythereis soriensis* Grekoff-Dergo. 1956.

Grekoff, N. - Dergo, G.: Algunos ostrácodos del Cretácico medio del norte de España.—*Estudios Geológicos*, n.º 31-32, pág. 223, lámina XLVII, fig. 38-39. Madrid, 1956.

Forma con caparazón macizo; tubérculo subcentral espeso seguido de algunos tubérculos pequeños más o me-



831. *Cythereis soriensis* Grekoff-Dergo. 1956.—Cenomaniense inferior. Barcones, n.º 7 (Soria); aumento $\times 40$.

nos coalescentes; una cresta espesa poco individualizada sigue a los bordes anterior y ventral; la superficie de las valvas lleva profundas reticulaciones longitudinales de aspecto achagrinado; dimorfismo sexual aparente.

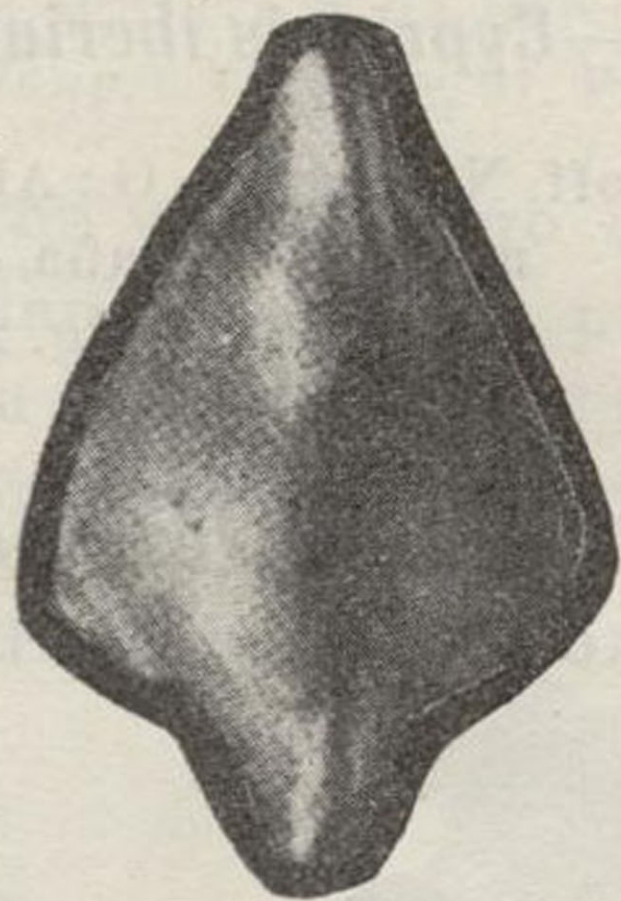
Nivel stratigráfico.—Cenomaniense inferior.

Localidad.—Barcones, n.º 7. Soria.

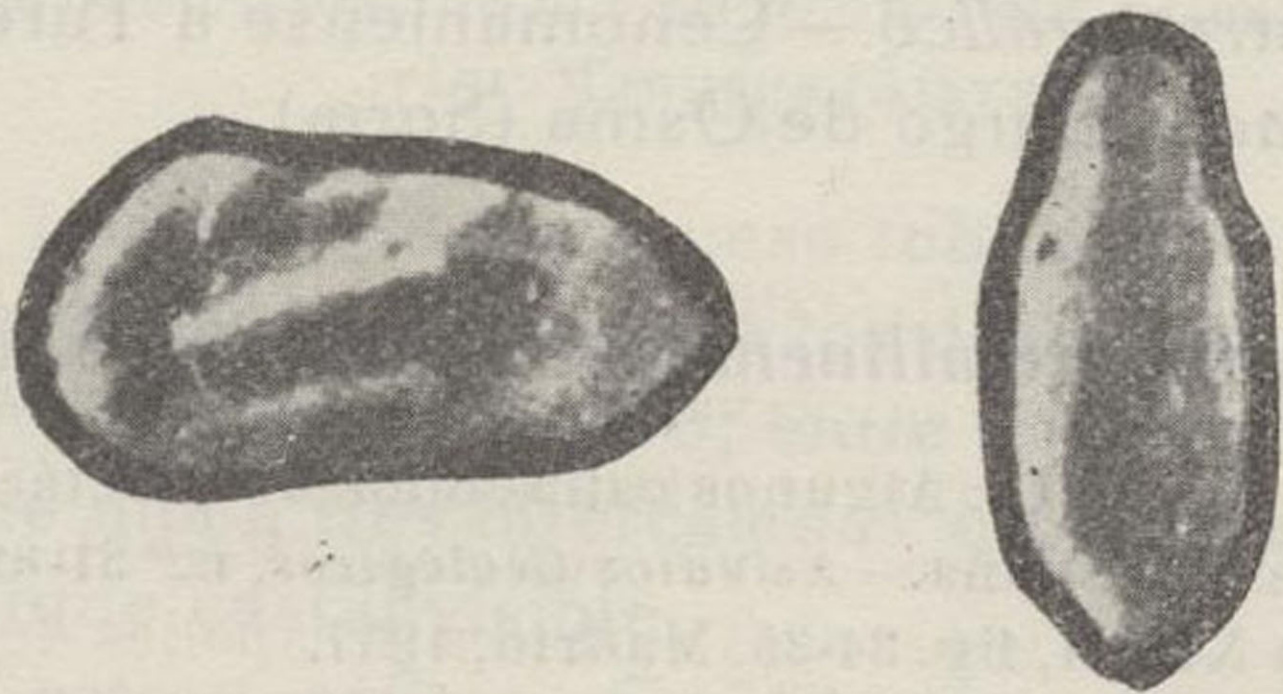
764.—*Cancrivantho pyrenaicus* van Straelen. 1934.

1930. *Cancrivantho pyrenaicus* van Straelen. - Dalloni, M.: Etude Géologique des Pyrénées catalanes; pág. 219.

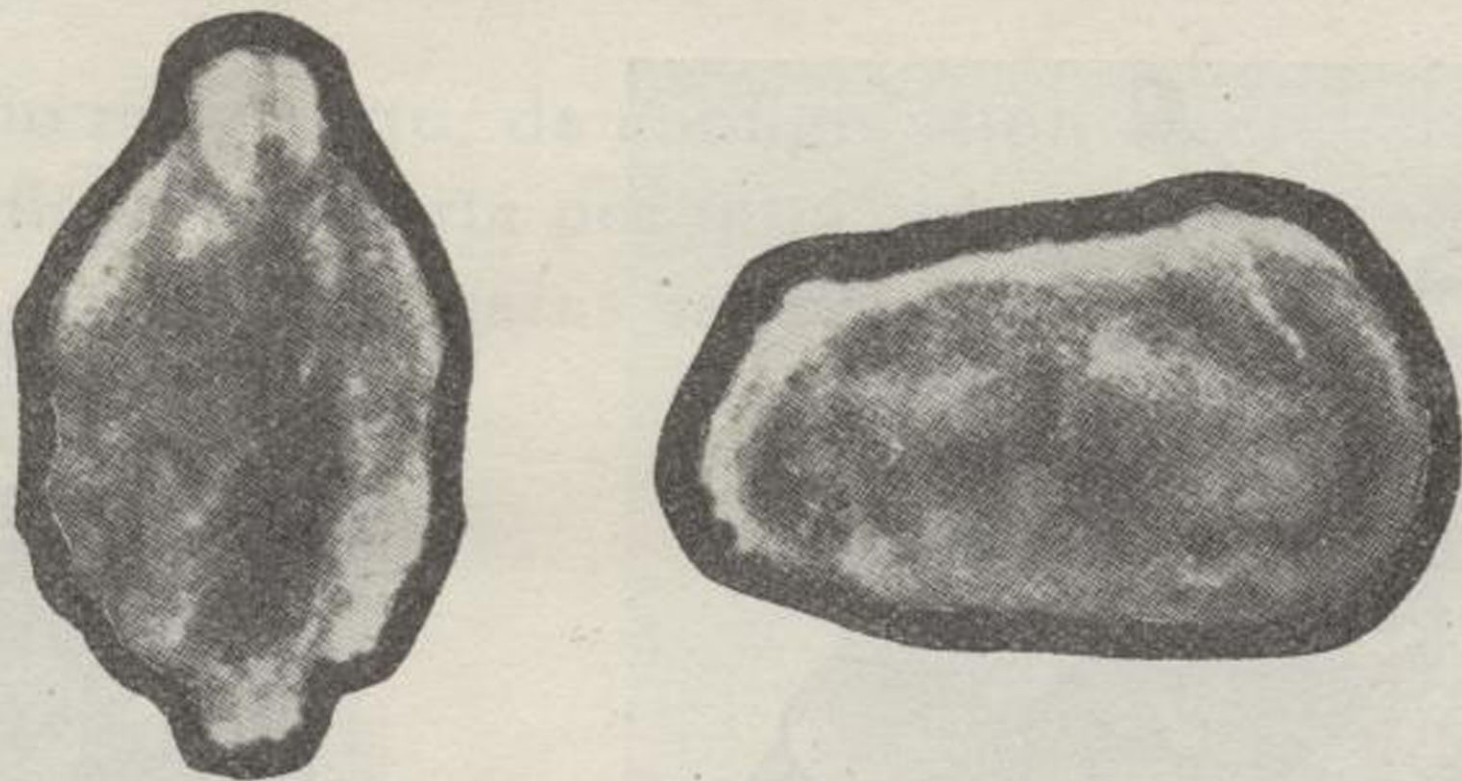
1934. *Cancrivantho pyrenaicus* van Straelen.—Van Straelen, V.: Contribution à l'étude des Crustacés décapodes de la Catalogne. *Assoc. Etud. Géol. Méditerranée occidentale*, vol. III, part. 3.^a, n.º 25, pág. 3, fig. 1 (non fig. 2).



829. *Alatacythere allinensis* Grekoff-Dergo, 1956. — Cenomaniense a Turoniense. Valle de Allín (Navarra); aumento $\times 40$.



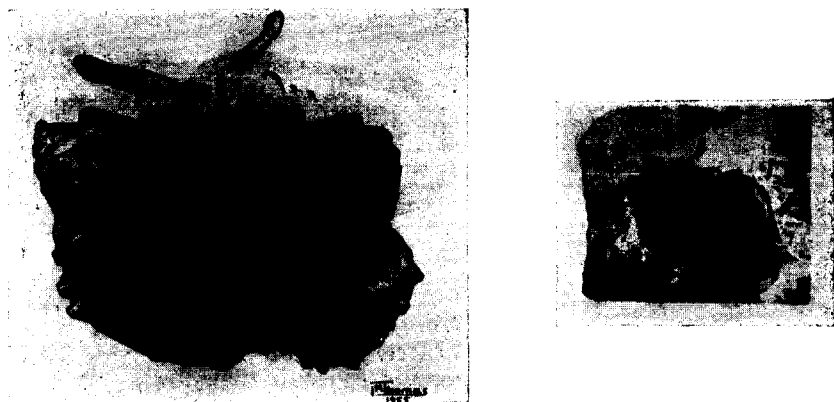
830. *Cythereis picofrentensis* Grekoff-Dergo. 1956. — Cenomaniense.
Picofrentes (Soria); aumento $\times 40$.



831. *Cythereis soriensis* Grekoff-Dergo. 1956. - Cenomaniense inferior. Barcones, n.º 7 (Soria); aumento $\times 40$.

1950. *Cancrizantho pyrenaicus* van Straelen.— Bataller, J. R.: Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. IX, página 151 (la figura corresponde al *Allogoneplax Dallonii* van Straelen).

Forma con cefalotórax subcuadrangular, fuertemente convexo, liso y profundamente surcado. Borde frontal correspondiente a la parte más ancha del cefalotórax provista de rostro. Bordos fronto-laterales se extienden hasta un tercio de la longitud total del borde frontal. Región gástrica vasta, subregiones protogástricas separadas de la me-



764. *Cancrizantho pyrenaicus* van Straelen. 1934. - Campaniense. Valle del Segre, Orgañá (Lérida).

sogástrica que es subelevada; las orbitarias y frontal indicadas por una depresión; subregión urogástrica delimitada por un surco; regiones hepáticas con un fuerte abombamiento por delante del surco cervical. Regiones branquiales con dos crestas.

El dibujo y fotografía que reproducimos ha sido hecho a la vista del ejemplar tipo que se guarda en la colección de la Facultad de Ciencias de Argel. Como puede deducirse de las respectivas descripciones, en el trabajo de van Straelen los números de las figuras están cambiados,

lo cual ha dado lugar a una confusión entre la forma cretácea *C. pyrenaicus* y la eocena descrita como *Allogoneplax Dallonii*. Con las indicaciones precedentes queda puntualizada la correspondencia entre descripciones y figuras.

Nivel estratigráfico.—Campaniense.

Localidad.—Valle del Segre en la carretera de Orgañá (Lérida), en Els Esplubins (Dalloni!).

832.—*Pagurus Avellanedai* Vía. 1952.

Vía, L. - Contribución al estudio de los decápodos del Secundario de España.— *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas*, vol. X, pág. 172, fig. XI.

Propodo muy corto, de configuración lateral trapezoidal, superficie recubierta por tubérculos romos, redondos, muy destacados; las caras laterales convexas; el borde

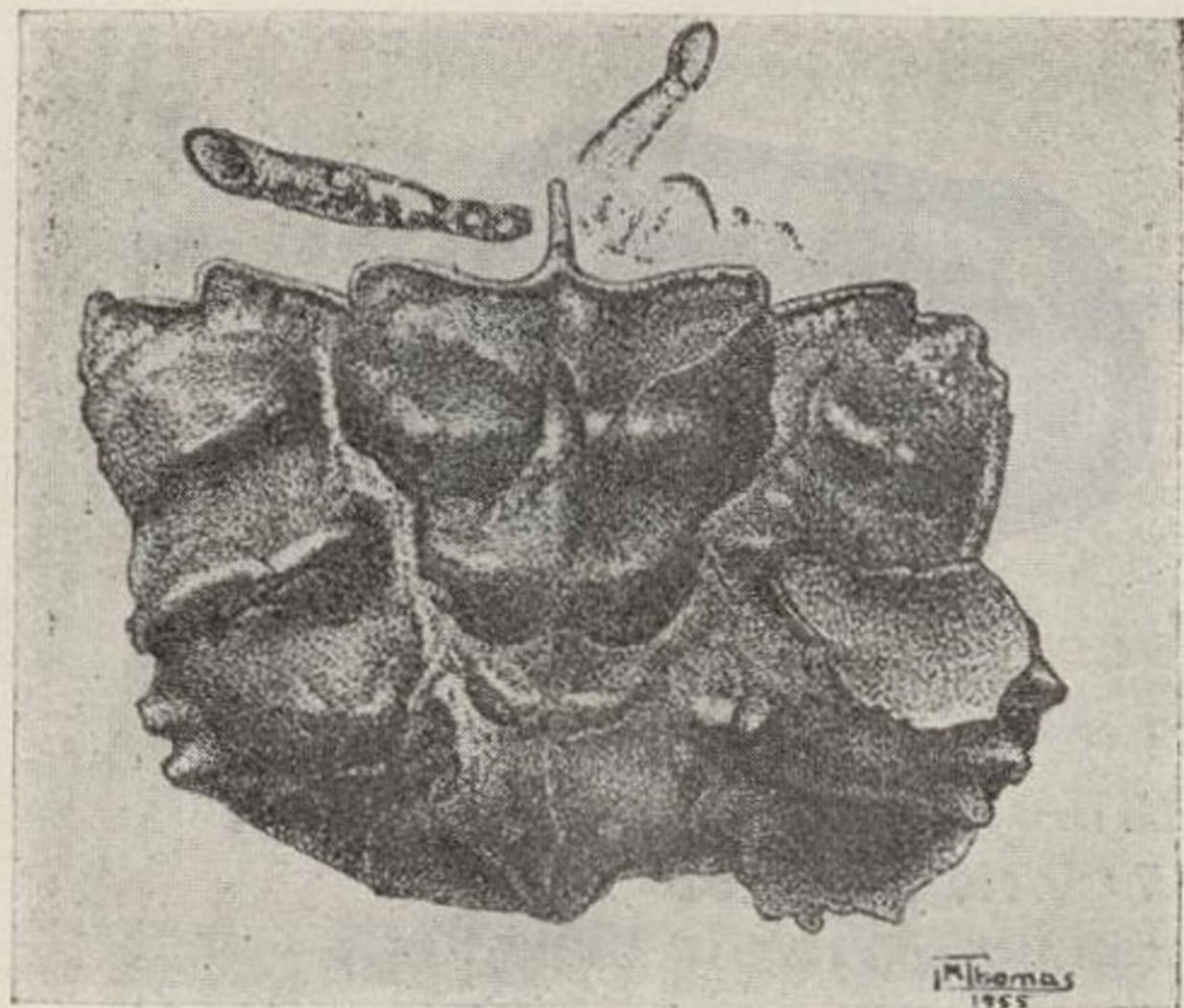


832. *Pagurus Avellanedai* Vía 1952. - Aptiense. Cova de Vidre, Mas de Barberans (Tarragona).

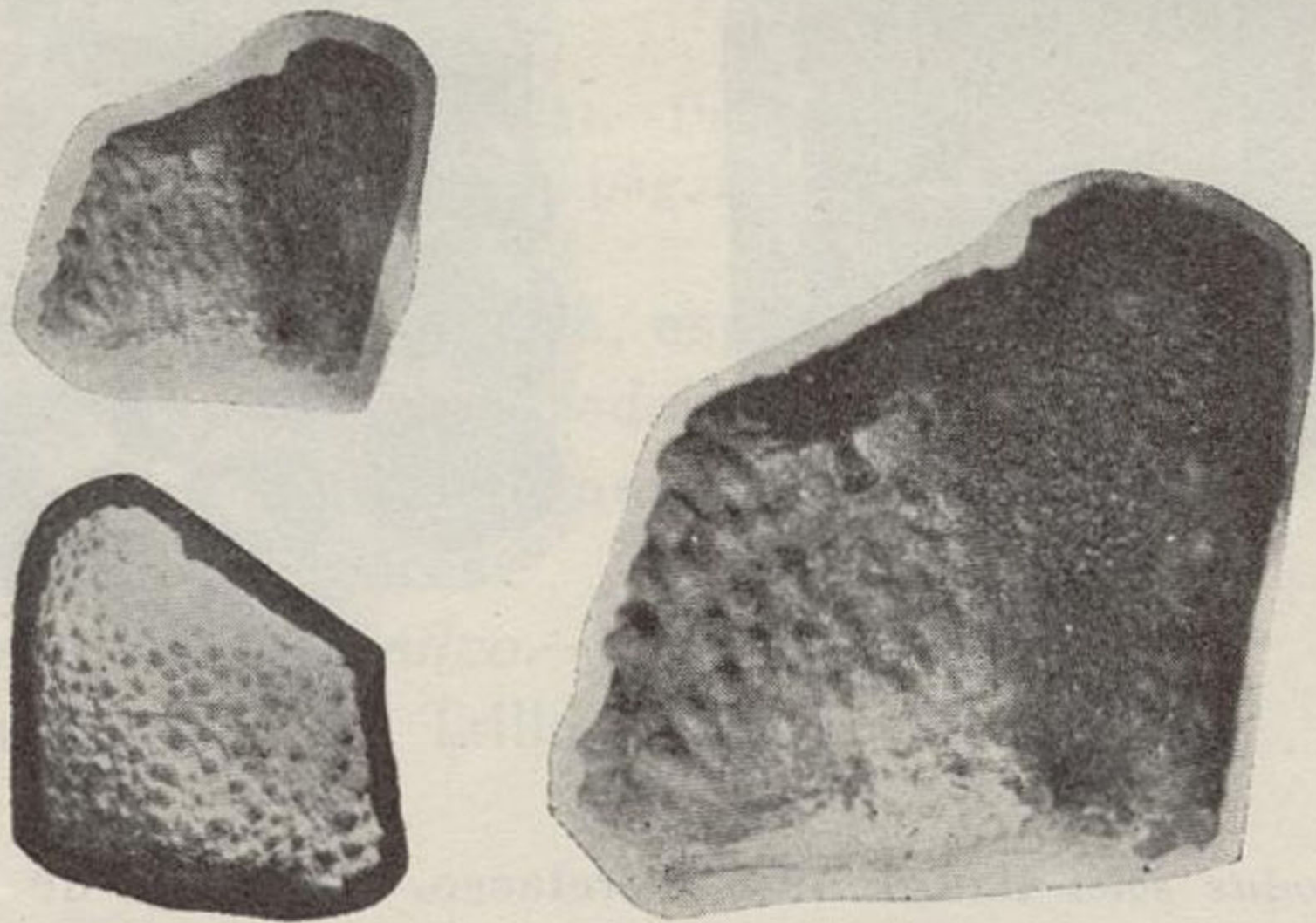
superior forma una doble cresta de tubérculos más agudos y erizados; borde inferior ancho y romo; los tubérculos de la superficie no son todos del mismo tamaño.

Nivel estratigráfico.—Aptiense.

Localidad.—Cova del Vidre, Mas de Barberans (Tarragona).



764. *Cancrinoxantho pyrenaicus* van Straelen. 1934. - Campaniense.
Valle del Segre, Orgañá (Lérida).



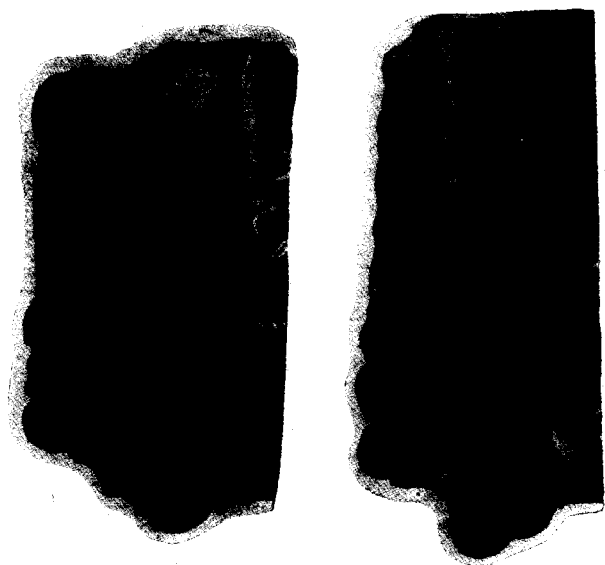
832. *Pagurus Avellanedaï* Vía 1952. - Aptiense. Cova de Vidre, Mas de Barberans (Tarragona).

VERTEBRATA
PISCES

833.—*Coelodus solei* Bauzá. 1948.

J. Bauzá Rullán.: Contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de Cataluña.—*Estudios Geológicos*, n.º 8, pág. 241, fig. 1-2. Madrid, 1948.

Dientes centrales alargados transversamente, borde anterior redondeado; dientes anteriores triangulares; ova-



833. *Coelodus solei* Bauzá. 1948.—Cretáceo. Torroella de Montgrí (Gerona); aumentado.

lados los últimos; dientes centrales con una depresión, a cada lado de la fila central de dientes existen otras dos filas; de ellos los anteriores ovales, los posteriores tienden a la forma triangular. La placa vomeriana tiene 6 cm. de largo por 4 cm. de ancho.

Nivel estratigráfico.—Cretáceo.

Localidad.—Coll de Garrigás Torroella de Montgrí (Gerona).

835.—*Trachyaspis turbulensis* Bergounioux. 1957.

Bergounioux, Fr.: *Trachyaspis turbulensis* nov. sp. Tortue paludine nouvelle de la province de Teruel.—*Estudios Geológicos*, n.º 35-36, pág. 279, fig. 1, lám. 41-42. Madrid, 1957.

Forma de talla mediana, carapacho fuerte y lateralmente curvado; escudos vertebrales alargados y estrechos; piezas neurales probablemente en número de 7. Un entoplastron redondeado; algunos escudos inframarginales penetran profundamente en los hipoplastrones; ornamentación de la piel formada por puntuaciones regularmente juxtapuestas.

Localidad.—Gargallo (Teruel).

641.—*Auricula Trillae* Vidal. 1921.

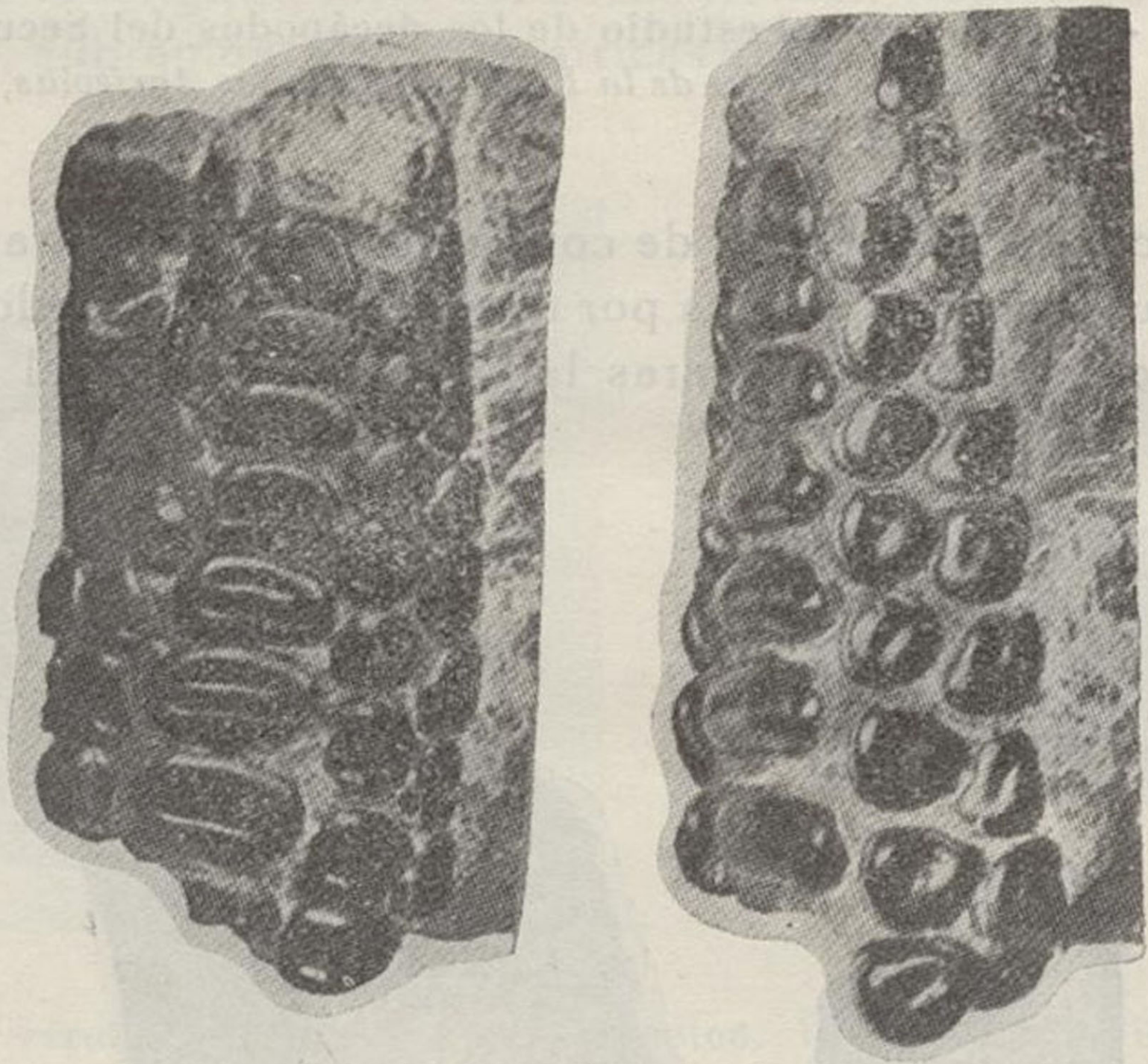
1921. *Auricula Trillae* Vidal.—Vidal, L. M.: Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña.—*Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, 3.ª época, vol. 17, pág. 104, lámina 7, figuras 12-13.

1930. *Auricula Trillae* Vidal.—Dalloni, M.: Étude géologique des Pyrénées catalanes, pág. 210.

Concha oval, oblonga, espira muy corta, aguda, última vuelta muy grande, redondeada en la base; boca longitudinal, labro cortante, lado columelar provisto de cuatro pliegues decrecientes.

Nivel estratigráfico.—Garumniense.

Localidad.—C. Trilla, Carbonils (Gerona).



833. *Coelodus solei* Bauzá. 1948. —Cretáceo. Torroella de Montgrí (Gerona); aumentado.

BIBLIOGRAFÍA

- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1946): Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch cretácico y nummulítico de Guipúzcoa.—*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, n.º 15. Madrid.
- COLOM, G. (1957): Notas sobre foraminíferos fósiles.—*Estudios geológicos*, n.º 33. Madrid.
- (1946): Nota paleontológica sobre unos microforaminíferos del Senoniense de Navarra.—*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, n.º 16. Madrid.
- (1952): Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España.—*Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, t. 64. Madrid.
- CIRY, R. - RAT, P. (1951): Un foraminifère nouveau du Crétacé supérieur de la Navarre espagnole.—*Bulletin Scientifique de Bourgogne*, t. XIII. Dijon.
- (1953): Description d'un nouveau genre de foraminifère *Simplorbitolina Manasi* nov. gen. nov. sp.—*Bulletin Scientifique de Bourgogne*, t. XIV. Dijon.
- COLOM, G.: Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotricha.—*Journal of Paleontology*, vol. 22.
- (1956): Lito-facies y micropaleontología de las formaciones jurásico-neocomienses de la Sierra de Ricote (Murcia).—*Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, t. 67. Madrid.

- HUPE, P. - ALLOITEAU, J. (1947): Polypiers du Gargasien aragonais.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. VI. Barcelona.
- MALLADA, L. (1892): Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España.—*Bol. Comisión del Mapa Geológico de España*, t. XVIII. Madrid.
- BATALLER, J. R. (1956): La paleontología y Luis Mariano Vidal.—*Bol. Instituto Geológico y Minero de España*, t. 67. Madrid.
- (1954): El Dr. D. Eduardo H. Pacheco y la Paleontología.—*Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, tomo homenaje. Madrid.
- MICHELIN, H. (1846): Iconographie zoophytologique.—Paris.
- ALLOITEAU, J. (1941): Revision de la Collection H. Michelin. Polypiers d'Anthozoaires fossiles.—Paris.
- MENÉNDEZ AMOR, J. (1952): Nueva contribución al estudio de los *Aspidiscus* españoles.—*Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, t. 50. Madrid.
- DUPUY DE LÔME, E. - REVILLA, J. DE LA (1956): Dos especies fósiles nuevas de las provincias de Valencia y Alicante.—*Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, n.º 43. Madrid.
- LANDERER, J. J. (1919): Principios de Geología y Paleontología.—3.ª edición. Barcelona.
- ALMERA, J. (1904): Cosmogonía y Geología.—2.ª edición. Barcelona.
- VILASECA, S. (1919): Especies dedicadas al Dr. Almera.—*Butlletí de l'Institut Catalana de Historia Natural*, vol. 19. Barcelona.
- BATALLER, J. R. (1945): El Dr. Jaime Almera Comas.—*Publicaciones del Instituto Geológico*, vol. VII. Barcelona.
- ORBIGNY, A. (1850): Prodrôme de Paleontologie stratigraphique universelle.—Tome II Paris.

- DELPEY, G. (1938): Affinités du genre *Calliomphalus* Cossmann.—*Bull. Société Géologique de France*, 5.ª série, t. VIII. Paris.
- MENÉNDEZ AMOR, J. (1954): Una *Purpuroidea* del Aptiense de la provincia de Castellón.—*Real Soc. Esp. Hist. Natural*, vol. Homenaje H. Pacheco. Madrid.
- BATALLER, J. R. (1954): Los engonocerátidos en España. Dr. D. Francisco Pardillo Vaquer. Homenaje póstumo.—*Universidad de Barcelona. Facultad de Ciencias*. Barcelona.
- COLLIGNON, M. (1949): Un ammonite nouvelle du Cenomanien d'Espagne.—Appendice paleontologique in R. Ciry-J. Mendizábal: Contribution a l'étude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale.—*Annales Hebert et Haug*. Volumen VII. Paris.
- ASTRE, G. (1956): Sur des variations de Terebratelles maestrichtiennes du Haut Bergadá.—*Bull. Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, t. 91. Toulouse.
- GREKOFF, N. - DERGO, G. (1957): Algunos ostrácodos del Cretácico medio del Norte de España.—*Estudios geológicos*, n.º 31-32. Madrid.
- VAN STRAELBN, V. (1934): Contribution a l'étude des Crustacés décapodes de la Catalogne.—*Ass. Etud. Géol. Méditerranée occidentale*, vol. III. Barcelona.
- VÍA, L. (1952): Contribución al estudio de los decápodos del secundario de España.—*Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. X. Barcelona.
- BAUZÁ RULLÁN, J. (1948): Contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de Cataluña.—*Estudios geológicos*, n.º 8. Madrid.

**Observations géologiques sur
les Alpujarrides occidentales**

par

J.-P. Copponex

AVANT-PROPOS

C'est la lecture déjà ancienne de l'admirable synthèse de M. le Professeur Paul Fallot sur les Cordillères bétiques (30) qui a suscité mon intérêt pour les régions dont il va être question.

Grâce à l'appui de mes professeurs, en particulier de M. le Professeur Edouard Parejas, alors doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Genève, j'ai obtenu en octobre 1955 une bourse d'étude offerte par le «Consejo Superior de Investigaciones Científicas» espagnol, ce qui m'a permis de mener à bien la tâche que je m'étais proposée, soit une étude sur les Alpujarrides occidentales. Cette étude a été entreprise sous la direction de M. le Professeur Ed. Parejas que je remercie vivement pour tout ce qu'il a fait pour moi pendant mon travail, et pour m'avoir accompagné pendant quelques jours sur le terrain, en avril 1957.

Pour l'étude pétrographique, que je n'ai pas poussée, M. le Professeur M. Gysin a été le meilleur des conseillers.

En août 1956, M. le Professeur P. Fallot me rendit visite sur le terrain lors d'une tournée passionnante dans le Bétique dont il est, comme chacun sait, le grand connaisseur. Son assistant, M. le Dr. M. Durand Delga, a bien voulu me déterminer certains Foraminifères du Flysch d'Alcaucin.

M. le Dr. J. M. Fontboté, professeur de géologie à Grenade, m'a constamment soutenu de son aide efficace; ses visites et sa connaissance poussée des Alpes et des Pyrénées me furent précieuses. De plus, il m'a partiellement traduit les auteurs hollandais qui me restaient obscurs; enfin, il mit son laboratoire de l'Université de Grenade à mon entière disposition.

M. le Professeur L. Solé Sabarís, de Barcelone, m'ouvrit les portes de sa riche bibliothèque.

F. Fernex, Ing.-Géologue, m'a accompagné un mois sur le terrain; ses remarques pertinentes m'ont été très utiles, de même que ses observations inédites sur la région de Lorca (Alpujarrides orientales).

Comme chacun sait, dans une thèse, l'apport des camarades de laboratoire est notable. Je pense surtout à mon ami A. Perrenoud, auquel je dois de nombreuses remarques et suggestions intéressantes. J'ai bénéficié aussi des critiques du Padre E. de Aguirre, de Grenade, et de R. Murat, Dr. ès Sc.

Sur le terrain, l'accueil si merveilleusement spontané et désintéressé des indigènes m'a beaucoup facilité le travail; je remercie surtout doña M. González, d'Almuñecar.

Pour l'impression du texte et des cartes, j'ai été comblé par la grande générosité espagnole. L'Instituto Geológico y Minero de España me fit l'honneur d'accepter mon étude dans le cadre de ses travaux, après intervention de MM. les Professeurs J. M. Fontboté et J. M. Ríos, que je remercie très vivement.

En résumé, que tous ceux qui m'ont aidé d'une façon ou d'une autre, soient assurés de ma profonde reconnaissance.

Première partie

INTRODUCTION

1. Situation géographique

La région étudiée au 1:50.000 est située de part et d'autre de la limite entre les provinces de Grenade et de Malaga, à l'ouest des Alpujarras ¹⁾. Elle correspond à la feuille Motril (No. 1055) et à la moitié sud de la feuille Durcal (No. 1041), au 1:50.000, de l'Instituto Geográfico Catastral. La Sierra Almajara ²⁾, sauvage et belle, en forme le trait orographique majeur; essentiellement formée de Trias calcaréo-dolomitique, elle est séparée de la mer par une série de collines schisteuses paleozoïques. Au nord de la Sierra, à 1.300 m. d'altitude environ, s'étend un grand plateau planté de pins, presque inhabité, et entaillé dans sa partie ouest par des affluents du río Cacin.

En colligeant les cartes des prédécesseurs et les mi-

1) Il faut distinguer entre les Alpujarrides, unité géologique étendue sur près de 300 Km. entre Murcie et Malaga, et les Alpujarras, entité géographique d'extension bien plus réduite (c'est dans ces Alpujarras, au sud de la Sierra Nevada, que se réfugièrent les derniers Maures en Espagne, vers 1.600).

2) Le terme de Sierra Almajara ne représente pas sur toutes les cartes la même entité géographique. Les indigènes appellent Sierra Almajara toute la chaîne montagneuse comprise entre Piedra Sillada à l'ouest et Entresierras à l'est, chaîne culminant à 1.834 m. à la Navachica, limite des provinces de Grenade et de Malaga. J'utiliserai leur définition.

ennes, j'ai dressé aussi une carte géologique des Alpujarrides occidentales, au 1:200.000, qui occupe une bande côtière de 30 Km. de large entre la transversale d'Albuñol (prov. Grenade) et celle de Benamargosa (prov. Malaga) 100 Km. à l'ouest.

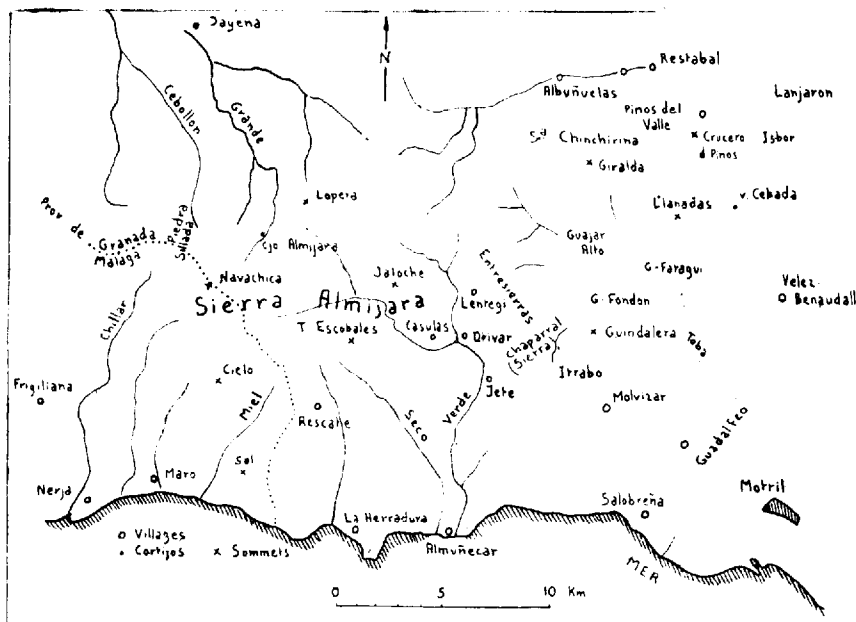


Fig. 1. — Croquis hydrographique de la région étudiée au 1 : 50.000^e, avec les principaux lieux cités dans le texte.

2. Situation géologique

On sait que les Cordillères bétiques se divisent en 3 vastes zones longitudinales (fig. 2):

1) Une zone externe, septentrionale, formée de terrains autochtones, plissés ou localement écaillés: Le Prébétique.

2) Le Prébétique disparaît sous le front chevauchant d'un complexe différent composé d'une série stratigraphique allant d'un Trias à faciès germano-andalou au Crétacé sup. C'est le Subbétique.

3) La zone subbétique est à son tour chevauchée par un complexe caractérisé par du Paléozoïque et du Trias à faciès alpin. C'est le Bétique proprement dit, à son tour subdivisé en plusieurs complexes.

Subdivision du Bétique

Le Bétique proprement dit comprend 3 grands ensembles.

Le plus profond apparaît dans la fenêtre anticlinale de la Sierra Nevada, cernée d'une zone triturée d'âge douteux, la Mischungszone, et surgissant au milieu du 2^{ème}

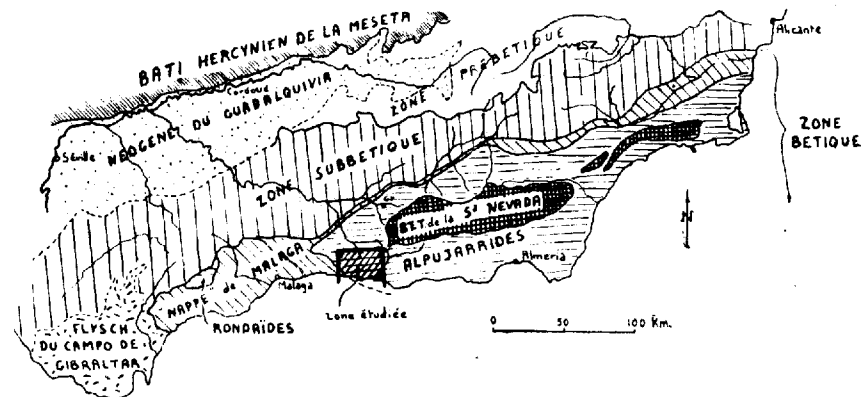


Fig. 2. — Encadrement géologique de la zone étudiée, d'après une carte de P. Fallot (30).

ensemble formé de une, deux, ou trois nappes selon les auteurs: Les Alpujarrides.

Les Alpujarrides s'ennoient à l'est et à l'ouest sous la 3^{ème} grande unité du Bétique, un complexe essentiellement paléozoïque appelé «nappe de Malaga».

L'étude ci-dessous est consacrée à la terminaison ouest des Alpujarrides, à l'exception de la Sierra Tejeda qui a déjà fait l'objet de travaux de van Dedem (23) et M. Blumenthal (15).

3. Morphologie

Le relief est tout différent selon que l'on se trouve dans les régions schisteuses paléozoïques ou calcaires triasiques. Les calcaires déterminent un relief accidenté, alors que l'érosion des schistes laisse un relief tout en courbes

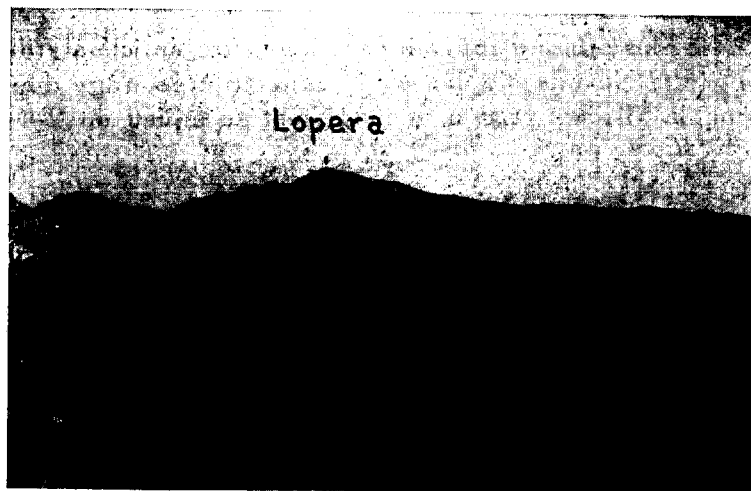


Fig. 3. - Paysage dolomitique. La Lopera va du Jaloche. C'est dans ces dolomies, probablement noriennes, que l'on rencontre quelques rares gisements de Megalodons,

Liste des termes laissés en espagnol dans le texte et sur les cartes:

A. = arroyo	ruisseau
Bco. = barranco	ravin
Co. = camino	chemin
cerro	colline, sommet
Cjo. = cortijo	maison de campagne
fuelle	fontaine
loma	coteau, hauteurs
nacimiento	source
Rbla. = rambla	ravin important
río	rivière, fleuve
sierra	chaîne de montagnes
vega	plaine alluviale fertile
V. = venta	auberge

et en collines. Le contraste est d'une netteté qui se voit rarement ailleurs dans les Alpes.

Sur la côte, dont a parlé J. Sermet (48), des dolomies triasiques beaucoup plus dures que les schistes occupent les caps, à l'exception du Peñón del Santo, qui, d'ailleurs, peut être l'héritage d'un ancien revêtement dolomitique. Les plages, allongées en courbes harmonieuses par un courant côtier ouest-est, se développent exclusivement à partir des schistes alors que les dolomies présentent des falaises parfois imposantes (au Cerro Gordo: 210 m.). Mais l'affaissement relatif actuel de la Méditerranée estompe le contraste et laisse des falaises aussi dans les schistes parfois, et dans le cône de déjection pliocène de Nerja (falaise de 60 m.). Les preuves d'émersion ne manquent pas; l'érosion à déjà passablement abimé les plateformes d'abrasion soulevées dont on ne voit des lambeaux que sur le flanc est du Cerro Gordo; mais les terrasses récentes et le tracé peu hésitant des cours d'eau prouvent l'émersion actuelle.

Dans la Sierra Almirajara la ligne de partage des eaux du bassin méditerranéen au sud, et du bassin molassique de Grenade, au nord, sépare 2 versants très asymétriques. Au sud de cette ligne, les vallées sont encaissées, les reliefs accusés. Au nord, c'est une pénéplaine; le niveau de base, la véga molassique, est à quelque 600 m. d'altitude. Le contraste est des plus frappants depuis le sommet du Lopera. Dans la région est, les affluents sont tributaires du Guadalfeo et leur niveau de base est compris entre 200 et 500 m.

4. Historique

La région qui nous occupe a été depuis longtemps parcourue par les géologues mais, à l'exception de M. Blumenthal (15), aucun n'a dressé une carte à échelle inférieure au 1 : 400.000^e.

Sans remonter trop loin dans le temps, il faut citer Gonzalo y Tarín qui, en 1881, a donné une description de la province de Grenade (37).

En 1889, la «Mission d'Andalousie», envoyée de Paris

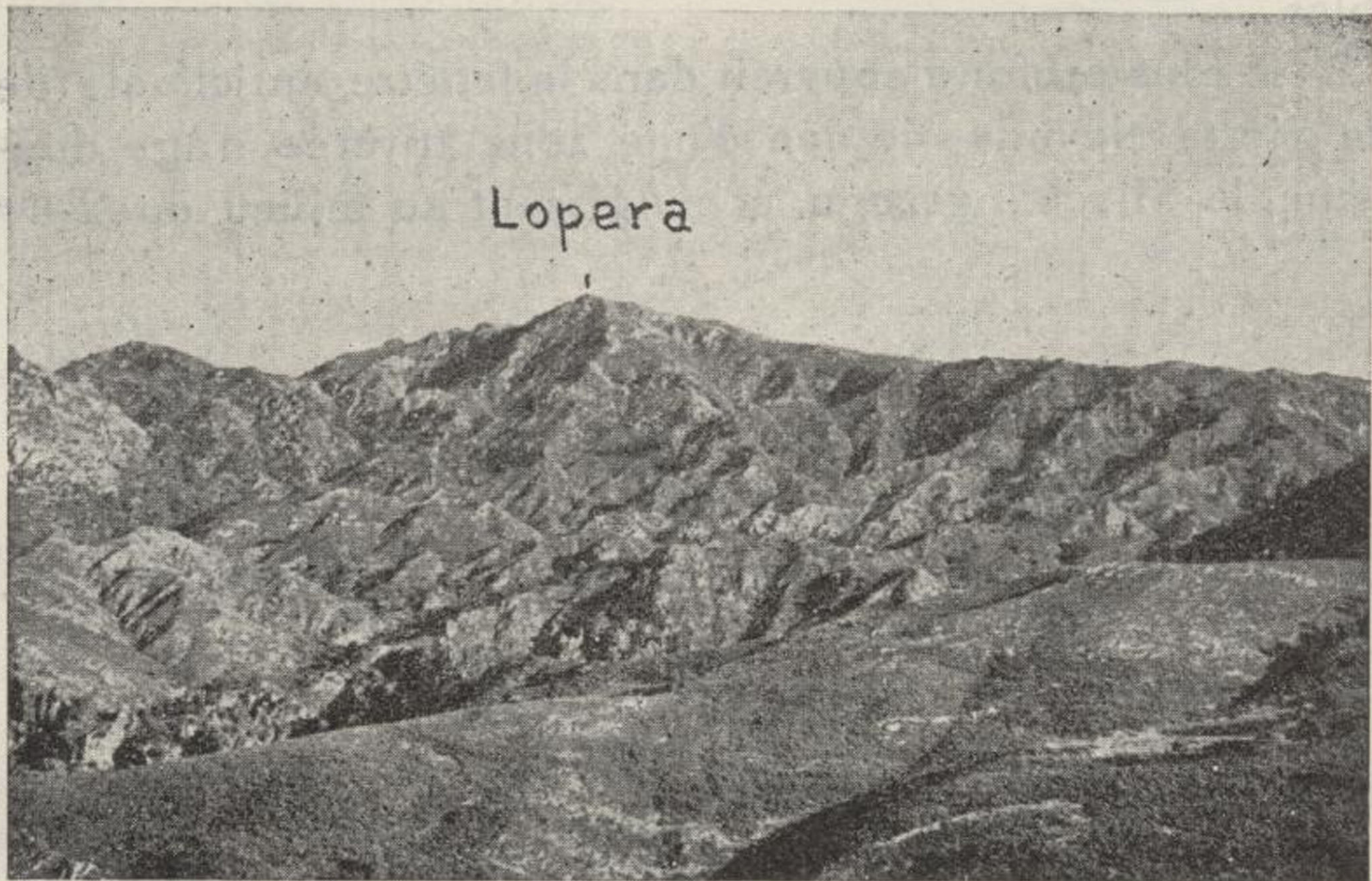


Fig. 3. - Paysage dolomitique. La Lopera va du Jaloche. C'est dans ces dolomies, probablement noriennes, que l'on rencontre quelques rares gisements de Megalodons,

pour étudier le violent tremblement de terre de 1884, publiait un important mémoire signé par M. Bertrand, W. Kilian, A. Michel Lévy, J. Bergeron, Ch. Barrois et A. Offret et dans lequel Barrois et Offret s'occupaient de notre terrain. Une carte au 1 : 400 000^{ème} accompagne ce mémoire (8).

En 1902, L. Mallada publiait sur le terrain silurien d'Espagne et consacrait quelques lignes à notre région (41, p. 241).

Enfin, en 1922, D. Orueta donnait une excellente description pétrographique de la Sierra Almijara et des environs et accompagnait son travail d'une esquisse géologique au 1 : 400.000^{ème}. Mais sa méconnaissance de la tectonique rend sa série stratigraphique fantaisiste (43).

Les études relativement détaillées ne commencèrent qu'avec M. Blumenthal qui, de 1927 à 1935, égrena sur les chaînes bétiques une série de travaux dont le plus intéressant pour nous est consacré en partie aux Alpujarrides occidentales (15).

Les élèves hollandais du Professeur H. A. Brouwer, de Delft, en particulier K. W. van Bemmelen et J. Westerveld, se sont occupés de la Sierra Nevada et des nappes alpujarrides à l'est du río Guadalfeo, c'est à dire à l'est du terrain étudié dans ce travail (7, 9, 56, 57).

Parmi les essais d'interprétation tectonique des Alpujarrides en général, les plus importants sont ceux des hollandais (7, 9, 19, 56), de R. Staub (53), de M. Blumenthal (15) et de P. Fallot (30).

5. Conclusions des prédécesseurs

a. Conception de l'école hollandaise

Les auteurs hollandais divisent l'ensemble alpujarride en 3 nappes superposées (fig. 4). La plus inférieure, dite de Lujar, apparaît dans la célèbre fenêtre d'Albuñol, sous les schistes paléozoïques de la nappe médiane, dite de Lanjaron ou de Gador, et qui serait de beaucoup la plus étendue des 3 nappes (9, 19, 56).

La nappe de Lujar réapparaîtrait en fenêtre anticlinale également au nord-est de Motril, en formant l'Escalate notamment. Le substratum de cette nappe de Lujar n'est pas connu. C'est à cause de l'hétéropisme de facies entre son Trias calcaire, de type alpin, et le «Trias» gypseux et schisteux de la *Mischungszone* que cette nappe fut considérée comme charriée. Si la série de Lujar était autochtone, le passage de facies d'un Trias à l'autre se ferait en moins de 2 km., ce qui fut considéré comme improbable et qui justifie l'hypothèse d'une nappe de Lujar.

C'est par la nappe de Lanjaron que se ferait la superposition des séries alpujarrides sur la Sierra Nevada, par l'intermédiaire de la *Mischungszone*.

Au dessus de la nappe de Lanjaron, une nouvelle unité fut admise, notamment dans la Sierra de las Guajaras, la nappe de Guajar (fig. 4).

En 1933, A. H. Banting a apporté une variante à l'interprétation de ses collègues en remplaçant les nappes de Lujar et de Lanjaron-Gador par un pli-nappe de Lujar-Gador (6).

Selon les auteurs hollandais, le territoire que j'étudie ici ¹⁾ devrait appartenir à la nappe de Lanjaron-Gador disparaissant périclinalement à l'ouest sous le Paléozoïque de la nappe de Malaga. Dans la Sierra Almijara, on devrait rencontrer selon eux, la nappe de Guajar, au dessus de celle de Lanjaron-Gador.

1) Pour la cartographie, j'ai utilisé un fond topographique paru postérieurement aux publications hollandaises. Les cartes au 1 : 50.000 (feuille Durcal, parue en 1931, et feuille Motril, parue en 1940) ont été levées par des moyens tachéométriques; elles n'ont pas la précision des cartes photogrammétriques mais se sont révélées en général satisfaisantes. Sur quelques kilomètres carrés, des imprécisions m'ont cependant gêné, au nord de Molvizar par exemple où une colline quelque peu fantaisiste est dessinée.

J'ai utilisé aussi les feuilles Grenade et Malaga, au 1 : 200.000^e, publiée en 1935 par l'Instituto Geográfico, et qui n'ont pas la précision des nouvelles cartes militaires à la même échelle, parues en décembre 1956 et que je n'ai pas pu obtenir à temps.

b) Hypothèse de M. Blumenthal

Dans son travail de 1927, M. Blumenthal considère que les calcaires de la côte (affleurements isolés, Cerro Gordo, etc.) sont la racine de la nappe de Lanjaron que l'on retrouve au nord formant la Sierra de Chapparal. La zone gneissique côtière représente alors la base de cette nappe. Le massif de Llanadas appartient au dos de la nappe de Guajar dont le coeur est formé par la zone gneissique situé entre le Llanadas et la Sierra de Chapparal.

En 1935, M. Blumenthal qui avait déjà publié de fructueux travaux sur les cordillères bétiques, s'arrête sur une partie de la région étudiée ici et en donne 3 esquisses tectoniques au 1 : 100.000^e et, surtout, suggère qu'il n'y a pas empilement de nappes comme l'admettent les hollandais et R. Staub, mais au contraire charriage épiglyptique (= Reliefüberschiebung) d'une nappe schisto-gneissique sur le Trias calcaréo-dolomitique considéré comme autochtone ou parautochtone.

La position des klippes schisteuses et gneissiques sensées venir de la côte ne peut s'expliquer, en effet, que par leur charriage sur un relief préexistant et fortement accidenté. Ainsi, le Paléozoïque, plutôt plastique, se serait insinué dans les dépressions pour les combler et aurait contourné certains reliefs qui émergeraient actuellement comme des îlots.

La position de ces klippes semble, à première vue, indépendante du relief actuel. On en trouve en effet au fond des vallées (Guajar Alto) comme près des sommets (Guindalera, Entresierras).

Selon M. Blumenthal, on a donc là ce que O. Ampferer a décrit jadis sous le nom de «Reliefüberschiebung» et que P. Fallot a traduit par «charriage épiglyptique».

c) Hypothèse de J. Sermet

La carte de la thèse de J. Westerweld se termine à Gualches à l'ouest. La région située entre Gualches et Motril n'a encore fait l'objet d'aucune publication à une échelle inférieure au 1 : 400.000^e.

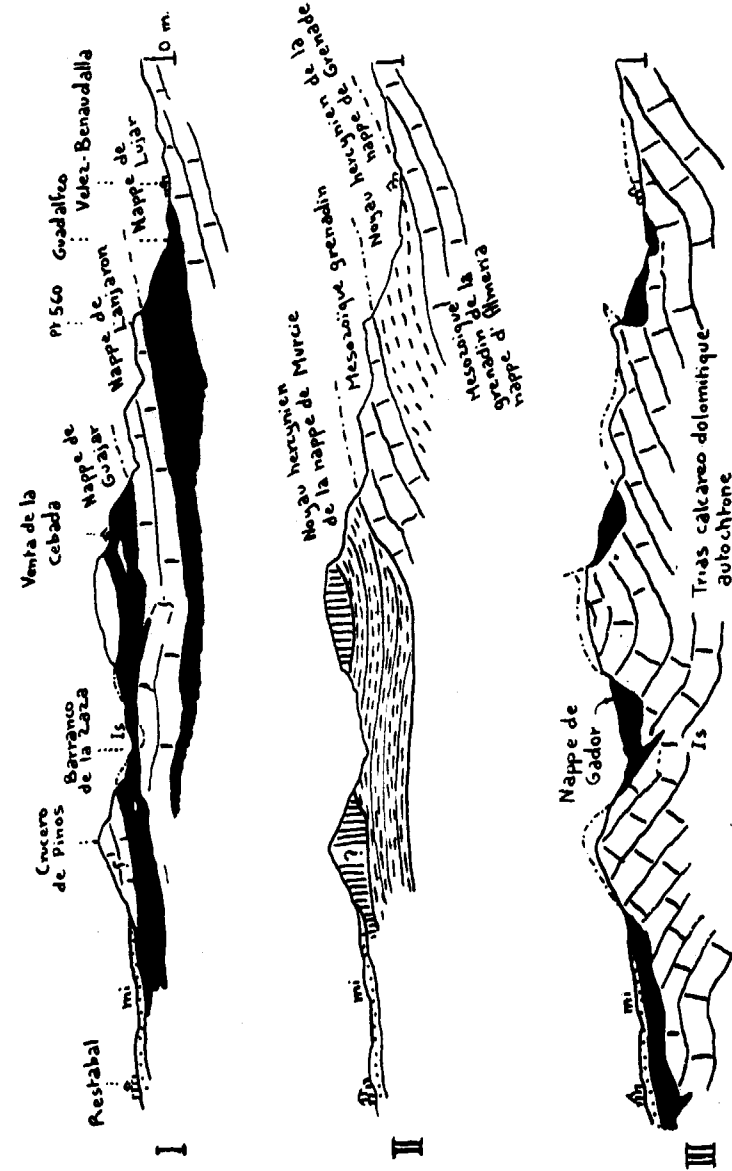


Fig. 4.—Profils au 1 : 100.000 montrant les différentes interprétations tectoniques de l'extrémité N.-E. de la sierra de las Guajaras.

I, Empilement de 3 nappes. Ecole de H. A. Brouwer (Hollande 1928-1933). II, R. Staub (1934). III, Charriage épiglyptique de la nappe de Gador sur un soubassement triasique parautochtone ou autochtone. M. Blumenthal (1935).

J. Sermet a parcouru la région mais n'en donne aucune carte. Ce géographe ultra-autochtoniste émet une interprétation intéressante mais très personnelle de cette zone, formant partie de la Sierra Contraviesa (46). Il constate que le Trias (alias série calcaréo-dolomitique) épouse parfaitement les ondulations de la «surface d'érosion pré-triasique» du substratum paleozoïque (alias phyllites et série plus profonde) sur laquelle il repose. La couverture calcaréo-dolomitique reposerait donc en discordance sur la «surface d'érosion pré-triasique» qu'elle aurait fossilisée. On verra que la «surface d'érosion pré-triasique» est, en réalité, la surface de contact entre la série phylliteuse et sa couverture calcaréo-dolomitique triasique, décollée comme il est normal entre 2 séries à caractéristiques mécaniques si différentes.

J. Sermet admet que «Trias» et «Paléozoïque» ont été plissés ensemble en un anticlinal est-ouest à ondulations transverses nord-sud. Ce que j'ai vu de la Sierra Contraviesa, dans sa partie ouest, correspondait à une couverture calcaire triasique décollée sur les phyllites de base, comme au Cerro Gordo de Motril. Il est possible que la série soit normale dans toute la Sierra Contraviesa mais l'autochtonie ne saurait alors être que locale et l'interprétation du contact calcaires-phyllites doit être différente de celle de J. Sermet.

D'ailleurs le Professeur P. Fallot a montré par la paléogéographie que l'autochtonie des alpujarrides était insoutenable (30).

J. Sermet a noté encore que les accidents transverses nord-sud de l'anticlinal de la Contraviesa se retrouvent dans le synclinal des Alpujarras au nord. Il y a là une tectonique transversale que je n'ai pas pu mettre en évidence sur le territoire étudié.

d) Conception de R. Staub

Le Professeur R. Staub interprète la région encore différemment (53). Mais il est assez naturel que les conceptions oscillent autour d'une position d'équilibre avant

d'atteindre leur forme définitive. Les Alpujarrides occidentales offrent un bel exemple à ajouter à ceux du fameux, système thèse-antithèse-synthèse de Hegel ! Pour R. Staub on a à faire à la nappe de Grenade, séparée du cristallin de Sierra Nevada par une zone de stratigraphie douteuse, la *Mischungszone*, homologue des schistes lustrés du Pennique.

Cette nappe de Grenade comprendrait à sa base une digitation appelée nappe d'Almeria. Au dessus de la nappe de Grenade apparaîtrait la nappe de Murcie qui serait à peu près l'équivalent de la nappe de Guajar des auteurs hollandais.

On voit donc que l'interprétation de cette région diffère avec chaque auteur. Seule une étude détaillée de la stratigraphie et de la tectonique du Trias local pouvait donner une solution objective du problème. C'est ce que je me suis proposé de faire dans ce travail. L'existence de la magnifique synthèse du Prof. P. Fallot sur les Cordillères bétiques me dispense, je crois, de m'étendre sur les généralités concernant les Alpujarrides occidentales et, après un bref résumé stratigraphique, j'entrerai directement dans le vif du sujet, c'est à dire dans la description et l'interprétation régionales.

Deuxième partie

ESTRATIGRAPHIE

«Au reste, la fine tectonique, qui conduit parfois, je n'ai pas à dire comment, à faire de bonne stratigraphie sans fossiles, sait aussi découper dans la durée, sans dépôts datables, des phases dont on connaît au moins l'ordre de succession».

E. ARGAND

(La tectonique de l'Asie, p. 225)

Introduction

Les Alpujarrides sont formées de terrains paléozoïques et triasiques dont les rapports tectoniques réciproques sont loin d'être élucidés. Les auteurs précédents, déroutés par la complexité des accidents tectoniques, se sont contentés de subdiviser le Trias alpin des Alpujarrides en 2 complexes: Le massif calcaréo-dolomitique au sommet et une zone phylliteuse, supposée partiellement werfénienne à la base.

Tout récemment, les professeurs P. Fallot et L. Solé Sabarís (33) ont pu distinguer dans la Sierra de Baza, alpujarride, au nord de Sierra Nevada, le Norien, le Ladinien et l'Anisien, grâce à quelques rares algues calcaires.

Sur les cartes, j'ai subdivisé le Paléozoïque en Paléozoïque récent et Paléozoïque ancien; cette subdivision est arbitraire mais, par homologie avec les facies du Rif (32),

elle doit correspondre à peu près à une subdivision en Paléozoïque post et anté-Gothlandien.

I. Paléozoïque

a) Gneiss d'Almuñecar et schistes cristallins

Les schistes cristallins forment une grande région de collines entre Almuñecar et Motril. Ils sont semblables à ceux qui sont bien développés, à l'ouest entre Nerja et Torre del Mar, où Blumenthal les met dans sa nappe de Malaga, et à l'est entre Gualches et Adra où Westerweld les incorpore à sa nappe de Lanjaron.

Ce sont des schistes micacés à andalousite, staurotide, tourmaline ou grenats, des quartzites et des gneiss micacés à plis ptygmatisés. D. Orueta les a déjà décrits et en a étudié de nombreuses coupes minces. Je ne ferai que corriger sa série stratigraphique qui est la suivante:

amphibolites ou gneiss amphiboliques
 quartzites à épidote
 micaschistes à grenats
 micaschistes à chloritoïde
 calcaires dolomitiques et dolomies à pyroxène
 calcaires dolomitiques
 micaschistes à andalousite et staurotide
 micaschistes
 micaschistes feldspathiques
 gneiss micacés
 gneiss glandulaires

Cette série est inexacte car l'auteur a échantillonné sur des séries renversées ou charriées. Il faut la rectifier de la façon suivante, en respectant si possible les termes ci-dessus:

calcaires dolomitiques et dolomies triasiques
 calcaires dolomitiques et dolomies à pyroxène (et à trémolite)
 micaschistes à chloritoïde (=phyllites)

quartzites à épidote et micaschistes divers (=quartzites de la Mona, schistes de Jete et du Velilla) micaschistes à andalousite, staurotide et grenats, alternant avec gneiss micacés et ocellés (=gneiss d'Almuñecar).

Cette succession corrigée, les excellentes descriptions pétrographiques de D. Orueta conservent toute leur valeur. Pour aller au plus pressé, dans la Sierra Almirajara, il s'agissait ensuite moins de pousser l'analyse pétrographique que de concentrer les efforts sur la compréhension tectonique qui est difficile. «Ohne Petrographie kein gesicherter geologischer Fortschritt» disait R. Staub. Dans le cas qui nous occupe, je renvoie à Orueta pour une description pétrographique détaillée.

Les gneiss, que j'appellerai après Blumenthal «gneiss d'Almuñecar» et les schistes cristallins avec lesquels ils alternent, dérivent vraisemblablement d'une série compréhensive originellement grésoschisteuse, non datée mais probablement anté-gothlandienne (voir p. 33). Ces roches sont des ectinites normales de la séquence aluminieuse¹⁾, à la limite entre les micaschistes inférieurs et gneiss supérieurs (zones Y¹ et Z² de la classification de Jung et Roques).

L'augmentation des éléments blancs, du quartz surtout, donne des roches leucocrates, de structure granoblastique à lépidoblastique grenue, que j'ai essayé d'individualiser sur la carte. Ce sont des passées ou plutôt des lentilles, éparses dans la série schiste-gneissique. Le bouleversement de cette série est tel qu'il est illusoire de vouloir en donner une épaisseur correcte, mais il est certain que l'ensemble, qui est si bien développé entre Almuñecar et Motril, fait plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

1) Comme chacun sait, les termes de structure, texture, séquence, ainsi que d'autres relatifs aux roches cristallophylliennes ont été employés dans des sens divers par les différents auteurs. Dans le texte qui suit, ils correspondent aux définitions qu'en donnent J. Jung et M. Roques (40).

b) Schistes de Jete

M. Blumenthal a nommé schistes de Jete, du nom du village près duquel ils sont bien développés, l'ensemble complexe schisteux stratigraphiquement sous les phyllites et sur les gneiss d'Almuñecar (15). Ce sont essentiellement des schistes séricitiques et quartzitiques et des quartzites clairs, admettant des passées phylliteuses de plus en plus nombreuses en montant dans la série. Ces schistes admettent aussi des passées de calcaires dolomitiques brun ocre à jaune, qui sont typiques du haut de la série mais qui, pouvant descendre en passées isolées très bas dans la série, ne forment pas de bons niveaux repères. Il existe tous les termes de passage entre les phyllites werféniennes, ces schistes de Jete et les gneiss d'Almuñecar.

Il est probable que, comme les schistes de Casanna du Pennique valaisan, les schistes de Jete sont des paradérivés de roches détritiques argilo-gréseuses du type compréhensif.

Sur les cartes, j'ai placé arbitrairement la limite entre Paléozoïque ancien et Paléozoïque récent entre le groupe des schistes cristallins et gneiss d'Almuñecar et le groupe des schistes de Jete, du Velilla et des quartzites de la Mona (voir p. 21).

Il est une constatation qui gêne l'observation de la continuité stratigraphique entre les schistes de Jete et les gneiss de Almuñecar; c'est que le comportement mécanique des deux unités est totalement différent. Il ne semble pas que ce soit uniquement le résultat de différences de plasticité:

On constate que les schistes de Jete se présentent généralement en grandes séries isoclinales (ex.: Ouest de Velez-Benaudalla, Las Casulas, etc...). Les gneiss d'Almuñecar sont, par contre, totalement désordonnés et, malgré une multitude de mesures, on n'en sort aucune ligne directrice de plissement ¹⁾.

1) La même remarque est à faire entre le Paléozoïque récent de Malaga, généralement calme, isoclinal (entre Benamargosa et la mer

La première idée qui vient pour expliquer cette différence de comportement mécanique est que les gneiss d'Almuñecar, seuls, on subi l'orogénèse hercynienne, ou peut-être même calédonienne ¹⁾, qui les a fortement travaillés. Mais aucune ligne directrice de plissement hercynien ne peut être mise en évidence ni sur le territoire étudié, ni dans toutes les Alpujarrides. De plus, la continuité stratigraphique entre les phyllites et les gneiss d'Almuñecar implique, dans l'hypothèse admise que les phyllites sont partiellement werféniennes, l'absence d'orogénèse hercynienne notable dans les Alpujarrides.

On peut se demander si cette continuité stratigraphique n'est pas qu'apparente et si elle ne résulte pas d'une convergence de facies due au métamorphisme alpin et masquant l'éventuelle discontinuité originelle. Mais E. Argand a montré qu'un matériel mort rejoue à l'orogénèse suivante selon des lignes directrices de plissement différentes. Or, les axes de plissement sont systématiquement les mêmes dans les 2 séries, c'est à dire est-ouest, ce qui ne serait sans doute pas le cas si l'orogénèse hercynienne avait été marquée.

c) Schistes du Velilla

J'ai appelé «schistes du Velilla» un complexe schisteux formant la colline du Velilla à l'est d'Almuñecar. Les schistes du Velilla ont tous les caractères des schistes de Jete et n'en diffèrent que par la présence en abondance de l'épidote. Cette épidote forme parfois des lits de plusieurs cm. d'épaisseur interstratifiés dans les schistes à épidote proprement dits. Sous le microscope, elle est rongée et épigénisée par le quartz. Elle est présente non seulement comme constituant essentiel des schistes, mais encore en remplissage de fissures.

par exemple) et la Paléozoïque ancien de Malaga, toujours profondément bouleversé (entre Velez-Malaga et Nerja par ex.)

1) Notons ici que la phase taconique, de l'orogénèse calédonienne, est importante en Kabylie (24).

d) Quartzites de la Mona

J'ai appelé «quartzites de la Mona» les roches bien développées au nord de la Punta de la Mona et formant les collines entre Almuñecar et le río de la Miel. La série est essentiellement formée de quartzites à épidote et de schistes micacés décrits par Orueta. Ces quartzites de la Mona représentent la séquence arénacée d'une zone d'isométabolisme comprenant les schistes de Jete et ceux de Velilla (voir p. 20). Ces 3 groupes des roches de même âge, sont mal datés; ils sont pris stratigraphiquement entre les schistes cristallins probablement anté-gothlandiens et les phyllites partiellement werféniennes.

Quelques très rares passées calcaires dans les quartzites de la Mona confirment l'analogie de position stratigraphique avec les schistes de Jete qui contiennent aussi des passées calcaires dans le haut de leur série. Notons par exemple, un banc de quelques décimètres d'épaisseur, de calcaire brun-jaune vacuolaire, à 1,0 km. au S. 70° E. du Cerro del Sol et une lentille formant le Pt. 518 (camino del Cerval).

Un changement de faciès des quartzites, visible à l'œil nu, est général pour tout le contact tectonique entre l'échelle dolomitique du Cerro del Sol (voir p. 84) et les quartzites de la Mona. Il marque l'apparition de la biotite en abondance et de petits grenats. A 500 mètres au S.E. de La Herradura, une coupe mince m'a donné également de la sillimanite dans un fond de quartz et d'albite porphyroclastiques. La présence, toute locale, de sillimanite, caractéristique d'une zone de métamorphisme plus profonde, doit s'expliquer par le dynamométamorphisme développé au contact tectonique.

II. Trias

a) Phyllites

Les phyllites sont bien développées à l'est de la transversale Motril-Velez où elles forment un pays des collines très arrondies. Ce sont des roches bleutées, satinées,

écrasées, dont il est difficile d'obtenir une coupe mince; elle sont formées de quartz, de séricite, de chlorite et de quelques minéraux accessoires déjà signalés par la Mission d'Andalousie: chloritoïde, sidérose avec blende et calamine en quantités négligeables. De fortes concentrations de quartz hydrothermal et de chlorite accompagnent ces phyllites qui donnent une terre bleutée, presque inculte, appelée «launas» par les indigènes. Ces phyllites forment entre Motril et Velez une forte série isoclinale de 1,8 kilomètre d'épaisseur apparente, recouverte par une couverture calcaire décollée (Cerro Gordo, Escalate). Il est plus que probable que cette grande épaisseur soit due à de violents replis isoclinaux (Pl. I. profil 1) dont les charnières m'ont échappé.

Au sud du Jaloche et près d'Itrabo, les phyllites ont perdu en partie leur caractère satiné, savonneux, et se rapprochent pétrographiquement des schistes de Jete. C'est vraisemblablement le résultat de l'augmentation de métamorphisme d'est en ouest.

L'âge des phyllites a une grande importance. Je me suis attardé sans succès à découvrir des restes organiques déterminables. Si ces phyllites sont partiellement werféniennes (à cause du gypse, voir plus bas) comme il est admis, cela implique l'absence de mouvements orogéniques hercyniens notables; car elles paraissent concordantes et plissées avec le Paléozoïque.

b) Werfénién

Le passage stratigraphique des phyllites aux calcaires sus-jacents est assuré par un complexe lithologique comprenant des quartzites blancs séricitiques, des phyllites verdâtres, du gypse et des calcaires dolomitiques brun-ocre d'un type particulier pouvant descendre en intercalations isolées assez bas dans la série phylliteuse. L'âge réellement werfénién de ce complexe n'est étayé par aucun fossile; seule la présence de gypse le rend probable. On sait en effet que le gypse, en dehors du Tertiaire, ne se rencontre guère dans les Alpes qu'au Werfénién.

Ce complexe werfénien se trouvant entre des calcaires et des phyllites à caractéristiques mécaniques très différentes, est fréquemment supprimé ou réduit par le laminage. Mais il est bien développé au nord de Motril entre les km. 68 et 69,5 de la route Grenade-Motril.

Au km. 63,3 de cette route s'ouvre à l'ouest une carrière de gypse impur formant une lentille de plus de 6 m. d'épaisseur passant latéralement progressivement à des alternances de quartzites brunâtres très clairs, de phyllites vertes et bleues et de calcaires bruns, avec une passée d'un calcaire argileux bitumeux brun foncé. Il y a d'autres carrières de gypse dans la région.

Le gypse est absent à l'ouest de la transversale Motril-Velez. Directement sous les calcaires triasiques apparaissent soit les schistes de Jete, soit des phyllites de passage à ces schistes, c'est à dire plus métamorphiques que celles de la région Motril-Velez.

Les bancs calcaires bruns sont représentés sur tout le territoire dans le haut de la série phylliteuse qui, à l'ouest passe aux schistes de Jete par augmentation de métamorphisme. On voit ces calcaires en abondance dans les schistes autour du Rescate, au sud du Cjo Almirara, au nord de Casulas et entre Itrabo et Otivar. Sous le microscope, ils n'offrent rien de remarquable sauf un peu de quartz authigène.

c) Calcaires et dolomies

La divergence de vues entre M. Blumenthal et les auteurs hollandais ne pouvait être arbitrée que par une connaissance poussée de la stratigraphie de la série calcaréo-dolomitique.

Dans les Alpujarrides, cette série calcaréo-dolomitique a toujours été considérée comme une seule unité stratigraphique.

Pour l'analyse tectonique un peu poussée que je m'étais proposé de faire, il devenait nécessaire de distinguer plusieurs complexes dans le fort massif calcaréo-dolomiti-

que qui forme le trait orographique majeur de la Sierra Almirara.

N'ayant pu trouver aucun fossile permettant de subdiviser le Trias en étages, j'ai essayé de séparer les calcaires des dolomies. Cette séparation est naturellement délicate à cause des passages latéraux fréquents, inhérents à la sédimentation calcaréo-dolomitique, et à l'identité de facies, parfois, entre les calcaires et les dolomies. Néanmoins la distinction est possible. Il est même aisé souvent de séparer avec précision les dolomies blanches catalastiques des calcaires bleus lités qui les accompagnent.

Les séries où les dolomies présentes ne sont pas individualisées de façon à être figurées à l'échelle du 1:50.000^e ont été cartographiées comme calcaires.

Même après cet essai de distinction pétrographique, on ne sait jamais, sur le terrain à l'échelle de l'affleurement, si on est dans le haut ou le bas de la série, d'autant plus que les accidents qui se greffent là dessus ne facilitent pas l'analyse.

1. Calcaires

Les calcaires présentent de nombreuses variétés pétrographiques. Ce sont en général des roches bleues et blanches à patine grise ou brune, bien litées. Dans l'ouest du territoire surtout, quelques minéraux de néoformation se développent: hornblende, épidote et surtout trémolite, tous cités par Orueta. Cette trémolite peut former des amas considérables, en longues baguettes tendres, grises à blanches, spécialement abondants au sud du Cielo et au sud de la Navachica; elle est caractéristique des calcaires à l'ouest de la transversale Rescate-Lopera. Ces minéraux de métamorphisme du Trias ne sont pas signalés ailleurs dans les Alpujarrides à ma connaissance. Leur développement implique un métamorphisme bien supérieur à celui qui affecte le Trias des Alpujarrides centrales et orientales.

Au N.W. de Guajar-Faraguit, les calcaires bleus et blancs admettent de fortes passées phylliteuses qui don-

nent une grande plasticité à la série. De structure lépidoblastique, ces phyllites, profondément altérées, sont formées d'un feutrage de séricite et de chlorite avec un peu de quartz. De minuscules aiguilles de tourmaline sont visibles sur un échantillon prélevé à mi-distance entre les Pt. 471 et 495, à 1 km. au N.W. de Guajar-Faraguit.

2. Dolomies

Barrois et Offret, de la Mission d'Andalousie, ne concevaient pas encore l'existence locale de nappes. Constatant la disparition des dolomies de Frigiliana-Competa sous les schistes paléozoïques de ce qui deviendra le «Bétique de Malaga», ils conclurent à l'âge cambrien de ces dolomies, par opposition aux dolomies de Lentegi dans lesquelles ils avaient rencontré des *Megalodons* triasiques.

Il n'est pas douteux maintenant que les dolomies de Frigiliana, pétrographiquement identiques à celles de Lentegi, appartiennent à la même unité tectonique et sont du même âge triasique.

Il suffit de prendre un des deux chemins d'Albuñuelas à Guajar Alto pour juger de l'uniformité de caractère de ces dolomies, et de leur grande extension. Ce sont les roches les mieux représentées de la région. Elles forment de grands massifs monotones, d'aspect très particulier car ces dolomies sont le plus souvent cataclastiques, se débitant en petits parallépipèdes de dimensions variables, généralement de quelques mm, de côté et dont l'accumulation superficielle forme parfois de véritables arènes dolomitiques.

Dans leur coupe de Nerja à La Navachica, Barrois et Offret notaient déjà: «...Nous avons suivi la dolomie pendant des kilomètres, sans y observer de changement».

L'épaisseur maximum de la série dolomitique atteint 1,2 km. au Lopera et au nord de la Sierra del Chaparral. Malgré les complications tectoniques faussant les calculs, ces épaisseurs sont certainement proches de la réalité.

Dans les Alpes, certains auteurs, F. Ellenberger en particulier, ont noté que les dolomies résistent au méta-

morphisme tandis que les calcaires deviennent des marbres. Sur le terrain étudié la nette augmentation de métamorphisme d'est en ouest s'accompagne d'une dolomitisation sans qu'il y ait certainement rapport de cause à effet.

L'intercalation de bancs calcaires lités dans la série dolomitique donne une certaine plasticité au complexe. On peut dire que le rayon de courbure de l'ensemble est inversement proportionnel à l'importance des passées calcaires. Ainsi, la série isoclinale du Lopera, la plus dolomitique, est la plus rigide. D'autres exemples peuvent se glaner sur tout le territoire.

3. *Megalodons*

Les fossiles ne sont pas rares dans les dolomies. Ce sont toujours des débris informes de quelques cm. On en rencontre en plusieurs endroits, dont les plus importants sont notés d'un astérisque sur la carte. Dolomitiques, ils tranchent toujours en blanc sur leur gangue, dolomitique également mais toujours plus foncée. Ces fossiles ne se détachent jamais de la roche et il faut se contenter d'en observer des sections planes (fig. 5).

Le meilleur lieu pour l'observation de ces débris fossiles est sur le chemin de Lentegi à Jayena, quelque 500 m. après le cortijo de Aguas Blanquillas, après avoir passé un petit col à 980 m. d'altitude.

Barrois et Offret, de la Mission d'Andalousie, ont déjà décrit des débris semblables qu'ils attribuent au genre lamellibranche *Megalodon*, triasique.

Ces débris ne nous ont pas été d'un grand secours pour l'établissement de la stratigraphie. Leur emplacement dans les dolomies n'a pu être déterminé avec précision, la base de celles-ci étant chaque fois inconnue. Tout au plus peut-on dire que ces fossiles sont à plus de 400 m. au-dessous du contact supérieur des dolomies avec les calcaires sus-jacents.

L'âge triasique des Sierras Blancas et de Mijas, qui disparaissent sous le Bétique de Malaga et qui sont considérées comme l'équivalent stratigraphique des Alpujarrides

par certains auteurs, peut être mis en doute (17). Pour le secteur alpujarride étudié, la présence de *Megalodon* dans la série et celle de gypse dans les phyllites sous-jacentes écarte tout doute quant à l'âge triasique de la série calcaéo-dolomitique.

L'augmentation de métamorphisme est vraisemblablement cause de l'absence de fossiles déterminables; la conservation des fossiles est peu compatible avec le dévelop-

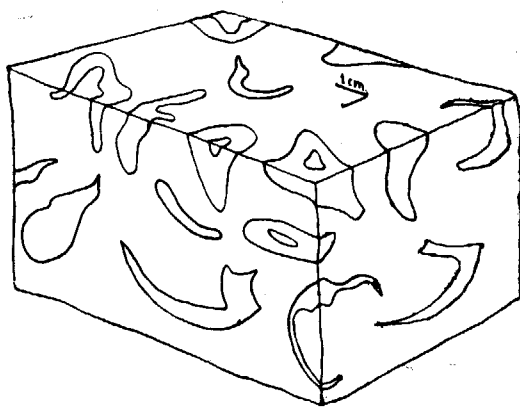


Fig. 5.—Les débris fossiles inséparables de leur gangue dolomitique.

pement de la trémolite, indicatrice d'un métamorphisme pour le moins épizonal. Si des débris ont été conservés dans les dolomies, c'est que celles-ci résistent mieux au métamorphisme que les calcaires.

Il y a une nette différence de métamorphisme entre la Sierra alpujarride de Baza, où P. Fallot et L. Solé Sabaris ont signalé de rares débris d'algues calcaires (33) et la Sierra Almirajara. Sans fossiles, il peut paraître illusoire de vouloir subdiviser le Trias en étages. Mais autour de la Méditerranée occidentale, lorsque les dolomies du Trias alpin sont encadrées par des formations fossilifères, elles sont noriennes avec une grande constance. Il semble donc logique de considérer le fort massif dolomitique du Lopera

comme Norien. La série de calcaires métamorphiques qui le surmonte serait alors rhétienne et les calcaires de la base des dolomies seraient ceux susceptibles de conserver des pseudo-fucoides, habituellement du Ladinien ou du Virglorien supérieur dans le domaine bétique.

d) Série mixte

Une série dolomitico-schisteuse de type particulier, qui n'a pas d'équivalent exact ailleurs dans les Alpujarrides, à ma connaissance, apparaît au N.-W. du territoire. Il s'agit d'une série formée d'alternances de dolomies bleues à grain fin bien litées, de schistes, de quartzites séricitiques, de phyllites grises et de calcaires bleus et blancs. Cette série plastique est violemment plissée; les alternances et le caractère desordonné des accidents rend illusoire l'établissement d'une coupe stratigraphique d'ensemble. Mais, bien que sa position tectonique par rapport à la longue série dolomitique sus-jacente ne soit pas partout claire, il semble hors de doute qu'elle se place sous l'épaisse série dolomitique blanche, probablement norienne, avec laquelle elle est en continuité stratigraphique. La liaison avec des cargneules probablement carniennes, près du Cjo. Almirajara, confirme la position stratigraphique de cette série sous les dolomies noriennes. Le métamorphisme épizonal qui caractérise cette série semble interdire la présence de fossiles.

Sous le microscope, les quartzites ont une structure lépidoblastique microgrenue et sont caractérisées par un fond de quartz et de séricite (ou de muscovite) avec de la tourmaline authigène accessoire.

e) Cargneules

Les cargneules sont mal représentées. On en trouve au S.-W., du Cjo. Almirajara. Ce sont des roches claires, grisâtres à beiges, vacuolaires, bréchiques à éléments polygoniques, passant aux simples calcaires vacuolaires. Elles n'ont pas la couleur orange typique des cargneules du Pennique valaisan. Les éléments appartiennent à la série

de Jete. Ces cargneules sont remarquables par leur bon état de conservation, contrastant avec les cargneules broyées que les hollandais appelaient «conglomeratische mergel». Ce terme de «conglomeratische mergel» ne me semble pas idoine car, même dans les régions étudiées par les hollandais, ces roches; alors oranges, n'ont rien de marneux et pas grand'chose de conglomératique.

La position stratigraphique de ces cargneules n'est pas très claire. Elles paraissent noyées dans la série mixte,

	Alpujarrides			Complexe de Malaga	
	frontales Sierra de Baza (83)	centrales région d'Albuñol (86)	occidentales Sierra Almirajara	oriental S. Tercias et Espuña (29)	occidental rfo Guadal- horce (12)
Rhétien			Calc. phylliteux Calc. marmorisés bleus et blancs		
Norien	Dolomies pulvérulentes	Calcaires et dolomies	Dolomies blanches pulvérulentes à <i>Megalodon</i>		
Carnien	Cargneules Calc. à Bivalves et pseudo-fucoïdes. Schistes phylliteux		Cargneules Calc. phylliteux Dolomies bleues francés Schistes quartziteux		
Ladinien	Calc. à pseudo-fucoïdes Calc. dolomitiques			Dolomies bleues sombres Calc. à fucoïdes	Dolomies bleues sombres Calc. à fucoïdes Calc. bleus
Virglorien	Calc. à algues Dolomies				
Werfénien	Grès rouges et lie de vin, mar- neux ou pétiltiques	Phyllites et quartzites	Quartzites clairs Calc. bruns Phyllites bleues gypseuses	Facies Permo-trias lie de vin	
Permien			Schistes de Jete sup. ?		

Fig. 6. — Répartition du Trias autour de la Sierra Almirajara.

mais il est difficile de faire la part des mouvements tectoniques dans cette position.

Il est vraisemblable, par analogie avec d'autres régions des Alpujarrides, que ces cargneules sont carniennes, mais ce n'est pas certain.

Des lits calcaires terreux, bréchiques, à éléments empruntés aux phyllites, apparaissent dans le haut de la série phylliteuse, liés à la présence de gypse, en particulier à la carrière du km. 492,6 de la route Motril-Grenade. Ces variétés de cargneules seraient werfénienues.

III. Tertiaire

Sauf dans le bassin d'Alcaucin dont il est question plus bas, il n'y a pas de flysch. L'absence de flysch est générale pour toutes les Alpujarrides; cette formation, si utile pour dater les charriages, n'est liée qu'au front du complexe de Malaga. La disparition du flysch d'Alcaucin sous un charriage alpujarride, signalée par R. Staub (53), a été contesté par M. Blumenthal (15) avec lequel je suis d'accord.

L'étude de la molasse n'a pas été poussée; elle aurait je crois peu apporté au but essentiellement d'analyse tectonique que je m'étais fixé. L'âge helvétien de la molasse de Pinos del Valle est enregistré depuis les travaux de la Mission d'Andalousie (8) et l'âge pliocène des cônes de déjection côtiers connu depuis longtemps.

a) Sur l'âge du flysch d'Alcaucin

A l'ouest d'Alcaucin (versant ouest de Sierra Tejada) s'étend un grand bassin de flysch d'âge incertain, dont parle M. Blumenthal (15). Ce flysch est transgressif sur le complexe de Malaga. J'y ai trouvé un gisement d'*Anomia*¹⁾, petit Lamellibranche sans signification stratigraphi-

1) Détermination de Mme. S. Freneix (*Anomia*) et de M. M. Durand Delga.

que précise, dans une marne compacte à petits grains de quartz, débris de mollusques (?), radiolaires et rares spicules de spongiaires ¹⁾.

Dans le même région, un calcaire beige à grand forar minifères et grains de quartz a fourni ²⁾:

Orthophragmines (sections axiales d'*Asterodiscus* sp.). Operculines, Nummulites, Alvéolines, Assilines (?), Flosculines, Rotalidés, fragments d'Echinodermes et de Dentales.

Cette faune n'est pas anté-yprésienne ou post priabonienne; elle a un cachet de Lutétien (moyen à sup.), sans garantie ³⁾.

Ces découvertes ne font que confirmer l'âge partiellement lutétien des sédiments transgressifs sur le complexe de Malaga.

b) La molasse de Guajar-Faraguit

Un petit bassin molassique isolé s'étend au N.-W. du village de Guajar-Faraguit sur 1/2 km²., en une série isoclinale redressée contre la chaîne du Llanadas. Cette molasse débute par un conglomérat blanc très dur à ciment calcaire, dont les éléments, de dolomie bleu foncé et blanche et de quartz atteignent 22 cm. de diamètre. Ce conglomérat, qui a 6 m. d'épaisseur, est fossilifère dans sa partie supérieure, caractérisée par d'immenses coraux atteignant 90 cm. de diamètre. M. J. P. Chevalier, de la Sorbonne, a eu la grande amabilité de me les déterminer. Ce sont:

Heliastrea Mellahica, Gregory.

Tarbellastrea Reussiana, Milve-Edwrd et J. Haine.

Plesiastrea sp.

1) Situation du gisement: long. W. 0°25'50" lat. 36°53'28". Route d'Alcaucin à celle de Velez-Zaffaraya, sur replat 10 m. ouest du prolongement ligne électrique.

2) Idem, long. W. 0°26'02" lat. 36°53'42".

3) Détermination de Mme. M. Neumann (Orthophragmines) et de M. M. Durand Delga. L'âge a été confirmé par M. J. Cu villier,

D'après M. Chevalier, les 2 espèces déterminées et le genre *Plesiastrea* se retrouvent en Catalogne et dans le Languedoc où ils caractérisent l'Helvétien. Il faut alors considérer le niveau conglomératique et coralligène, facies de transgression, comme conglomérat de base de la molasse helvétique.

Ce conglomérat est suivi vers le haut par des alternances sur 45 m. de marnes, de grès glauconieux grossiers à fins et de conglomérats à éléments de quartz bien roulés. Les facies fins sont fossilifères, caractérisés par des lumachelles non cimentées d'huitres géantes.

Cette molasse m'a fourni:

Ostrea crassissima Lam. (Formes géantes).

Venus amiantis Lam. ? (moules).

Arca sp.

Cardium michelottianum Mayer.

Natica sp. (moule).

Conus sp. (moules).

Pirula condita Brongn.

Terebratula sp.

Balanus sp.

Cleapeaster campanulatus Schlot. ¹⁾.

Cette molasse est donc helvétique ainsi que son facies le laissait prévoir.

c) Pliocène

Le Pliocène qui, dans les provinces de Grenade et de Malaga, est conservé sur le littoral, se compose de bas en haut, d'après Bertrand et Kilian (8) de:

1. Marnes bleues subapennines ou plaisanciennes.
2. Dépôts sableux et caillouteux à faune du Pliocène moyen.

Un immense cône de déjection pliocène s'étend sur

1) Merci à M. J. Villalta, de Barcelone, d'avoir eu l'obligeance de déterminer la *Cleapeaster*,

plusieurs kilomètres carrés près de Nerja, sur la côte. Un dépôt semblable est conservé à l'embouchure du río de la Miel; il est formé d'alternances de conglomérats meubles et de marnes gréseuses brunâtres. Une incursion marine a laissé un niveau marmeux fossilifère, mais les coquilles des mollusques sont toutes brisées et aucune n'est déterminable. Il s'agit probablement d'*Ostrea cochlear* P. L'inclinaison des bancs atteint 22 degrés vers l'ouest. Le dépôt monte à 60 mètres d'altitude.

Au Pliocène et au Quaternaire ancien chaque étage a connu un climat particulier qui a laissé son empreinte. Ainsi le Villafranchien continental, qui est azoïque, sauf pour quelques molaires de rongeurs trouvées au Maroc français, est-il caractérisé autour de la Méditerranée occidentale par une terre d'altération rouge-brun propre à l'étage; cette couleur rouge-brun reste le meilleur critère permettant de séparer le Villafranchien des autres dépôts Plio-quaternaires. Il y a un peu de Villafranchien probable sur la molasse au nord du Cañuelo (feuille Durcal).

IV. Quaternaire

Brèches superficielles

Tous les auteurs s'étant intéressés à la chaîne bétique ont été gênés par le grand développement des brèches superficielles et les ont décrites. Nous ne reviendrons donc pas sur la description. Disons simplement que ce sont des brèches développées surtout au pied des massifs calcaréo-dolomitiques, formées d'éléments empruntés aux massifs, fortement liés par un ciment calcaire abondant laissé par les eaux, chaudes, de circulation superficielle. Ces brèches sont susceptibles d'un certain transport. Elles sont nées sur place par desquamation ou naissent d'éboulis ou même d'éluvions. La caractéristique de ces dépôts est d'être fortement cimentés.

Au pied du Llanadas et de la Sierra del Chaparral on assiste, si on peut dire, à la formation de ces brèches superficielles dans le ciment desquelles se prennent les Helix

actuels. Dans le haut barranco de las Tejadillas (Navachica nord) des éluvions récentes sont déjà cimentées en brèches très dures.

Les brèches superficielles se développant surtout au pied de massifs calcaires, souvent sur le contact tectonique avec les schistes, sont de ce fait très gênantes pour l'interprétation tectonique.

Lorsque, avec la série calcaréo-dolomitique, affleurent des schistes cristallins ou des greiss aberrants à la série, on constate le plus souvent que la surface de contact mécanique plonge vers le centre de la cuvette schisteuse. Mais cette surface de contact n'est visible que si les schistes passent sur les calcaires et sont en relief par rapport à eux car, alors, l'érosion différentielle met facilement la surface à nu. Au contraire, si les calcaires sont en relief par rapport aux schistes, la surface de contact est toujours cachée sous la brèche de pente superficielle. Cette remarque, d'apparence si simple, explique pourquoi les observateurs sont influencés dans leurs interprétations par cette surface de contact plongeant systématiquement vers le centre des cuvettes schisteuses. Il convient de rajouter, plongeant systématiquement, *lorsqu'elle est visible*.

Le développement gênant de la brèche de pente au pied du Llanadas est cause de la divergence d'interprétation tectonique entre M. Blumenthal et les auteurs hollandais. Faisant le tour du massif, je n'ai trouvé qu'un contact schistes-dolomies visible, sur le chemin de Guajar-Faraguit à Pinos del Valle, à l'est du Pt. 624, où les schistes cristallins passaient sur les dolomies, ce qui donnait raison à M. Blumenthal comme la simple observation que les schistes étaient en série renversée m'en avait déjà convaincu.

Travertins

Pour la même raison climatique que pour les brèches superficielles, les travertins sont bien développés. Leurs principaux dépôts sont au sud de Guajar-Faraguit, et à l'ouest de Velez où ils se développent sur des terrasses alluviales. Il y a aussi un dépôt spectaculaire en forme

de voûte en haut d'une cascade, au dessus du chemin de Itrabo à Otivar, 500 mètres à l'est de l'établissement de San Jorge.

Alluvions

Les alluvions anciennes forment des terrasses; la plus étendue est celle sur laquelle est construit partiellement Velez-Benaudalla, 70 m. au-dessus du Guadalfeo. Des terrasses, ne dépassant jamais 30 m. au-dessus du río actuel, ont été laissées par le río Verde dans son cours inférieur en aval d'Otivar. A leur embouchure, les ríos Verde et Guadalfeo se développent en grandes vegas réputées pour leur fertilité, sur lesquelles croissent cannes à sucre, figuiers, chirimoyas et autres plantes méditerranéennes.

Troisième partie

TECTONIQUE

«Mais comme un homme qui marche seul et dans les ténèbres, je me résolus d'aller si lentement et d'user de tant de circonspection en toutes choses que, si je n'avançais que fort peu, je me garderais au moins de tomber. Même je ne voulus point commencer à rejeter tout à fait aucune des opinions qui s'étaient pu glisser autrefois en ma créance sans y avoir été introduites par la raison, que je n'eusse auparavant employé assez de temps à faire le projet de l'ouvrage que j'entreprenais et à chercher la vraie méthode pour parvenir à la connaissance de toutes les choses dont mon esprit serait capable».

DESCARTES

Discours de la Méthode (seconde partie)

Chapitre 1

INTRODUCTION

Alors que les Alpes sensu stricto ont fait l'objet depuis longtemps de nombreuses investigations géologiques, les Cordillères bétiques, qui présentent pourtant tout autant d'intérêt, ont été passablement délaissées.

Le plus clair de nos connaissances sur ces Cordillères est dû à Blumenthal pour la partie ouest et à P. Fallot pour la partie est. Les espagnols, qui ont maintenant d'excellents géologues, semblent s'être plutôt concentrés sur les Pyrénées. Actuellement, la connaissance des Cordillères bétiques progresse grâce surtout aux travaux et sous l'impulsion de J. M. Fontboté.

La région étudiée ici est d'une complexité telle qu'il m'a manqué quelquefois une expérience alpine plus poussée que celle que j'avais et surtout la connaissance des territoires contigus. En effet, les régions à l'est, au nord et à l'ouest du terrain étudié au 1:50.000^e n'ont fait l'objet que d'études à petite échelle, sauf la Sierra Tejada, connue au 1:100.000^e par M. Blumenthal, et les environs de Lanjaron au 1:20.000^e par K. W. van Bemmelen. A l'est, la région la plus proche ayant été étudiée relativement en détail est celle d'Albuñol connue au 1:50.000^e depuis la thèse de J. Westerweld s'étendant jusqu'à Gualchos, à 10 km. à l'est de Motril Cette étude de J. Westerweld porte sur des terrains stratigraphiquement semblables à ceux faisant l'objet de ce travail, c'est à dire appartenant au domaine alpujarride.

Au sud, la zone radicale alpujarride est partiellement sous la mer. Les problèmes qui se posent alors sont les mêmes que ceux qu'aurait un géologue alpin désirant comprendre la zone helvétique sans pouvoir connaître la vallée du Rhône. C'est pourquoi je donnerai parfois plusieurs hypothèses interprétatives, en optant pour l'une d'elle mais sans pouvoir toujours clore la discussion.

a) La notion de charriage épiglyptique (= Reliefüberschiebung)

On sait maintenant qu'une orogénèse peut se traduire par une série d'efforts tectoniques séparés par de longues périodes de calme pendant lesquelles l'érosion travaille. On conçoit donc que les nappes, d'une phase autre que la première, aient à surmonter un relief préexistant qui, dans certains cas, peut être fortement accentué.

C'est de cette conception qu'est née la notion de «Reliefüberschiebung», imaginée par O. Ampferer et appliquée aux Cordillères bétiques par M. Blumenthal (15). Ce terme de «Reliefüberschiebung» a été traduit par P. Fallot par «charriage épiglyptique».

Je ferai souvent appel à cette notion car la position de certains klippes paléozoïques de notre territoire ne peut s'expliquer que par leur charriage sur un relief préexistant et fortement accidenté comme Blumenthal l'avait signalé il y a une vingtaine d'années.

b) Nomenclature

Avant de parler de la géologie régionale, il convient de mettre un peu d'ordre dans la nomenclature. En effet, dès que l'existence des nappes alpujarrides fut démontrée (19), ces dernières reçurent les noms les plus divers selon les auteurs que s'en occupaient.

Le tableau ci-dessous montre la diversité des conceptions:

Hollandais 1927 - 1929	Banting 1933	Staub 1934	Blumenthal 1935
Guajar Lanjaron-Gador Lujar	Pli-nappe de Lanjaron-Gador	Murcie Grenade } { Oria { Almería	Gador Trias autochtone ou parautochtone

Les termes de «nappe de Guajar» et «nappe de Lanjaron» créés par les auteurs hollandais doivent être conservés. Mais il faut préciser l'extension de ces unités.

Au nord de la Sierra Nevada, une coupe fréquente est la suivante:

1. Schistes et gneiss charriés (ex : cuvette du Purche).
2. Série calcaréo-dolomitique triasique.
5. Phyllites bleues.

4. Série calcaréo-dolomitique (Idem No. 2).
5. Phyllites bleues (Idem No. 3).
6. Mischungszone (gneises, albitites, marbres bleus et blancs, calcaires bruns en plaquettes, etc...).
7. Paléozoïque de Sierra Nevada (micaschistes à grenats, etc...).

Les auteurs hollandais s'accordent pour réserver le nom de nappe de Guajar à l'unité tectonique supérieure. Mais si l'on dresse une carte d'ensemble, en colligeant les cartes publiées, on s'aperçoit que la continuité de cette unité supérieure est loin d'être établie et qu'au contraire, il est plus probable qu'elle se fait relayer plusieurs fois ou disparaît.

Lorsque cette nappe schisto-gneissique n'est pas représentée, les auteurs hollandais ont appelé «nappe de Guajar» l'unité alpujarride supérieure alors qu'il s'agissait plutôt des termes 2 et 3 de la coupe ci-dessus ou de leurs équivalents latéraux. Ainsi dans la Sierra de Gor, Janssen (39) appelle nappe de Guajar sa série supérieure, composée d'une couverture calcaire sur une base phylliteuse.

Je propose de réserver le terme de «nappe de Guajar» à la nappe schisto-gneissique propagée à partir de la côte, où elle est bien représentée, et dont il ne subsiste au nord de la Sierra Nevada que des klippen schisto-gneissique (No. 1 de la coupe) toujours au dessus des séries alpujarrides typiques avec Trias calcaréo-dolomitique et base phylliteuse (No. 2, 3, 4, 5).

Cette nappe de Guajar, immense tant qu'on ne lui aura pas trouvé des relais, englobe alors la «nappe de Malaga» p. parte (v. p. 34) et la nappe schisto-gneissique charriée épiglyptiquement sur le territoire objet de la présente étude et appelée nappe de Gador par Blumenthal. Il ne faut pas conserver ce terme de nappe de Gador proposé par Blumenthal car il est équivoque avec celui de nappe de Lanjaron-Gador créé par les auteurs hollandais pour une autre unité et qui a priorité.

Ainsi, lorsque je parlerai de nappe de Guajar, il s'agira

de la nappe de Gador de Blumenthal. Je crois à l'utilité de ce changement de nom malgré les inconvénients qu'il attire.

Au sud de la Sierra Nevada, le terme de nappe de Lanjaron (ou nappe de Lanjaron Gador) peut être conservé; mais il faut noter dès maintenant que cette nappe n'a pas l'extension que les auteurs hollandais lui prêtaient (voir p. 42)¹⁾. Quant à l'unité de Lujar, je pense après Blumenthal (15) que ce n'est pas une nappe²⁾.

Chapitre II

DESCRIPTION RÉGIONALE

1. La nappe de Lanjaron entre Gualchos et Motril

Entre Gualchos et Motril, la nappe de Lanjaron, décrite par Westerweld à l'est de Gualchos, a une structure plus compliquée que l'isoclinalité tranquille de sa série stratigraphique ne le laisse prévoir; de violents replis à flancs parallèles l'accidentent (profils fig. 7). Quelques minces témoins calcaires triasiques couvrent les phyllites bleues de-ci de là. Ceux de la Guarnatilla sont conservés grâce à une dépression axiale; celui de la Calahonda est crevé jusqu'aux phyllites basales dans la plupart des ravins.

Sur la transversale de Lujar, malgré le rebroussement

1) Pour les auteurs hollandais, c'est la nappe de Lanjaron qui repose sur le Paléozoïque de la Sierra Nevada par l'intermédiaire de la Mischungszone. A mon avis au contraire la série alpujarride recouvrant la Sierra Nevada est autochtone, ou tout au plus parautochtone, et il y a continuité stratigraphique entre le Paléozoïque nevadaïse et le Trias alpujarride. Cet avis repose sur la constatation que la Mischungszone, supposée permienne, est continue autour de la Sierra Nevada, ce qui ne serait certainement pas le cas si le Paléozoïque nevadaïse qui lui est lié était en fenêtre tectonique sous les Alpujarrides.

2) Si la Mischungszone est permienne comme je l'admet, il n'y a pas d'hétéropisme de facies entre cette zone et le Trias alpujarride de l'unité de Lujar. Le principal argument pour considérer cette unité comme charriée (9, 56) tombe alors.

des têtes de couches qui gêne la prise des pendages, on voit clairement que du Conjuros à la rambla de Lujar s'étend une épaisse série isoclinale renversée. Cette série chevauche la Sierra de Lujar par l'intermédiaire d'un coussinet de phyllites.

A l'est de la Sierra de Lujar, il m'a semblé qu'une bonne partie des phyllites que Westerweld incorpore à sa nappe de Lanjaron pouvait être considérée en place, comme base stratigraphique un peu bousculée de la Sierra de Lujar. Mais, si l'on peut discuter sur son extension, l'existence de la nappe de Lanjaron ne fait pas de doute.

Les phyllites, si bien développées au nord de Motril, où elles sont en position normale sous leur couverture triasique calcaire décollée, s'individualisent tectoniquement de plus en plus en allant vers l'est jusqu'à chevaucher leur couverture calcaire, en l'occurrence la Sierra de Lujar. Cette même couverture calcaire triasique se suit jusqu'au nord de Motril, puis par une série d'affleurements isolés, jusqu'à Gualchos où elle fait alors partie de la nappe de Lanjaron qui chevauche cette même Sierra de Lujar (voir carte au 1:200.000^e).

Banting, dans son article sur le pli-nappe de Lujar-Gador, avait remarqué la liaison entre les complexes de Lujar et de Lanjaron-Gador (alias Lanjaron) mais l'attribue à un pli-nappe dont je me permettrai de mettre en doute l'existence pour des raisons géométriques, en particulier parce que la forme en coupole de la Sierra de Lujar s'accorde très mal avec le dispositif envisagé par le savant hollandais (7).

L'explication par relais de nappe, plus simple, s'adapte beaucoup mieux à l'ensemble des Alpujarrides occidentales¹⁾. La nappe de Lanjaron se sépare de la série parautochtone de Lujar dès la transversale de Motril et son déplacement augmente en allant vers l'est pour être considérable dans la région étudiée par Westerweld (fenêtre d'Albuñol).

(1) Une carte au 1:400.000 a été publiée dans une note précédente (21) mais, des erreurs d'impression s'étant glissées dans la légende, elle n'est pas valable.

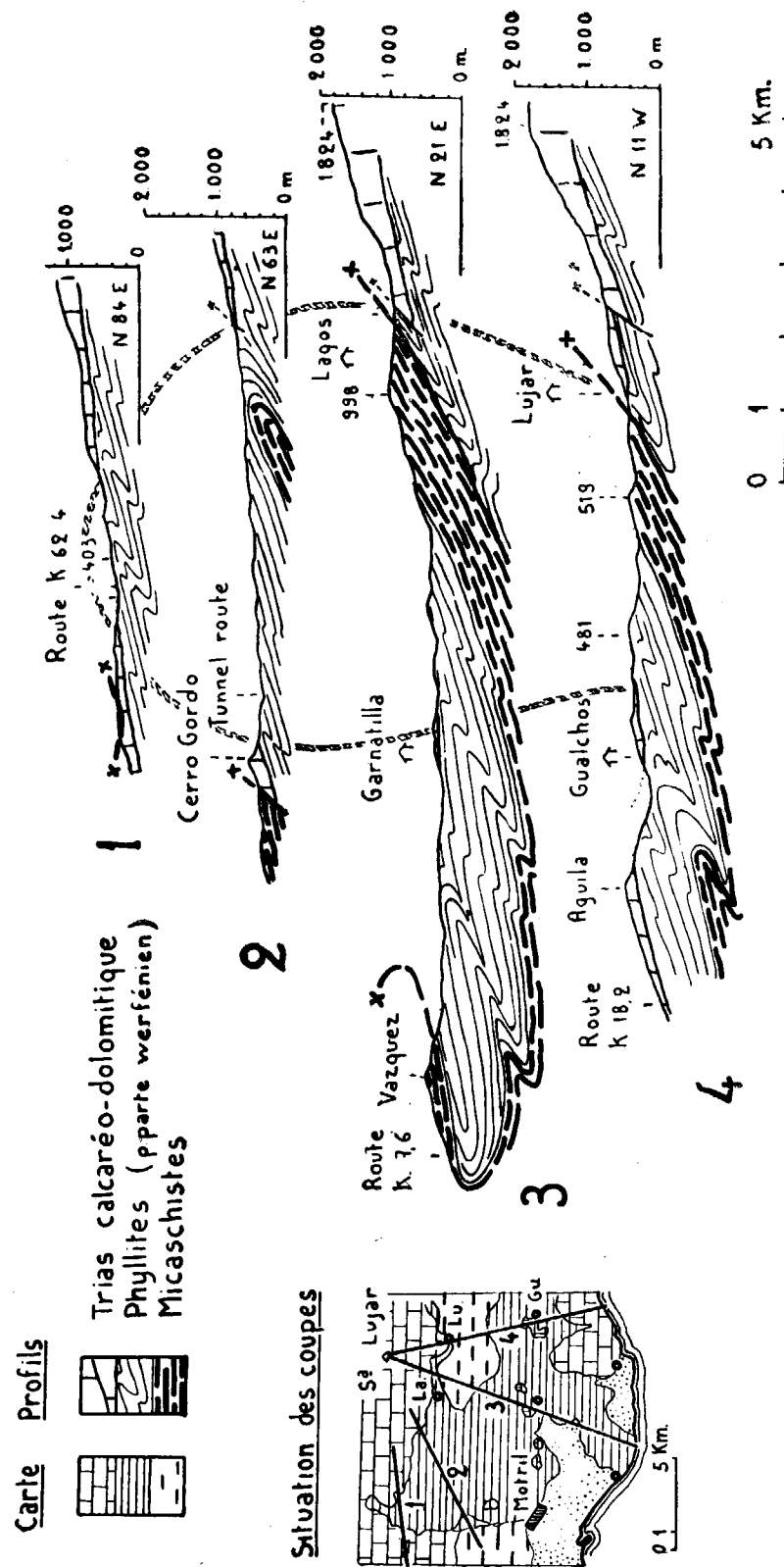


Fig. 7.—Coupes sériées entre Gualchos et Motril.

C'est aussi de la même manière que se détache l'écaille del Sol, liée sans coupure tectonique au flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara (p. 84).

Je ne suis pas éloigné de croire que le complexe de Malaga obeit au même régime, c'est à dire que l'amplitude de son charriage diminue en allant vers l'ouest jusqu'à se réduire à zéro. En effet dans la région ouest, près de Gaucin au nord-ouest de Estepona, M. Blumenthal conclut à un enracinement local du complexe (13). Il est donc possible que la diminution des charriages en direction de l'ouest, qui n'est pas encore prouvée pour le complexe de Malaga, ne soit pas caractéristique des Alpujarrides occidentales seulement mais du Bétique sensu stricto tout entier, pour le moins à l'ouest de la transversale de la Sierra Nevada.

2. La Sierra Almijara et ses environs

La description que suit correspond à la carte géologique au 1 : 50.000; elle procède d'est en ouest, et du sud au nord sur chaque transversale.

a) La région de Velez-Benaudalla

M. Blumenthal a déjà montré que les séries calcaréo-dolomitiques, supposées appartenir aux nappes de Guajar et de Lanjaron des auteurs hollandais, sont en réalité en continuité et que, par conséquent, l'une des 2 nappes au moins doit être supprimée.

A l'appui de la thèse de Blumenthal, on constate que du Cerro Gordo (N. de Motril) jusqu'à la Sierra Tejeda, la série calcaréo-dolomitique, quoique le plus souvent bousculée, est en continuité et que les grandes déchirures affectent la série gneisso-schisteuse. Mais il convient de noter aussi que la stratigraphie de la série calcaréo-dolomitique est moins claire que celle de la série schisto-gneissique sous-jacente et que de grandes dislocations mettant en présence 2 massifs calcaréo-dolomitiques peuvent passer inaperçues ou, du moins, pour des accidents de valeur locale.

Que voit-on près de Velez - Benaudalla, depuis le km. 491, de la route nationale en direction ouest, ou mieux, de l'Escalate en direction N.-N.-W. ? On voit une mince bande calcaire courant horizontalement à 60 m. au dessus du Guadalfeo. Cette barre, en calcaire triasique assez mal litée et de plongements divers, surmonte une série phylliteuse bleue, plongeant régulièrement au sud, dont elle

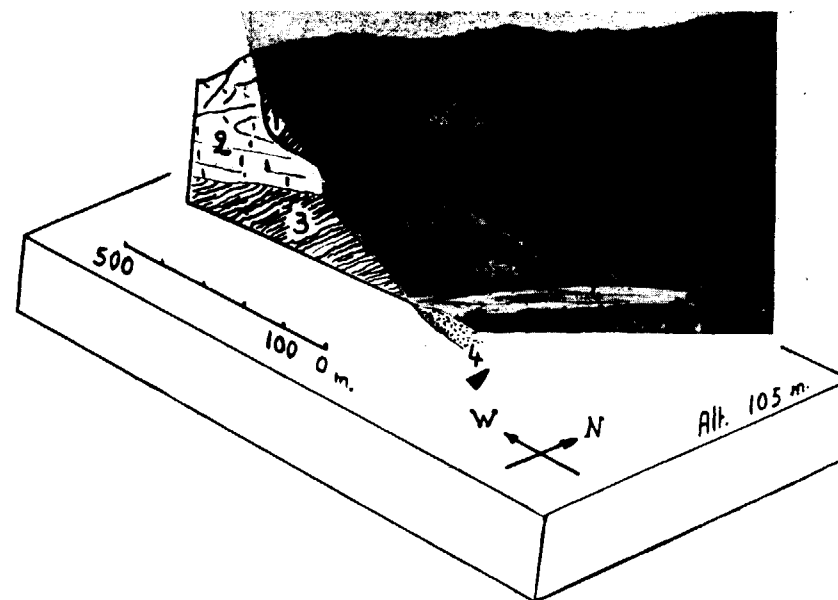


Fig. 8. — Block-diagramme des collines à l'ouest de Velez. Charriage épiglyptique des schistes de Jete 1 sur les calcaires parautochtones 2, couverture des phyllites 3; 4, vallée du Guadalfeo.

représente la couverture décollée, comme au cerro Gordo de Motril. Cette barre se lie à la puissante série calcaire et dolomitique triasique formant les sommets à l'ouest de Velez Benaudalla (Pt. 403, 511, etc...). (Fig. 8.)

Le flanc est de ces collines, en face de Velez, est occupé entre la barre calcaire et les sommets par une série isoclinale schisteuse et quartzitique assez métamorphique, assimilable aux schistes de Jete profonds, et qui est sépa-

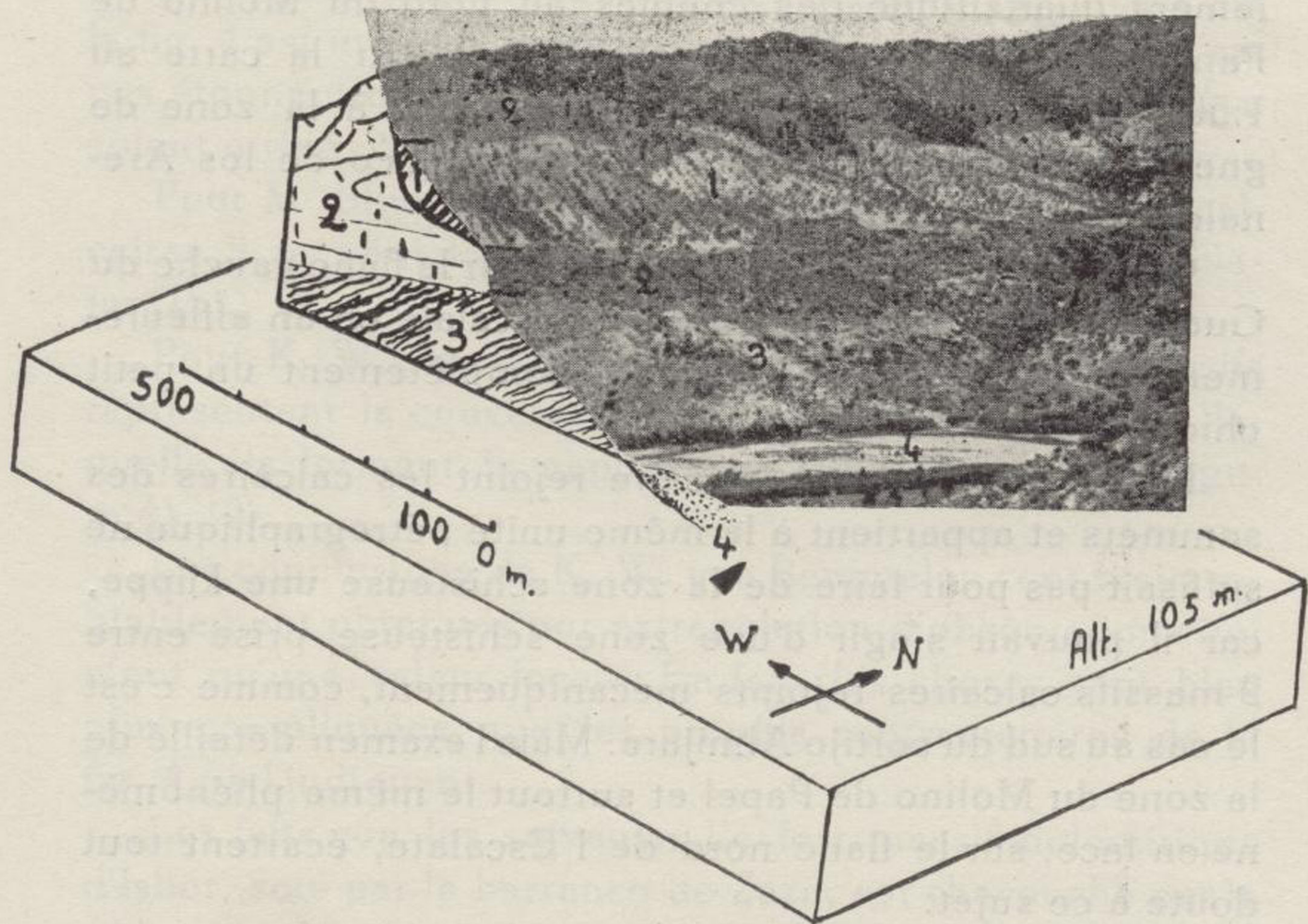


Fig. 8.—Block-diagramme des collines à l'ouest de Velez. Charriage épiglyptique des schistes de Jete 1 sur les calcaires parautochtones 2, couverture des phyllites 3; 4, vallée du Guadalfeo.

rée des phyllites par la barre calcaire. Cette série de schistes plonge comme les phyllites du fond de la vallée, soit au S.-W., et se suit sans interruption jusqu'au tunnel d'Isbor au km. 478,8 de la route Grenade-Motril. Sur le chemin de Velez-Benaudalla à Guajar-Faraguit, par le «cortijo del Algibe», on la voit clairement déborder sur la barre calcaire par une surface de charriage arrondie et striée.

Ces schistes de Jete sont séparés de la zone essentiellement quartzitique des collines au nord du Molino de Papel (appelé à tort molino de Pepe sur la carte au 1:50.000) par les calcaires, mais se lie à la zone de gneiss profonds et de quartzites du barranco de los Arenales inférieur.

On retrouve ces schistes de Jete sur le flanc gauche du Guadalfeo ¹⁾, à 1 km. au nord de l'Escalate en un affleurement de 1/3 de km.² entourant complètement un petit chicot calcaire.

Le fait que la barre calcaire rejoint les calcaires des sommets et appartient à la même unité pétrographique ne suffisait pas pour faire de la zone schisteuse une klippe, car il pouvait s'agir d'une zone schisteuse prise entre 2 massifs calcaires rejoints mécaniquement, comme c'est le cas au sud du cortijo Almijara. Mais l'examen détaillé de la zone du Molino de Papel et surtout le même phénomène en face, sur le flanc nord de l'Escalate, écartent tout doute à ce sujet.

Nous avons là, à notre avis, le cas le plus typique de charriage épiglyptique des schistes de Jete, puis dans le Barranco de los Arenales de gneiss profonds, sur la série calcaréo-dolomitique et l'hypothèse de M. Blumenthal est ici pleinement justifiée.

Les contacts avec les calcaires sont tels que l'isoclinaité de la série provient plus de ce que la série a été charriée comme telle que du fait que l'on est sur le flanc sud de l'anticlinal de Lujar.

1) Guadal = fleuve, feo — laid.

A l'est de Velez, la Sierra de Lujar, dont on ne possède aucune carte géologique, correspond à un anticlinal de grande envergure, frangé par les phyllites perçant leur couverture calcaire et accidenté de synclinaux E.-W. et d'ondulations transversales N.-S. Les vallées sont synclinales.

b) Le massif d'Isbor

La région d'Isbor, par laquelle passent les profils de la fig. 4 est une des plus délicates à interpréter et il n'est pas étonnant que M. Blumenthal et K. W. van Bemmelen soient arrivés à des conclusions radicalement opposées.

Pour M. Blumenthal, les massifs dolomitiques et calcaires ¹⁾ perçent la nappe supérieure schisteuse de Guajar (15).

Pour K. W. van Bemmelen, au contraire, les massifs représentent la couverture de la zone schisteuse avec laquelle ils forment la nappe supérieure de Guajar (figure 4), (9).

Les conclusions de K. W. van Bemmelen sont vraisemblablement obtenues par extrapolation d'observations qui n'ont qu'une valeur locale. En fait, les choses sont bien plus compliquées que les profils contradictoires de la fig. 4 ne l'indiquent.

Les faits sont les suivants: Le fort massif dolomitique d'Isbor, scié par le barranco de Zaza, est chevauché par la série schisteuse en plusieurs endroits. Par exemple, sur la route Grenade-Motril (au km. 475,8 environ). Par contre, sur le flanc sud du massif, partout où le contact est visible, il est vertical ou montre les schistes quartziteux et épidotifères s'enfonçant sous les dolomies. Enfin, au fond du barranco de Zaza, les schistes cristallins du même type que les précédents apparaissent sous les dolomies. On

1) Dans le texte qui suit, lorsque je parlerai de gneiss, de schistes, de phyllites, de calcaires et de dolomies sans plus de précision, il s'agira des gneiss d'Almuñecar, des schistes de Jete, des phyllites bleues partiellement werréniennes, des calcaires et des dolomies triasiques.

peut disputer sur le caractère en place de ces schistes et prétendre qu'ils ont glissé par solifluxion. Des blocs de plusieurs centaines de mètres cubes ayant en effet glissé, on peut se demander s'il n'y a pas eu d'éboulement en masse (comme à Chésery dans le Jura méridional). Mais l'examen attentif de la paroi nord de l'affleurement permet de trancher la question. C'est bien une fenêtre tectonique qui est de la plus grande importance pour l'interprétation de la région, bien que K. W. van Bemmelen et M. Blumenthal l'aient omise.

Cette fenêtre peut recevoir plusieurs interprétations. Il ne me paraît pas absurde de considérer le massif d'Isbor, malgré son volume de plus d'un kilomètre cube, comme arraché au substratum et emballé dans les schistes de la puissante nappe de Guajar, exactement, toutes proportions gardées, comme le petit paquet dolomitique du km. 477,4 de la route Motril-Grenade ¹⁾.

Les nappes piéniques, dans les Carpathes, offrent des exemples de pareils accidents tectoniques (44).

Cette conception un peu hardie s'encadre beaucoup mieux dans le schéma régional et n'oblige pas à admettre la superposition des nappes de K. W. van Bemmelen qui ne satisfait pas.

1) Cet affleurement isolé du km. 477,4, en dehors de ma carte, a été interprété par K. W. van Bemmelen, ainsi que d'autres paquets calcaires et dolomitiques noyés dans les schistes, de la façon suivante, qui me paraît juste:

«Mijn indruk is, dat we hier waarschijnlijk met deelen van het boven of onderliggende kalkpakket te maken hebben, die door de inwendige differentieele bewegingen bij het overschuivingsproces in de schisten te recht zijn gekomen en dus niet met kalken die stratigrafisch in de schisten thuis hooren of een zelfstandige kalkhorizont, die door de tektonische bewegingen uitgewalst werd».

Traduction: «Ma pensée est que vraisemblablement des arrachements se sont produits dans le haut du paquet calcaire inférieur (alias, ici, nappe de Lanjaron, note du tr.) par les mouvements différentiels intérieurs dûs au charriage des schistes, et qu'il ne s'agit pas d'un horizon calcaire pris stratigraphiquement dans les schistes dont il serait séparé par plissements disharmoniques».

Pour mieux comprendre les compliqués accidents locaux, il est nécessaire de se reporter à l'époque de la mise en place principale de la nappe de Guajar, soit avant les forts plissements post-orogéniques s. lato qui ont passablement modifié l'allure des contacts. Il faut continuer les



Fig. 9.—Profil par le massif d'Isbor.
1, Trias calcaire, 2, Trias dolomitique. 3, Schistes cristallins de la nappe de Guajar. 4, Molasse helvétique.

observations sur le massif calcaréo-dolomitique entre Crucero de Pinos et la Giralda (Sierra de Chinchirina pour les indigènes).

Les rares affleurements schisteux du flanc nord de cette Sierra sont pétrographiquement identiques à la série controversée et sont clairement des klippes venant du sud. A 300 mètres à l'ouest de Pinos del Valle par exemple, les schistes séricitiques à épidote arrivent sur les dolomies cataclastiques et localement sur les calcaires bleus et blanc par l'intermédiaire d'une surface de contact gauche, striée, couverte d'un réduit ferrugineux brun foncé et pendant au nord de 35 degrés environ. Les schistes sont naturellement broyés et les dolomies réduites sur plusieurs mètres d'épaisseur en une arène mal cimentée par une pâte calcaireuse bigarrée. Ces klippes schisteuses appartiennent à une unité tectonique qui a dû passer par dessus la Sierra Chinchirina, actuellement assez abrupte et qui devait l'être encore plus à l'époque du charriage de la nappe de Guajar, car elle paraît axée sur un synclinal postérieur à la mise en place de nappe. Ce synclinal, antérieur à la molasse, est mal marqué car il affecte des

dolomies à plongement peu clair et une série schisteuse triturée.

Sur le flanc sud de la Sierra, les schistes, de direction dominante N. 80° W., sont redressés à la verticale et je suis porté à croire qu'ils chevauchent également le massif bien qu'il y ait doute à plus d'un endroit.

La Sierra Chinchirina elle-même est couronnée par une série dolomitique qui occupe tout son flanc sud et qui surmonte les calcaires du flanc nord. Le contact entre les 2 unités pétrographiques est, soit normal, soit mécanique. Nous y voyons une forte passée calcaire digérée par les dolomies à l'est et à l'ouest et localement chevauchée, le long de la ligne de crête, par les dolomies entraînées par le passage de la nappe de Guajar.

Vu la méconnaissance de la position stratigraphique relative exacte des calcaires et des dolomies, il est prudent et logique d'attribuer les passées calcaires, même en apparence totalement indépendantes des dolomies, en pseudo-klippes ou en pseudo-fenêtres, à des phénomènes disharmoniques locaux, éventuellement à de petites charriages réduits, expliquant ainsi les discordances tectoniques nombreuses entre les calcaires et leur couverture dolomitique.

Il n'est pas douteux que le massif d'Isbor et la Sierra Chinchirina appartiennent à la même unité tectonique bien qu'ils soient séparés par une étroite bande de schistes quartziteux à épidote au S.-E. de Pinos del Valle.

Le contact sud du massif d'Isbor est assuré par une faille subverticale gauchie plus ou moins E.-W., bien visible en face d'Isbor et entre les Pts 683 et 597. 750 m. au N. 80° E. du Pt 683, les schistes passent sous les dolomies mais la faille est postérieure à la venue de la nappe de Guajar. Des calcaires, probablement entraînés sous la nappe de Guajar, jalonnent localement le contact dolomies-schistes (ex. au sud du Pt. 683).

R. W. van Bemmelem attribue à une brusque descente d'axe vers l'ouest le fait que le contact schistes-dolomies, à 850 m. d'altitude près de Pinos del Valle n'est plus qu'à

300 m. d'alt. près d'Isbor, 3 km. au S.-E. A l'appui de sa pensée, il note, et je suis d'accord avec lui sur ce point, que la linéation des schistes, parallèle aux axes de plis, présente une descente d'axe de 40° vers l'ouest.

Mais la liaison de ces schistes avec ceux de Pinos del Valle, qui sont au-dessus des dolomies, me fait opter pour la solution générale de M. Blumenthal, compliquée de failles et d'accidents locaux qui ressortent par simple lecture de la carte.

Les contacts tourmentés entre les dolomies et la nappe schisteuse résultent de plissements et de serrages tardifs rendant verticaux les contacts, ce qui ne permet plus de savoir quelle unité chevauche l'autre sans un examen approfondi de toute la région.

Ainsi s'expliquent les interprétations si différentes de M. Blumenthal et de K. W. van Bemmelen dont les cartes schématiques n'englobent qu'une partie de la zone controversée.

Si mes conclusions convergent avec celles de Blumenthal et qu'il n'y a qu'une nappe schisteuse supérieure, peut-on délibérément supprimer l'empilement de nappes des Hollandais sur tout le domaine alpujarride? Certainement pas. Quelques excursions autour de la Sierra Nevada m'ont prouvé qu'il y avait effectivement bien en tous cas 2 séries alpujarrides superposées, surmontées par la nappe schisteuse de Guajar.

Ainsi près de Lanjaron, voit-on la nappe de Guajar chevaucher une double série alpujarride elle-même appuyée sur la Sierra Nevada par l'intermédiaire de la Mischungzone.

Sur le flanc nord de Sierra Nevada, la série alpujarride est également souvent double et recouverte par des klippes schisteuses probablement de la nappe de Guajar (excavette de Purche) (35).

Mais il existe encore des partisans de l'autochtonie générale de l'édifice bétique, considérant tous les accidents comme locaux et de peu d'envergure. Si les arguments paléogéographiques ne les convainquent pas, non plus

qu'une visite à la fenêtre tectonique d'Albuñol, ils peuvent alors s'arrêter au km. 477 de la route Motril-Grenade (1 km. à l'ouest du tunnel d'Isbor) et regarder au direction est. On voit clairement la forte série gneissique passer sur une barre calcaire triasique. Une épaisse brèche tectonique calcaire, striée, assure le contact. C'est le plus clair exemple de grand charriage qui soit visible le long de la grande route transversale Grenade-Motril.

Si la solution générale de charriage épiglyptique peut être admise, il y a dans le détail bien des faits qui s'accordent mal. Si l'on suit par exemple le contact schistes-dolomies sur les flancs nord et est du Llanadas, on voit que, non seulement le contact est horizontal et que les dolomies sont topographiquement supérieures, mais encore que dans la grande vallée au nord de Llanadas, entre les Pts. 1175 et 1108, ce contact longe la courbe de niveau, ce qui peut paraître une preuve éloquente que les dolomies reposent sur les schistes comme le schéma des auteurs hollandais l'indique. Mais en aucun cas la solution hollandaise, selon laquelle les dolomies du Llanadas sont couverture stratigraphique des schistes (l'ensemble formant la nappe de Guajar) ne peut être adoptée. En effet, sur tout le flanc nord du Llanadas, la série schisteuse est renversée et le contact avec les dolomies des sommets est alors assuré par les schistes les plus anciens, ce qui exclut donc un contact stratigraphique, même décollé des dolomies sur les schistes. Ces 2 unités stratigraphiques sont tectoniquement bien distinctes. Je pense que leur contact réciproque résulte d'un mouvement posthume horizontal sud-nord des dolomies par rapport aux schistes.

Certains détracteurs du charriage épiglyptique à grande échelle lui reprochent d'être une solution facile, une solution de paresse dirait-on presque. Il est en effet souvent pratique de dire épiglyptisme dans tous les cas où il y a doute d'interprétation. Mais le problème alpujarride sans cette conception est insoluble.

Il n'est a priori pas exclu que l'extrême bouleversement tectonique du territoire étudié soit dû à la proximité, en

verticale, du Trias subbétique salifère. Cette pensée peut paraître absurde mais, devant l'ampleur des charriages alpujarrides dans la région de Albuñol (30 km. à l'est), on peut se demander en effet si, au lieu d'être parautochtone comme je le pense, l'ensemble du Trias calcaréo-dolomitique local n'est pas charrié, ce dont je ne me serais pas aperçu car il n'y aurait pas de fenêtre tectonique pour s'en rendre compte sur mon territoire. Il faudrait connaître mieux l'ensemble alpujarride pour que cette idée ne reste pas du domaine des vues de l'esprit.

c) La région de Guajar-Faraguit

Le village de Guajar-Faraguit, comme ceux d'Otivar et de Lentegi, est assis sur la brèche de pente au pied des calcaires, à leur limite avec les schistes cristallins charriés. Cet emplacement correspond à la fois à la présence des sources et au fond des vallées.

Si l'on monte sur les collines au N.-W. de Guajar-Faraguit, on voit une marqueterie de calcaires bleus et blancs en plaquettes et de schistes chloriteux et séricitiques profondément altérés. Il ne s'agit pas de charriage épiglyptique comme on serait tenté de le croire, mais plutôt d'un complexe fortement plissé triasique, avec plissements disharmoniques entre les schistes et les calcaires.

Je ne veux pas m'appesantir sur tous les accidents tectoniques dont la zone est si riche et qui s'encadrent bien dans l'interprétation générale, mais il faut souligner encore 2 contacts qui obligent à enraciner une partie des schistes de Jete au nord du Chaparral.

A l'altitude de G.-Faraguit, 2 km. à l'aval, sur une route en construction, on relève la coupe suivante, de haut en bas.

1. Alternances de quartzites verdâtres et de schistes de Jete.
2. Dolomies brunâtres concordantes.
3. Dolomies blanches et bleues cataclastiques finement vacuolaires, bien litées.

C'est une série renversée. Sur le chemin qui, de Vélez mène à la basse rambla de los Secanos (par les collines et non par le Guadalfeo), on observe à 100 m. au nord de Pt. 313, un contact stratigraphique normal entre les schistes de Jete et les dolomies, ce qui confirmerait bien que le charriage observé ailleurs est très réduit.

Ceci prouve que les schistes cristallins et les gneiss d'Almuñecar propagés de la côte n'ont pas rencontré un soubassement uniquement calcaréo-dolomitique mais également schisteux et il faut bien distinguer les schistes de Jete qui ont été nettement transportés de loin (ex. colline à l'ouest de Vélez), de ceux qui sont pratiquement en place ou faiblement entraînés par le passage de la nappe supérieure.

Il faut souligner le grand rôle joué par les séries renversées sur tout le territoire étudié; écaïlle de Maro, zone de Cazulas, est de Guajar-Faraguit, zone cotière, autant de séries renversées indépendantes, ce qui confirme l'impression générale que l'on est proche des racines, où de nombreux plis déjetés ou couchés s'amorcent, dont l'un d'eux seul s'étendra en nappe de Guajar.

c) La région de Guajar Alto

600 m. à l'aval de Guajar Alto, dans la boucle nord du S que dessine le río Toba, les schistes de la klippe passent sous les dolomies par une surface de contact striée pendant de 65° au N.-E. Les schistes sont de la série werfénienne avec quartzites gris et bruns, phyllites, calcaires bruns. Ce contact appartient à une grande faille subverticale postérieure au charriage des schistes et qui a abaissé fortement la zone schisteuse au S.-W. du río. Les failles satellites dans les dolomies sont probantes d'un effort à composante verticale. Comme à Isbor et comme à l'ouest de Lentegi, ce sont de nouveau les dolomies, du compartiment nord, qui montent.

Il faut noter l'importance de ces mouvements verticaux expliquant souvent mieux que le charriage épiglyptique

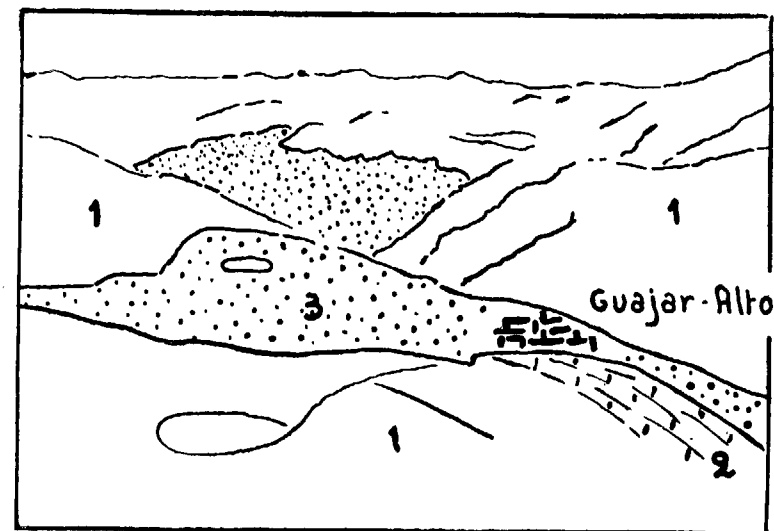
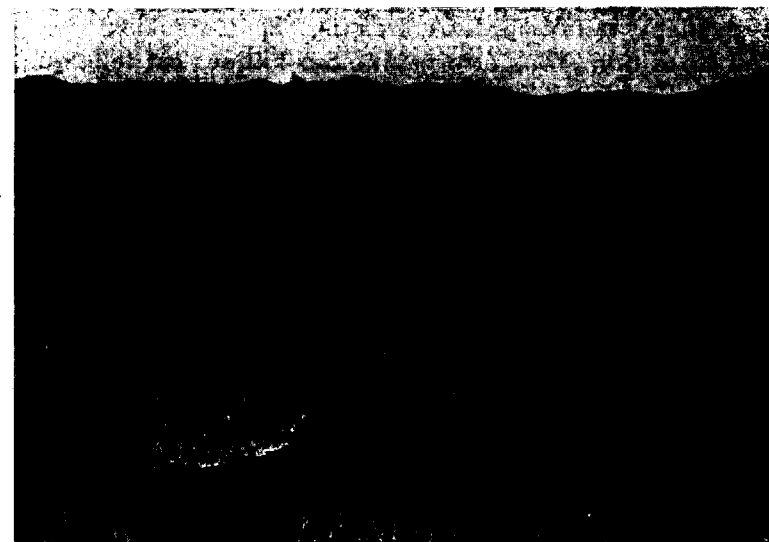


Fig. 10. — La klippe de Guajar Alto (3) vue du sud. Passée calcaire (2) sur dolomies cataclastiques (1).

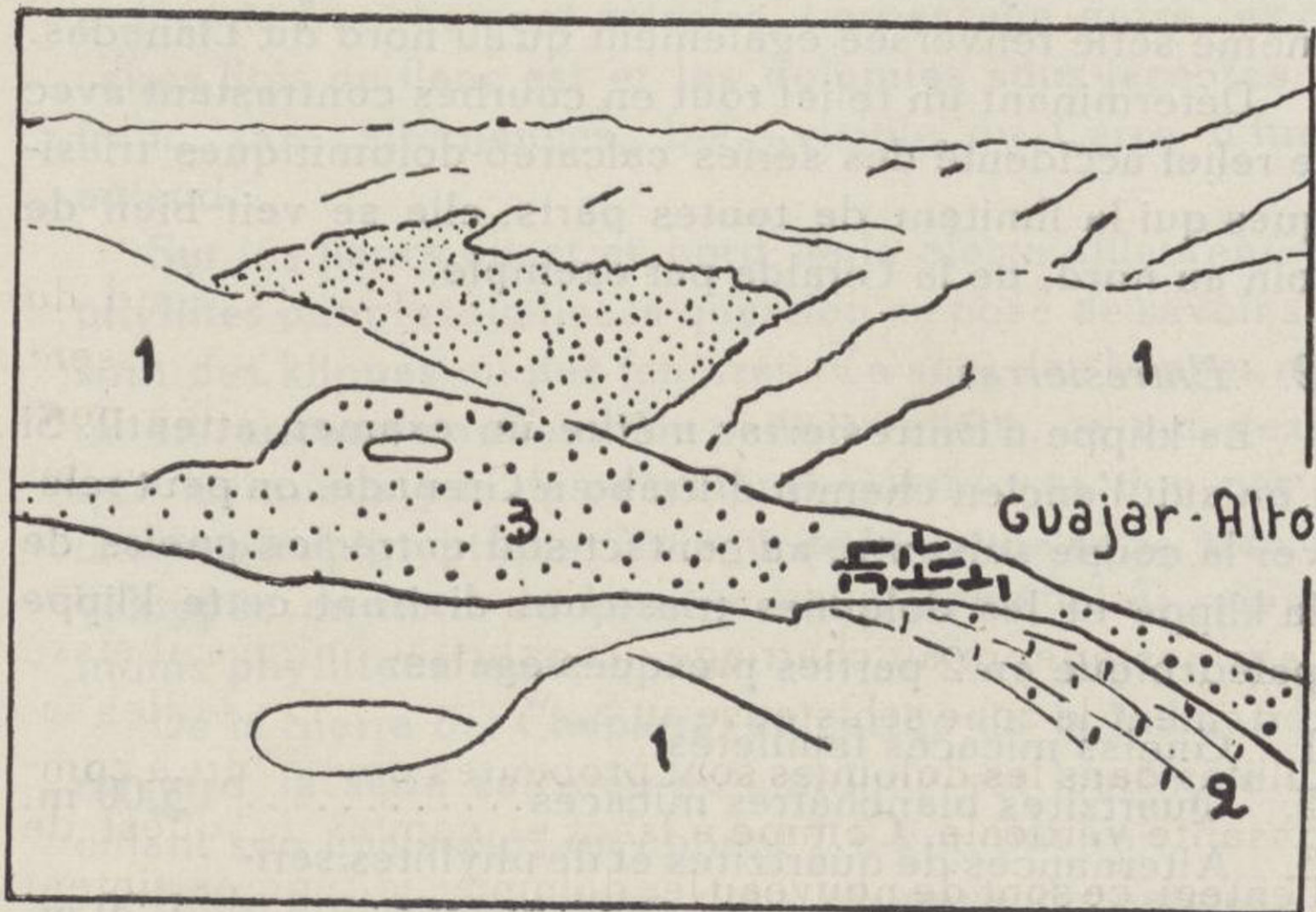


Fig. 10.—La klippe de Guajar Alto (3) vue du sud. Passée calcaire (2) sur dolomies cataclastiques (1).

l'apparition bizarre de certaines klippes, tantôt au fond des vallées, tantôt sur les crêtes (fig. 11).

La position et la pétrographie des klippes est telle que peut-être n'a-t-on pas à faire à une seule nappe proprement dite, mais à un grand nombre de digitations d'une unité supérieure, voire à plusieurs nappes supérieures, soumises à des forces à composantes de directions variées et dont l'effet dépendait beaucoup de la nature des roches.

Il ne subsiste actuellement que des klippes isolées réduites de cette gigantesque unité ce qui rend les raccords tectoniques des plus aléatoires. Je ne crois pas que l'on puisse faire mieux que de réunir les dislocations et digitations de cette unité supérieure en une seule nappe, la nappe de Guajar.

e) Les Klippes d'Entresierras et de la Guindalera

1. Guindalera

La klippe de la Guindalera est une série renversée comprenant gneiss séricitiques, schistes quartzo-micacés, quartzites clairs à épидote et phyllites bleues et grises, bref la même série renversée également qu'au nord du Llanadas.

Déterminant un relief tout en courbes contrastant avec le relief accidenté des séries calcaréo-dolomitiques triasiques qui la limitent de toutes parts, elle se voit bien de loin au nord, de la Giralda par exemple.

2. Entresierras

La klippe d'Entresierras mérite un examen attentif. Si l'on suit l'ancien chemin d'Itrabo à Grenade, on peut relever la coupe suivante, au contact sud entre les gneiss de la klippe et les dolomies triasiques divisant cette klippe paléozoïque en 2 parties presque égales:

- | | |
|---|---------|
| 1. Gneiss micacés feuilletés. | |
| 2. Quartzites blanchâtres micacés..... | 3,00 m. |
| 3. Alternances de quartzites et de phyllites séricitiques | 1,20 m. |
| 4. Calcaires lités | 1,50 m. |
| 5. Dolomies claires. | |

L'ensemble paraissant concordant, on peut se demander s'il s'agit d'une série renversée ou d'une klippe. En fait, c'est bien une klippe et la concordance n'est qu'apparente. Cette pseudo-concordance des klippes paléozoïques et de leur soubassement triasique est très fréquente.



Fig. 11.— Profil par Guajar-Alto.

1, Schistes paléozoïques. 2, Phyllites werféniennes. 3, Dolomies triasiques.

f) La Sierra del Chaparral

La Sierra del Chaparral, entre Itrabo et Guajar Alto, est formée d'une puissante série dolomitique enfouie sous une série franchement calcaire. Le passage entre les calcaires lités du flanc est et les dolomies sous-jacentes est franc, sans alternances, bien visible du Cerro d'Itrabo au sud.

Sur les flancs ouest et nord de la Sierra affleurent des phyllites pour lesquelles la question se pose de savoir si ce sont des klippes ou des fenêtres. Ce sont des klippes mais on en rencontre au fond de petites vallées, ce qui s'explique ici mieux par des accidents posthumes que par un charriage épiglyptique. Il s'agit de la même série bien développée au nord de Lentegi qui a laissé ici de rares témoins phylliteux isolés.

De la Sierra del Chaparral au cortijo de la Toba, 6 km. au nord, la série calcaréo-dolomitique est isoclinale. Calculant son épaisseur, on obtient 1,2 km. environ.

Cette grande épaisseur, dans un pays de nappes, est un argument ou plutôt un indice en faveur de répétitions tectoniques. Par ailleurs, de violents replis à flancs paral-

lèles, inattendus dans la série isoclinale, apparaissent de çà de là, tel celui au sud Pt. 1176, sommet ouest de la Sierra del Chaparral.

Je n'ai néanmoins réussi à mettre en évidence aucune coupure tectonique majeure dans cette série, ni de part et d'autre.

g) La région au nord de Lentegi

La région est d'une complexité telle qu'une étude très détaillée est nécessaire; ce n'est que par une méthode en quelque sorte statistique, observant systématiquement les contacts, que l'on parvient à débrouiller la tectonique.

Stratigraphiquement on ne sort pas du Trias.

La montée de Lentegi au cortijo de Aguas Blanquillas fournit la liaison que nous cherchions entre les calcaires, les dolomies et les phyllites. Nous y voyons clairement que la série phylliteuse est stratigraphiquement liée aux calcaires et que c'est l'ensemble qui est en contact anormal sur les dolomies blanches et non pas les phyllites seules comme un examen superficiel du flanc sud du Jalonche le laisserait croire.

Cette série charriée est essentiellement werfénienne. Certaines zones sont franchement phylliteuses, d'autres calcaires, mais on reste toujours stratigraphiquement près du Werfénien à quartzites et calcaires bruns typiques.

La surface du charriage est très gauchie. L'observation la plus claire du charriage peut se faire de part et d'autre de la cluse du río de Lentegi, entre les cortijos de Melion et de Barranquillo del Agua. Au haut de cette cluse, repose sur les dolomies une série essentiellement phylliteuse à passées quartzitiques et calcaires surtout sur le flanc est.

En s'écartant du chemin, à hauteur du cortijo del Barranquillo del Agua, on peut relever la coupe suivante, procédant du Pt. 732 et se dirigeant vers l'est:

1. Dolomies beiges séricitiques en grosbancs.
2. Alternances de dolomies brunâtres sériciti-

- ques bien litées, du type werfénien,
avec des phyllites verdâtres 6 m.
3. Dolomies grises à grain fin 0,40 m.
 4. Alternances comme au niveau 2 25 m.
 5. Quartzites blancs et bruns séricitiques 0,60 m.
 6. Alternances 2 avec quelques passées de calcaires bruns du type werfénien 16 m.
 7. Dolomies grises à grain fin 3,50 m.
 8. Alternances comme au niveau 2.

Cette coupe partielle suffit pour montrer que les dolomies grises viennent s'intercaler ici stratigraphiquement dans les phyllites, en remplacement des passées calcaires que l'on trouve habituellement.

h) Les environs de Las Casulas

Selon M. Blumenthal, il y aurait à Las Casulas (2 km. à l'ouest d'Otivar) de clairs exemples de charriage épiglyptique. L'étude détaillée de la zone en question nous oblige à entrer en contradiction avec notre illustre prédécesseur. L'observation est actuellement facilitée par une nouvelle route forestière quittant la route Almuñecar Grenade à l'est du Pt. 540 et descendant sur Las Casulas, ainsi que par un canal longeant le flanc gauche du río Verde, en amont de Las Casulas à l'altitude de 520 m. environ.

Nous avons là en gros de simples séries reenversées ou normales mettant en présence des phyllites parfois légèrement décollées et des calcaires bleus et blancs triasiques. Parfois, les phyllites sont charriées mais je ne pense pas que le gauchissement de leur surface de contact anormal sur les calcaires soit dû à un relief préexistant mais plutôt à des accidents posthunes dont la fenêtre anticlinale dont il est question plus bas offre un bel exemple.

À l'altitude de 490 m, à un virage de la route de Las Casulas, nous notons la coupe suivante:

1. Eboulis.
2. Phyllites bleues admettant quelques bancs minces (1 cm.) de calcaires bruns.
3. Calcaires bruns en bancs de quelques cm. d'épaisseur, en alternances rapides avec des phyllites vertes..... 0,30 m.
4. Quartzites bruns clairs séricitiques..... 0,30 m.
5. Calcaires bruns et blanchâtres..... 0,12 m.
6. Calcaires bleus et blancs massifs 3,00 m.
7. Dolomies blanches et bleues foncées pseudo-bréchiques (pseudo-galets bleus dans fond blanc), alternant avec des lits de calcaires bleus et blancs lités dans les 12 premiers mètres.

Coupe interrompue par une faille.

C'est une série renversée.

Longeons maintenant le canal qui débute au dessus de la Venta de Casulas, 300 m. au N.-E. On retrouve d'abord, après avoir passé le ravin, un affleurement calcaire isolé dans les phyllites. Puis, en face de la Venta, une barre calcaire subhorizontale qui paraît enrobée par les phyllites

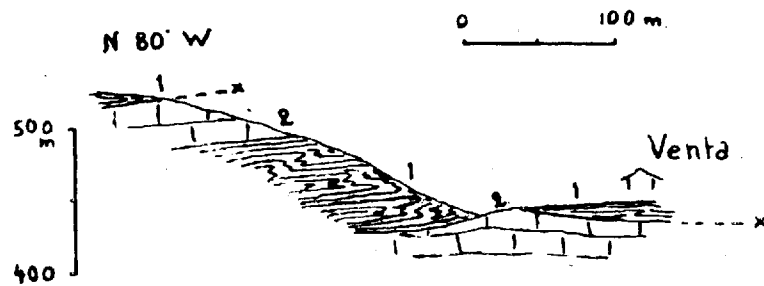


Fig. 12. - Profil par la Venta de Casulas.
1, Phyllites. 2, Calcaires triasiques.

bleues qui sont à la fois stratigraphiquement au-dessous et tectoniquement au dessus des calcaires. Cette barre se termine au N.-E. contre les mêmes phyllites par une faille verticale.

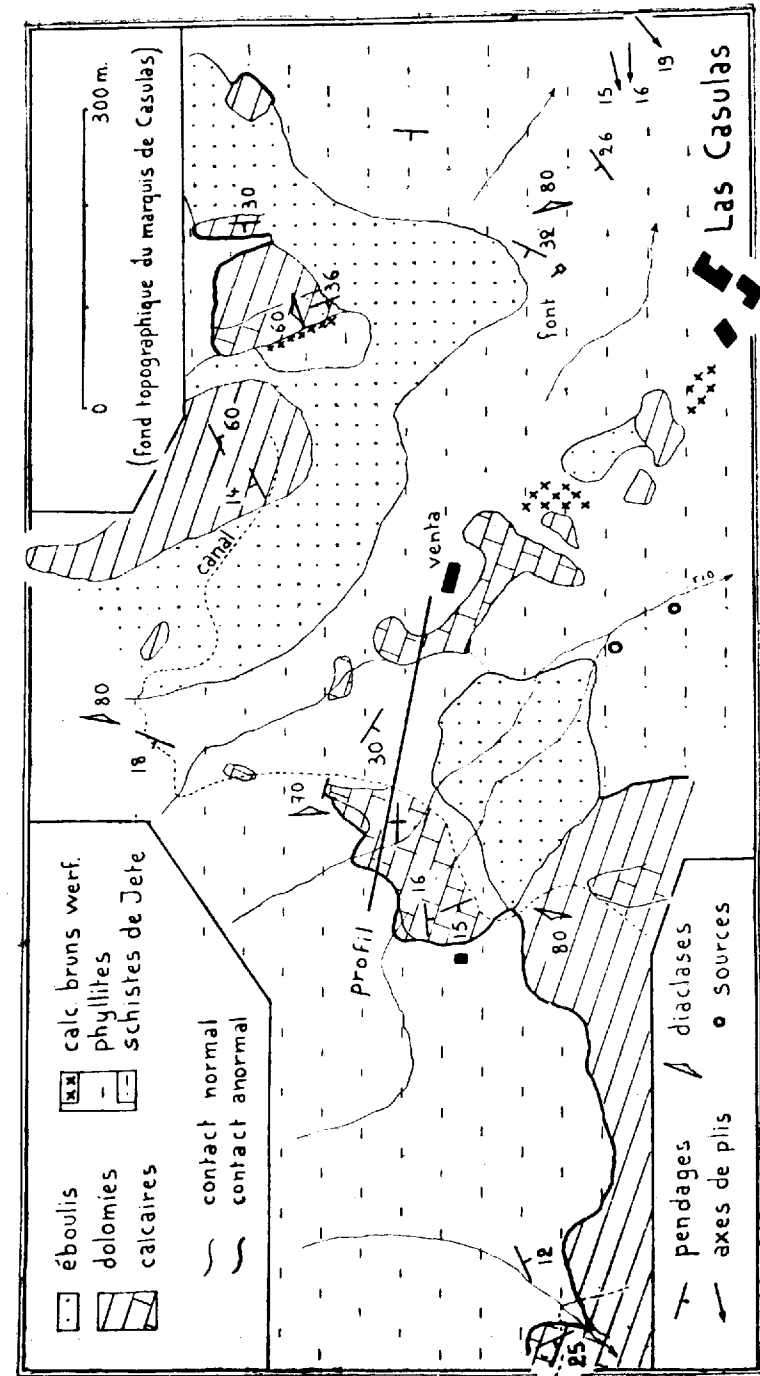


Fig. 13. — Esquisse géologique des environs de Las Casulas.

Continuant le long du canal, on monte dans la série et passe des calcaires lités aux dolomies compactes, puis on arrive à une petite carrière abandonnée dans des calcaires bleus à grain moyen, bien lités, gauchis à l'échelle du mètre, plissotés et à séricite et pyrite, recouverts par les phyllites par l'intermédiaire de quartzites blancs séricitiques laminés. La surface de contact, gauchie, est recouverte par une patine d'oxyde de fer et striée.

Longeant toujours le canal, on rencontre après 1,5 kilomètres environ, un petit massif calcaire limité par des failles verticales qui le font sortir comme un horst au milieu des schistes. Sur le dos de ce massif, un petit torrent a lavé la surface de contact entre les calcaires lités bleus et blancs et les schistes de Jete supérieurs. Une écaille dolomitique, prise dans les schistes et une zone de laminage werfénienne assurent le contact.

2 interprétations tectoniques des lieux sont possibles:

1) Nous avons là une série renversée, laminée par des phénomènes disharmoniques locaux. Des phyllites devraient être présentes entre les schistes et les calcaires. On peut expliquer leur absence par le laminage. Je crois plutôt que la présence des schistes de Jete supérieurs, au lieu des phyllites, est due uniquement à un passage latéral de facies, ou, mieux, à une remontée locale du front de métamorphisme.

Invoquer un changement latéral de facies semble une explication trop facile, mais la constatation sur le chemin Otivar-Ittravo (p. 81) d'une série normale de calcaires dont les schistes de Jete supérieurs forment la base stratigraphique nous permet d'admettre des passages latéraux relativement rapides entre les schistes de Jete supérieurs et les phyllites.

2) Autre possibilité, le massif calcaire sort en fenêtre tectonique anticlinale limitée par des failles posthumes. J'opte pour cette deuxième solution; c'est la plus simple.

i) Le Jaloche.

Le Jaloche domine Lentegi à l'ouest. M. Blumenthal

qui en parle y voit un Trias parautochone couvert par des klippes phylliteuses isolées. En fait la tectonique est plus compliquée. Pour l'interprétation tectonique, on peut se contenter de diviser la montagne en 3 complexes: les phyllites, les calcaires et les dolomies. Comme à Lentegi, les phyllites sont partout accompagnées des calcaires bruns du type werfénien et de la série calcaire et quartzitique qui les surmonte.

La partie supérieure du Jaloche est occupée par un petit massif dolomitique gris subhorizontal chevauchant une série calco-phylliteuse isoclinale sur le flanc sud et passablement bouleversée sur le flanc nord du Jaloche. De nombreuses sources sourdent le long du contact. La série calcophylliteuse pendante au S.-W. est coupée en biseau à 40° environ.

Au km. 33 de la route Grenade-Almuñecar, les dolomies de l'énorme massif du Lopera passent sur la série calcophylliteuse par l'intermédiaire d'une forte zone cataclastique des dolomies. La surface de contact, striée, pendante au N.-N.-W., est recouverte d'un enduit d'oxyde de fer. Nous avons là le même contact qu'au col du Lopera, soit une série faiblement charriée sur les dolomies blanches et ce n'est que le résultat d'une faille locale si les dolomies passent ici sur les calcaires, comme on peut s'en assurer en faisant le tour du Jaloche à l'altitude de 1130 m. environ.

Par contre les dolomies des sommets du Jaloche, pétrographiquement semblables à celles du Lopera, en sont tectoniquement bien distinctes. Elles sont en effet en klippe flottante sur la série calco-phylliteuse. Cette position supérieure des dolomies est bien visible du Pico del Pinar de Torillas, 4 km. au sud du Jaloche.

Sur le flanc sud du Jaloche, au grand virage ouest de la route, 300 m. au sud de la Fuente de las Víboras, un superbe plan de faille strié s'observe; l'accident n'est que local.

A peu près à mi-distance entre les cortijos de Lissardo et de la Burra, les quartzites clairs séricitiques sont en par

faite concordance tectonique sur les dolomies grises mal litées triasiques. Ces quartzites passent progressivement par alternances aux phyllites bleues après quelques décimètres.

1) La région du Lopera

Une coupe du nord au sud commencée à 1 km. à l'E.-S.-E. du cortijo de los Prados et se terminant par la paroi des dolomies blanches cataclastiques peut se schématiser ainsi:

1. Calcaires sombres lités.....	60 m.
2. Dolomies blanches cataclastiques.....	50 m.
3. Fines alternances de calcaires sombres lités et de dolomies bleues foncées à grain fin litées.....	1,5 à 3 m.
4. Calcaires sombres lités, latéralement digérés par les dolomies blanches cataclastiques.....	0 à 10 m.
5. Dolomies blanches cataclastiques.....	450 m.

Cette coupe n'a qu'une valeur très locale.

A 1 km. plus à l'W., au S.-S.-W. du cortijo de los Prados, on verra la lentille calcaire 4 relayée par une autre passée calcaire beaucoup plus haut dans la série. La forte série dolomitique blanche 5 voit donc apparaître dans sa partie supérieure des lentilles calcaires très allongées, préluant la forte série des calcaires sombres lités qui surmontent les dolomies selon une surface de contact fortement gauchie.

Lorsque, montant la nouvelle route Almuñecar-Grenade, on arrive au col du Lopera (300 m. au sud du cortijo de los Prados), on constate que le contact de la série calcaire sur les dolomies blanches est assuré par une zone dolomitique intensément cataclastique bleue foncée, admettant des calcaires et des dolomies laminées et boudinées.

On n'échappe pas à l'impression que ce contact mécanique sépare 2 unités tectoniquement bien distinctes. Le

même phénomène s'observant en plus réduit au N. du Pt. 1.207,200 m. au S.-E. de l'unique cortijo de la région E. du Cañuelo, confirme cette impression.

Par ailleurs, la surface de contact compliquée et très fortement gauchie des calcaires bousculés sur les dolomies isoclinales suggère un charriage des calcaires sur les dolomies.

Enfin l'étude systématique des caractères mécaniques des 2 unités en présence montre que l'effort tectonique sur les dolomies venaient clairement du S. 10° E. L'axe de poussée sur les calcaires est plus difficile à préciser car la série, plastique et malléable, ne se prête à une interprétation qu'après un grand nombre d'observation. On s'aperçoit alors que les axes de plissement de ces calcaires sont les mêmes que pour les séries à 5 km. plus à l'W., c'est à dire qu'ils oscillent autour de N. 30° W.

Toutes ces observations postulent en faveur d'un contact tectonique de belle envergure et troublent l'hypothèse d'une succession stratigraphique normale. Et pourtant, nous croyons qu'il n'en est rien et les faits observés beaucoup plus à l'ouest (Loma del Aguila par exemple) obligent à considérer la série calcaire comme simplement localement décollée sur les dolomies. Cette série calcaire plastique a été bousculée plus ou moins fortement selon les endroits. Dans la région du col du Lopera qui nous occupait, l'effort a été plus intense et il est permis de supposer que les calcaires ont été charriés sur quelques centaines de mètres, mais pas plus.

Dans la Sierra de Gor, P. Fallot et L. Solé Sabarís ont aussi décrit des séries calcaires stratigraphiquement au-dessus de dolomies (33).

Le flanc N. du Lopera est occupé par des calcaires gris bleus localement dolomités, couvert par des klippen de schistes et de quartzites, rarement à épidote (fig. 15). Les calcaires dolomitiques appartiennent à la couverture des dolomies blanches et sont fortement écaillés ainsi que leur substratum dolomitique qui parvient parfois à chevaucher sa couverture.

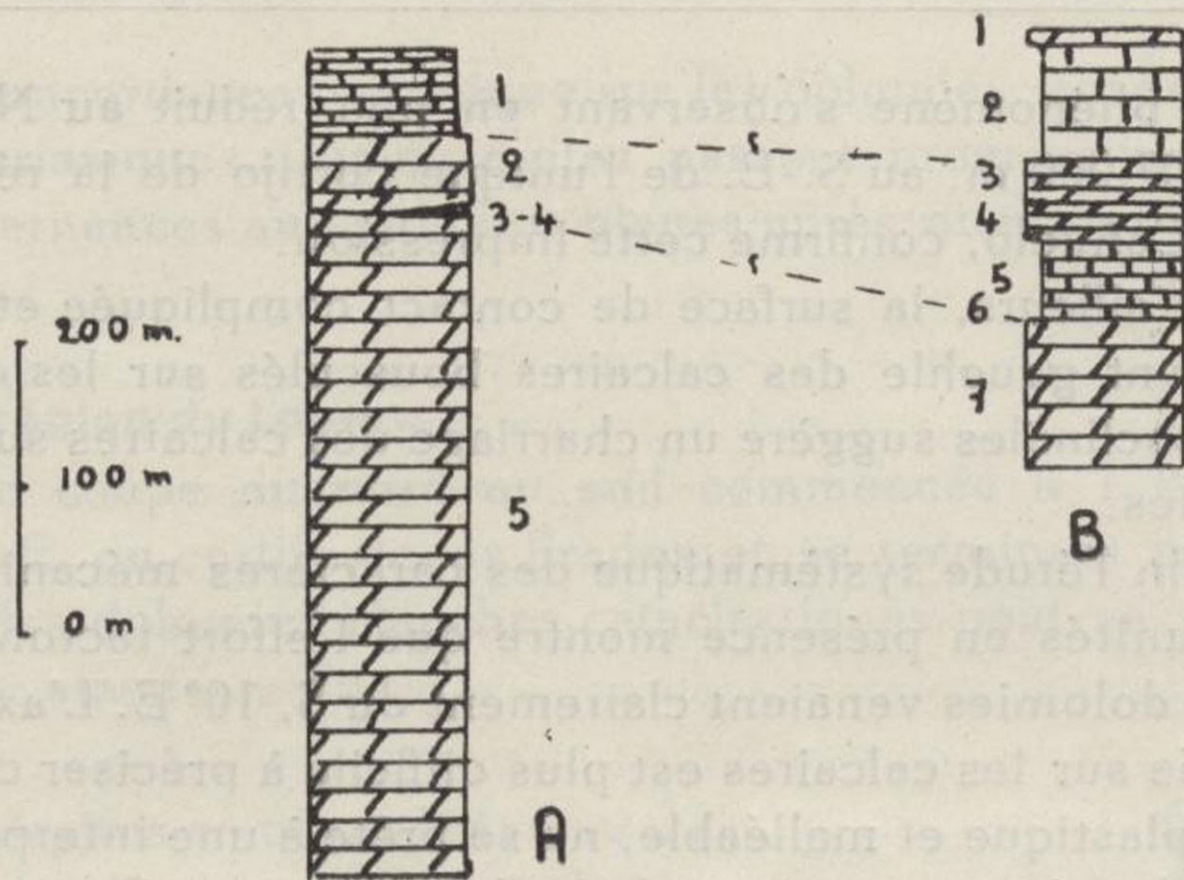


Fig. 14. — Séries stratigraphiques triasiques schématisiques près du Lopera.

A, 1 km. à l'E.-S.-E. du cortijo de los Prados.

B, 1,2 km. à l'W.-N.-W. du Lopera.

(Les numéros renvoient au texte, p. 64 et 67).

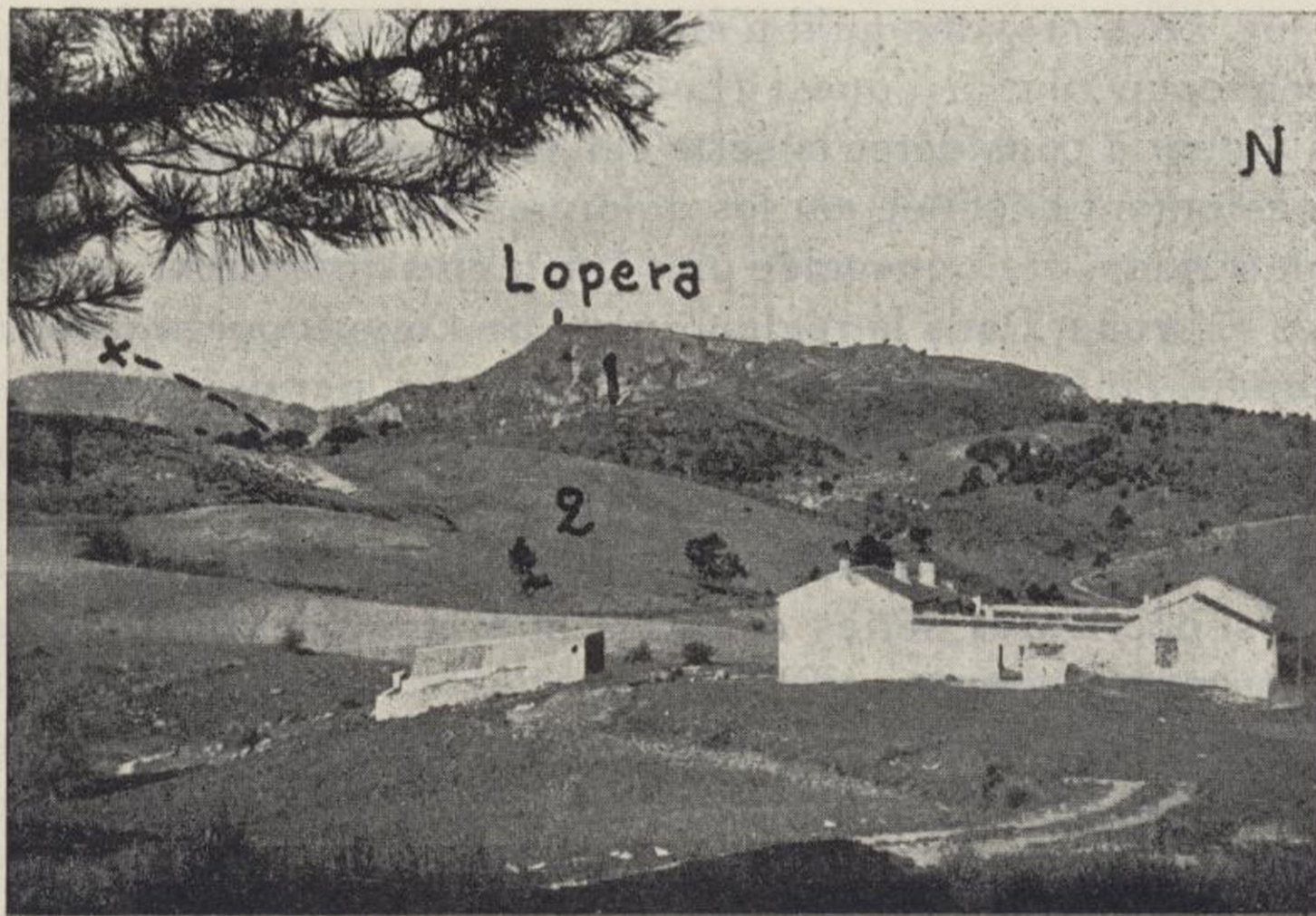


Fig. 15. — Schistes paléozoïques de la nappe de Guajar (2) reposant sur la série dolomitique de Lopera (1), probablement norienne.

Au premier plan, cjo. de los Prados.

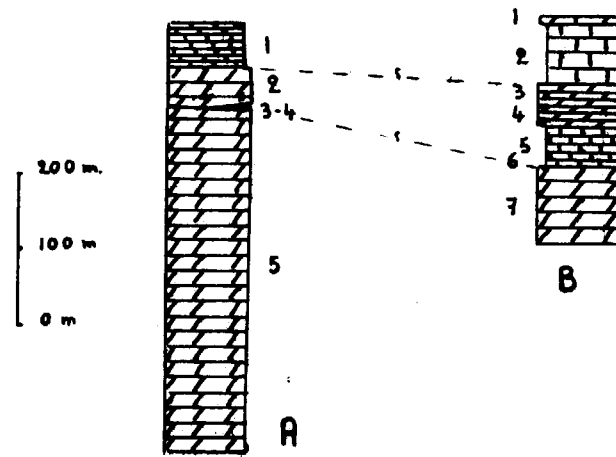


Fig. 14. — Séries stratigraphiques triasiques schématisées près du Lopera.

A, 1 km. à l'E.-S.-E. du cortijo de los Prados.
B, 1,2 km. à l'W.-N.-W. du Lopera.
(Les numéros renvoient au texte, p. 64 et 67).

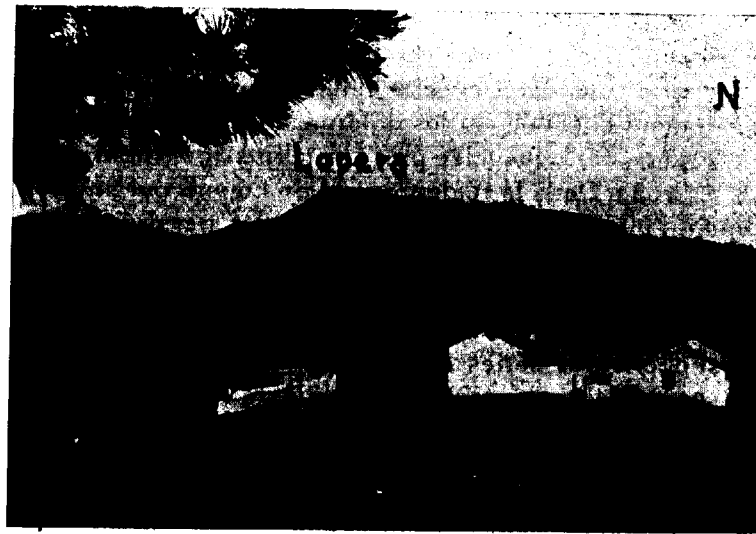


Fig. 15. — Schistes paléozoïques de la nappe de Guajar (2) reposant sur la série dolomitique de Lopera (1), probablement norienne. Au premier plan, cjo. de los Prados.

A 1,2 km. à l'W.-N.-W. du Lopera, le chemin venant de Jayena rejoint l'arroyo de l'Almijara et pénètre dans une cluse dont on relève la coupe suivante, de haut en bas :

1. Série calcaréo-dolomitique écaillée.
2. Calcaires bleus et blancs, en gros bancs, bien cristallisés, à séricite, pyrite et trémolite en petites aiguilles 80 m.
3. Dolomies à grains fins, grises, blanches ou bleu foncées, plus ou moins cataclastiques, un peu séricitiques..... 12 m.
4. Dolomies et dolomies calcaires, bleues foncées, bien litées. Passées d'un calcaire dolomitique blanc ou gris à grain fin, à patine beige, boudiné, en lits de quelques cm. d'épaisseur 40 m.
5. Calcaires bleus et gris, bruns dans le bas de la série, à grain fin, bien lités, parfois séricitiques, à rares micrograins de pyrite.
Ces calcaires diffèrent de 2 par leur meilleur litage 55 m.
6. Calcaires comme au niveau 2..... 8 m.
7. Dolomies blanches à grain fin cataclastiques.

Le terme 7 étant probablement norien par homologie de facies avec les dolomies noriennes du pourtour de la Méditerranée occidentale, il est possible que les termes 1-6 soient rhétiens, du moins partiellement.

k) La région du Rescate

La région du Rescate est semblable à celle de Casulas pour le style tectonique. De petits massifs calcaires triasiques percent les schistes de Jete de façon capricieuse.

A l'est du haut «Camino de los Cortijos», une étroite bande calcaire se détache du flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara, forme le Pt. 502 et se termine brusquement 800 m. au N.-N.-E. du Rescate. Cette bande est vraisemblablement le coeur d'un anticlinal déjeté dont la charnière

est visible au croisement de la bande et du haut río descendant sur la Herradura. Le contact entre ce coeur calcaire et les schistes de Jete le recouvrant est mécanique, bien visible à l'est du Pt. 502.

Au N.-W. du Rescate, des failles subverticales, postérieures au charriage des schistes de Jete à passés calcaires

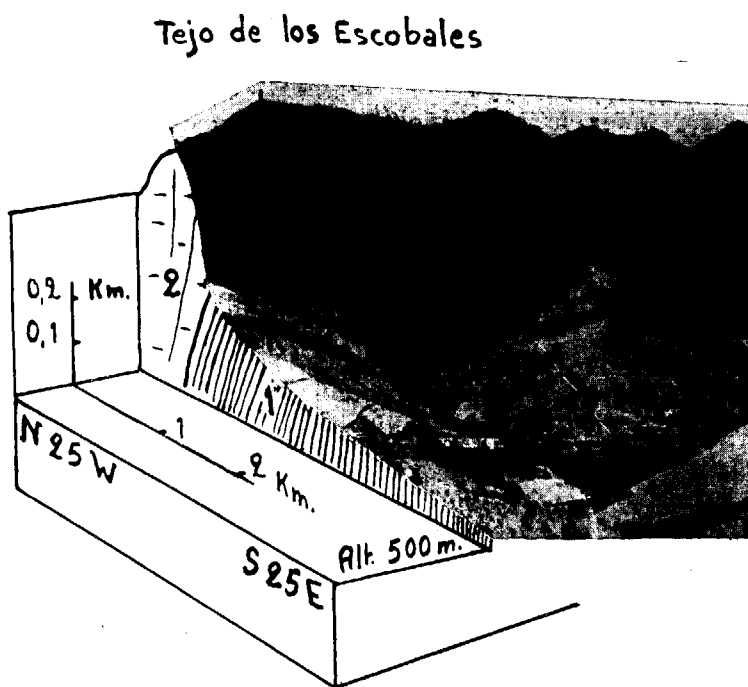


Fig. 16.—Schistes de Jete charriés (nappe de Guajar) redressés à la verticale et passant même sous les calcaires parautochtones (voir profil 17).

brunes du type werfénien, font sortir le Peñón de los Castillejos, en calcaire à trémolite.

Le profil de la fig. 17 rend compte de l'essentiel des complications tectoniques de cette région.

Nous sommes sur un grand éventail, que j'appellerai l'«éventail du Rescate», dont une des digitations nord

forme le synclinal de l'Almijara. On peut le comparer avec le classique éventail de Bagnes du Pennique valaisan; mais l'éventail de Bagnes appartient à une zone frontale

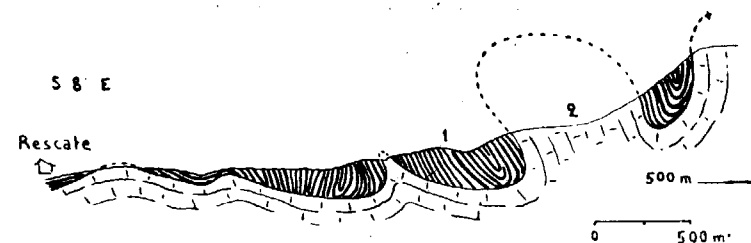


Fig. 17. — Profil de la partie sud de l'éventail du Rescate. 1, Schistes de Jete. 2, Calcaires triasiques.

alors que nous sommes au Rescate près des racines de la nappe de Guajar.

1) Synclinal et anticlinal de l'Almijara

Le flanc est de la Navachica est le plus difficile à interpréter de tout le territoire étudié.

Le haut arroyo de la Almijara est essentiellement occupé par des quartzites et des gneiss schisteux quartzeux bleutés à patine grise et à plis ptygmatitiques, rappelant certains schistes de Casanna des Alpes pennines. Ce sont des schistes de Jete ayant subi l'augmentation générale de métamorphisme d'est en ouest.

Du col 1451 m., part un chemin horizontal N.-S. qui coupe le massif calcaréo-dolomitique blanc formant paroi au sud du col.

A la sortie sud de ce massif, sur le chemin, on relève la coupe suivante:

1. Dolomies et calcaires blancs à trémolite.
2. Phyllites, quartzites et calcaires bruns 1,60 m.
3. Calcaires bleus et blancs 1,0 m.
4. Phyllites et quartzites 1,50 m.
5. Calcaires bleus et blancs 3,5 m.

Tejo de los Escobales

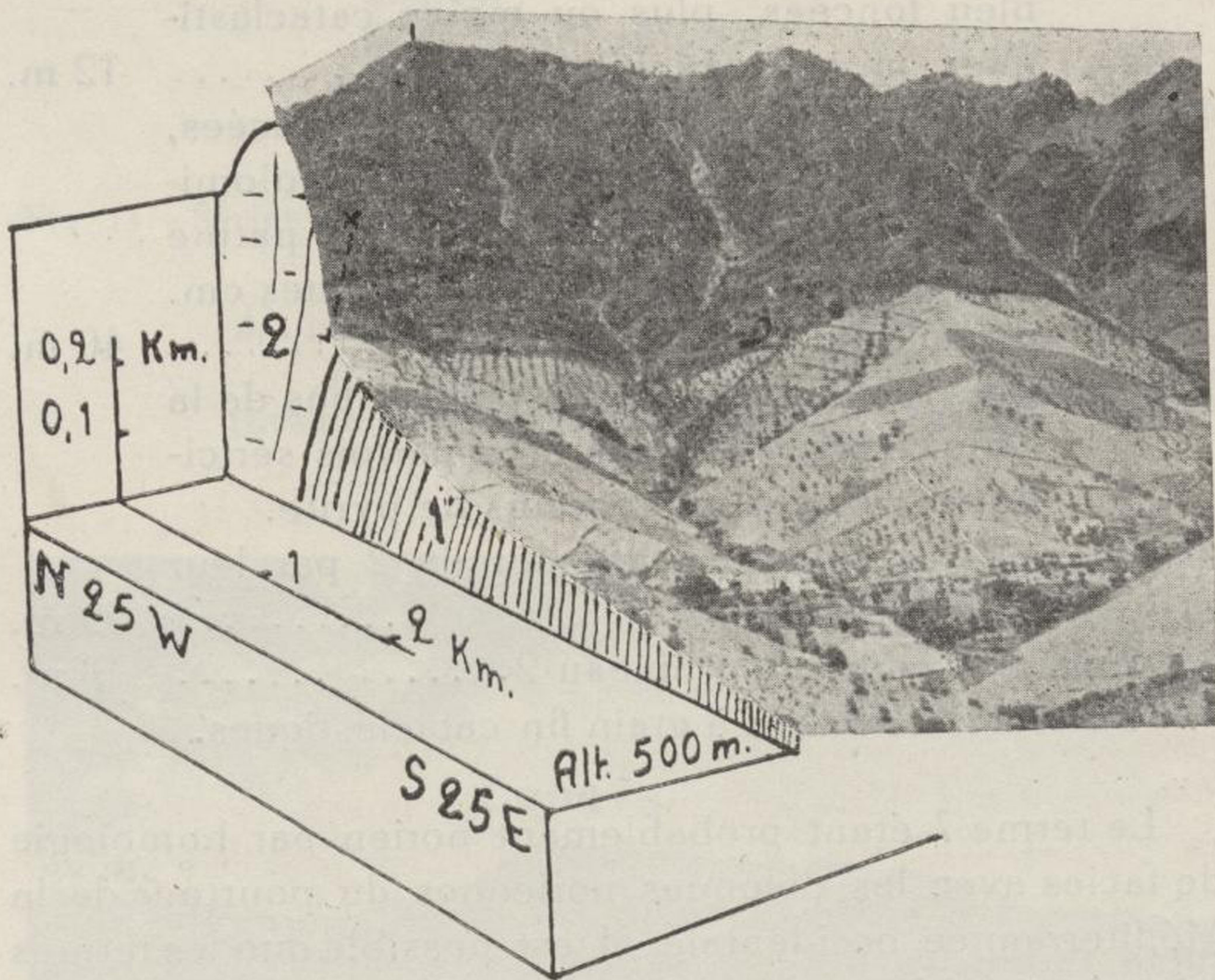


Fig. 16.—Schistes de Jete charriés (nappe de Guajar) redressés à la verticale et passant même sous les calcaires parautochtones (voir profil 17).

- 6. Alternances de quartzites blancs et de phyllites grises et bleues, avec, à mi distance, un petit banc de calcaire brun interstratifié 8 m.
- 7. Schistes de Jete.

La série est verticale.

Continuant sur le chemin et remontant le premier ba-

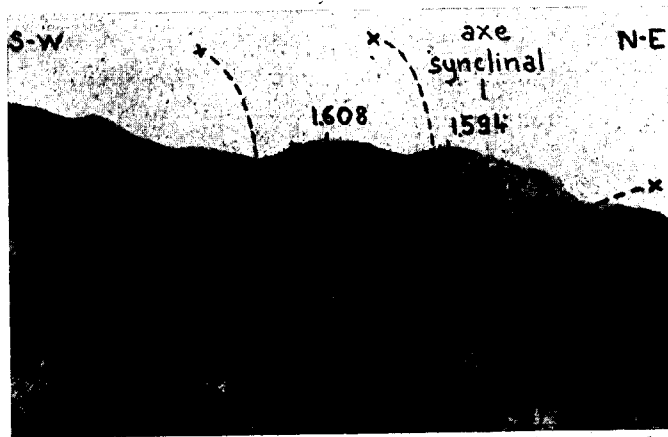
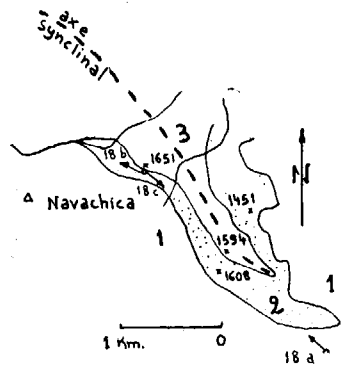


Fig. 18 a.—Le synclinal de l'Almijara vu du S.-E.

- 1, Calcaires autochtones de l'anticlinal de l'Almijara (flanc nord).
- 2, Schistes de Jete charriés (n. de Guajar).
- 3, Calcaires du pli en retour de l'Almijara.



Synclinal de l'Almijara. Lieux (o) et directions (→) des phot.

1, 2, 3, Même légende que fig. 18 a.



Fig. 18 b.—Serrage tectonique de la bande schisteuse charriée (2), au N.-E. de la Navachica. (Photo Fontboté.)

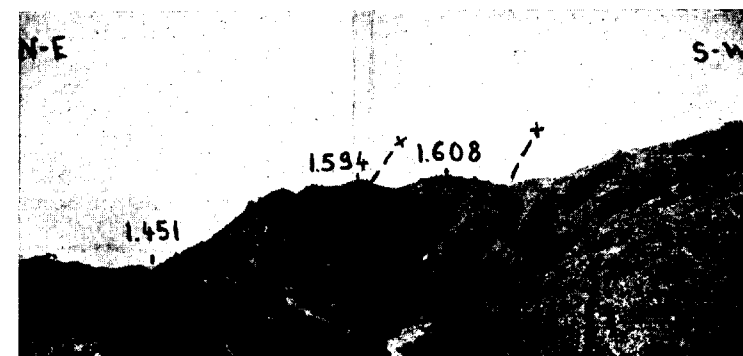


Fig. 18 c.—La bande de schistes de Jete prise entre les calcaires autochtones du S.-W. et parautochtones du N.-E. (Photo Fontboté.)

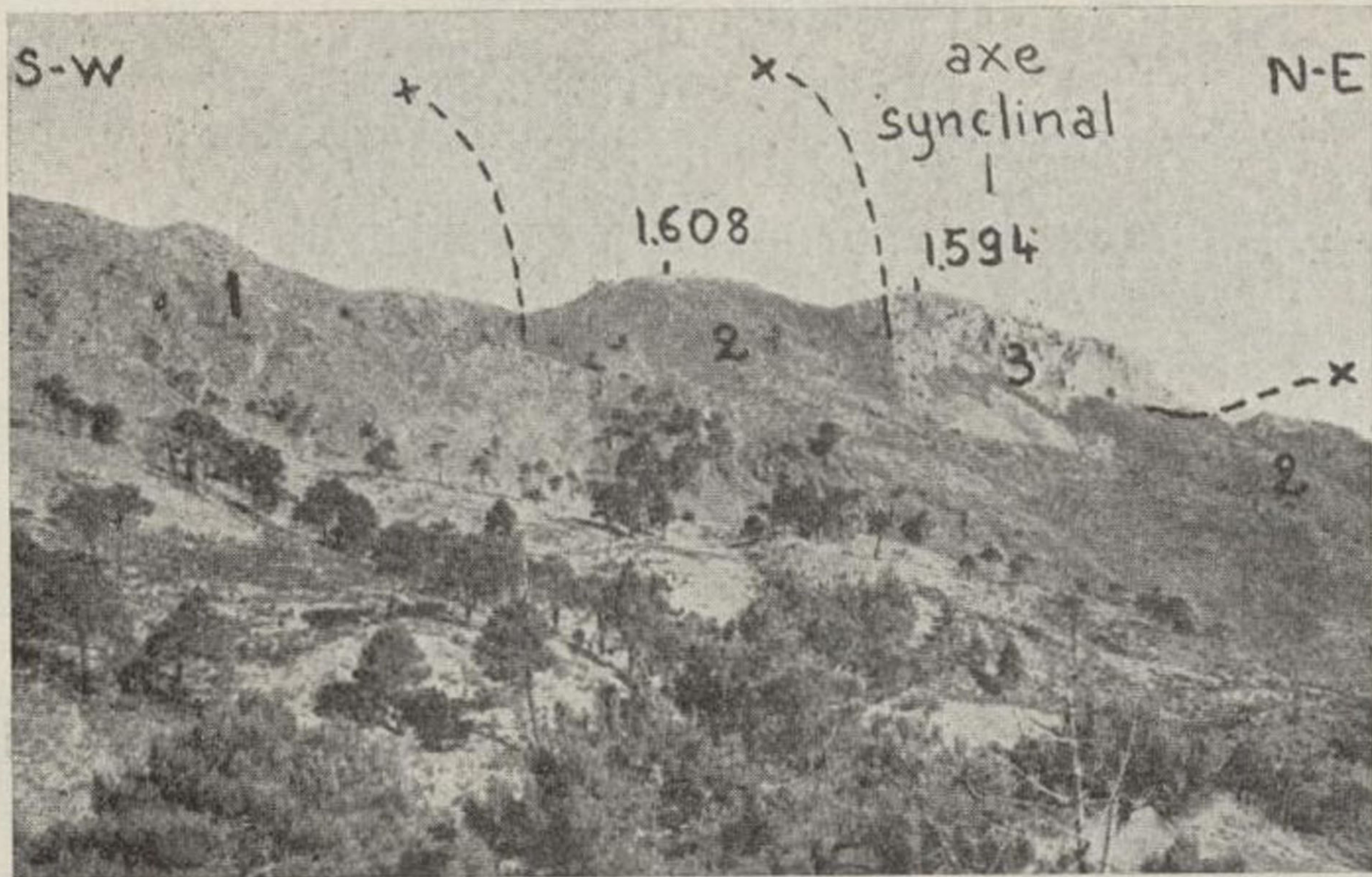


Fig. 18 a.—Le synclinal de l'Almijara vu du S.-E.

- 1, Calcaires autochtones de l'anticlinal de l'Almijara (flanc nord).
 2, Schistes de Jete charriés (n. de Guajar). 3, Calcaires du pli en retour de l'Almijara.

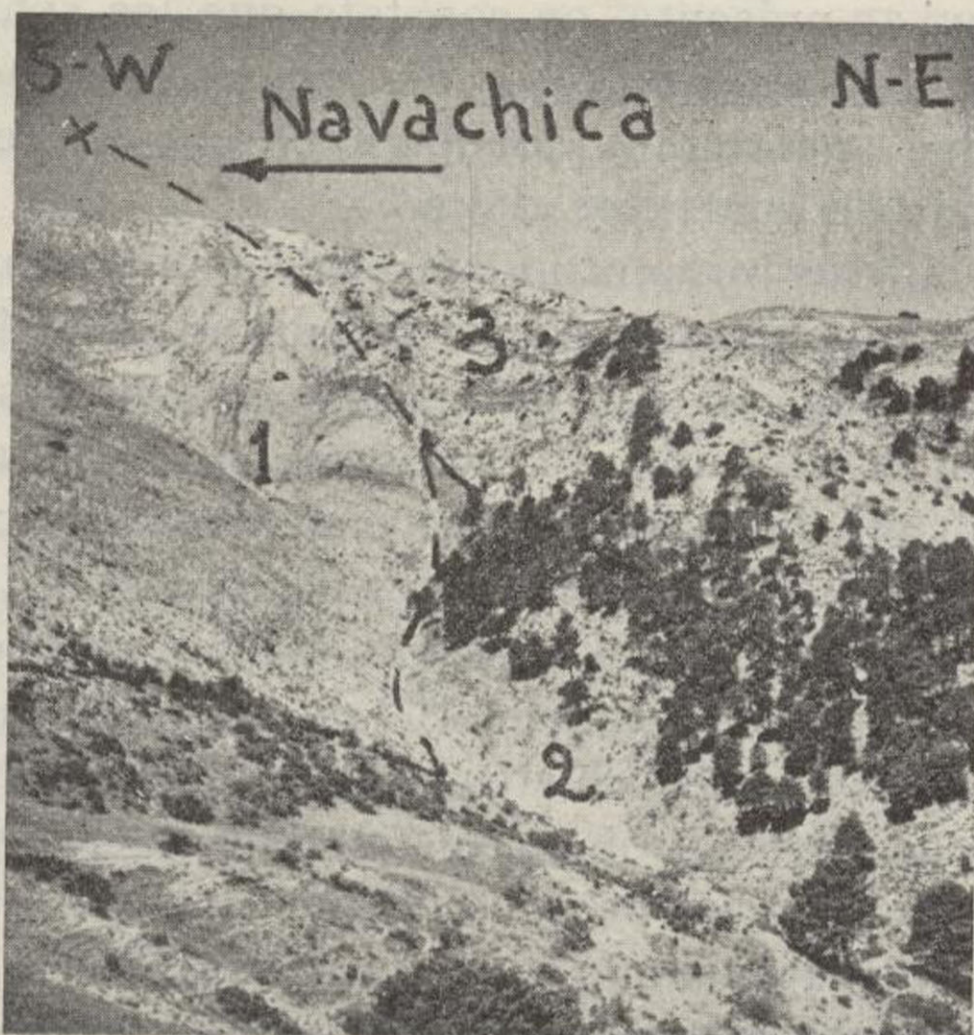


Fig. 18 b.—Serrage tectonique de la bande schisteuse charriée (2), au N.-E. de la Navachica. (Photo Fontboté.)

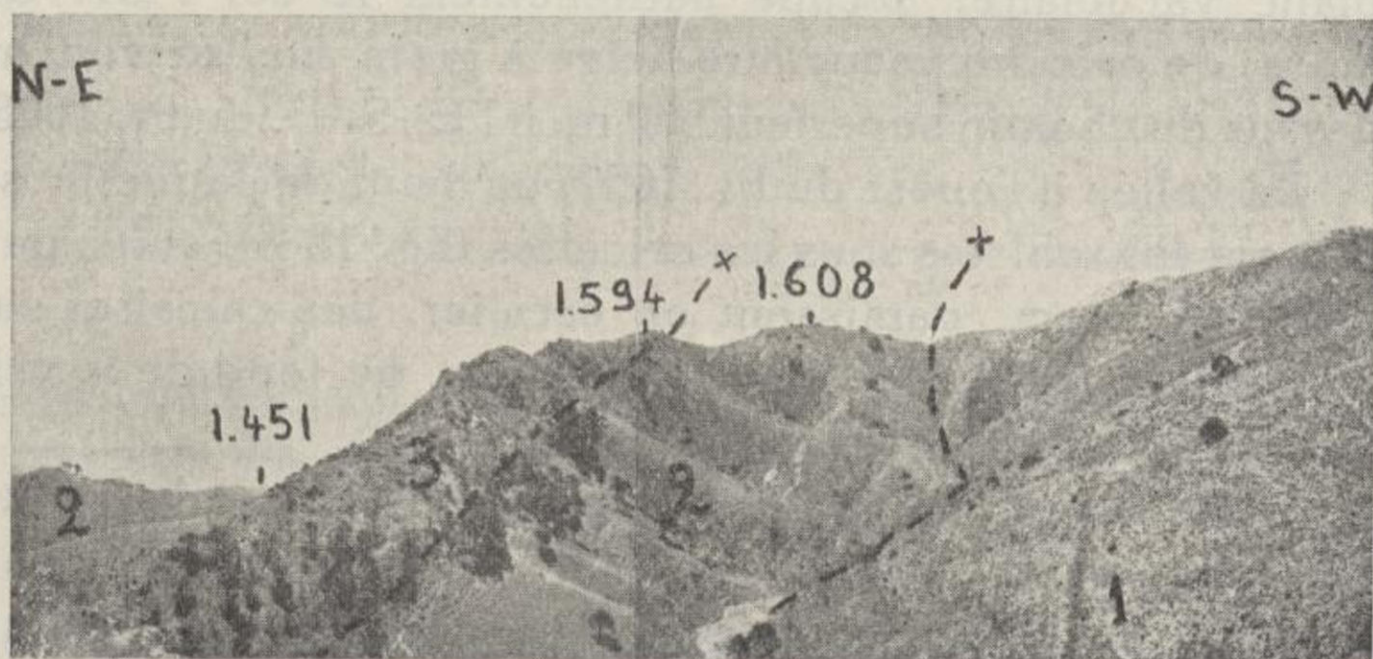


Fig. 18 c.—La bande de schistes de Jete prise entre les calcaires autochtones du S.-W. et parautochtones du N.-E. (Photo Fontboté.)

rranco qui se présente, on constate que les schistes sub-verticaux s'appuient contre des calcaires plissotés à patine brune, paraissant concordants, par l'intermédiaire d'une zone de quartzites clairs.

Les schistes forment une étroite bande, soulignée par un replat topographique, qui se suit en direction N.-W. sur 2 km., (fig. 18 b.), puis se pince sous les calcaires blancs du Pt. 1651 (fig. 18 croquis a). Au sud du Pt. 1651, à un petit col, la coupe ci-dessus se répète avec développement des calcaires aux dépens des phyllites.

Du col 1451 descend au sud un chemin parallèle à celui de la coupe précédente mais 100 m. plus bas, qui longe le contact inférieur des schistes sur les calcaires. Là encore, les schistes, riches en intercalations de calcaires bruns du type werfénien, sont presque concordants sur les calcaires bleus et blancs du haut barranco de la Topera. Mais un examen attentif montre que le contact est assuré par une zone de quartzites blancs et phyllites verdâtres laminées légèrement en biseau sur les calcaires.

Dans ces schistes isoclinaux, apparaissent par ci par là, des affleurements dolomitiques ou calcaires qui ne sont pas à leur place, indices de replis violents dont les charnières sont érodées ou cachées. Le plus important de ces affleurements, de dolomie blanche séricitique et calcaire blanc vacuolaire, occupe partiellement le col 1451. Un autre, de calcaire vacuolaire beige à grain fin, se voit au dessus du chemin supérieur 500 m. à l'E.-S.-E. du Pt. 1608.

La vallée à l'ouest du Pt. 1651, au haut de laquelle se pincement les schistes sous les calcaires (fig. 18 b), suit à peu près le contact, paraissant en escalier, des calcaires sur les schistes qui percent en 2 endroits, au fond de la vallée, leur couverture calcaire triasique.

La bande schisteuse pincée réapparaît au sud du Puerto de la Ventosilla. 300 m. au S.-W. de la Navachica. une klippe de schistes à hornblende, paléozoïques, chevauche les calcaires du flanc nord de l'anticlinal de l'Almijara. Cette klippe, différente de la bande schisteuse par sa pétrographie et parce qu'elle n'est pas pincée appartient

vraisemblablement à une digitation de la même nappe. 2 interprétations de la région sont possibles:

1) On peut considérer le massif calcaire blanc des Pt 1594 et 1651 comme couverture normale des schistes, laminés au contact. L'ensemble serait charrié sur les calcaires de la Navachica et du haut barranco de la Topera, et des mouvements posthumes lui auraient donné sa forme synclinale actuelle.

2) Je crois plutôt qu'il faut expliquer ce synclinal par des mouvements postérieurs au charriage des schistes seuls, comme l'expliquent les croquis de la fig. 19.

M. Blumenthal a mis en évidence, au nord de Cadix, des poussées antibétiques affectant le Subbétique. Sur le territoire étudié ici ne s'observe aucune contrepoussée. Ce

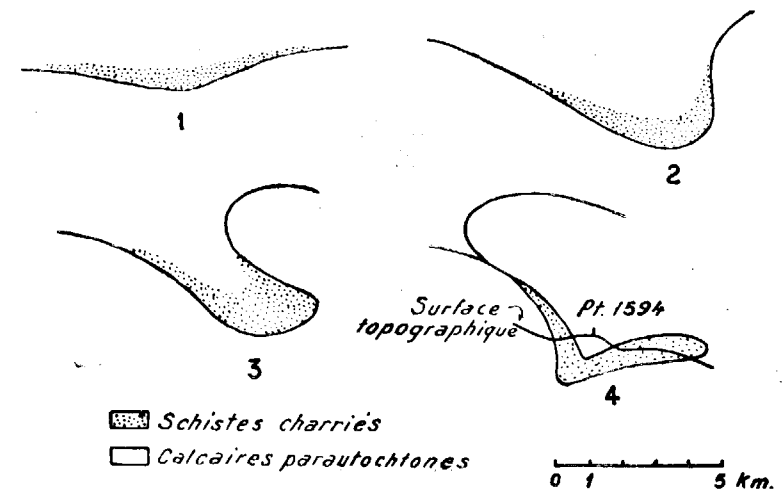


Fig. 19. - Quatre étapes de la formation du synclinal de l'Almijara. 1, Charriage des schistes. 2, Synclinal posthume. 3, Involution. 4, Etat actuel.

synclinal de l'Almijara ne serait pas dû à une contrepoussée mais à un pli en retour replissé de belle envergure, amenant un phénomène d'involution dans la nappe de Guajar.

J'hésiterais à admettre des mouvements postérieurs au charriage si considérables, si n'apparaissaient pas sur le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara des phénomènes que je n'explique pas sans faire intervenir des plissements posthumes de grande envergure.

Descendons par exemple de Alto del Barranco del Pino sur le Rescate par le camino de la Sierra. Après avoir

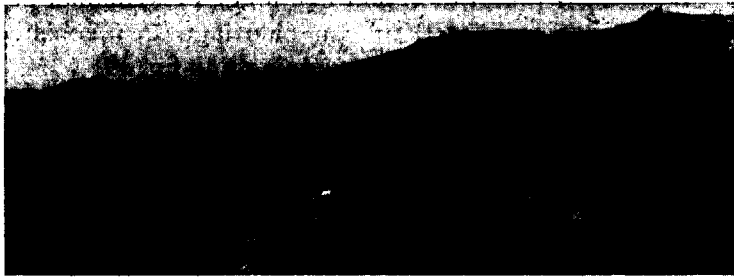


Fig. 20. — Le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara, vu du Cerro del Sol. Schistes et quartzites paléozoïques (1) pincés entre le Trias dolomitique de l'écaïlle del Sol (2) et le Trias calcaire du flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara (3).

suiwi longtemps une monotone série subverticale de calcaires lités plissotés, on pénètre avec étonnement dans des quartzites blancs séricitiques et des phyllites, puis des schistes de Jete en pseudo-concordance sous les cal-

caires. Cette série forme une étroite bande entièrement fermée par les calcaires.

Au nord et à l'est du Pt. 1210, 1,3 km. au sud-est du Cielo, une autre bande de schistes et quartzites séricitiques à rares passées phylliteuses est pincée par les calcaires à tremolite de nouveau en concordance apparente. On peut songer à un serrage tardif de ces schistes, ce qui s'accorderait bien avec le style tectonique de la région car il est clair que, sur la transversale de Maro, l'anticlinal de l'Almijara a subi un resserrement tardif accentué. Mais il est plus probable qu'un affaissement posthume du compartiment supportant les quartzites explique la disposition actuelle.

Comme dans la plupart des cas, il y a concordance apparente entre les schistes et les calcaires, on ne peut pas a priori exclure qu'il s'agisse d'intercalations stratigraphiques schisteuses séparées localement des calcaires par des plissements disharmoniques. Cette remarque n'est faite que pour la forme car la disposition de l'ensemble montre clairement que les schistes sont charriés.

La zone côtière schisteuse paléozoïque est également pincée à l'ouest en une étroite bande en «doigt de gant» en concordance apparente avec le Trias calcaire et dolomitique qui l'enserme, c'est à dire avec le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara au nord et l'écaïlle del Sol au sud (Fig. 20 et 28).

Le profil 9, pl. I, explique la disposition de l'anticlinal de l'Almijara qu'un examen superficiel fait considérer comme une gigantesque et simple voûte.

2 km. au sud du cjo. de la Almijara, en suivant la crête qui descend à l'est du Pt. 1482, on relève la coupe suivante:

1. Calcaires bleus et blancs plissotés, en lits de quelques décimètres d'épaisseur.
2. Dolomies bleues foncées à grain très fin, bien litées..... 25 m.
3. Alternances de schistes bleus foncés à pa-



Fig. 20. — Le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara, vu du Cerro del Sol. Schistes et quartzites paléozoïques (1) pincés entre le Trias dolomitique de l'écaïlle del Sol (2) et le Trias calcaire du flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara (3).

	tine rouillée, en bancs épais, et de quartzites beiges séricitiques	3	m.
4.	Dolomies bleues	3	m.
5.	Quartzites blancs finement lités, très séricitiques et à grain très fin	0,2	m.
6.	Dolomies bleues	5	m.
7.	Schistes et quartzites 3	2,5	m.
8.	Dolomies bleues, bien litées, pulvérulentes et faiblement séricitiques	3	m.
9.	Schistes et quartzites rouillés	1,8	m.
10.	Dolomies bleues alternant avec quelques lits de schistes quartziteux. L'axe de plissement des schistes correspond à leur direction, soit N. 50° W	6	m.
11.	Calcaires bruns séricitiques lités	0,2	m.
12.	Calcaires vacuolaires blancs à beiges, saccharoïdes, à grain fin, séricitiques	5	m.
13.	Dolomies blanchâtres pulvérulentes à grain fin	0,3	m.
14.	Alternances des dolomies bleues, quartzites séricitiques et schistes.		
15.	Klippe de schistes de Jete.		

Cette coupe est un exemple de succession possible dans la série mixte.

m) La région de Piedra Sillada

Piedra Sillada est l'ultime sommet ouest de la Sierra Almirajara, avant d'atteindre la Sierra de Competa. Toute la région est en grandes séries isoclinales, d'apparence calmes, laissant mal paraître les violents accidents qui les interrompent. En bref, nous sommes sur le flanc nord de l'anticlinal de l'Almirajara, compliqué de puissantes écaïlles.

La série calcaire qui surmonte stratigraphiquement les dolomies blanches habituelles débute par quelques mètres de dolomies bleues à grain fin, mal litées, formant les derniers mètres supérieurs de la Loma del Aguila et de la Loma de Ubare (Caserío de Ubare).

Je n'ai pas étudié la tectonique du Trias entre Piedra Sillada et la Sierra Tejada mais, de Piedra Sillada, il m'a semblé voir à l'ouest l'anticlinal de l'Almirajara relié par un autre anticlinal plus accentué, axé E.-W. environ et dont le Lucero formerait le flanc nord et le Cerro de los Machos le flanc sud (ces 2 derniers sommets sur la feuille Zaffaraya).

n) La région entre Jayena et Beznar

La région non cartographiée entre Jayena et Beznar correspond presque entièrement à un plateau triasique essentiellement dolomitique parsemé de klippes de Paléozoïque (nappe de Guajar) et de lambeaux miocènes.

On trouve parfois dans les ravins des échantillons de gneiss dont la présence n'est justifiée par aucun affleurement à l'amont. Ces débris ne sont probablement pas erratiques; ils proviennent vraisemblablement de klippes maintenant complètement érodées. (J. Sermet a signalé des cuvettes glaciaires dans la Sierra Tejada à 2.000 mètres d'altitude, mais je pense avec M. Blumenthal qu'il s'agit plutôt de formes karstiques, de dolines).

D'Alhama de Granada à Pinos del Valle, le plateau molassique est séparé du relief triasique par un liseré discontinu de micaschistes paléozoïques divers dont l'origine allochtone ne fait pas de doute. Ce liseré suggère que les sédiments molassiques ont comblés une dépression formée par les micaschistes, plus tendres que le Trias calcaire.

o) La zone cotière

A 1 km. au nord de Motril (feuille Albuñol), s'ouvre une grande carrière qui montre les calcaires bleus et blancs et les dolomies grises triasiques pris en coin sous les schistes cristallins et gneiss d'Almuñecar et sur leur base stratigraphique décollée phylliteuse (fig. 22). La zone de trituration est considérable et les failles, accompagnées de brèches tectoniques et d'un enduit d'oxyde de fer, se relaient sur plusieurs dizaines de mètres. L'accident est comparable à celui du km. 333 de la route Almeria-Malaga.

Lorsque l'on voit le complexe gneisso-schisteux pro-

fondément bouleversé, pétrographiquement identique aux klippes du nord, chevaucher les calcaires du cerro Gordo et de l'Escalate, on n'échappe pas à l'impression que le complexe a subi un important charriage. Cet accident, les français de la Mission d'Andalousie l'avaient vu et en firent leur « faille de Motril », gigantesque faille cou-

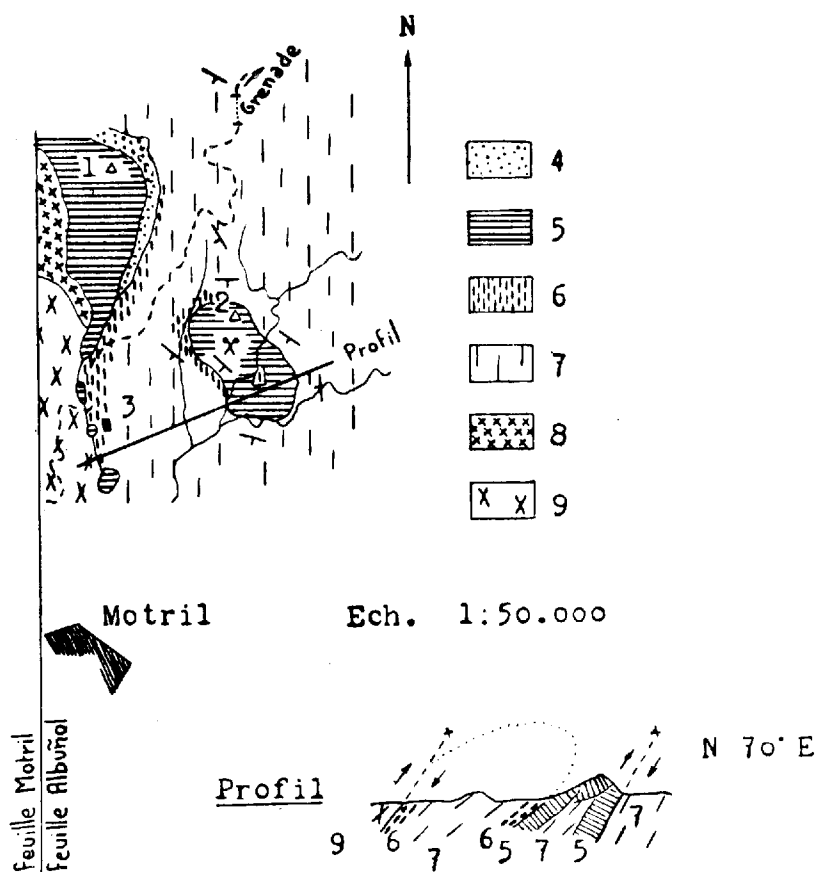


Fig. 21.—Profil et carte géologique schématique de la région au nord de Motril.

1, Cerro Gordo. 2, Cerro del Toro. 3, Cjo. de la Naera. 4, Brèche de pente. 5, Calc. et dolomies triasiques. 6, Werfénien. 7, Phyllites. 8, Schistes de Jete. 9, Schistes et gneiss d'Almuñecar.

rant de Motril jusqu'à Zafarraya (60 km. à l'W.-N.-W.) et même plus loin sous la molasse. Nous avons vu et verrons que cette faille doit être remplacée au nord de la Sierra del Chaparral par une série de contacts anormaux, se relayant, entre la nappe de Guajar et son substratum.

De Motril à Molvizar, les schistes cristallins chevauchent les calcaires par l'intermédiaire d'une série renversée de plus en plus jeune. Se détachant au nord de la

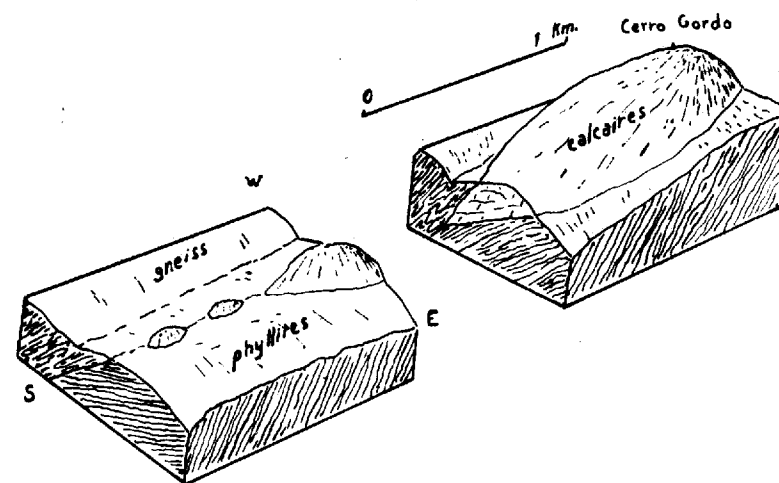


Fig. 22.—Stéréogramme esquissé du Cerro Gordo. Les calcaires triasiques sont séparés des phyllites werféniennes par plissements disharmoniques. Les gneiss de la zone radicale de la nappe de Guajar, chevauchent l'ensemble.

route de Molvizar, à 1 km. à l'E.-S.-E. de ce village, le chemin de Velez longe le contact des schistes du Velilla sur les calcaires lités bleus et blancs de la Loma de Espartinas. Des calcaires bruns du type werfénien jalonnent le contact. Un examen superficiel laisse l'impression que nous avons là une série renversée laminée car les 2 séries sont presque concordantes, mais un examen attentif révèle que les calcaires sont légèrement coupés en biseau, sous un angle de 5 degrés environ. Pétrographiquement les schis-

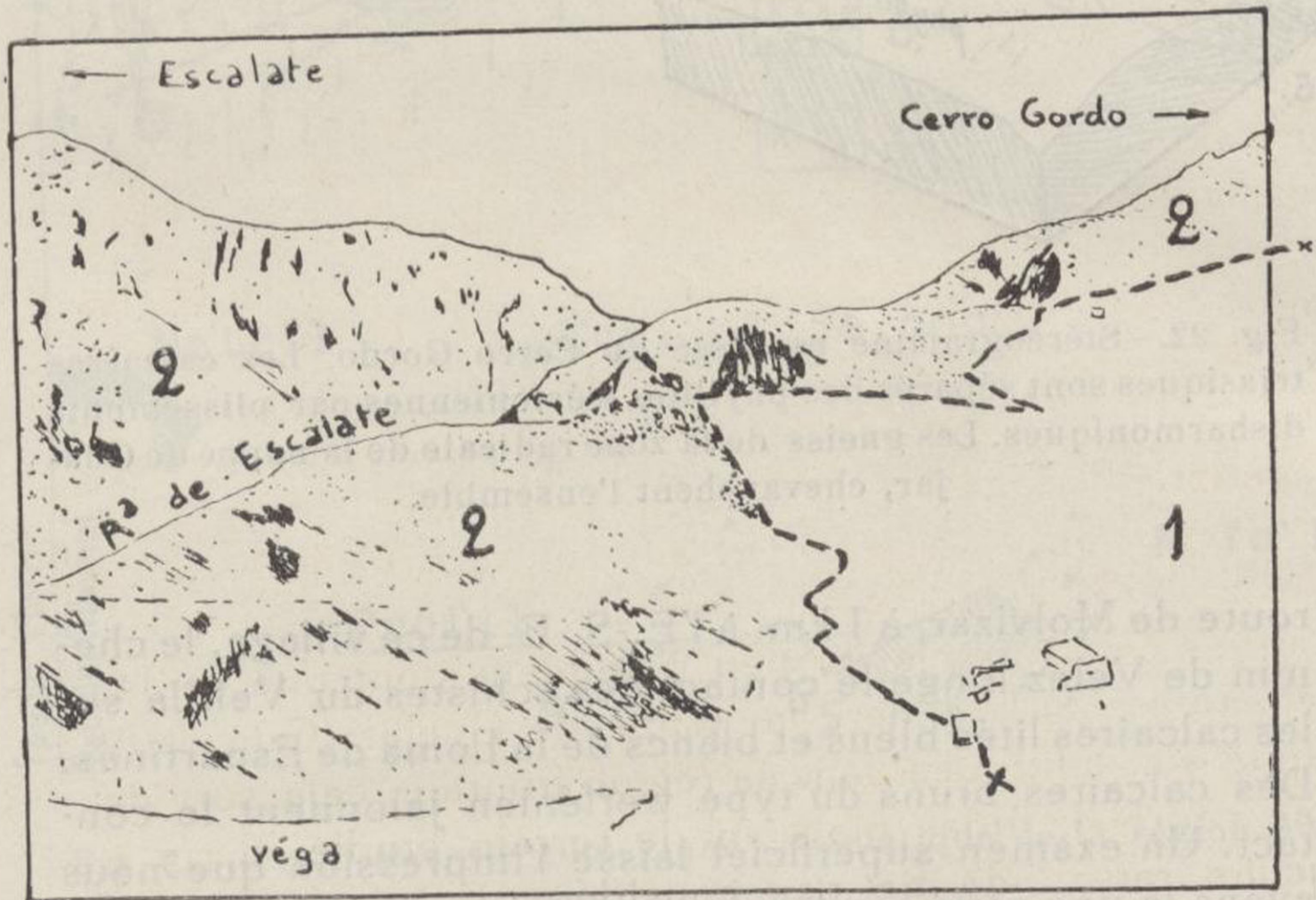
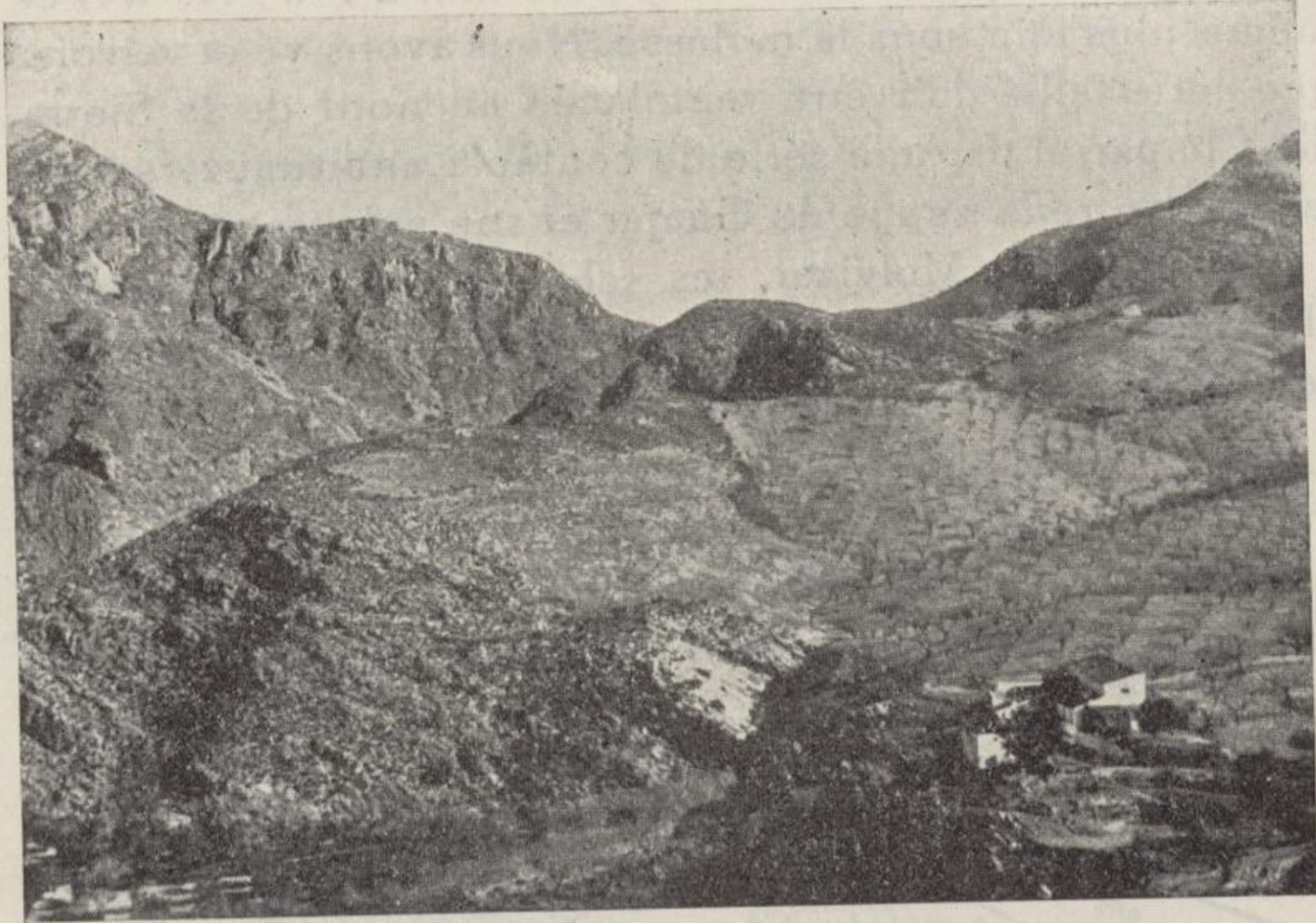


Fig. 23.—Chariage du Paleozoïque (1) sur les calcaires triasiques (2) au sud de la rambla de l'Escalate. Photo prise du Pt. 125 en direction est.

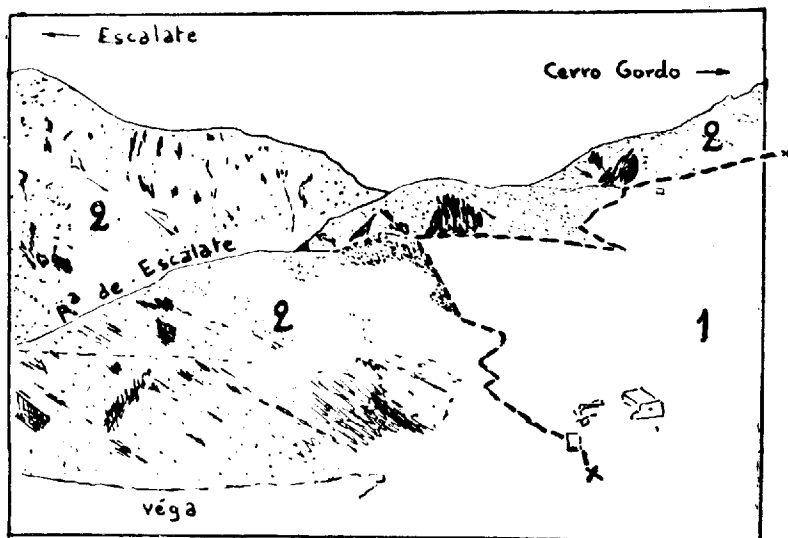


Fig. 23.—Chariage du Paleozoïque (1) sur les calcaires triasiques (2) au sud de la rambla de l'Escalate. Photo prise du Pt. 125 en direction est.

tes du Velilla à épidote ont remplacé les schistes cristallins du nord de Motril car le flanc renversé de l'unité charriée est mieux conservé. Ce sont les mêmes unités tectoniques en présence qu'au nord de Motril (fig. 24).

Sur le chemin du Rescate à Almuñecar par le Ventorro, on voit clairement, 500 mètres à l'ouest du Ventorro, les plus profonds gneiss du complexe d'Almuñecar chevaucher les schistes du Velilla et de Jete. Le contact est également mécanique à 1,2 km. au S.-W. d'Itrabo, sur le chemin d'Almuñecar.

Tous ces accidents ne sont que locaux et plusieurs raisons obligent à enraciner ici même sur la côte la nappe qui, individualisée, laissera des klippes à plusieurs dizaines de km. à l'intérieur du pays.

J'ai noté au paragraphe «schistes de Jete» que les gneiss d'Almuñecar étaient en continuité stratigraphique avec les phyllites et les calcaires triasiques ce qui impliquait l'absence d'orogénèse hercynienne notable, comme P. Fallot l'avait déjà dit, Ainsi, au nord du chemin d'Oti-var à Itrabo, 400 m. à l'est de l'établissement San Jorge immédiatement après un gros éboulis récent, s'observe une série calcaire triasique subhorizontale parfaitement normale sur les schistes de Jete supérieurs, à quartzites brunâtres et verdâtres. Egalement, de Itrabo, sur les gneiss, aux mines du Tesoro, dans les calcaires triasiques la série est parfaitement normale. Enfin toute la région de Las Casulas s'explique par des plis couchés et des charriages très réduits.

Il faut alors considérer toute la zone schisto-gneissique d'Almuñecar comme enracinée sur la côte et présentant quelques digitations de peu d'ampleur dont une seule, s'épanouissant, donnera la nappe de Guajar. Que cette nappe soit bifurquée dans sa région frontale, cela sort de mon cadre d'études mais sur le terrain étudié, il n'y a aucune raison de ne pas considérer la nappe comme unique, comme Blumenthal l'avait prévu il y a une vingtaine d'années.

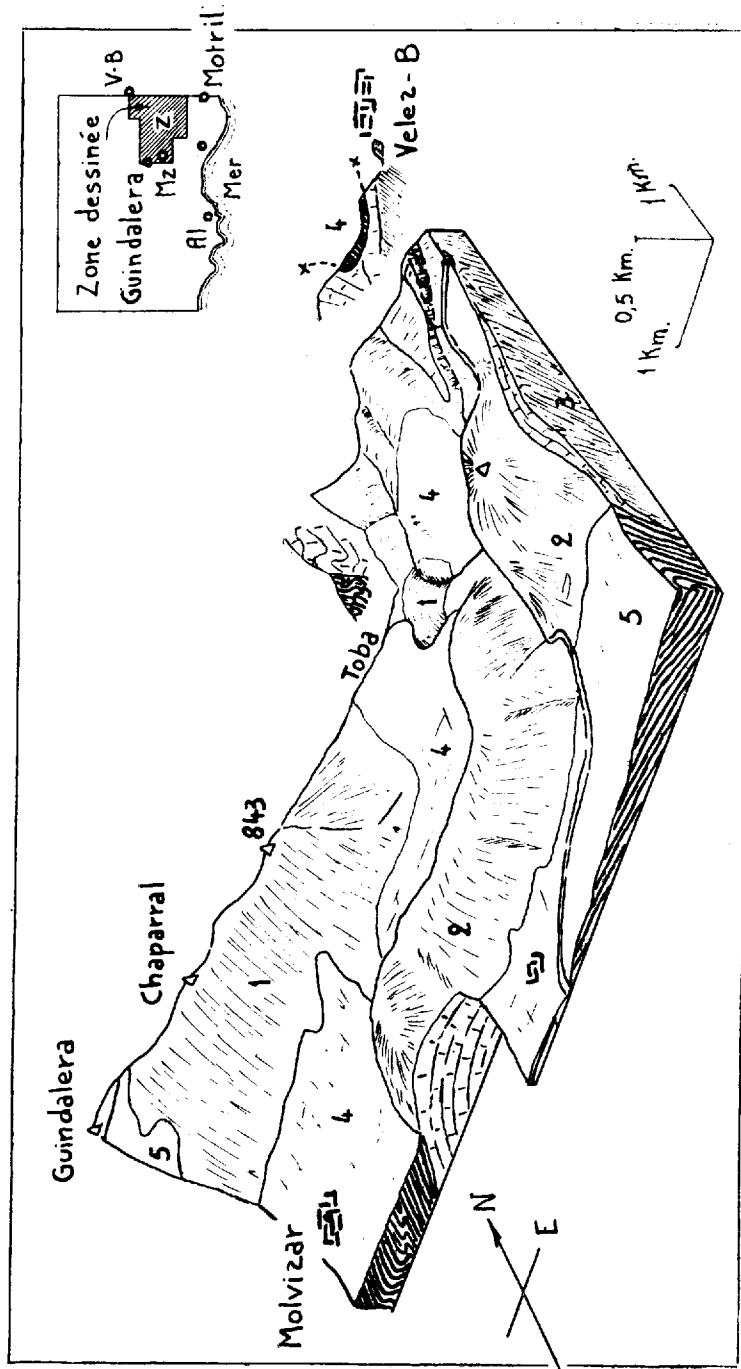


Fig. 24. — Morpho-structure des chaînons entre Molvizar et Velez-Benaudalla.
1, Trias dolomitique. 2, Trias calcaire. 3, Phyllites. 4, Schistes de Jete. 5, Gneiss de Almuñecar. Al, Almuñecar. Mz, Molvizar. V-B, Velez-Benaudalla.

1) La côte entre Motril et Almuñecar

La côte entre Motril et Almuñecar est caractérisée par la grande extension des schistes cristallins et des gneiss de la nappe de Guajar.

De petits affleurements dolomitiques, rarement calcaires, triasiques, coupent la monotonie de ces schistes. A

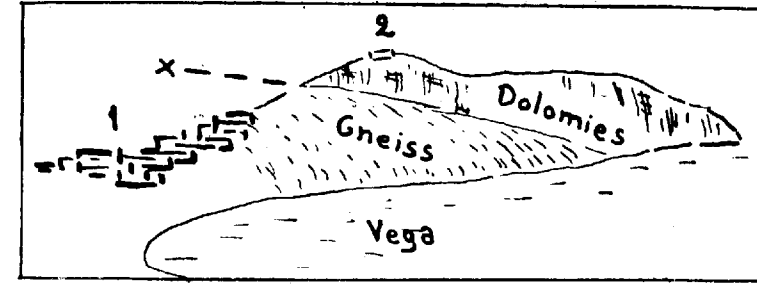


Fig. 25. — Klippe dolomitique triasique sur gneiss d'Almuñecar, dessinée de l'W.-N.-W. Ces dolomies appartiennent à l'écaille del Sol qui a recouvert les gneiss de la nappe de Guajar après la mise en place de cette dernière. 1, Salobreña. 2, Château maure.

l'exception de celui du km. 333 de la route nationale, ce sont des klippes. L'une des plus importantes est celle de Salobreña sur laquelle est construit un pittoresque village (fig. 25).

En se dirigeant d'est en ouest par la route, les observations les plus importantes à faire sont les suivantes:

3 km. au N.-E. d'Almuñecar, les gneiss de la côte chevauchent les schistes épidotiques du Velilla. Le contact est jalonné de place en place par des témoins dolomitiques. L'un de ces témoins, qui coupe la route nationale au km. 333 affleure sur 0,3 km.²; le passage des dolomies aux schistes épidotiques sous-jacents est assuré par une zone triturée jaune-brun, analogue aux «conglomeratisme mergel» des auteurs hollandais (fig. 26).

La différence tectonique essentielle entre ces dolomies du km. 333 et tous les autres affleurements dolomitiques de la côte est qu'elles représentent le seul témoin du subs-

tratum de la nappe de Guajar. En effet ces dolomies, décollées sur leur base stratigraphique schisteuse, paraissent sous la nappe de Guajar alors que toutes les autres appartiennent à une écaïlle ayant recouvert la nappe de Guajar

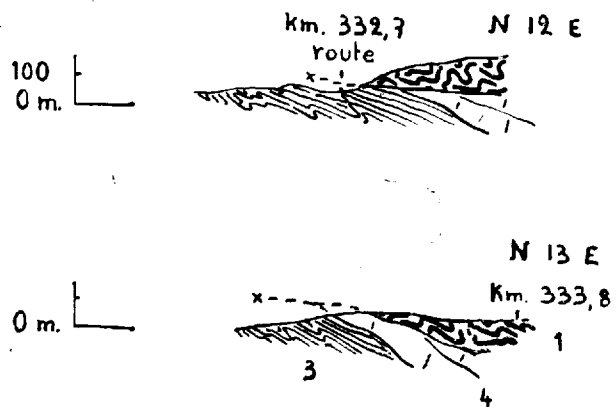


Fig. 26. — Profils au 1 : 25.000 près du km. 333.
1, Gneiss d'Almuñecar. 3, Schistes du Velilla. 4, Dolomies triasiques.

après sa mise en place; il ne subsiste de cette écaïlle que les «chicots» dolomitiques ponctuant le paysage côtier (voir p. 85). Il s'agit de l'écaïlle del Sol.

2. L'écaïlle del Sol

Continuant vers l'ouest, on passe après Almuñecar sur les schistes et quartzites de la Mona bientôt recouverts par une autre de ces klippes dolomitiques cotières, celle qui occupe le double cap de la Punta de la Mona (fig. 27), et dont le contact sur les quartzites à épidote est assuré par une zone de broyage schisteuse sur plusieurs mètres suivie de schistes à biotite et grenats. Le massif de la Punta de la Mona, en dolomies triasiques grises très dures, est troué localement jusqu'aux schistes qu'il chevauche. Il n'est pas douteux que ces dolomies appartiennent à la même unité tectonique que le Cerro Gordo, 2 km. à l'ouest qui, par le Cerro Caleta et le Cerro del Sol, se fond dans le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara.

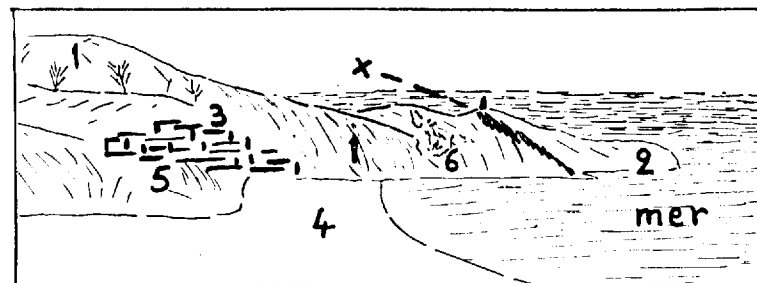


Fig. 27. — Une des klippes dolomitiques cotières, formant le cap de la Punta de la Mona (2), sur les schistes et quartzites à épidote (1). Dessiné du N.-W. Remarquer la courbure de la plage dont la régularité est due à un courant côtier W.-E. 3, La Herradura. 4, Vega. 5, Terrasse. 6, Eboulis.

La liaison stratigraphique avec cet anticlinal oblige à considérer toutes les klippes dolomitiques de la côte jusqu'à Motril comme appartenant à une gigantesque écaïlle de Trias ayant chevauché la nappe de Guajar lors d'une phase postérieure à la mise en place de cette dernière. Je nom-

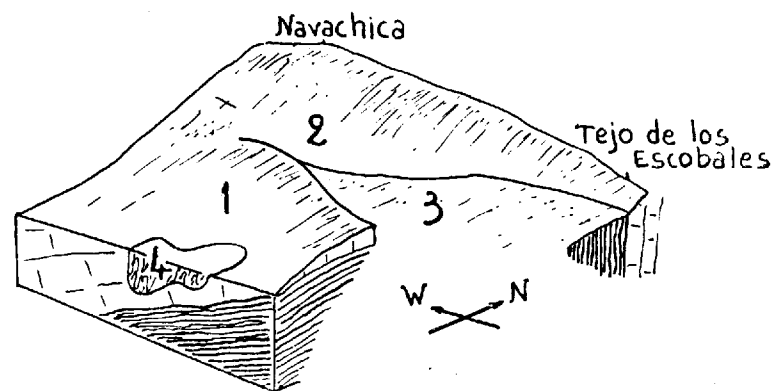


Fig. 28. — Stéréogramme très schématique montrant la jonction entre l'écaïlle del Sol (1) et le flanc sud de l'anticlinal de l'Almijara (2). Les schistes 3 se pincent entre 1 et 2. 4, zone de Maro.

merai cette nouvelle unité «écaïlle del Sol» du nom du sommet le plus élevé lui appartenant.

A l'appui de cette hypothèse tendant à individualiser l'écaïlle del Sol, on constate que la surface de contact de ces dolomies sur le Paléozoïque côtier devient de plus en plus horizontale à mesure que l'on va vers l'est, c'est à dire à mesure que l'on s'éloigne de la jonction avec l'anticlinal de l'Almijara, ce qui s'explique par le charriage de plus en plus important des dolomies. Cette surface de contact, pendant toujours au sud, passe de la subverticalité dans le río de la Miel, à 60 puis 45 degrés sous le Cerro Gordo et à 30 degrés environ à Salobreña.

Le Cerro Gordo, essentiellement dolomitique, admet sur son dos et sur ses flancs des passées fortement phylliteuses liées stratigraphiquement à des bancs dolomitiques lités, plissés et pincés comme des écaïlles entre les do-

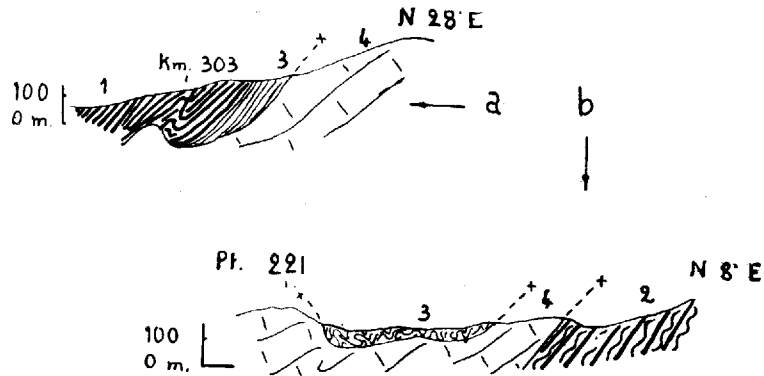


Fig. 29. - Profils de la zone de Maro. 1, Paléozoïque ancien de Maro. 2, Paléozoïque récent, groupe des quartzites de la Mona. 3, idem, groupe des schistes de Jete. 4, Trias dolomitique.

lomies compactes. Ces passées ont été supprimée de la carte pour ne pas la surcharger. On en voit une au kilomètre 315,9 de la route nationale et, sur l'autre flanc, au km. 312, ainsi que sur le dos du massif.

Le río Cantarrijan sépare le Cerro Caleta du Cerro Gordo. Au sud de la route nationale gisent de part et d'autre

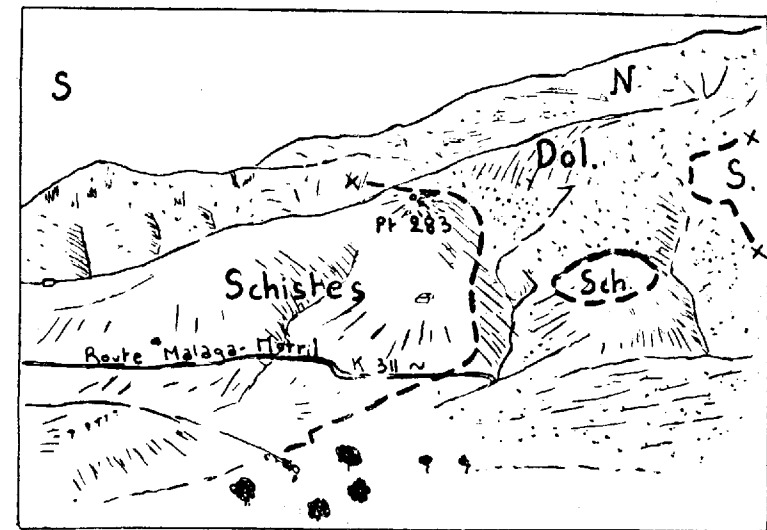
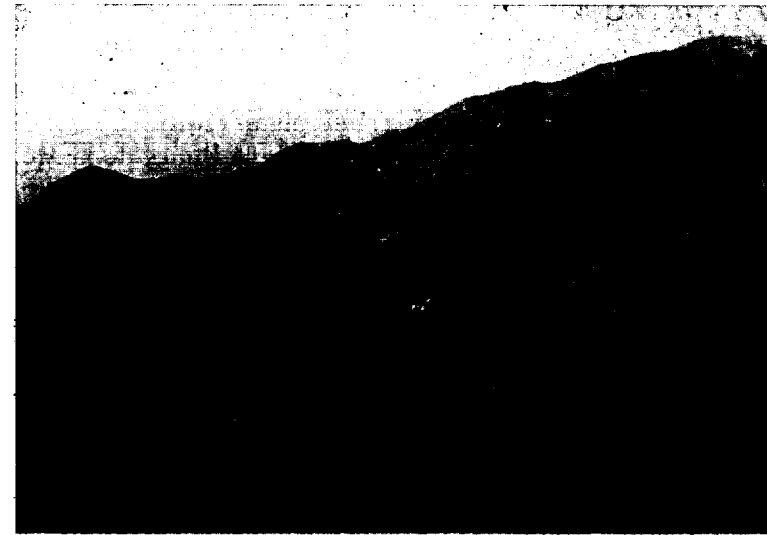


Fig. 30. - Chevauchement des schistes de Jete sur les dolomies du Cerro del Sol. A l'extrême droite, schistes et quartzites de la Mona (S).

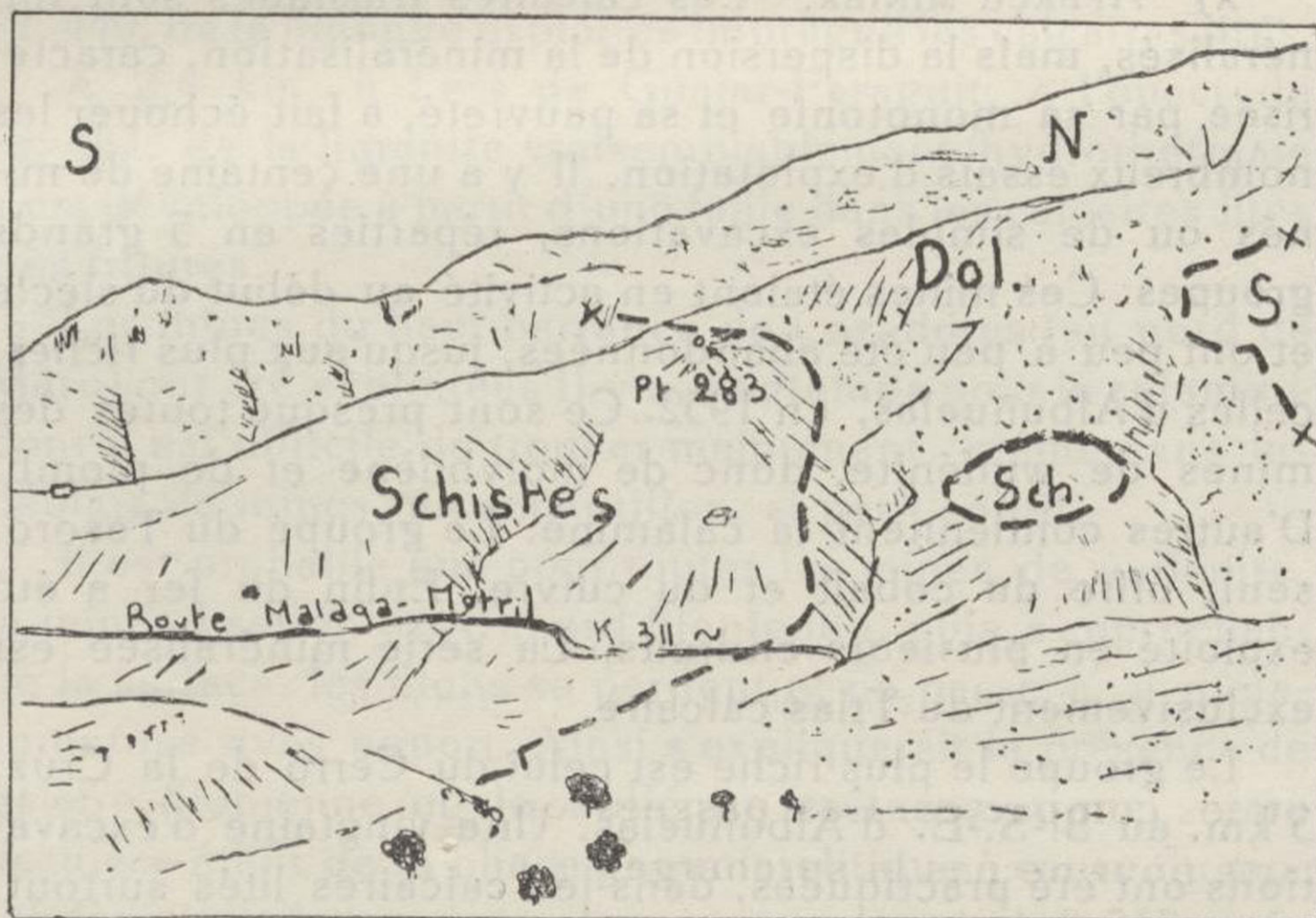


Fig. 30. — Chevauchement des schistes de Jete sur les dolomies du Cerro del Sol. A l'extrême droite, schistes et quartzites de la Mona(S).

du río, des klippes de schistes cristallins et quartzites d'un type très voisin des schistes et quartzites de Jete. Ces reliques chevauchent des dolomies blanches par une surface de contact extrêmement compliquée, contrastant avec la grande surface de contact presque plane entre les mêmes dolomies sur la zone des quartzites de la Punta de la Morna au nord (fig. 29 *b* et 30).

M. Blumenthal, sur sa carte au 1 : 400.000, attribue ces klippes à son «écaïlle de Maro», détachée de la «nappe de Malaga». Je pense plutôt que ces sédiments de type alpujarride appartiennent à la nappe de Guajar et ont été transportés sur le dos de l'écaïlle dolomitique del Sol lors de la mise en place de cette dernière. Il faut songer ici à un passage latéral de facies entre le Paleozoïque de la nappe de Guajar et le Paleozoïque de l'unité de Malaga plus à l'ouest. Cette unité de Malaga est, à mon avis, la continuation latérale de celle de Guajar et ne provient pas du sud de cette dernière (voir p. 95).

A) APERÇU MINIER.—Les calcaires triasiques sont minéralisés, mais la dispersion de la minéralisation, caractérisée par sa monotonie et sa pauvreté, a fait échouer les nombreux essais d'exploitation. Il y a une centaine de mines ou de simples excavations, réparties en 5 grands groupes. Ces mines étaient en activité au début du siècle et ont peu à peu été abandonnées, jusqu'aux plus riches, celles d'Albuñuelas, en 1952. Ce sont presque toutes des mines de wulfénite, donc de molybdène et de plomb. D'autres contiennent la calamine. Le groupe du Tesoro, seul, offre du cobalt et du cuivre. Enfin du fer a été exploité en plusieurs endroits. La série minéralisée est exclusivement du Trias calcaire.

Le groupe le plus riche est celui du Cerro de la Cruz, 3 km. au S.-S.-E. d'Albuñuelas. Une vingtaine d'excavations ont été pratiquées, dans les calcaires lités surtout. Le tout venant offre une assez grande variété. La wulfénite se présente en minuscules et rares petits grains dans plusieurs horizons:

- 1) dans les calcaires verts ou bleus spathiques et micacés à passées de phyllites bleues digérées latéralement.
- 2) dans des quartzites blancs micacés finement lités.
- 3) dans des dolomies blanches séricitiques bien lités.

La wulfénite est vraisemblablement métasomatique; mais on voit aussi des microfilonnets de galène à gangue calcitique qui, elle, serait hydrothermale. La minéralisation est sans doute de la limite des phases hydrothermales et pneumatolitiques.

Entre Molvizar et Itrabo, à 700 m. au nord du Tesoro, une vingtaine d'excavations de 1 à 50 m. de profondeur sont pratiquées sur les 2 flancs d'une colline axée N.-S. et formée de calcaires et de dolomies. Du cobalt sous forme de sperrylite et du cuivre sous forme de malachite et d'azusite imprègnent la roche et remplissent les fissures.

Sur le chemin de Molvizar à Velez-Benaudalla, sur le flanc nord de la Loma de Espartinas, 500 m. au nord du Pt. 440, de la limonite exploitée imprègne les calcaires lités.

A 2,4 km. à l'est de Guajar-Faraguit, à l'ouest du Pt. 487, de la limonite vraisemblablement hydrothermale s'est développée à partir d'une faille dans les calcaires lités très triturés.

Les mines du haut barranco de Cazadores (au nord de Maro) ont été exploitées il y a longtemps pour la calamine dont il est difficile de trouver maintenant, même dans les déblais de mines, un échantillon, si petit soit il.

Il est probable que pour toutes les mines de wulfénite, la minéralisation est d'abord filonienne, puis s'approchant de la surface, les filons se perdent et on passe à la métasomatose avec apport. Ainsi s'expliquerait la présence de galène filonienne et de wulfénite métasomatique, cette dernière étant de la phase pneumatolitique à cause du molybdène qu'elle contient.

Bitume.—On parle beaucoup à Velez-Benaudalla du «pétrole» de la Cueva Negra. La Cueva Negra est située

à quelques m. au dessus du chemin de Guajar Faraguit à Guajar Alto, à 1/4 d'heure de marche de Guajar-Faraguit. C'est une caverne déterminée par la surface de décollement des dolomies cataclastiques sur une série calcophylliteuse fortement bouleversée et altérée. La dolomie cataclastique est bitumineuse et le bitume, concentré le long de la surface de décollement, suinte et tapisse par endroit la grotte d'un enduit visqueux brun foncé. Une matière organique visqueuse, d'aspect bitumeux, brun foncé, se développe également à partir des excréments de chèvres qui ont habité la caverne pendant longtemps.

b) **MICROTÉCTONIQUE.**—La microtectonique comprend, comme chacun sait, l'étude des axes de plissement et de plissement, de la linéation, des diaclases, etc... et son but est de faciliter et de compléter l'analyse tectonique proprement dite. Bien que l'école de A. Wegmann à Neuchâtel s'occupe activement de la question, aucune publication générale en français n'existe, à ma connaissance, sur la microtectonique, toute la littérature étant en allemand et en anglais. En Espagne, le professeur J.-M. Fontboté en est l'enthousiaste paladin et c'est sur son conseil que j'ai essayé de dresser une carte microtectonique.

L'interprétation des observations microtectoniques n'est pas encore au point. S'il est clair que les axes de plissement sont perpendiculaires aux axes de poussées locaux, il n'est pas toujours possible d'interpréter les diaclases. Je les ai néanmoins relevées sur tout le territoire étudié. Quant à la linéation, elle est presque toujours parallèle ou perpendiculaire aux axes de poussée, et rarement oblique (20).

J'ai dressé, en colligeant toutes les surfaces de charriage visibles, une petite carte dont on ne peut tirer aucunes conclusions quant à la direction et encore moins au sens de l'effort tectonique. Cela signifie que la loi, car il y en a certainement une, régissant la distribution des klippen, n'est pas suffisamment apparente pour être mise en évidence par le relativement petit nombre de nos observa-



Fig. 31.—Petits plis et boudinage des calcaires bleus et blancs triasiques. Haut barranco de Cazadores.



Fig. 32.—Un des replis, axé E.-W., dans les quartzites de la Mona. Route Almeria-Malaga km. 324,8.



Fig. 31.—Petits plis et boudinage des calcaires bleus et blancs triasiques. Haut barranco de Cazadores.



Fig. 32.—Un des replis, axé E.-W., dans les quartzites de la Mona. Route Almeria-Malaga km. 324,8.



tions. Ainsi donc, à l'approche de la disparition par ensembles de l'ensemble alpujarride sous le « complexe de Malaga », le comportement tectonique de la chaîne se complique nettement et les lois régissant l'effort tectonique s'estompent.

L'étude microtectonique n'étant pas encore très répandue, il est nécessaire de donner quelques breves explications :

Les graphiques (fig. 33) s'obtiennent par projection stéréographique classique. Les axes, les plans et les perpendiculaires à ces plans sont supposés passer par le centre de la sphère de projection. Les plans (failles, diaclases) sont représentés par l'intersection de leur perpendiculaire avec la sphère. Les axes (linéation, axes de plis) sont représentés par leur intersection avec la sphère.

Les quelques dizaines de graphiques microtectoniques que j'ai dessinés et dont je ne publie que le meilleur, sont tous décevants, c'est à dire que les points représentatifs sont dispersés.

Il est probable que c'est le gauchissement général de tout le territoire, postérieurement au charriage de la nappe de Guajar, qui a masqué toute loi ou ébauche de loi qui aurait pu être initialement déduite. J'écarte a priori la pensée que ce sont mes critères notés mal choisis dans l'espace, mal groupés ou trop peu nombreux qui en sont responsables.

On m'objectera que les plissements posthumes sont généralement à grand rayon de courbure, comme pour l'importance surrection post-molassique de la Sierra Nevada, et que par conséquent la loi de répartition d'efforts tectoniques peut être modifiée, mais non pas effacée. Mais dans la région bétique qui nous occupe, les plissements posthumes peuvent être très violents; le synclinal posthume du Purche, d'un rayon de courbure de quelque 200 m., en est un exemple (35).

Malgré les gauchissements, l'étude microtectonique permet d'esquisser une tectonique transversale qui n'était pas apparente par simple étude des pendages. Ainsi loca-

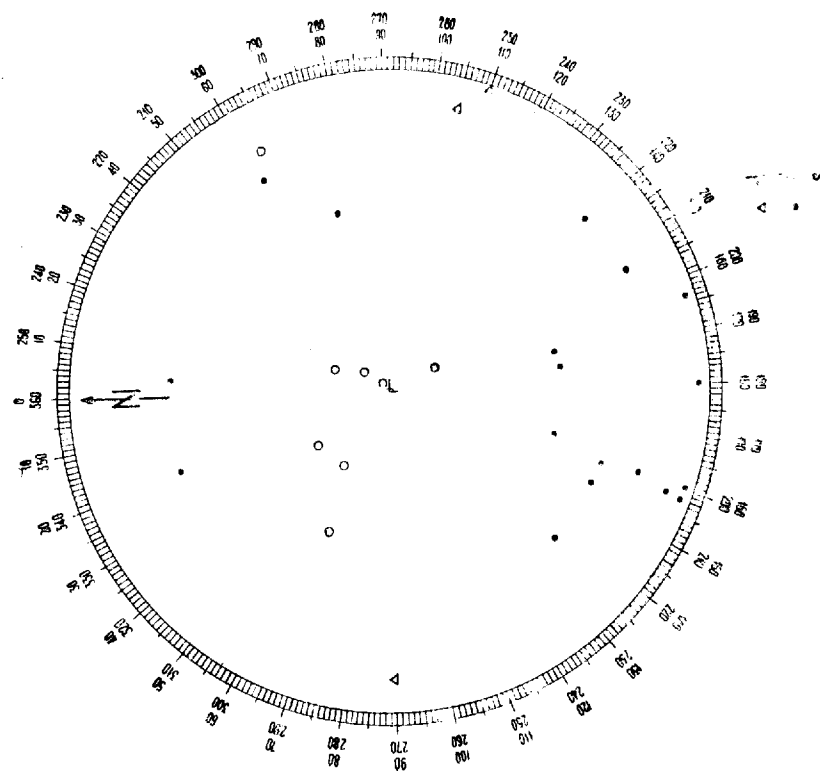


Fig. 33 b. — Projection stéréographique des pôles de diaclases (d), plans de failles (f) et stries de glissement (s) des dolomies triasiques de la basse rambla de los Secanos, entre los Pt. 157 et 213 (entre Guajar et Velez-B.).

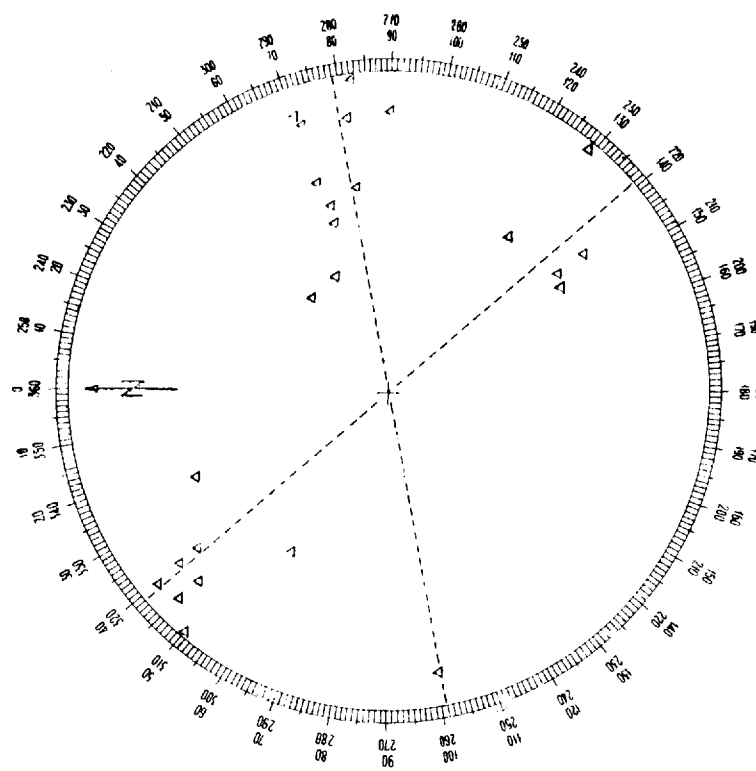


Fig. 33 a. — Projection stéréographique des pôles de diaclases des gneiss de Almuñecar entre les km. 340,0 et 340,6 de la route Malaga-Motril. 2 systèmes de diaclases sont mis en évidence (N. 10° W. et N. 50° E.).

lise-t-on par les axes de plissement une transversale déprimée, grossièrement axée NNW.-SSE., passant près du Pico de Torillas, entre Otivar et El Rescate.

Il existe aussi une petite transversale déprimée axée N.-S., entre Molvizar et Itrabo, qu'il n'est possible de suivre que sur les schistes de Jete, c'est à dire sur 2 km. seulement.

3. La nappe de Malaga

Lorsque de Canillas de Aceituno (Sierra Tejeda), on descend sur Nerja, par Sedella, Competa et Frigiliana, on constate que le Trias alpujarride disparaît sous un complexe paléozoïque charrié qui est en continuité tectonique avec la série renversée alpujarride entre Cantarijan et Maro. Cette disparition, déjà constatée par les géologues qui ont suivi la transversale Maro-Competa, est interprétée par M. Blumenthal comme étant la disparition par descente axiale du Trias alpujarride sous le Bétique de Malaga.

Le complexe groupé sous ce nom de Bétique de Malaga (ou complexe de Malaga ou encore, nappe de Malaga), décrit par M. Blumenthal, comprend à la base des schistes métamorphiques, puis des calcaires noirs gauchis (les «calizas alabeadas» de D. Orueta) et des grauwackes. Une série transgressive débute par un Permo-trias détritique localement accompagné de Muschelkalk, de Lias et de Lutétien. Vers le bord radical de la «nappe», du Jurassique, du Malm, du Néocomien et du Lutétien sont signalés (11, 12) ¹⁾.

Tectoniquement, ce complexe de Malaga fut séparé des Alpujarrides par l'hétéropisme de facies entre son Permotrias, proche du type germanique, et le Trias alpin alpujarride. Le passage de facies d'un type à l'autre devrait se faire en 15 km. environ et fut considéré comme peu

1) Pour tous détails complémentaires sur la nappe de Malaga, il faut lire le très clair exposé du Professeur P. Fallot (30, p. 24).

plausible par M. Blumenthal. C'est donc la raison pour laquelle le complexe de Malaga fut séparé des Alpujarrides qu'il chevauche.

Je cite textuellement Blumenthal (11, p. 503), parlant de l'individualisation de la nappe de Malaga, car ce passage est très important au point de vue tectonique:

«...Das Betikum von Malaga ist durch eine stark an die germanische Fazies sich anlehrende klastische Permotrias charakterisiert, während die Alpujarriden durch ihre typische und mächtige alpine Trias mit nicht nachweisbarem klastischen Perm gekennzeichnet sind. Ein Übergang von der einen Fazies in die andere ist im Grenzgebiet der Provinzen Malaga und Granada innerhalb der 15-20 kilometer, welche die benachbarten Ausläufer beider Faziestypen trennen, nicht sehr plausibel. Ganz von theoretischen Erwägungen ausgehend mag hier, im Bestreben einen Zusammenhang zwischen den Provinzen Granada und Malaga zu warhen, eine Möglichkeit der tectonischen Beziehungen angedeutet sein». ¹⁾

Il existe aussi un certain hétéropisme de facies entre le Paléozoïque récent alpujarride (schistes de Jete, quartzites, etc ...), et le Paléozoïque récent du complexe de Malaga (grauwackes, calcaires, etc...).

Contrairement à M. Blumenthal, je pense que les nappes de Malaga et de Guajar peuvent être considérées comme formant ensemble une même unité pour la raison suivante ²⁾:

1) «Le Bétique de Malaga est caractérisé par un Permotrias clastique très proche du type germanique; celui-ci est absent des Alpujarrides dont le Trias est alpin, typique et épais. Un passage latéral entre les 2 facies, qui devrait se faire en 15-20 km. au contact des provinces de Malaga et de Grenade, n'est pas très plausible. C'est donc par des considérations toutes théoriques que l'on comprend les rapports tectoniques entre les 2 provinces sus-nommées».

2) Les remarques qui suivent ne sont valables que pour la zone radicale. Pour la zone frontale entre Zaffaraya et Murcie, c'est une autre question; les belles observations inédites du Professeur J.-M. Fontboté et de F. Fernex amènent aussi à envisager une distribution des unités bétiques autre que celle qui était admise jusqu'à présent.

M. Blumenthal considère que les schistes cristallins paléozoïques de la zone de Maro, très voisins pétrographiquement de ceux du Bétique de Malaga (kaum unterscheidbar sind), appartiennent à une gigantesque écaille détachée du Bétique de Malaga. Or cette zone de Maro surmonte *stratigraphiquement*, il n'y a aucun doute à ce sujet, les quartzites métamorphiques du type de la Mona qui eux, son typiquement alpujarrides. Ce passage stratigraphique peut être observé en plusieurs endroits entre Maro et l'embouchure du río de la Miel. Il suffit par exemple de faire 200 m. sur le chemin de los Colmenarejos (partant au nord, au km. 303,2 de la route Malaga Almeria) (fig. 14a). Nous avons donc là une zone alpujarride en continuité tectonique et stratigraphique avec le complexe de Malaga. Le fait que cette zone n'est plus en continuité aussi avec la nappe de Guajar comme c'était le cas originellement doit être attribué à mon avis uniquement à des mouvements postérieurs aux grands charriages (voir p. 84).

M. Blumenthal a attribué au front de la nappe de Malaga tous les affleurements de schistes cristallins, de Paléozoïque récent et de Permotrias formant une étroite bande discontinue allongée sur près de 300 km. (entre Grenade et Murcie) et séparant le Subbétique au nord des Alpujarrides au sud. Or J.-M. Fontboté me fait remarquer que, contrairement à ce que s'observe entre Malaga et Nerja, le Paléozoïque récent et le Permotrias qui lui est lié sont indépendants des schistes cristallins, ce qui permet de leur donner une origine tectonique bien distincte et n'oblige plus à faire venir l'ensemble depuis le sud, par dessus les Alpujarrides, comme Blumenthal le pensait. Je crois alors que seuls les schistes cristallins sont charriés par-dessus la Sierra Nevada (qui était bien moins haute à l'époque du charriage puisque sa surrection principale est post-helvétienne rappelons-le).

Si l'on individualise ainsi les schistes cristallins, il faut les attribuer à la nappe alpujarride de Guajar. En effet, si leur liaison stratigraphique avec le Paléozoïque et le Per-

motrias est révoquée en doute, il n'y a plus de raison pour les mettre dans la nappe de Malaga.

Ces remarques obligent à donner à cette nappe de Guajar des dimensions très grandes; s'agit-il vraiment partout de la même unité? On peut en douter. Il est possible que plusieurs unités supérieures se relaient. L'exiguïté relative du territoire étudié empêche de tirer les conclusions définitives à ce sujet.

J.-M. Fontboté me signale que dans la région de Diezma, qu'il étudie actuellement (40 km. à l'est de Grenade), le Permotrias (en écailles poussées vers le sud) présente, du nord au sud, une diminution de la grosseur de ses éléments détritiques. Cette observation permet, pour des considérations paléogéographiques, de considérer ce Permotrias comme parautochtone. En effet, il représenterait le terme de passage cherché entre le facies subbétique néritique (Trias germano-andalou) et le facies alpujarride bathyal (Trias alpin). Là aussi la présence de la nappe de Malaga est mise en doute.

Enfin dans la région de Lorca (prov. Murcie) F. Fernex a montré que l'existence d'un «front de la nappe de Malaga» devait rester dans le domaine des hypothèses (34).

a) Problèmes paléogéographiques

On ne peut guère «dans une atmosphère enthousiasmée par les syntèses, parler d'observations sur le terrain sans avoir le sentiment de déranger et de porter atteinte à un édifice magnifique»¹⁾. Mais la constatation que dans la zone de Maro et ailleurs le Bétique de Malaga passe stratigraphiquement à des sédiments typiquement alpujarrides pose le problème suivant: Les nappes de Malaga et de Guajar sont-elles réellement indépendantes l'une de l'autre et ne forment-elles pas plutôt une seule unité?

La «nappe de Malaga» étant la plus élevée de l'édifice bétique (dans l'hypothèse classique de Blumenthal), ses

1) Cité de C.-E. Wegmann.

racinas sont les plus méridionales, c'est à dire qu'elles sont situées au sud de celles des Alpujarrides et au nord du «bourretet liminaire africain» dont parle le Prof. P. Falgot (27). Son Paléozoïque ancien est identique à celui de la nappe alpujarride de Guajar: essentiellement micaschistes à grenats, andalousite et staurotide. Son Paléozoïque récent est différent; c'est d'ailleurs ce qui a motivé son individualisation faite par Blumenthal en 1927.

Il me paraît probable que, originellement issus d'un même bassin de sédimentation, les complexes de Malaga et de Guajar se sont individualisés progressivement dès le Gothlandien (début du Paléozoïque récent).

Les 2 unités reposent actuellement sur le Trias alpujarride mais elles ne paraissent nulle part l'une sur l'autre, directement en contact. Elles sont superposées l'une à l'autre, par l'intermédiaire de l'échelle del Sol, mais ceci est le fait de mouvements posthumes.

Il ne faut pas oublier que la «nappe de Malaga» supposée s'étend sur 450 km. de long et que, par conséquent, des passages latéraux importants de ses facies peuvent se produire. Lorsque l'on essaye de replacer les nappes dans leur cadre de sédimentation originel, comme P. Falgot l'a fait dans sa magnifique synthèse (30), on arrive à la conclusion que le Paléozoïque récent de Malaga s'est déposé immédiatement au sud du Paléozoïque récent alpujarride. Mais les observations dans la région de Maro autorisent à penser que le passage de facies du sud au nord que l'on invoque alors a pu se produire d'est en ouest. Ainsi la nappe de Malaga ne serait-elle pas au-dessus de celle de Guajar mais en serait plutôt la continuation latérale.

Les observations inédites de J.-M. Fontboté, qui font douter de l'existence du «front de la nappe de Malaga» au nord de Sierra Nevada, sont loin d'infirmes ces vues.

La reconstitution paléogéographique est évidemment d'autant plus délicate que le Paléozoïque est métamorphique; mais il est formé essentiellement d'ectinites normales, c'est à dire de roches n'ayant pas subi d'apports chimiques importants; il n'y a donc pas de convergences ou

de divergences de facies artificielles et l'on peut essayer de raisonner comme sur des sédiments intacts.

Il n'est à priori pas exclu que le long de l'importante surface de contact anormal Paléozoïque-Trias entre Maro et Competa, la nappe de Malaga surmonte celle de Guajar qui assurerait le contact avec le Trias alpujarride. Cette hypothèse permettrait d'expliquer la présence de Paléozoïque récent de type alpujarride le long et à l'intérieur même de l'unité de Malaga. Le contact supposé entre les 2 nappes se ferait par leur Paléozoïque ancien, identique; l'identité de facies entre les 2 Paléozoïques masquerait le contact qui aurait ainsi passé inaperçu. J'ai coupé à diverses reprises ¹⁾ ce contact supposé, sans observer de discontinuité ce qui me fait opter pour la solution d'un passage latéral de facies entre les Paléozoïques récents de Malaga et de Guajar, ce qui entraîne une continuité latérale entre les 2 nappes. Seuls les levés géologiques détaillés des feuilles au 1:50.000, Zafarraya (1040) et Velez-Malaga (1054), permettront d'infirmes ou de confirmer cette hypothèse.

b) L'âge du métamorphisme

La subdivision du Paléozoïque en Paléozoïque ancien, passablement métamorphique, et en Paléozoïque récent, épimétamorphique, pose le problème de l'âge du métamorphisme et de l'éventuelle discontinuité de métamorphisme entre les 2 Paléozoïques.

Dans son magnifique travail sur les Kabylies (Algérie), aux nombreuses analogies géologiques avec les Cordillères Bétiques, M. Durand Delga conclut que le métamorphisme est anté-Gothlandien, relevant d'une phase calédonienne ancienne, probablement taconique (24).

Si l'on pousse la comparaison aux autres massifs cristallo-phylliens de la Méditerranée occidentale, on note

1) Entre Torrox et Frigiliana, entre Sayalonga et Competa, et à Benamargosa.

que la plupart sont de type pyrénéen (Montagne noire, Cévennes, Sardaigne, etc. ...), c'est à dire dont le métamorphisme ne monte pas plus haut que le Silurien.

Dans le Bétique, où aucune phase primaire n'a jamais été signalée, il n'était alors pas exclu que le métamorphisme alpin se soit greffé sur un métamorphisme plus ancien, primaire, et l'ait oblitéré. Mais il m'a semblé au contraire que, comme dans le Rif (27), le Paléozoïque (entre Zaffarraya et la mer) ne présente aucune discontinuité ce qui confirme les observations de M. Blumenthal à l'ouest des miennes. Le changement rapide de degré de métamorphisme que l'on observe parfois se justifie facilement par un front de métamorphisme assez brusque, bien délimité, comme il arrive souvent dans les massifs cristallophylliens.

4. La Sierra Tejeda

La Sierra Tejeda est la plus occidentale des montagnes alpujarrides. Elle disparaît à l'ouest par descente axiale sous le complexe de Malaga. N'ayant parcouru la région que rapidement pour compléter la carte au 1:200.000^s, je renvoie à M. Blumenthal (15) et à van Dedem (23) pour une description plus complète

a) Le flanc nord de la Sierra

La région entre Zaffarraya et Jatar, dont M. Blumenthal a levé une bonne partie au 1:100.000^e, est passablement bouleversée, comme c'est d'ailleurs partout le cas à la limite entre le Bétique et le Subbétique; on y rencontre, en une marquetterie qu'exprime mal ma carte au 1:200.000^e, tous les sédiments propres à la nappe de Guajar et au complexe de Malaga. La petite colline formant le Pt. 1.140, à l'est de la Venta de Palma, est en gneiss leucocrate à 2 micas et tourmaline; ce type particulier de gneiss ne se retrouve pas ailleurs dans le Paléozoïque bétique à ma connaissance. Un levé géologique détaillé s'impose avan-

de risquer une interprétation cohérente des lieux; il se fera prochainement.

Montant de Jatar au col de Competa, on trouve à l'altitude 1.240 une klippe de quelque 500 m.² de gneiss à 2 micas qu'il faut assimiler hypothétiquement à la nappe de Guajar. Dans la région, il faut être attentif à ne pas attribuer à la même nappe les micaschistes interstratifiés dans les dolomies (v. série mixte) qui, par plissements disharmoniques, prennent parfois une telle indépendance par rapport aux dolomies encaissantes que l'on est tenté de les considérer, eux aussi, comme charriés, bien que leur origine soit toute locale.

b) La zone axiale

Entre la Venta de Lopez et Canillas de Aceituno s'étend une région schisto-gneissique paléozoïque que M. Blumenthal, qui a cartographié au 100.000 la partie ouest,

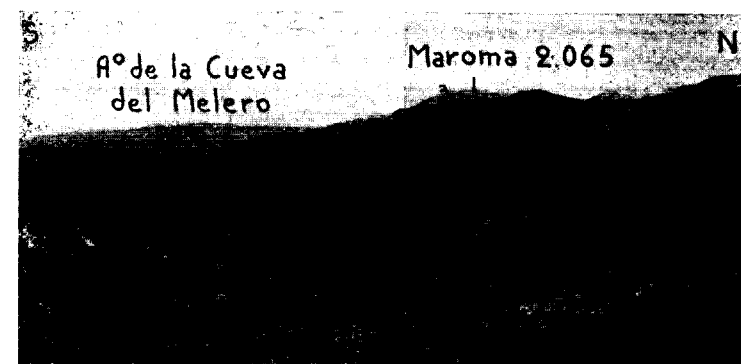


Fig. 34.—La zone gneissique (2) du col de Competa. Photo prise de 400 m. au nord du col du direction ouest. 3, dolomies du Trias. L'ensemble (2 et 3) pend vers le nord

considère comme coeur anticlinal de la Sierra Tejeda (15). L'examen de la partie est me fait croire au contraire que cette zone gneissique doit être considérée comme allochtone pour la raison suivante: le contact qui longe le flanc

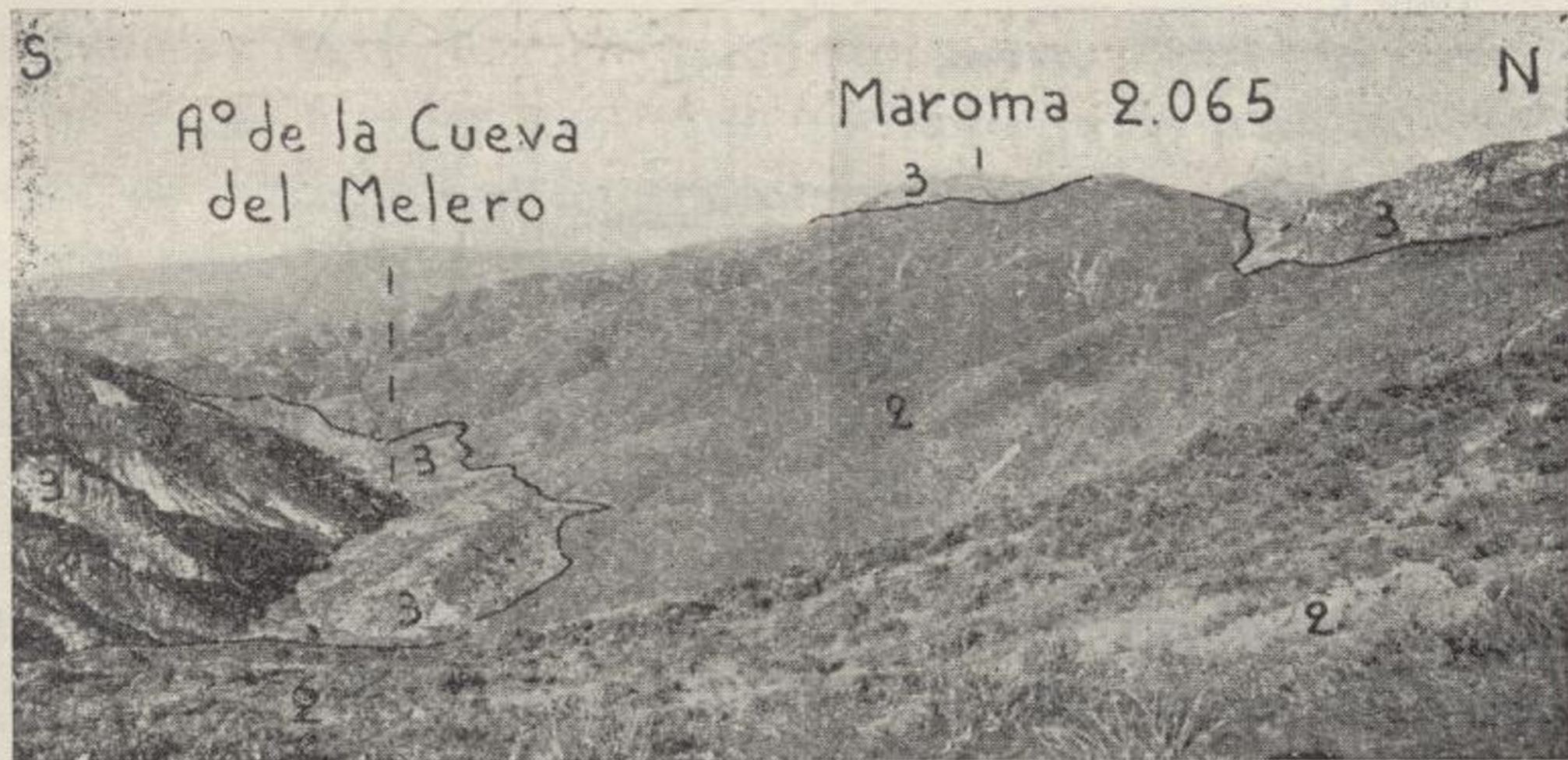


Fig. 34.—La zone gneissique (2) du col de Competa. Photo prise de 400 m. au nord du col du direction ouest. 3, dolomies du Trias.
L'ensemble (2 et 3) pend vers le nord

nord du haut arroyo de la Cueva del Melero et passe le col de Competa est clairement anormal; les gneiss sont sur les dolomies sur plus de 7 km. de long, ce qui s'explique très mal dans l'hypothèse d'un anticlinal, même déjeté, car il n'y a pas traces de laminage d'une série intermédiaire entre les dolomies triasiques et les gneiss du Paléozoïque ancien. Cette zone gneissique n'est pas anticlinale mais isoclinale, pendant au nord ou avec une forte composante nord.

Il me paraît logique d'admettre l'origine allochtone de toute cette zone gneissique du col de Competa, comme pour celle du synclinal de l'Almijara dont elle est d'ailleurs sur le prolongement axial. Il faut attribuer aux mouve-

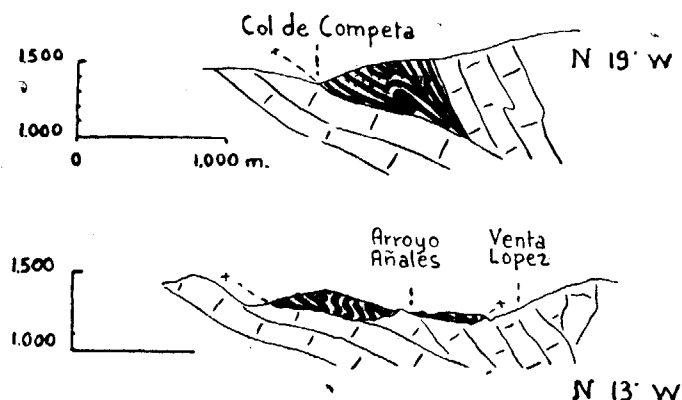


Fig. 35.—Profils près du col de Competa. Traits fins: dolomies du Trias. Traits forts: schistes paléozoïques.

ments posthumes, si violents dans la région, la forme actuelle du contact nord de la zone qui, moins métamorphique que près du contact sud, passe sous les dolomies par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal redressée.

Pouvoir invoquer une poussée du nord au sud, c'est à dire de sens contraire au déferlement général alpujarride, permettrait d'expliquer beaucoup plus facilement le dispositif observé. Les preuves manquent pour étayer cette hypothèse mais le repli du synclinal de l'Almijara et les ob-

servations inédites de J. M. Fontboté au nord de Sierra Nevada sont loin de la contredire.

5. La fenêtre de Benamargosa

A 1,5 km. au nord-ouest de Benamargosa ¹⁾, au fond du río Benamargosa sur son flanc gauche, affleure le Trias alpujarride typique, marbre bleu et blanc, en fenêtre sous les micaschistes paléozoïques du complexe de Malaga. Cette petite fenêtre, de 0,06 km.², est très importante au point de vue tectonique. C'est le seul point de repère de Trias alpin entre les Alpujarrides et les Rondaïdes, séparées par 62 km. de Paléozoïque de Malaga ²⁾ dont le caractère charrié ne pouvait être qu'inféré des charriages périphériques décrits par M. Blumenthal (12 et 14).

Le Trias de Benamargosa laisse paraître sous lui des schistes et quartzites à épidote typiques du Paléozoïque récent alpujarride. Ces mêmes schistes font partie du complexe qui chevauche le Trias. La liaison entre ces schistes à épidote et le Trias alpujarride n'est pas fortuite. Ces facies alpujarrides sont systématiquement liés entre eux et l'interprétation tectonique valable pour l'un doit l'être pour l'autre dans ce cas. Il est probable que les schistes qui maintenant ont été entraînés par le complexe de Malaga faisaient partie originellement de la série alpujarride actuellement en fenêtre. La position d'une partie du Trias a été modifiée par solifluxion (dans la petite vallée nord-sud débouchant à la sortie ouest de Benamargosa: 300 m. à l'amont du village), mais il reste clair qu'il s'agit d'une fenêtre, homologue de celle d'Albuñol et voyant en présence les mêmes unités pétrographiques. L'exiguïté, l'isolement de l'affleurement et la constatation que les nappes

1) Angle sud-est de la feuille au 1:50.000, No 1.039 (Colmenar).

2) La distance est moindre (45 km.) entre les Sierras Tejeda et de Mijas, mais le caractère alpujarride de cette dernière n'est pas certain, le métamorphisme faisant douter de l'âge triasique de ses dolomies (17).

alpujarrides se relaient, ne permettent pas d'attribuer ce Trias à une unité alpujarride bien définie. Constatons simplement que le degré de métamorphisme est la même que celui de la série du Velilla.

Près de la transversale de Benamargosa, des dolomies beiges recristallisées azoïques, d'âge exact indéterminé mais probablement jurassiques par homologie de facies avec le Subbétique, apparaissent aussi sous le Paléozoïque de Malaga, 300 m. au nord du km. 279,2 de la route nationale Almeria-Malaga, dans une petite carrière abandonnée. Il est probable que nous n'avons pas là une nouvelle fenêtre importante, mais que la succession anormale résulte d'un recouvrement de peu d'ampleur.

6. Remarque sur la Mischungszone.

La Mischungszone est la zone triturée entourant, en un mince liseré, la Sierra Nevada. Je n'ai rien à ajouter aux descriptions des auteurs précédents (9, 39, 56); néanmoins, puisque Goethe admettait qu'«il est parfois si agréable de parler de choses que l'on connaît mal», je dirai que la Sierra Nevada ne m'apparaît pas comme une fenêtre anticlinale mais comme un simple cœur anticlinal. La ceinture alpujarride qui l'entoure serait en couverture stratigraphique normale, par l'intermédiaire de la Mischungszone. Pour simplifier ainsi tout de go tout le grandiose schéma bétique; une seule condition est nécessaire: supprimer l'hétéropisme de facies entre la Mischungszone et le Trias alpujarride qui la surmonte. A ce sujet, M. le Professeur Ed. Parejas me suggère que cette Mischungszone pourrait bien être entièrement d'âge permien ¹⁾, déposée normalement sur la Sierra Nevada avec laquelle elle est en concordance ²⁾. Au dessus, les phyllites alpujarrides as-

1) La Mischungszone serait comparable à la zone d'altération permienne entre le Trias alpin et le cristallin du massif des Aiguilles Rouges.

2) Ces remarques ne tendent pas à nier les charriages à grande

surent d'ordinaire le contact mais, parfois, c'est directement le Trias moyen, calcaréo-dolomitique qui repose sur la Mischungszone, ce qui peut s'expliquer par le laminage local des phyllites ¹⁾.

Ceci ne restera qu'une hypothèse de travail tant que les levés détaillés systématiques n'auront pas été entrepris autour de cette Sierra controversée.

7. Comparaison avec les Alpujarrides orientales.

L'observation que l'amplitude des charriages alpujarrides augmente de l'ouest vers l'est et que les unités tectoniques se relaient (voir p. 42) est valable à l'ouest de la transversale de Sierra Nevada. A l'est de cette transversale, il est possible que ce soit le contraire; le style tectonique des Alpujarrides orientales reste à éclaircir. On peut envisager comme hypothèse de travail une amplitude maximum des charriages sur la transversale de Sierra Nevada, d'où il résulterait une accumulation de matériel sur cette Sierra, ce qui déterminerait sa surrection actuelle par compensation isostatique ²⁾.

Dans les Alpujarrides orientales, des éléments gneissiques attribués à l'unité profonde de la Sierra Nevada, ap-

échelle dans le bétique et je suppose, après J.-M. Fontboté, que les klippen attribuées à la nappe de Guajar (ex.: celle du Purche) au nord de Sierra Nevada proviennent bien du sud de cette dernière.

1) Du gypse a été signalé dans la Mischungszone, ce qui est un indice contre l'hypothèse d'une Mischungszone permienne car le gypse n'est d'habitude pas paléozoïque. Mais tous les contacts étant mécaniques, bien des hypothèses sont permises; ce gypse me paraît pouvoir être considéré comme originellement lié aux phyllites hercyniennes.

2) Contre cette hypothèse, il faut noter que généralement l'amplitude maximum des charriages s'observe le long des transversales déprimées (exemple: charriage des nappes helvétiques, entre le massif de Gastern et des Aiguilles Rouges); or la transversale de Sierra Nevada est soulevée.

paraissant de çà de là. Patijn ¹⁾ en a signalé dans sa thèse ²⁾. Mais cela ne prouve pas l'existence de grands charriages.

A mon avis, la «nappe de Malaga» n'existe pas dans les Alpujarrides orientales. Cette affirmation repose en partie sur les nouvelles observations de F. Fernex (34) sur la région de Lorca (province de Murcie), appartenant selon le schéma de M. Blumenthal au front de la nappe à cause de l'existence locale de Paléozoïque et de Permotrias du type de ceux du Bétique de Malaga. Mais cette présence n'est à notre avis pas suffisante pour attester l'existence de la nappe de Malaga. Nous pensons que tant le Paléozoïque que le Permotrias appartiennent et ont toujours appartenu au domaine alpujarride.

A vrai dire, l'extrême bouleversement tectonique de la région de Lorca, qui rend méconnaissables les séries stratigraphiques originelles, oblige à nuancer les interprétations et à les laisser dans le domaine des hypothèses. Mais il nous semble raisonnable d'admettre, du point de vue paléogéographique, que le facies Permotrias, régulièrement intercalé actuellement entre les dolomies triassiques et les phyllites bleues alpujarrides, appartient exceptionnellement ici à la série alpujarride ³⁾. Quant à la série compréhensive

1) Patijn, R.: «Geologische onderzoekingen in de costelijke betischen Cordilleren».—Med. Geol. Inst. Univ. Amsterdam No. 65. 1937.

2) F. Fernex et moi-même en avons relevé un nouveau qui offre la particularité de ne pas apparaître en fenêtre sous le Trias alpujarride mais d'être pris en concordance apparente entre 2 séries isoclinales de Trias calcaire alpujarride, sans intercalation de la Mischungszone habituelle (il n'y a pas de Mischungszone proprement dite mais près du contact avec le Trias, des lits de calcaires bruns, probablement métasomatiques, apparaissent dans le gneiss). Le tout plonge au S.-S.-W. de 45°. Il s'agit probablement d'un élément profond entraîné par l'avancée du complexe alpujarride vers le nord, et indice d'accidents très importants. L'affleurement, de quelques centaines de mètres carrés, se trouve dans le haute rambla de los Bolos; longitude E. 2°01'40" (méridien de Madrid), lat' 37°29'18"; sur la feuille No. 997 au 1:50.000 (Aguillas, prov. de Murcie).

3) A l'ouest des Alpujarrides occidentales, le Permotrias repose toujours sur le Paléozoïque récent de la «nappe de Malaga». Dans les

paléozoïque, elle présente aussi des termes de passage aux phyllites alpujarrides. Tous les accidents peuvent s'expliquer par un système d'écaillage local (l'ensemble provient vraisemblablement du nord, mais ce n'est pas prouvé).

Ces conclusions sont donc en désaccord avec l'hypothèse allochtoniste de M. Blumenthal devant laquelle le Professeur Fallot avait déjà émis, dans son magnifique ouvrage sur le Subbétique oriental (29), toutes les pertinentes réserves qui s'imposaient (en particulier pour les Sierras Tercia et Espuña).

Il faut noter ici que nous avons trouvé, Fernex et moi, du Permotrias typique en plein coeur alpujarride, à la Garrucha ¹⁾, ce qui est une découverte assez inattendue. Mais là non plus, il ne faut pas à notre avis considérer ce Permotrias comme appartenant à une klippe laissée par l'hypothétique nappe supérieure de Malaga. Nous pensons que, comme à Lorca, il faisait originellement partie de la série stratigraphique alpujarride.

Le style dubitatif que j'ai dû employer pour parler des Alpujarrides orientales montre bien que ces régions sont encore très mal connues et qu'avant de reprendre les diverses hypothèses tectoniques, de nouveaux levés de terrain et l'établissement d'une série stratigraphique détaillée sont indispensables.

Alpujarrides orientales par contre, il est presque toujours lié à des éléments alpujarrides.

1) Il s'agit d'un petit affleurement de Permotrias, sous son facies typique de schistes lie de vin, situé à 2,3 km. au S.-W. de La Garrucha (province d'Almeria, feuille 1:50.000, No. 1015) Ce Permotrias est lié aux dolomies triassiques alpujarrides. Les rapports actuels entre les 2 unités sont complètement bouleversés et on en peut rien conclure.

Chapitre III

LES PHASES DE PLISSEMENTS

L'absence de toute la série secondaire post-triasique dans tout le domaine alpujarride a déjà préoccupé mes prédécesseurs qui en ont donné des explications fort diverses ¹⁾. R. Staub par exemple, suggère que le secondaire alpujarride, chassé vers le nord par la nappe de Malaga, forme actuellement le Subbétique (53). Il y a d'autres explications possibles, dont aucune n'est entièrement satisfaisante (30). On peut songer à une émergence dès la fin du Trias, suivie d'une érosion de type karstique; mais personne n'a noté de cheminées karstiques dans le Trias alpujarride.

Si le domaine alpujarride est resté immergé, on peut songer aussi à des courants sous-marins empêchant la sédimentation selon le processus que nous décrivent les sédimentologues modernes. Bien qu'il semble illogique d'admettre un phénomène pareil sur une étendue aussi vaste que le domaine alpujarride pendant une période aussi longue que celle s'étendant du Trias à l'Helvétien non compris, je ne crois pas les études sédimentologiques suffisamment avancées pour écarter d'emblée cette hypothèse.

Les sédiments synorogéniques étant absents, ce n'est que par comparaison avec les régions avoisinantes que

1) Pour réfuter Banting (6), qui conclut à une orogénèse bétique à la fin du Trias, le raisonnement par l'absurde selon lequel à aucune phase de plissement secondaire un édifice de l'ampleur des Cordillères bétiques n'aurait pu se bâtir est insuffisant car, comme chacun sait, certaines phases de plissements secondaires ont pu être localement très violentes (par exemple le charriage des nappes piéniques dans les Carpathes occidentales est de la phase austrienne) (44).

l'on peut reconstituer les phases de plissement des Alpujarrides occidentales.

En étudiant la Sierra Arana, entre Grenade et Guadix, M. Blumenthal et P. Fallot sont arrivés à la conclusion que cette Sierra appartenait au front des Alpujarrides, de la nappe de Lanjaron plus précisément; or ils notent la présence, dans cette unité, de Crétacé et de flysch «très écrasés mais à peu près certains» (18, p. 68). D'autre part, le Trias alpujarride de la Sierra Arana repose, charrié sur plusieurs km., sur le Nummulitique subbétique (flysch éocène de los Pinares). La mise en place de l'unité alpujarride locale est donc post-éocène.

Il faut encore souligner qu'ailleurs dans le Subbétique, le série secondaire est, à ma connaissance, continue ou presque et que ses différents termes ne présentent pas de discordance entre eux.

Tous ces faits contredisent donc l'hypothèse d'une mise en place des nappes au Secondaire comme le voudrait l'école hollandaise. Ainsi, c'est bien au Tertiaire, comme M. Blumenthal et P. Fallot l'ont toujours dit, que s'est construit l'édifice alpujarride.

L'orogénèse alpine s'est exercée par une succession de phases plus ou moins importantes dont nous allons essayer de définir l'ordre de succession des principales, dans la Sierra Almirajara:

On peut en tous cas distinguer 4 phases successives importantes:

- 1) Plissement et érosion du substratum de la nappe de Guajar.
- 2) Mise en place de la nappe de Guajar.
- 3) Avancée de l'écaïlle del Sol et de toutes la zone dolomitique cotière qui recouvre la nappe de Guajar ¹⁾.
- 4) Violents plissements posthumes ²⁾.

1) La constatation que l'écaïlle del Sol se joint sans coupure tectonique au flanc sud de l'anticlinal de l'Almirajara empêche de considérer cette écaïlle et les klippen dolomitiques cotières comme transportées sur le dos de la nappe de Guajar.

2) L'adjectif posthume est employé dans le sens large de posté-

Ces phases doivent être datées et là les difficultés sont grandes puisqu'il n'existe sur le terrain étudié aucun sédiment orogénique à l'exception de la molasse, parfois fortement redressée mais qui ne sera que d'un faible secours.

Dans la Sierra Arana, une phase post-sénonienne et anté-lutétienne a été clairement enregistrée (18). Cette phase étant la plus intense qui ait été enregistrée depuis le début du Trias, il paraît logique d'admettre que ce paroxysme a correspondu à l'une des 3 phases que l'on peut distinguer dans la Sierra Almirajara, bien qu'il y ait un décalage dans le temps entre les phases de plissement bétiques et subbétiques ou, plus généralement, entre le sud et le nord des Cordillères, en tout cas au Miocène (30). Il est probable que c'est à cette avant-phase alpine que s'est façonné le relief qu'a dû surmonter la nappe de Guajar. Contrairement à M. Blumenthal, je pense que cette avant-phase a été peu marquée au sud-ouest de la Sierra Nevada pour les raisons suivantes:

1) Les témoins lutétiens conservés sur le dos du complexe de Malaga reposent sur le Paléozoïque récent systématiquement par l'intermédiaire du Permotrias. La mer lutétienne a donc transgressé sur du Permotrias; c'est un indice que le relief était peu accusé puisque le Permotrias, peu épais, était systématiquement conservé, ce qui annule l'hypothèse de forts plissements entre le Permotrias et l'Éocène¹⁾.

2) D'autre part, la nappe de Guajar est souvent en concordance apparente avec son substratum ce qui suggère qu'elle a rencontré un relief peu accusé (ex.: synclinal Almirajara; charriage à 1 km. à l'est de Molvizar; etc...). Le redressement actuel des surfaces de contacts anormaux ne doit pas être attribué toujours au relief préexistant mais bien plutôt aux mouvements posthumes si violents qu'ils

rieur aux phases paraissant être les principales; celles de la mise en place de la nappe de Guajar et de l'écaillage del Sol.

1) Ces témoins sont fort éloignés les uns des autres. Exemples: Comares, Santopillar (15 km. N.-E. de Malaga), El Palo, etc....

aboutissent parfois presque à des phénomènes d'invololution.

Cette nappe de Guajar s'est mise en place lors d'une phase postérieure, probablement celle qui fut responsable, à l'Oligocène, du chevauchement alpujarride sur le flysch éocène de la Sierra Arana, à Los Pinares (18).

On pense maintenant que les nappes du type alpujarride, c'est à dire immenses et de faible épaisseur, n'ont pu se mettre en place que par gravité. Il faut alors concevoir que lors de la translation de la nappe de Guajar, la zone radicale alpujarride était plus élevée que la zone frontale et, par conséquent, plus intensément offerte à l'érosion. Dans ce cas, le relief qu'a dû rencontrer la nappe de Guajar était plus accentué dans la zone radicale que dans la zone frontale, ce qui confirme l'observation que les klip-pes actuelles sont, tantôt sur les crêtes (ex.: Guindalera, Entresierras), tantôt au fond des valles (Guajar-Alto), à des altitudes très diverses, sur la côte près des racines.

Mais cette différence d'altitude n'est pas due au seul relief préexistant et je crois que, comme J.-M. Fontboté l'avait pressenti au début de l'étude, il faut attribuer une grande importance aux mouvements postérieurs à la mise en place de la nappe de Guajar. Des synclinaux comme celui de l'Almirajara où les plissements tardifs conduisent presque à des phénomènes d'invololution dans la nappe de Guajar suffisent à prouver la violence de ces mouvements tardifs.

Les mouvements post-molassiques furent certainement importants. La molasse du bassin de Guajar est fortement redressée. Ce bassin de Guajar ne mesure que 1/2 km.² mais, s'il est permis d'extrapoler un peu les données qu'il fournit, on admettra que la chaîne du Llanadas, entre Guajar et Pinos del Valle, correspond à un fort anticlinal post-molassique.

La phase responsable de cet anticlinal est vraisemblablement la même que celle qui a donné le synclinal néogène d'Orgiva plus à l'est, c'est à dire qu'elle est post-pontienne.

Ainsi donc l'allure des chaînons entre Guajar et Pinos del Valle est-elle due à une phase post molassique importante (comme le prévoit P. Fallot, 30, p 153) d'ont il faut tenir compte lors de la reconstitution du relief qu'a dû surmonter la nappe de Guajar, bien avant le dépôt de la molasse.

Cette phase post-molassique est anté-pliocène car le Pliocène côtier est très faiblement incliné vers la mer et a pu se déposer ainsi. On sait que du Pliocène est plissé selon des directions alpines près de Valence et que du Pliocène marin est signalé à de grandes altitudes près de Valence aussi (36), mais, sur le terrain étudié ici, on ne trouve rien de cela.

Quatrième partie

CONCLUSIONS

Remarquons que les 4 auteurs s'étant occupés précédemment de la région étudiée ici, étant arrivés à 4 conclusions radicalement différentes (J. Sermet: autochtonie. M. Blumenthal: 1 nappe. R. Staub: 2 nappes. Ecole hollandaise: 3 nappes), en ne peut qu'entrer en contradiction avec au moins 3 d'entre eux, ce qui n'est qu'une preuve de la complexité de la région!

A complications tectoniques égales, les cordillères bétiques sont d'ailleurs plus délicates à interpréter que les Alpes. En effet et à l'exception de la Sierra Nevada, l'altitude relative des montagnes est bien moindre que dans les Alpes et le réseau hydrographique ne peut, de ce fait, présenter les profondes vallées fréquentes dans les Alpes et si utiles pour les reconstitutions tectoniques. L'observation est ainsi réduite à un plan subhorizontal et les reconstitutions spatiales plus aléatoires.

L'échelle du 1:50.000° que j'avais adoptée m'a fait négliger bien des régions dont l'étude approfondie donnerait probablement des lumières étonnantes. Je pense surtout aux environs de Las Cazulas Jaloche y compris, et à la région au sud du cortijo de la Almirajara qui présente des complications tectoniques très instructives mais invisibles sur une carte au 1:50.000°. Une autre étude qui s'impose maintenant est celle de la région entre Zaffaraya et Jatar à la relations entre le complexe de Malaga et la nappe

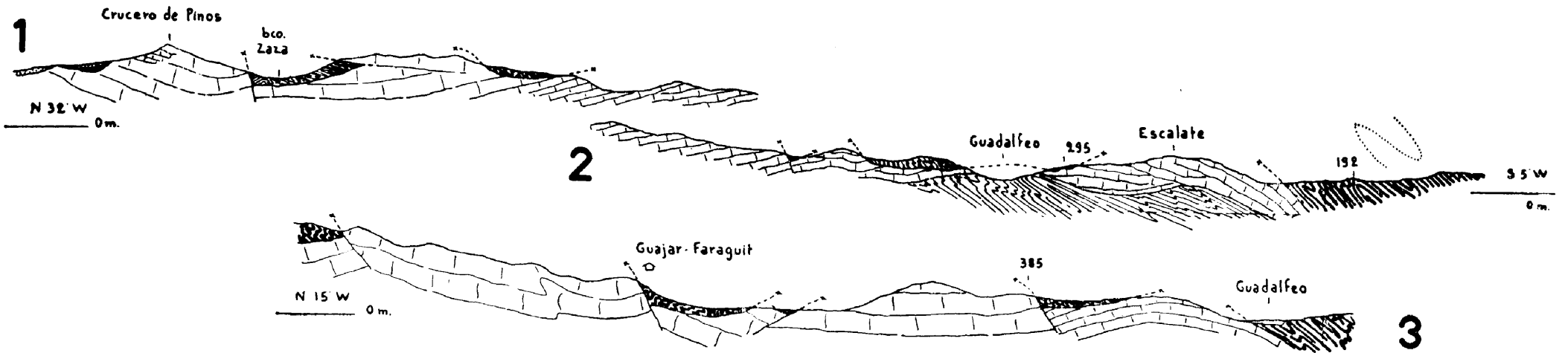
de Guajar restent à éclaircir. Il importe aussi de lier entre elles les différentes études sur les Alpujarrides, seule façon de pouvoir tirer des conclusions définitives sur la tectonique de l'ensemble, principalement sur les relais des différentes nappes entre elles. Une étude par coupes minces orientées s'impose également. Bref, il reste beaucoup à faire et il faut souhaiter que l'intérêt géologique centré jusqu'à présent sur les Alpes suisses et françaises s'étende aux Cordillères bétiques qui ne décevront certes pas. Il faut répéter que ces Cordillères peuvent rivaliser en intérêt avec n'importe quelle région de nos Alpes; mais leur étude n'est pas plus avancée actuellement que ne l'était celle des Alpes il y a une trentaine d'années lorsque E. Argand lançait ses grandes théories interprétatives. C'est dire tout l'intérêt qu'elles présentent pour quelqu'un qui a quelque expérience des problèmes alpins.

Résumé.

La terminaison occidentale des Alpujarrides est une région de tectonique compliquée où 4 phases de plissements alpins peuvent être mises en évidence:

La série stratigraphique comprend des ectinites normales, mal datées, suivies vers le haut par des phyllites partiellement werfénienne, puis par une épaisse série calcaréo-dolomitique de Trias alpin. Toute la série post-triasique jusqu'à la molasse, helvétique, est absente. Cette absence, générale pour tout le domaine alpujarride, crée des difficultés paléogéographiques encore mal levées.

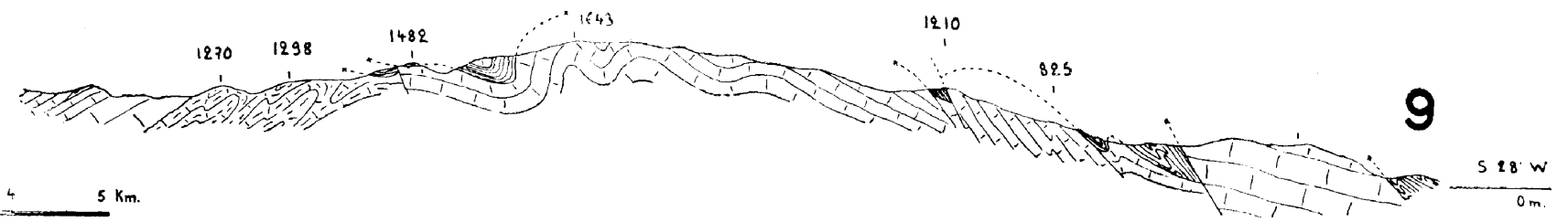
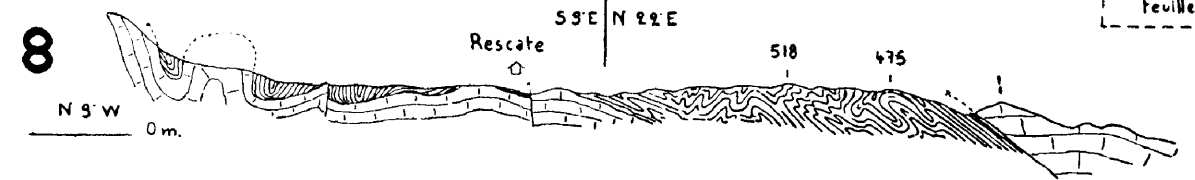
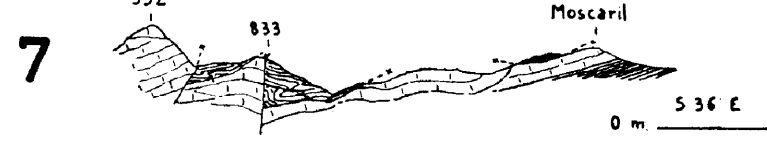
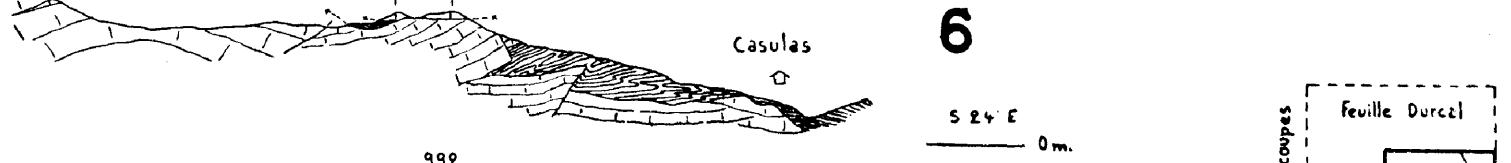
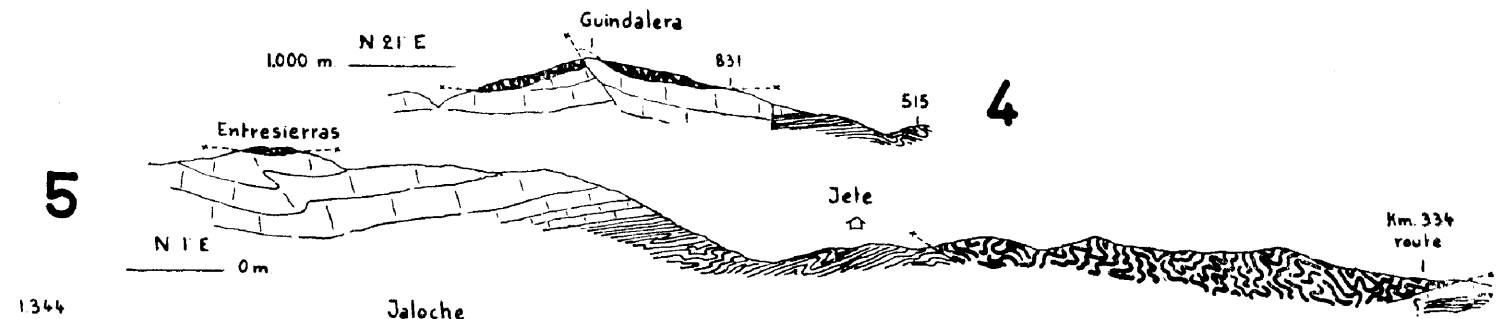
L'immense nappe de Guajar (voir définition p. 40) s'est avancée sur un relief préexistant accusé (notion de «Reliefüberschiebung» ou «charriage épiglyptique» introduite par M. Blumenthal pour les Alpujarrides). La reconstitution de ce relief est difficile car les mouvements posthumes, c'est à dire postérieurs à l'avancée principale de la nappe, ont été violents. D'autre part, l'analyse tectonique est délicate parce qu'elle ne peut pas s'appuyer sur une









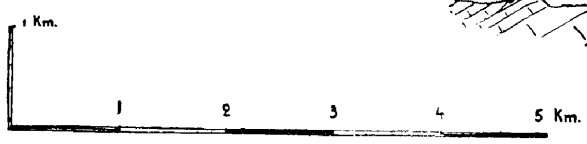
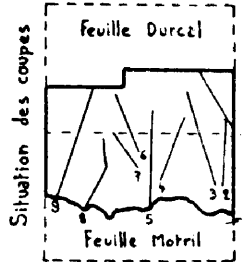
Profils géologiques

à travers et autour de la

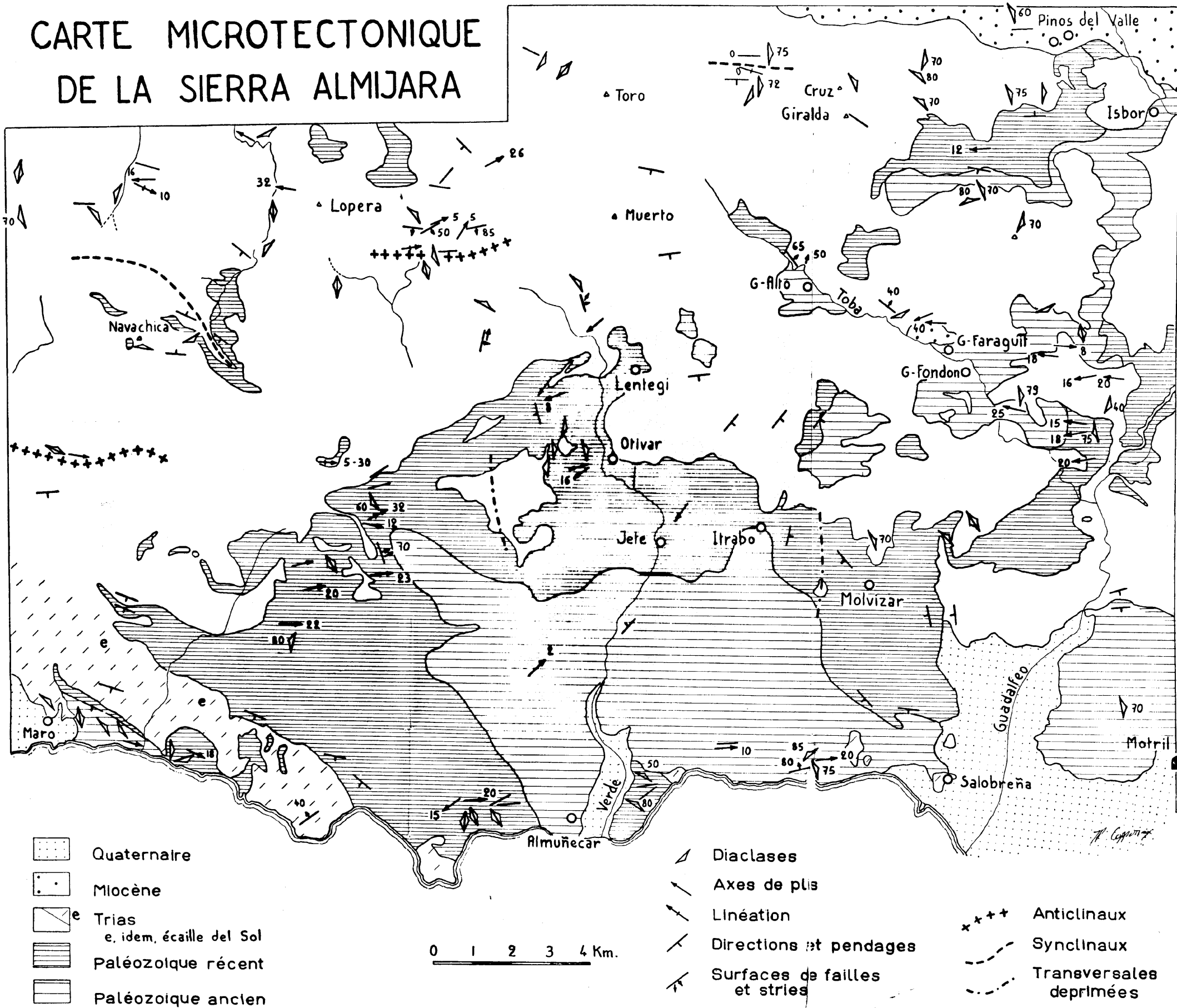
Sierra Almijara



-  Trias dolomitique
-  Trias calcaire
-  Série mixte
-  Phyllites (p. parte werfénien)
-  Paléozoïque récent
-  Paléozoïque ancien



CARTE MICROTTECTONIQUE DE LA SIERRA ALMIJARA



fine stratigraphie, les 3 principales séries (Trias, phyllites, ectinites) étant du type compréhensif.

On peut néanmoins montrer que les nappes alpujarrides n'ont pas la continuité latérale qu'on leur prêtait et que leur nombre dépend de la transversale étudiée car elle se relaient. En règle générale, l'ampleur des charriages diminue d'est en ouest jusqu'à ce que les unités tectoniques se joignent sans discontinuité avec leur substratum. C'est ainsi qu'une des principales nappes alpujarrides, celle de Lanjaron, se sépare de son substratum dès la transversale de Motril. Cet exemple n'est pas unique.

Resumen.

Como ya se sabe, los geólogos que se han preocupado por los Alpujarrides occidentales no están de acuerdo sobre el número de mantos superpuestos unos a otros. Sus opiniones han sido ya dadas en español por el profesor L. Solé Sabarís, lo que me permitió entrar inmediatamente en lo vivo del sujeto. Solamente recordaré que los autores holandeses (9, 56) ven tres mantos donde R. Staub ve dos (53) y M. Blumenthal solamente uno (15).

Grosso modo, la serie estratigráfica comprende pizarras paleozoicas seguidas hacia arriba por filitas parcialmente del Werfeniense, y luego por una espesa serie calizo-dolomítica de Trías alpino. La serie post-triásica entera, hasta la molasa helveciense está ausente; esta ausencia que vale para todos los Alpujarrides es muy difícil de explicar paleogeográficamente (ver p.108).

El inmenso manto de Guájar (ver definición p. 39) se ha trasladado sobre un relieve preexistente importante (noción de «Relief-überschiebung» o «corrimiento epiglyptico», introducida en los Alpujarrides por Blumenthal). La reconstitución de este relieve es difícil, porque los movimientos póstumos, es decir, posteriores a la avanzada principal del manto, han sido violentos, como ya lo había dicho el profesor J.-M. Fontboté. Por otra parte, el análisis tectónico es delicado porque no puede apoyarse sobre una estratigrafía fina; la importante serie triásica es en efecto monótona y marmorizada. Sin embargo, se puede demostrar que los mantos alpujarrides no tienen la continuidad que se les prestaba y que su número depende

de la transversal estudiada porque se relevan. En general, la amplitud de los cabalgamientos disminuye de este a oeste hasta que las unidades tectónicas se juntan sin discontinuidad con su substratum. Así es que uno de los principales mantos alpujárrides, el de Lanjarón, se bifurca de su substratum, el complejo de Lújar, desde la transversal de Motril (p. 41). Este ejemplo, que ya ha sido objeto de una nota ¹⁾, no es único.

Estratigrafía.—El *Paleozoico* está formado por neises y pizarras cristalinas ya descritas en parte por D. Orueta (43). Los neises que Blumenthal llamaba «neisses d'Almuñécar» y las pizarras con las cuales alternan, provienen probablemente de una serie comprensiva originalmente formada de areniscas y de arcillas, mal datadas, pero probablemente ante-gothlandiense (ver p. 99). Esas rocas son ectinitas normales de la secuencia aluminosa (de la clasificación de Jung et Roques) (46).

Entre los neises y las flitas se pueden distinguir tres grupos de rocas poco diferentes entre sí: pizarras de Jete, pizarras del Velilla y cuarcitas de la Mona; esos tres grupos de rocas son de la misma edad; siendo entre los neises probablemente ante-gothlandienses y las flitas parcialmente werfenienses, se les puede clasificar en el *Paleozoico* reciente. Las cuarcitas de la Mona representan la secuencia arenácea de una zona de isometamorfismo a la cual pertenecen también las pizarras de Jete y del Velilla (p. 20).

Existe una continuidad estratigráfica entre las flitas y los neises; pero esta continuidad está oculta por el hecho que el papel mecánico de las dos unidades es completamente diferente, y no parece ser el resultado de diferencias de plasticidad. En efecto, las flitas y las pizarras de Jete y del Velilla, que son el resultado del metamorfismo de las flitas, están casi siempre bajo la forma de grandes series isoclinales. Por el contrario, los neises están completamente desordenados de tal forma que, a pesar de una multitud de medidas, no se encuentra ninguna línea directora de plegamientos. La primera idea que viene a la mente como explicación de esta diferencia de conducta mecánica es que los neises han sido plegados por otra orogenia que las flitas, es decir, hereiniana o caledoniana.

¹⁾ Debido a errores de impresión, el mapa anexo a esta nota no sirve.

Pero si las flitas son parcialmente del Werfeniense (por su posición y por el yeso que contienen), esto implica la ausencia de esas orogenias por motivo de la continuidad estratigráfica entre las flitas y los neises. Hay que preguntarse entonces si esa continuidad no es solamente aparente y si las flitas parecen concordantes solamente después de una convergencia de facies debida al metamorfismo alpino, convergencia supuesta ocultando una eventual discontinuidad original. Pero Argand ha mostrado que un material muerto, es decir un material que ha sufrido ya una orogenia, se pliega a la orogenia siguiente según líneas directoras de plegamientos diferentes a las antiguas. Ahora bien, en los Alpujárrides occidentales, los ejes de plegamientos son los mismos en las dos series, es decir oeste-este, lo que confirma que la orogenia herciniana fue nula o poco marcada.

El Triás.—Los autores precedentes, turbados por la complejidad de los accidentes tectónicos, han dividido el Triás de los Alpujárrides, de facies alpina, en solamente dos unidades: el macizo calizodolomítico y, abajo, la zona flitosa supuesta parcialmente o totalmente del Werfeniense. El macizo consta de una serie de calizas y dolomías de más de un kilómetro de espesor. Aparte de algunos yacimientos de Megalodones, muy deformados (p. 27), no he encontrado fósiles típicos. La serie es bastante marmorizada, de tal modo que una muestra de roca no basta para saber si estamos en la parte superior o inferior de la serie. Existe un claro aumento de metamorfismo desde el este hacia el oeste de los Alpujárrides occidentales; este aumento está acompañado por cierta dolomitización sin que haya necesariamente relación de causa a efecto.

El carácter comprensivo de la serie no era favorable para establecer una estratigrafía fina. Lo único que pude hacer fué separar las calizas de las dolomías. Las dolomías con Megalodones son probablemente del Noriense, por razón de homología con los otros macizos dolomíticos del Mediterráneo occidental. Existen también cañiolas (p. 29).

Pienso, después del profesor Fontboté, que la ausencia de todos sedimentos desde el Triás hasta el Mioceno puede eventualmente explicarse por una emersión provocada por un pliegue de fondo al final del Triás. Pero no hay pruebas (p. 108).

Existe en Guájar-Feraguit una pequeña cuenca del Helveciense, con fósiles y corales gigantes típicos (p. 32).

Corrimiento epiglyptico (=Reliefüberschiebung).— Sabemos ahora que una orogenia puede manifestarse en una serie de fases tectónicas separadas por largos períodos de tranquilidad durante los cuales trabaja la erosión. Se comprende entonces que los mantos de una fase diferente a la primera tienen que sobrepasar un relieve preexistente que en algunos casos puede ser muy abrupto. De esta concepción ha nacido la noción de corrimiento epiglyptico imaginada por O. Ampferer y aplicada a las cordilleras béticas por M. Blumenthal. En los Alpujarrides occidentales existen tales fenómenos de corrimientos. Se encuentran en efecto klippen de Paleozoico sobre el Trías, algunas veces en las cumbres, otras en el fondo de los ríos (p. 56). Otras veces parece que el Paleozoico se ha puesto en depresiones y que el substratum emerge en ventanas tectónicas como islas.

Microtectónica.— He notado sistemáticamente los ejes de plegamientos, las diaclasas, la alineación y la orientación de las superficies de contactos anormales. Pero no se deduce casi nada de las características de la (o de las) orogenia. Esto debe provenir de que los movimientos póstumos han sido tan violentos que han suprimido toda ley de repartición de los esfuerzos tectónicos. Se puede objetar que los plegamientos póstumos se encuentran usualmente con un gran rayo de curvatura y que no pueden suprimir una ley de repartición de esfuerzos. Pero en la región bética que nos ocupa, los plegamientos póstumos han sido violentísimos, como ya lo había dicho el profesor J.-M. Fontboté. Además, los ejes de esos plegamientos póstumos han sido muy trastornados, lo que explica que un estudio microtectónico no dé resultados muy buenos (p. 92).

Fases de plegamientos.— La orogenia alpina se ha manifestado por una serie de fases más o menos importantes, de las cuales se pueden reconocer por lo menos cuatro.

En la primera se ha plegado, y consecuentemente se ha erosionado, el conjunto que servirá de substratum al manto de Guájar, que se ha trasladado durante la segunda fase sobre el relieve preexistente. En la tercera, se ha trasladado la escama del Sol y toda la

zona costera dolomítica, en la cual se encuentran klippen entre Almuñécar y Motril (p. 83). La cuarta fase corresponde a los plegamientos póstumos *sensu lato*. Claro que, en realidad, ha habido más fases y que cada una de estas fases principales representa otras más pequeñas y menos notables.

Estas fases deben ser datadas, pero existen grandes dificultades en hacerlo porque no existen terrenos orogénicos, salvo la molasa, que no basta. De todos modos hay una cierta probabilidad de que el manto de Guájar se ha puesto en su sitio durante el Oligoceno.

Algunos autores, tales como Banting, han concluido que el edificio bético fué construido durante el Secundario. Para contradecirlo no basta decir que solamente durante el Terciario puede construirse un edificio de la grandeza de las Cordilleras; en efecto, puede existir ejemplos de corrimientos importantes en el Secundario también, por ejemplo en los Cárpatos (44).

Pero bastará una observación para concluir que es realmente y enteramente durante el Terciario que han tenido lugar los corrimientos béticos. Vemos, en efecto, que los raros afloramientos de Eoceno sobre el Bético de Málaga están siempre ligados al Permotrías, que es muy delgado; eso no podría ser sistemáticamente el caso si hubiera habido una orogenia entre el Permotrías y el Eoceno.

El manto de Málaga.— El complejo llamado Bético de Málaga (o manto de Málaga), descrito por M. Blumenthal (11 y 12), consta de pizarras metamórficas, seguidas hacia arriba por pizarras, calizas alabeadas y grauwackas. Una serie transgresiva empieza por Permotrías color hez de vino, localmente acompañado por Muschelkalk, Lías o Luteciense.

Tectónicamente, este complejo fué separado de los Alpujarrides por motivo de la diferencia de facies existente entre su Permotrías y el Trías alpino alpujarride. El cambio de facies de un tipo o otro debería hacerse en 15 Km. aproximadamente, lo que fué considerado como poco admisible por Blumenthal. Eso es pues, el motivo por el cual el Bético de Málaga fué separado de los Alpujarrides, que están por debajo.

Existe también cierta diferencia de facies entre el Paleozoico reciente alpujarride (pizarras con epidota, cuarcitas, etc...) y el Pa-

leozoico reciente del Bético de Málaga (grauwackas, calizas, etc...). Pero me parece que eso no basta para separar el manto de Málaga del manto de Guájar, aunque este último sea alpujárride (ver p. 98).

En la región de Maro (prov. Málaga, hoja 1.055, Motril), el Paleozoico del complejo de Málaga pasa progresivamente hacia arriba a cuarcitas y pizarras típicamente alpujárride (p. 96). En otros sitios, se pueden observar también sedimentos alpujárrides dentro del complejo. Como el complejo de Málaga es el más elevado de las unidades béticas, en la hipótesis de Blumenthal, sus raíces son las más meridionales, es decir, que están al sur de las raíces alpujárrides y al norte del «bourrelet liminaire africain», del cual habla el profesor P. Fallot (27). Este complejo de Málaga tiene 450 Km. de largo, y por consiguiente pueden tener lugar importantes pasajes de facies. Y es precisamente en lo que me fijo, es decir, que haya habido un pasaje de facies entre el Paleozoico del complejo y el Paleozoico alpujárride. Este pasaje de facies ha sido del este al oeste. En resumen, pienso que en vez de provenir del sur de los Alpujárrides, el Paleozoico y todos los sedimentos del complejo de Málaga se han depositado al oeste de los Alpujárrides (ver p. 97).

La ventana tectónica de Benamargosa. - En Benamargosa (p. 103), cerca de Vélez-Málaga (prov. Málaga), existe una ventana tectónica que no había sido señalada y que es de una importancia muy grande. El Trías alpujárride, es decir, de facies alpino, aparece bajo el complejo de Málaga. El corrimiento del manto de Málaga no era cierto en esta región y solamente se podía deducir de las observaciones hechas por M. Blumenthal más al oeste (12). Benamargosa es el único punto donde aparece el Trías alpino entre los Alpujárrides y las Rondades, cuya distancia es de 62 Km. La ventana de Benamargosa, aunque muy pequeña, es de tanta importancia como la de Albuñol, en los Alpujárrides.

Sierra Nevada no me parece ser una ventana tectónica, sino más bien el corazón de un anticlinal. Para simplificar así el grandioso esquema bético, basta una sola condición: suprimir la diferencia de facies existente entre la «Mischungszone» supuesta triásica y el Trías alpino que está sobre ella. Por eso se puede muy bien con-

siderar la «Mischungszone» como de edad permiana, pues no hay ningún argumento en contra (ver p. 104).

Alrededor del núcleo paleozoico de Sierra Nevada, la serie alpujárride es generalmente doble, es decir que se repite la sucesión habitual: calizas triásicas encima de flitas azules. La serie superior solamente me parece corrida, empujada hacia Sierra Nevada.

La observación de que la amplitud de los corrimientos alpujárrides aumenta desde el oeste hacia el este vale por el oeste de la transversal de Sierra Nevada. Al este, es posible que sea lo contrario. Se puede considerar como hipótesis de trabajo una amplitud máxima de los corrimientos sobre la transversal ya mencionada. La surrección actual de Sierra Nevada sería debida en este caso a la compensación isostática motivada por una acumulación de material que proviene del sur de esta sierra. Pero hay que cartografiar detallada y sistemáticamente los alrededores de esta sierra discutida para que esta idea no quede como pura hipótesis de trabajo.

A continuación describo rápidamente las tres grandes carreteras que atraviesan el territorio.

Carretera Granada-Motril. - Empezaremos esta descripción rápida por la región de Isbor. Después de haber estado desde Granada casi siempre en el Mioceno, se llega en el Km. 475,8 a un macizo dolomítico triásico, cuya interpretación ha sido ya comentada por M. Blumenthal (15) y K. W. van Bemmelen (9). Para Blumenthal este macizo de Isbor pertenece al substratum del manto paleozoico de Guájar (de Gádor para él; ver p. 39), manto que se atraviesa un poco más abajo hasta el puente de Ifo sobre el río Isbor. En la opinión de van Bemmelen, al contrario, el macizo pertenece a la cobertura triásica del manto superior de Guájar. El estudio detallado de este macizo muestra que en realidad las mismas pizarras paleozoicas están por encima y por debajo del macizo; se encuentra, por ejemplo, paleozoico en el fondo del barranco de Zaza, que corta el macizo por su mitad, bajo el aspecto de una ventana tectónica. Creo por consiguiente que este macizo puede ser considerado como envuelto en el Paleozoico. Debe haber sido arrancado del substratum triásico por el potente conjunto corrido paleozoico (p. 48). Puede parecer un poco atrevida esta concepción, pero en los mantos piénicos, en

los Cárpatos, existen fenómenos semejantes. La misma interpretación es válida para el pequeño macizo dolomítico del Km. 477,4.

Si se mira hacia el oeste desde el Km. 491, un poco al sur de Vélez-Benaudalla, se observa el panorama siguiente: 50 m. sobre el lecho del río Guadalfeo corre horizontalmente una hilada delgada de calizas triásicas, bajo la cual aparecen las flitas azules. Esta hilada es continuación de las calizas que forman las cumbres y pertenece a la misma unidad tectónica. Sobre la hilada descansa Paleozoico pizarroso, que está claramente corrido sobre el Trías. La superficie de contacto anormal entre las dos unidades no es, ni mucho menos, horizontal, como parece desde lejos, sino que baja fuertemente hacia el observador, es decir, hacia el este. Tenemos aquí, un ejemplo muy bueno de corrimiento epiglyptico (p. 45).

Siguiendo la carretera hacia Motril, se atraviesa una serie de flitas azules que parecen isoclinales. En el Km. 492,6 una cantera de yeso hace suponer que esas flitas son probablemente werfenienses, porque el yeso no debe ser paleozoico. Todo el Trías calizo está encima de las flitas, cuya cobertura estratigráfica despegada por plegamientos disarmónicos, representa. Dos kilómetros antes de Motril, se penetra sobre neises con granates y andalucita pertenecientes al Paleozoico inferior del manto de Guájar, que descansa sobre el Trías.

Carretera Motril-Nerja. — De Motril hasta Almuñécar, se atraviesa la zona radical del manto de Guájar, formada por neises con granates y andalucita. De vez en cuando se encuentra un afloramiento de dolomías blancas del Trías, por ejemplo en Salobreña. Esas dolomías pertenecen a una escama destacada del substratum triásico y puesta en su sitio durante una fase de plegamientos posterior a la del corrimiento del manto de Guájar. En el Km. 333 aparece el substratum de este manto, bajo la forma de dolomías triásicas y de pizarras con epidota, un poco más metamórficas que las flitas azules del Werfeniense. Más lejos, la Punta de la Mona y el Cerro Gordo están formados por el Trías de la misma unidad tectónica que el Trías de Salobreña, es decir, perteneciendo a la escama llamada «escama del Sol», del nombre de una cumbre local (p. 84).

Desde el Km. 311 y hasta Maro se circula sobre Paleozoico, que descansa sobre la escama triásica, y que por lo tanto pertenece al manto de Málaga, de Blumenthal.

Carretera Granada-Almuñécar. — Después de haber dejado el Mioceno de la vega granadina, se penetra sobre dolomías blancas triásicas, y después de pasar una «klippe» de Paleozoico en el Km. 16 se llega a una meseta, a la altura de 1.200 m., más o menos, que consta sobre todo de Trías, sobre el cual descansan afloramientos de Mioceno y «klippes» de Paleozoico, bastante mezclado con su substratum por los movimientos póstumos.

En el Km. 28, cerca del ojo de los Prados, se llega al límite de separación de las aguas tributarias, del mar al sur y de los ríos, circulando en la vega granadina a 600 m. de altura, al norte, lo que explica la diferencia morfológica entre las dos partes. Se baja fuertemente en las dolomías, probablemente del Noriense, en las cuales se han encontrado Megalodontes (p. 27). Pasada una pequeña falla en el Km. 33 llegamos al Jaloche, que consta de una «klippe» dolomítica que descansa sobre flitas azules también corridas, o sobre calizas triásicas.

Más abajo estamos en la región de las Cásulas, que M. Blumenthal ha señalado como representativa de corrimientos epiglypticos. En cuanto a mí no veo aquí corrimientos epiglypticos sino un país parautoctono donde los contactos anormales resultan más bien de fenómenos disarmónicos y de movimientos póstumos (p. 59).

BIBLIOGRAPHIE

1. ALASTRUÉ, E.: «Estructura de las Cordilleras Subbéticas en su sector central».—Est. geológicos. Barcelona, 1948.
2. ALASTRUÉ, E.: «Las unidades estructurales de las Cordilleras Béticas según los estudios del Dr. Blumenthal».—Bol. Inst. Geol. Min. España, T. LXII, Madrid, 1949.
3. ALVARADO, A. DE: «Nota acerca de un yacimiento de lignito en términos de Arenas del Rey, Jatar y Jayena (Granada)».—Bol. Inst. Geol. Min. España. Madrid, 1918.
4. ALVARADO, A. DE: «Zona oriental de Málaga. Notas sobre su estratigrafía y descripción de algunos yacimientos metalíferos».—Bol. Inst. Geol. Min. España. Madrid, 1920.
5. ANSTED, D. T.: «On the geology of Malaga and the southern part of Andalucía».—Quarterly Journal of Geol. Soc., No. 60, Londres, Fev. 1859, et Revista Minera, T. II, Madrid, 1860.
6. BANTING, A. H.: «Der bau der betischen Cordilleren und ihre Stellung im Mediterranen Orogen».—Geol. Rundschau, Bd. XXIV, 1933.
7. BANTING, A. H.: «Sur le pli-nappe de Lujar-Gador (Cord. bétiques)». — Proceed. Konink. v. Wetensch. Amsterdam, Vol. XXXVI, No. 1.
8. BARROIS, C., et OFFRET, A., etc.: «Mission d'Andalou-

- sie». — Mém. Ac. Sc. Inst. Nat. France, T. XXX, No. 2, Paris, 1889.
9. BEMMELBN, VAN K. W.: «Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in der provincie de Granada». — Thèse, Delft 1927, 1 carte, 15 photos, 10 fig.
 10. BEMMELBN, VAN K. W.: «Gravity field and orogenesis in the West-Mediterranean region». — Geologie en Mijnbouw. Vol. 14, No. 8. La Haye, Août 1952.
 11. BLUMENTHAL, M.: «Versuch einer tektonischen Gliederung der betische Cordilleren von Central — und Sudwest — Andalusien». — Eclogae Geol. Helv.; Vol. XXI, 1927.
 12. BLUMENTHAL, M.: «Beitrage zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des río Guadalhorce». — Eclogae Geol. Helv., Vol. XXIV. 1930.
 13. BLUMENTHAL, M.: «Das Westende des Betikums Nordlich dem Campo de Gibraltar». — Géol. ch. hét. et subbét., Vol. IV, No. 2, Part. II. 25 Juin 1931.
 14. BLUMENTHAL, M.: «Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrophes (Andalousie)». — Bull. Soc. Géol. France, 1931, No. 1, p. 23-94, 3 pl., 4 fig.
 15. BLUMENTHAL, M.: «Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren». — Geol. chaînes hét. et subbét., Vol. IV, No. 8, part. II. Barcelona, 1935, p. 3-28, 7 pl., 14 fig.
 16. BLUMENTHAL, M.: «Zur Mechanik der Reliefüberschiebungen». — Eclogae Geol. Helv., Vol. XXVIII, No. 2, 1935, p. 548-550.
 17. BLUMENTHAL, M.: «Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el río Verde y el río Guadalhorce». — Traduit par E. Alastrué et J.-M. Ríos. Bol. Inst. Geol. Min. España, T. LXII. Madrid, 1949.
 18. BLUMENTHAL, M., et FALLOT, P.: «Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix» — Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., T. XVII, Memoria I. Madrid, 1935, p. 9-74, 9 pl.

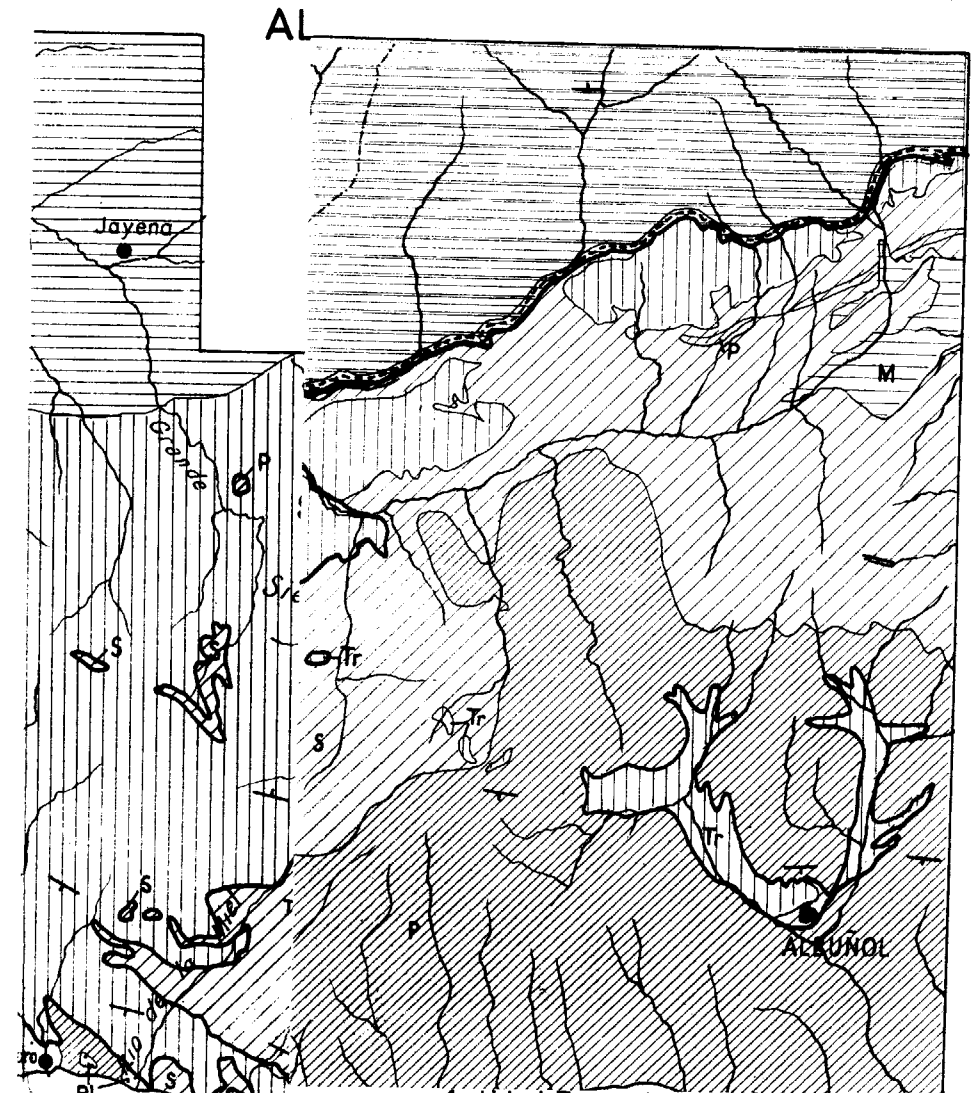
19. BROUWER, H. A.: «Zur Tektonik der betischen Cordilleren». — Geol. Rundschau, Bd. XVII, 1926, p. 331-336, 1 pl., 1 fig.
20. CLOOS, E.: «Lineation». — Geol. Soc. of America, Mem. 18, Mai 1946.
21. COPPONEX, J.-P.: «Sobre un sistema de relieve de mantos en los Alpujarrides occidentales». — A paraître dans: Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. Min. España. 1958.
22. CUBILLAS JIMÉNEZ, I.: «Sobre la estructura del borde septentrional de Sierra Nevada». — Bol. Univ. Granada. A, XIV, Dic. 1942, No. 71.
23. DEDEM (BARON VAN): «Der geologische Bau der Sierra Tejada». — Geol. ch. hét. et subbét., Vol. IV, No. 1, part. II, 1935, p. 3-9, 1 carte.
24. DURAND DELGA, M.: «Etude géologique de l'ouest de la chaîne Numidique». — Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Alger, 1955.
25. FALLOT, P.: «Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpes espagnoles. Le Trias». — Géol. ch. hét. et subbét., Vol. IV, No. 1, part. II, 1931, p. 1-31.
26. FALLOT, P.: «Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale». — B. S. G. F. (5), 11, 1932.
27. FALLOT, P.: «Essai sur la géologie du Rif septentrional». — Mém. Serv. mines et carte géol. Maroc, No. 40. Rabat, 1937.
28. FALLOT, P.: «Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères bétiques». — C. R. Ac. Sc., T. 219. Paris, 1934, p. 337.
29. FALLOT, P.: «Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». — Publ. Cons. Sup. Inv. Cient. Madrid, 1945.
30. FALLOT, P.: «Les Cordillères bétiques». — Estudios geológicos. Barcelona, 1948, p. 81-172, 1 carte, 2 pl., 12 fig.
31. FALLOT, P.: «Comparaison entre cordillères bétiques

- et Alpes orientales».—T. hom. H. Pacheco. Real Soc. Hist. Nat. Madrid, 1954.
32. FALLOT, P., et MARIN, A.: «La Cordillera del Rif».—Mem. Inst. Geol. Min. España. Madrid, 1939.
33. FALLOT, P., SOLÉ SABARÍS, L., et LEMOINE, M.: «Observations sur le Trias bétique et ses algues calcaires».—Mem. y Comunicaciones Inst. Geol. Provincial, T. XI. Barcelona, 1934.
34. FERNEX, F.: «Quelques observations sur les Cordillères Bétiques orientales, en particulier la région de Lorca».—Trav. dipl. non publié. Univ. Genève. Lab. Géol. 1957.
35. FONTBOTÉ, J.-M. (in litt.): «Sobre la tectónica de Sierra Nevada».—Reseñas y conf. Inst. Lucas Mallada, Cons. Sup. Inv. Cient. Madrid, 1957. (Comunicación presentada a la I Reunión Int. del Terciario del III Curs. Int. Sabadell. Julio, 1956.)
36. GIGNOUX, M., et FALLOT, P.: «Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne».—C. R. XIV Congr. Geol. Int. Madrid, 1926, 39 fig.
37. GONZALO Y TARIN, J.: «Reseña física y geológica de la provincia de Granada».—Bol. Com. Mapa Geol. España, T. VIII. Madrid, 1881, p. 1-131, 1 lám.
38. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: «Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos».—Congr. Lisboa, As. Esp. Progr. Cienc., T. V, part. II.
39. JANSEN, H.: «De Geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)».—Thèse. Amsterdam, 1936.
40. JUNG, J., et ROQUES, M.: «Introduction à l'étude zono-graphique des formations cristallophylliennes».—B. S. G. F., No. 235, T. L. 1952.
41. MALLADA, L.: «Explicación del mapa geológico de España».—Mem. Com. Mapa Geol. España, T. IV. Madrid, 1902, p. 243.

42. OULIANOFF, N.: «Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches».—Eclogae Geol. Helv., Vol. 47, No. 2, 1954.
43. ORUETA, D.: «Estudio petrográfico de la Sierra Almirajara y de la parte oriental de Sierra Nevada y las Alpujarras».—Bol. Inst. Geol. España, T. XVIII. Madrid, 1922.
44. PAREJAS, E.: «La tectonique transversale de la Turquie».—Publ. Inst. Geol. Univ. Istanbul, 1940.
45. RUBIO, J.-M., y GAVALA, J.: «Yacimientos de molibdeno en las provincias de Granada y Almería».—Bol. Inst. Geol. Min. España. Madrid 1918.
46. SERMET, J.: «Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence de nappes de charriage».—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 1934, p. 237.
47. SERMET, J.: «Sobre unos vestigios de topografía glaciaria en la Sierra Tejeda (Andalucía)».—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 1934, p. 187-192.
48. SERMET, J.: «La côte méditerranéenne d'Andalousie, entre Malaga et Almeria, étude morphologique».—Congr. Geogr. Varsovie, 1934, p. 300.
49. SERMET, J.: «Un cas de morphologie littorale hérité sur le côte de Grenade».—R. Soc. Hist. Nat., tomo homenaje a Ed. H.-Pacheco. Madrid. 1954.
50. SOLÉ SABARÍS, L.: «Estado actual de nuestros conocimientos sobre los Alpides españoles».—Bol. Universidad de Granada, A. XLV. No. 71, 1942.
51. SOLÉ SABARÍS, L., y MORENO, I.: «Bibliografía geológica y fisiográfica de las cordilleras béticas».—Bol. Univ. Granada, A. XIV. No. 71, 1942.
52. STAUB, R.: «Ideas sobre la rectónica de España».—Traduit par T. F. Carbonell. R. Acad. Ciencias, bellas letras y nobles artes de Córdoba. 1927.
53. STAUB, R.: «Der Deckenbau Sudspaniens in den Betsischen Cordilleren».—Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Gesellsch. T. LXXIX. Zurich, 1934, p. 471-474, 1 pl.
54. VALLBY, J.-M.: «Etude géologique et pétrographique

de la partie inf. du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais). — Thèse. Genève, 1950.

55. VIENNOT, P.: «Observations géologiques dans la région de Grenade». — Livre jubilaire Soc. Géol. France, 1930,
56. WESTERWOLD, J.: «De bouw der Alpujarras en het tektonische Verband der Oostelijke betische Ketens». Thèse. Delft, 1929, p. 1-117, 1 carte, 1 tabl., 23 photos, 5 fig.
57. ZERMATTEN, H. L. J.: «Geologische Onderzoekingen in de Randzone van het Venster der Sierra Nevada (Spanje)». — Thèse. Delft, 1929.



RÉCENT

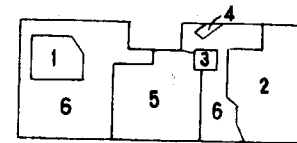
4- H. L. J. Zermatten (16.666)

5- J. P. Copponex (50.000)

6- id. levés rapides.

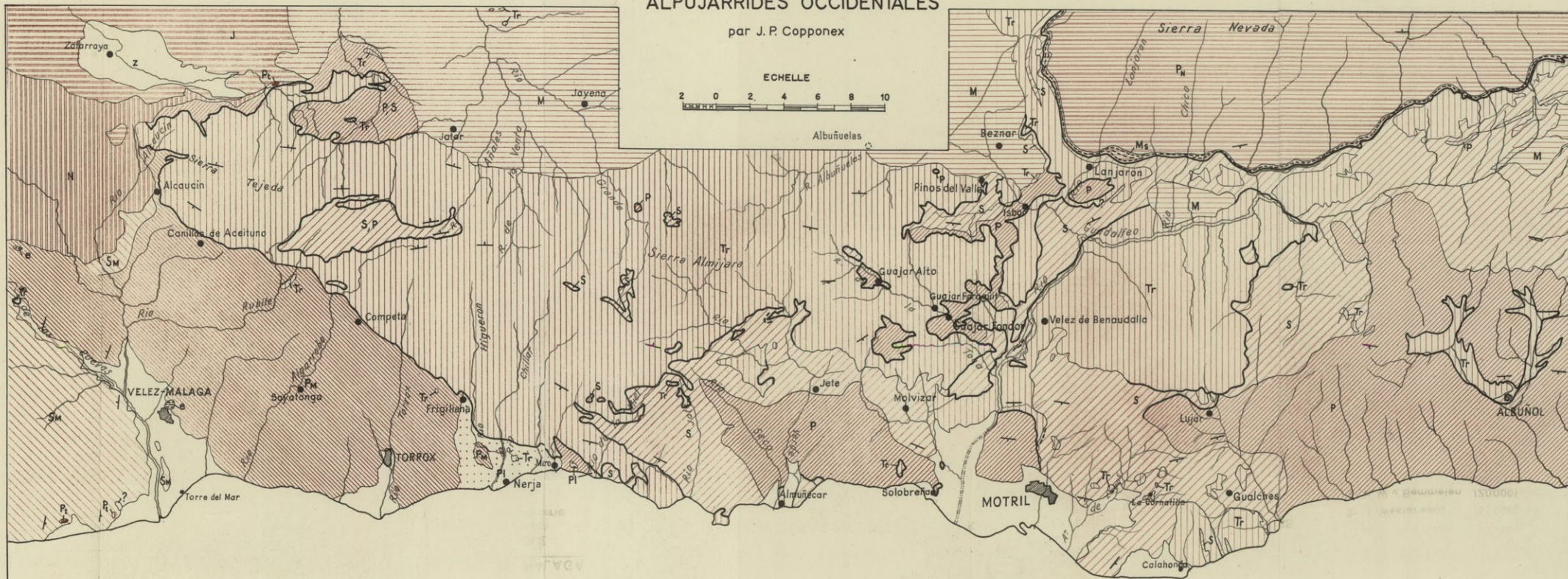
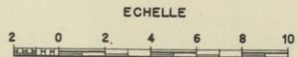
ANCIEN

es inf.)



CARTE GEOLOGIQUE ALPUJARRIDES OCCIDENTALES

par J. P. Copponex



COMPLEXE DE MALAGA

z Pl PLIO-QUATERNAIRE
z, Poljé de Zafarraya
Pl, Pliocène

M MIOCÈNE
(p. parte helvétien)

J JURASSIQUE
Pénibétique

N e NUMMULITIQUE
Facies flysch
e, calc. eocène

Sm P PALÉOZOÏQUE RÉCENT
Permotrias

Pa PALÉOZOÏQUE ANCIEN
(Micaschistes inf.)

ALPUJARRIDES

Tr TRIAS CALCAREO-DOLOMITIQUE

S w PALÉOZOÏQUE RÉCENT ET PHYLLITES
w, Werténien

P PALÉOZOÏQUE ANCIEN
(Micaschistes inf.)

COMPLEXE DE SIERRA NEVADA

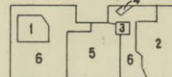
Pa Ms MICASCHISTES ET GNEISS
Ms, Mischungszone

CONTACTS

1 2
1, Normal
2, Anormal

Tracés géologiques d'après:

- 1- M. Blumenthal (100.000)
- 2- J. Westerweld (50.000)
- 3- K. W. v. Bemmelen (20.000)
- 4- H. L. J. Zermatten (16.666)
- 5- J. P. Copponex (50.000)
- 6- id. levés rapides.



**Alumbramiento
de aguas subterráneas
en la provincia de Jaén**

por

E. Dupuy de Lôme

ESTUDIOS GEOLOGICOS Y PROGRAMA DE TRABAJOS

Después de una primera campaña de investigación realizada por la Sección de Hidrología del Instituto Geológico y Minero de España, se fijó el emplazamiento de seis sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén, en zonas próximas a la capital.

Cuatro de estos sondeos están ya terminados; el quinto, en Los Villares, se halla en perforación actualmente, y en cuanto al sexto, en el área de Pegalajar, se ha desistido de su prosecución al comprobarse que su situación, en margas y arcillas del Mioceno Inferior, marino, no ofrece probabilidades de éxito.

Resulta, por lo tanto, necesario el reanudar con urgencia investigaciones geológicas en la región, que permitan fijar en plazo próximo el emplazamiento de nuevas labores de alumbramiento de aguas.

Los trabajos de campo han comenzado a mediados de mayo de 1958, y se espera puedan continuar prácticamente sin interrupción.

De los primeros estudios generales realizados se deduce ya la circunstancia tectónica de primordial interés del deslizamiento hacia el norte de la serie mesozoica, desde Lías a Cretáceo Superior, sobre el Burdigalense.

Este hecho quizá no haya sido tenido demasiado en cuenta en los estudios anteriores, realizados para el Instituto Nacional de Colonización, y que, gracias a la amabilidad del personal técnico de este Centro, hemos podido consultar.

Resulta, sin embargo, de extraordinaria importancia, ya

que, para la mayor parte de las zonas, excluye la posibilidad de encontrar los horizontes permeables y posiblemente acuíferos del Jurásico o Cretáceo, debajo del Burdigalense, y en consecuencia, hace que no sea aconsejable la perforación de sondeos en el Burdigalense, con lo que queda excluida para la investigación hidrológica una parte muy considerable de la región.

Como la zona de la provincia de Jaén en la cual el alumbramiento de aguas subterráneas ofrece interés agrícola y social es muy extensa, se ha decidido considerar sucesivamente una serie de áreas interesantes, en las que se prevé realizar detallados estudios geológicos (completados, cuando se estime conveniente, por mediciones geofísicas), de tal manera que para cada una de ellas sea posible fijar el emplazamiento de las labores de captación más convenientes, y desechar aquellas zonas cuyas posibilidades hidrológicas sean nulas o muy escasas.

Se ha comenzado por el estudio de la zona comprendida en el interior de las hojas de Jaén y de Martos, con una superficie total superior a las 120.000 hectáreas.

De esta extensa zona han quedado ya terminados los estudios geológicos en cuanto a la hidrología subterránea se refiere. Se prevé, sin embargo, la continuación de estas investigaciones geológicas con el objeto ahora de obtener una cartografía de detalle, a escala 1:50.000, del área estudiada, y de penetrar más en el conocimiento de los interesantes problemas tectónicos que afectan a la región.

El resultado de estas nuevas investigaciones quedará reflejado en los Mapas y Memorias de las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Jaén y Martos, cuyo estudio ha comenzado ya, y en sucesivas comunicaciones que se prevé irán apareciendo en las publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.

En las páginas siguientes se resumen las investigaciones estratigráficas y tectónicas que se han realizado ya, y se estudian las posibilidades de hidrología subterránea de la zona.

Finalmente se describen las labores propuestas, algunas de las cuales se encuentran ya en ejecución.

ESTRATIGRAFIA

GENERALIDADES.

El estudio estratigráfico de la zona estudiada tropieza con la dificultad de la escasez de restos fósiles en algunas formaciones, cuya dificultad se ve aumentada por la identidad de facies entre series de edad diferente.

En el Jurásico encontramos un conjunto de calizas negras, tableadas, que se extienden desde el Lías al Titónico, pero que apenas contienen restos fósiles. La separación entre ellas del Lías, Dogger y Malm es en algunos casos extraordinariamente difícil.

El Neocomiense, Oligoceno Superior y Burdigalense se presentan en ocasiones en facies de margas grises nodulosas muy semejante y que no siempre contiene fósiles. Desgraciadamente, la violenta tectónica de la zona impide, generalmente, distinguir estas formaciones en virtud de su situación y del estudio de las discordancias.

En el mapa adjunto aparecen representados los diferentes niveles estratigráficos que hemos podido distinguir en el estudio de la zona; vamos, en las páginas siguientes, a justificar su clasificación y a describir los más importantes afloramientos locales.

1. TRIASICO.

Afloran en la zona que nos ocupa el Muschelkalk y el Keuper; el Bunt-Sand-Stein se encuentra presente en el substratum, pero no hemos podido encontrar afloramientos que claramente correspondan a este piso.

Para algunos autores, entre ellos Fallot, se encuentran también en el Bunt niveles de arcillas abigarradas yesíferas, y en tal caso podrían situarse en el Triás Inferior algunos afloramientos de estas características que parecen estar claramente debajo del Muschelkalk. En la zona que estudiamos no afloran sedimentos inferiores al Muschelkalk, salvo, quizá, en la charnela del área anticlinal triásica. Las calizas dolomíticas están, sin embargo, aquí en tan violenta disposición tectónica que no se puede asegurar si los bancos aparentemente inferiores se hallan en realidad debajo del Muschelkalk o no. En estas condiciones hemos preferido situar la totalidad de las arcillas yesíferas en el Keuper, aun haciendo la salvedad de que algún afloramiento de este área anticlinal pueda quizá pertenecer al Bunt.

a) MUSCHELKALK.—El área de sedimentación del Muschelkalk alcanza hasta la zona que nos ocupa. En lugares aislados, y especialmente en el área anticlinal antes citada, afloran, muy trastornadas, calizas dolomíticas y dolomías tableadas, de tonos grises oscuro y negro. La serie predominantemente dolomítica en la parte inferior, y en el techo de ella se encuentran capas de margas calcáreas y nodulares en las que hemos visto fragmentos de

Myophoria sp.

inclasificables específicamente.

Don Lucas Mallada estudió esta formación en la provincia de Jaén, y describe en ella la siguiente lista de fósiles, que reproducimos de la obra de Alastrué, utilizando la denominación actual para algunos de ellos.

Myophoria laevigata Goldf.

Myophoria goldfussi Alb.

Myophoria curvirostris Schlot.

Myophoria deltoidea Goldf.

Hoernesia socialis Schl.

Gervilleia mytiloides Schl.

Velopecten alberti Goldf, etc.

En esta zona el espesor del Muschelkalk es del orden de 50 m. y disminuye paulatinamente hacia el norte.

Un interesante afloramiento se encuentra al borde sur de la zona, en el barranco Salado, al sur de los baños de Agua Hedionda. Las dolomías negras, muy levantadas, se orientan aproximadamente este-oeste.

Más al norte se encuentran una serie de pequeños afloramientos de Muschelkalk, alineados a lo largo de una zona anticlinal que se extiende desde el sur de Santiago de Calatrava hasta Torredonjimeno.

En casi todos los afloramientos, las calizas y dolomías triásicas, situadas en zonas predominantemente arcillosas, son explotadas para la obtención de piedra o la fabricación de cal. Las más importantes explotaciones se encuentran en la zona de Torredonjimeno, y especialmente al NE. del pueblo, en las proximidades del cementerio.

Existe aquí un pequeño afloramiento de Muschelkalk, en el que las calizas y dolomías, casi verticales, se orientan N.-70°. Para su explotación se han abierto tajos mecanizados que trabajan ya a una profundidad de más de 20 m., desde el nivel del suelo.

b) KEUPER. — Mucha mayor extensión e importancia tienen las manchas de Keuper, las cuales ocupan una extensión muy considerable de la superficie de la región.

A causa de la violenta disposición tectónica, y de las deformaciones originadas por la plasticidad y los fenómenos migratorios que acompañan a las masas yesíferas y salinas, resulta difícil medir con exactitud el espesor del Keuper en la zona. Su potencia, en cualquier caso, es grande y puede estimarse del orden de 300 a 500 metros.

Tampoco es posible establecer con claridad un corte vertical detallado de la composición del Keuper, ya que las variaciones laterales—tanto sedimentarias como a consecuencia de la tectónica violenta y de la influencia de los yesos y sales—son muy acentuadas.

En términos muy generales, y sin que ello pueda aplicar-

se en multitud de asomos locales, podemos describir la siguiente composición para el Keuper de esta región.

En la base se encuentran niveles de arcillas, rojas y ocreas, que alternan con algunas capas de arenisca ocrácea ferruginosa. La potencia de estas capas es de 40 a 80 metros.

Siguen a continuación arcillas abigarradas, de tonos rojizos ocreos, grises o verdosos, con algunos banquitos yesíferos y una potencia del orden de los 50 metros.

Sobre ellas encontramos unos 100 m. de arcillas rojas yesíferas, con abundantes jacintos de Compostela, que alternan con areniscas ferruginosas y yesos rojos y grises. En esta serie se encuentran vetillas con carbonatos de cobre u óxidos de hierro, cuya explotación se ha intentado en determinados lugares.

Encima encontramos unos 100 m. de arcillas yesíferas y potentes yesos blancos o grises. Estos yesos, en general de buena calidad, son extraordinariamente frecuentes en la región y se explotan en aquellos puntos próximos a las vías de comunicación o a los centros habitados.

Finalmente, coronan la serie nuevas capas de arcillas abigarradas, predominantemente rojas, y también yesíferas, que incluyen cuarzos hematoideos. No hemos podido apreciar la existencia de núcleos de sal, pero es evidente la presencia de arcillas saliníferas, como demuestra la frecuencia de manantiales salobres en las manchas del Keuper.

Además de los manantiales mineralizados del "Agua Hedionda", situados en el sur de la zona, se encuentran fuentes salinas especialmente en la parte central y occidental. Algunas de ellas se explotan en pequeñas salinas por evaporación, destinadas a abastecer el consumo local.

c) SUPRAKEUPER.—La mayor parte de la superficie de la zona debió haber estado recubierta por las carñiolas y dolomías de Suprakeuper.

Sin embargo, a causa de la erosión y de la violenta tectónica del Keuper, faltan las carñiolas en la mayoría de los afloramientos triásicos actuales. Se encuentran, sin embargo, pequeños afloramientos de Suprakeuper en el centro de la región y en su parte septentrional.

Están formados por un espesor de unos 20 m. de carñiolas muy corroídas y con frecuencia vetas y nódulos de calcita, a las que siguen unos 10 m. de dolomías grises, estratificadas en bancos delgados.

La facies del Suprakeuper es, en consecuencia, análoga a la que hemos podido observar en el frente norte de la Bética y en Levante; pero el espesor de la formación es en la zona que ahora estudiamos sensiblemente más reducido.

2. JURASICO.

Los afloramientos jurásicos tienen considerable importancia en la zona que estudiamos, y tanto la interpretación de su disposición tectónica como de su posible aloctonía ha sido objeto hasta la fecha de una serie de discusiones.

Vamos a prescindir en estas páginas de considerar estos problemas, sobre cuyo análisis nos ocuparemos en un capítulo posterior, y a dedicarnos únicamente a la descripción de la facies de los afloramientos del Jurásico en la zona. Se presenta, además, el Jurásico en dos facies diferentes, una oscura, que ocupa grandes extensiones, y otra clara, que aflora únicamente en el área meridional.

Para algunos autores, y entre ellos Brinkmann y Gallwitz, estas dos facies no son sino niveles sucesivos de una misma serie sedimentaria.

Parece comprobado, sin embargo, que cada una de estas dos facies abarca casi la totalidad del Jurásico y, en consecuencia, que se trata de dos conjuntos estratigráficos diferentes. De acuerdo con esta conclusión, vamos a estudiar sucesivamente cada una de estas dos facies jurásicas, aunque los afloramientos de una de ellas no alcanza más que una reducida extensión de la parte meridional del área estudiada.

El Jurásico en facies clara comprende la totalidad del Lías, datado paleontológicamente; el Dogger posiblemente completo, aunque con muy escasos restos fósiles, y probablemente el Malm, aunque del Jurásico Superior sólo se encuentran fósiles abundantes en el Titónico. Este se presenta, en cam-

bio, en una facies margoso-rojiza de extraordinaria riqueza fosilifera.

El Jurásico en facies oscura comprende un Lías con escasos restos fósiles, pero los suficientes para que se hayan identificado desde el Hetangiense al Toarciense; un Dogger en facies de calizas negras casi azoicas, y un Malm en el que apenas aparecen más fósiles que del Titónico en su parte superior.

Describiremos muy brevemente las más importantes características litológicas de estas formaciones, comenzando por la serie liásica.

También citaremos los principales hallazgos paleontológicos; los fósiles en ellos obtenidos han sido clasificados en el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España.

a) LÍAS.—El Lías ocupa grandes extensiones en la parte central y meridional de la provincia de Jaén.

En el Liásico en facies clara se distinguen los siguientes niveles:

Rético Hetangiense..	{	Caliza gris amarillenta con nódulos de sílex. Calizas grises, duras, con restos de crinoides. Margas rojizas con <i>Lytoceras</i> .
Sinemuriense	{	Calizas grises, claras, en bancos bien estratificados. A veces con tonos rosados. Contienen: <i>Hildoceras bifrons</i> , <i>Hildoceras levisoni</i> , <i>Grammoceras bertrandi</i> , <i>Pentactinus basaltiformis</i> , etc.
Charmutiense	{	Calizas grises, a veces margosas. Margas con fósiles piritosos. Se encuentran: <i>Harpoceras algovianum</i> , <i>Philloceras wilsoni</i> .
Toarciense	{	Margas grises y calizas margosas con: <i>Hildoceras mercati</i> , <i>Grammoceras radians</i> , <i>Harpoceras exaratum</i> .

En el interior de la región no llegan a aflorar estos niveles liásicos en facies clara.

El Liásico en facies oscura está formado por los niveles siguientes:

Rético Hetangiense..	{	Posiblemente calizas tableadas, grises oscuras, duras, azoicas.
----------------------	---	---

Sinemuriense - Charmutiense	{	Calizas tableadas, que incluso se estratifican en placas delgadísimas, duras y sonoras. Restos de crinoides y de belemnites.
Toarciense	{	Calizas amarillentas en superficie y gris oscuro o negras en fractura. Contienen: <i>Harpoceras levisoni</i> , <i>Rhynchonella</i> sp.

En el interior de la zona existen afloramientos que, por su facies y situación estratigráfica, clasificamos en el Toarciense, aunque los restos fósiles que hemos encontrado en ellos poseen muy escaso valor determinativo.

Se encuentran estos afloramientos en el frente norte de la más septentrional de cuatro escamas tectónicas jurásico-neocomienses que, como veremos, ocupan la zona sur-oriental de la región.

En la parte alta del barranco del Judío, al sur de Torre del Campo, y en los dos barrancos que se encuentran directamente al sur de Jamilena, afloran niveles inferiores de una serie jurásica con buzamiento uniforme al sur y sureste.

Se encuentran aquí calizas en placas, amarillentas y grisáceas en superficie y de color gris oscuro o negro en fractura.

En el barranco del Judío hemos encontrado un ejemplar de *Rhynchonella* y otro de *Crinoide*, inclasificables específicamente. Al sur de Jamilena no hemos podido encontrar fósiles, a pesar de una detenida investigación.

Tanto por su facies, análoga a la de las formaciones fosilíferas que, en la misma estructura, afloran en la zona de Jabalcuz, como por su posición en la serie jurásica, hemos situado estas capas en el Lías Superior, posiblemente Charmutiense y Toarciense.

b) DOGGER.—Las formaciones del Jurásico Medio ocupan extensiones importantes al sur y sureste de Jaén; en la zona que ahora estudiamos la superficie de sus afloramientos es reducida. El Jurásico Medio, en facies clara, está formado por margas y calizas margosas, de tono gris claro, que alternan con calizas puras, también de colores grisáceos o blanquecinos. Es toda esta serie muy pobre en fósiles.

Bertrand y Kilian citan, en la Sierra de Doña Elvira, el hallazgo en estas capas de

Harpoceras murchisonae Sow.

y Alastrué cita, en las proximidades de Montillana, afloramientos de Bajociense.

Vemos, por lo tanto, que existen pruebas evidentes de que los sedimentos del Dogger están también incluidos en el Jurásico de facies clara. Por su pobreza paleontológica y su analogía de facies con el Lías Superior y Malm, resultan, sin embargo, de muy difícil diferenciación.

En cuanto al Jurásico de facies oscura, también puede en él referirse al Dogger una potente serie, de más de 200 m. de calizas oscuras tableadas.

Tienen los bancos de 10 a 20 cm. de potencia, y están formados por calizas negras o gris oscuro, fétidas, a veces con huellas de hidrocarburos y prácticamente desprovistas de restos fósiles.

Sobre ellas yacen formaciones más fosilíferas con restos del Malm; parece, en consecuencia, admisible situar en el Dogger al conjunto de esta formación oscura.

c) MALM.—Los sedimentos del Malm, tanto en su facies clara como en la oscura, son muy fosilíferos, especialmente en la parte alta de la serie, por lo que su estudio ha podido llevarse a cabo con más facilidad.

En el Jurásico de facies clara, al SE. de Jaén, se encuentra un paquete de calizas de tonos gris claro y blanquecino.

En el paraje de la Fuente de Espino, al suroeste de Valdepeñas de Jaén, se encuentran, en las calizas de la base de formación, restos de

Macrocephalites macrocephalus Rein.

del Calloviense.

El Oxfordiente está representado en el mismo paraje por calizas margosas, en las que Alastrué cita:

Peltoceras bimanmatum Quenst.

Perisphinctes plicatilis Sow.

Lytoceras quadrisulcatum D'Orb.

De la parte alta del Malm no hemos hallado fósiles hasta el Titónico. Aquí, en cambio, sobre unas calizas blanquecinas se encuentra un nivel de margas, más o menos calcáreas, de tonos rosados o rojizos y extraordinariamente fosilíferas.

Este nivel, con su facies característica, se halla extraordinariamente extendido en la región que estudiamos. Es el mismo Titónico de Cabra, ya estudiado por Kilian, y clasificado por el mismo autor en dos tramos que indican el tránsito del Jurásico al Cretáceo.

En la zona sur de Jaén, desde Otiñán a la Fuente del Espino, hemos recogido en esta formación una abundante fauna, cuya clasificación reproducimos seguidamente:

Entre Otiñán y la Fuente del Espino:

Pygope diphya Colonna.

Perisphinctes eudichotomus Zitr.

Aptychus beyrichi Opp.

Punctaptychus punctatus Voltz.

Pinna sp.

Lytoceras municipale Opp.

Perisphinctes venetianus Zitr.

Perisphinctes contiguus Cat.

Perisphinctes senex Opp.

Perisphinctes colubrinus Rein.

Perisphinctes Opp.

Perisphinctes fischeri Kil.

Philloceras sp.

Hoplites progenitor.

Fuente del Espino (s/Alastrué):

Perisphinctes transitorius Opp.

Perisphinctes fraudator Zitr.

Racophyllites loryi Munier.

Berriasella carpathica Zitr.
Phylloceras silesiacum Opp.
Collyrites vernuilli Cotr.
Duvalia haugi Kil.
Phylloceras calypso D'Orb.
Phylloceras zignodianum D'Orb.
Phylloceras isotypum Neum.
Lytoceras sutile Opp.
Perisphinctes eudichotomus Zitr.
Perisphinctes tiziani Opp.

Castillo de Otiñán:

Berriasella privasensis Pict.
Hoplites chaperi Pict.
Perisphinctes transitorius Opp.
Lytoceras quadrisulcatus D'Orb.
Lytoceras municipale Opp.
Phylloceras isotypus Ben.
Phylloceras calypso D'Orb.
Phylloceras sp.
Haploceras elimatus Opp.
Collyrites sp.

Carretera de Otiñán, Km. 9:

Collyrites sp.
Phylloceras ptychoicum Opp.
Phylloceras isotypus Ben.
Perisphinctes contiguus Cat.

Como puede apreciarse, queda así el Titónico en facies clara perfectamente diferenciado.

En cuanto al Jurásico Superior de facies oscura, su riqueza paleontológica es mucho menor, pero hemos podido comprobar que también incluye el Titónico, con lo cual la hipótesis de Brinkmann y Gallwitz de que las dos facies del Jurásico no eran sino niveles sucesivos de una misma formación parece descartada.

Los mejores afloramientos de esta serie se encuentran en Jabalcuz y en el Cerro de San Cristóbal, al sur y sureste de Jaén. Aunque las formaciones son aquí muy poco fosilíferas, los autores que anteriormente han estudiado la región han determinado en ellas el Calloviense y el Titónico.

En esta zona aparece el Jurásico Superior coronando las tres más septentrionales de cuatro escamas tectónicas Jurásico-Neocomiense que aquí se encuentran.

Forma el Malm un crestón superior de calizas menos oscuras y más duras, que destaca vivamente en el relieve, dando lugar a las cresterías de las sierras.

Son estas calizas muy poco fosilíferas, pero en la terminación occidental de la serie jurásica, al SE. de Martos y en el punto en que la carretera de Los Villares corta a esta serie caliza, hemos encontrado en ellas dos buenos ejemplares de

Punctaptychus punctatus Voltz, y
Virgatosphinctes transitorius Opp.

que nos definen el Titónico.

No se observa discontinuidad en la serie desde el Dogger hasta estas calizas superiores, por lo que parece lícito considerar que también en su facies oscura se halla completo en la zona el Jurásico Superior.

3. CRETACEO

Los sedimentos del Cretáceo se encuentran asimismo bien representados en la zona que estudiamos de la provincia de Jaén.

Del mismo modo que para la serie jurásica, vamos a prescindir aquí de la posible aloctonía de estas formaciones cretáceas y a describir únicamente su estratigrafía. Únicamente llamaremos la atención sobre el problema, no totalmente resuelto, de la posible independencia de la serie cretácea y la serie jurásico-neocomiense.

En nuestra opinión, según expondremos en páginas posteriores, podrían perfectamente ambas series constituir un único

conjunto sedimentario, separado en dos distintas, posteriormente, como consecuencia de los grandes empujes orogénicos.

Sin embargo, si se consigue demostrar que en las dos series hay una zona común (posiblemente a la altura del Barremense o Aptense) será más difícil de explicar su comunidad de origen.

Hasta ahora, como veremos, la existencia de esta zona común no ha sido probada; antes, por el contrario, parece confirmarse que se trata de dos formaciones sucesivas.

Vamos, por todo ello, a estudiar los diferentes niveles cretáceos que afloran en la zona. A nuestro juicio, repetimos, la sedimentación cretácea es continua, y están en ella representados todos los niveles, desde el Neocomiense al Senonense Superior.

a) NEOCOMIENSE.—Los depósitos neocomienses ocupan grandes extensiones en la región de Jaén.

Existen frecuentes indicios de una transgresión neocomiense, cuya transgresión se produce, sin embargo, sobre el Titónico (después de un período de emersión muy breve) y sin apenas disconformidad en los estratos.

Quizá en alguna zona el Neocomiense sea transgresivo sobre niveles del Jurásico Superior inferiores al Titónico, pero no tenemos evidencia de ello.

En cambio, sí es cierto que en diversos puntos de la zona el Neocomiense yace directamente sobre el Keuper.

Por ello han supuesto algunos autores (p. e., Brinkmann y Gallwitz) que el Neocomiense es transgresivo sobre el Keuper. Ello supone no solamente atribuir gran valor a la transgresión neocomiense, sino suponer la existencia de una fase orogénica previa de relativa importancia.

Según Fallot, en cambio, el contacto Neocomiense-Keuper es siempre mecánico y en relación con los deslizamientos debidos a los grandes empujes tangenciales.

Comienza el Neocomiense por niveles transgresivos sabulosos y arcillo-sabulosos, sobre los que yacen arcillas negras, grises y ocreas, con ammonites piritosos y en facies ya batial.

Este nivel arcilloso es extraordinariamente rico en fósiles

en la mayor parte de los lugares en que lo hemos podido estudiar.

Unos buenos afloramientos de la serie se encuentran al sur de Jaén, en el violento pliegue tectónico de Jabalcuz. En el flanco septentrional del pliegue se encuentran en las arcillas grises:

Duvalia dilatata Blainv.

Baculites neocomiensis D'Orb., etc.

En el flanco meridional del pliegue aparecen también en esta formación margosa:

Neocomites neocomiensis D'Orb.

Phylloceras thety D'Orb.

Phylloceras picturatus D'Orb.

Kilianella roubaudiana D'Orb.

Más al oeste, y en las proximidades del pueblo de Los Villares, se está perforando un sondeo de investigación de aguas subterráneas.

En el lugar del emplazamiento del sondeo las margas neocomienses contienen:

Aptichus angulicostatus Pict.

Phylloceras sp.

Ancylloceras sp.

Los niveles más altos del Neocomiense son más arenosos y con facies menos profunda. Contienen también fauna piritosa, aunque menos abundante, y en ella comienzan a aparecer formas hauterivienses.

En esta formación más arenosa debe establecerse el límite, difícil de precisar con exactitud, del Neocomiense y Hauteriviense.

Como ya hemos dicho, los afloramientos neocomienses ocupan considerables extensiones. En la zona alta del barranco de La Cueva, en el área fracturada de contacto, se encuen-

tran retazos aislados de Neocomiense que corresponden al flanco invertido del pliegue jurásico. En esta zona hemos encontrado:

Neocomites neocomiensis D'Orb.

Phylloceras sp.

Más al sur vuelven a aflorar margas neocomienses muy trituradas en la zona de contacto de la primera y segunda escamas jurásicas.

El Neocomiense que corresponde al flanco meridional de la primera de estas escamas aflora con gran extensión al sur de la carretera que desde Jamilena conduce a Martos. En las colinas que se extienden a mediodía de esta carretera, en las proximidades de la casa de La Hoya, se encuentran:

Phylloceras serum Opp.

Phylloceras sp.

Baculites neocomiensis D'Orb.

Thurmanniceras thurmanni Pict.

Ligeramente al oeste de este paraje se ha emboquillado la galería para abastecimiento de agua a Torredonjimeno.

Esta galería ha atravesado en sus primeros 800 m. margas del Neocomiense, en las que se han encontrado, durante la perforación:

Duvalia dilatata Blainv.

Mytilus subsimplex D'Orb.

Kilianella pexyptychus Uhlig.

Ammonites sp.

Más al oeste, ya en las proximidades del cementerio de Martos, contienen las margas neocomienses:

Aptychus angulicostatus Pict.

El pueblo de Martos se halla rodeado de formaciones margo-arcillosas del Neocomiense en facies batial. Existen unos

niveles inferiores, muy arcillosos, en los que hay emplazadas profusión de pequeñas canteras, con destino a las fábricas de cerámica de Martos. En general, estas arcillas contienen abundantes fósiles piritosos.

b) HAUTERIVIENSE Y BARREMENSE.—Resulta muy interesante poder establecer la continuidad del Eocretáceo, desde el Neocomiense, que yace directamente sobre el Jurásico Superior hasta el Aptense, por que comienza la serie cretácea, que aflora en otros lugares y que alcanza hasta el Senonense Superior.

A partir del Neocomiense Superior se observa con claridad una transición de facies hacia formaciones menos profundas. Con las arcillas y margas batiales comienzan a alternar capas de margas sabulosas y areniscas, las cuales, en determinados puntos, contienen ya fauna hauteriviense y barremense.

Así Douvillé, en el paraje del Portichuelo, al sur de Jaén, encuentra sobre el Neocomiense capas con

Desmoceras cf. *Hemyptychum* Kil.

Crioceras majoricense Nol.

formas ya del Hauteriviense.

Alastrué, en La Guardia, al SE. de Jaén, encuentra también fósiles hauterivienses.

En una cantera de margas al N. del P.K. 2 de la carretera de Mancha Real a Torres, hemos recogido nosotros una fauna neocomiense y con ella ejemplares de

Olcostephanus astierianus D'Orb.

que nos indica ya el tránsito al Hauteriviense.

En el camino de Santa Cristina a Valdepeñas de Jaén cita Douvillé una fauna claramente barremense, pero no es posible apreciar, en la descripción del autor, si este yacimiento forma parte de la zona alta de la serie jurásico-neocomiense o de la base de la cretácea.

En términos generales, y hasta que hallazgos paleonto-

lógicos más determinativos no demuestren lo contrario, parece prudente admitir que la serie jurásico-neocomiense comprenderá también el Hauteriviense, y en la mayor parte de los casos, el Barremense.

Si existe un desprendimiento entre la serie jurásica y la cretácea, éste se habría producido, en la mayoría de los casos, entre el Necomiense Superior y el Aptense Medio.

En esta zona corresponderían al Hauteriviense-Barremense los términos más altos—y más arenosos—de la serie que hemos denominado Jurásico-Neocomiense. En tal caso aparecerían en la parte más meridional de las dos últimas escamas tectónicas, y así hemos representado sus afloramientos, aun sin tener una seguridad absoluta—repetimos—de la posición exacta de la zona de separación Neocomiense-Hauteriviense.

c) APTENSE.—La presencia del Aptense es indudable en la base de la serie cretácea. Para algunos autores, sin embargo, coronan margas aptenses a la serie neocomiense-barremense que acabamos de citar.

Así Douvillé, al sur de Los Villares (y por tanto con toda probabilidad formando parte de los términos más altos del conjunto Neocomiense-Barremense), cita margas calcáreas con:

Orbitolina lenticularis, Blum.

Brinkmann y Gallwitz también encuentran el Aptense sobre el Barremense.

En consecuencia, parece demostrado que en algunos lugares quedan todavía retazos del Aptense como coronación de la serie que hemos descrito antes.

Pero, repetimos, donde se presentan mejores afloramientos aptenses es en la base del potente conjunto cretáceo que, en sus términos más altos, alcanza hasta el Senonense Superior.

Salvo episodios margosos en la base de la formación se presenta en general el Aptense en forma de calizas neríticas, con frecuentes orbitolinas, y en ocasiones con secciones de *Toucasia*.

En el núcleo del anticlinal cretáceo que penetra en la zona afloran las calizas aptenses, en las que Alastrué cita:

Orbitolina discoidea-conoidea, A. Gras.

Ya en el interior de la región y en las capas inferiores del conjunto cretáceo que aflora al este de Torre del Campo hemos encontrado:

Orbitolina lenticularis, Blum.

Heteraster oblongus, D'Orb.

Turrilites bergeri, Brong.

Más al este, en la Peña de Jaén, han sido hallados:

Stoliczuaia argonautiformis, Stol.

Pulchellia pulchella, D'Orb.

Esta última forma corresponde al Aptense Inferior y Barremense.

En conjunto, el Aptense alcanza en la zona un espesor del orden de 200 m.; en la zona que estudiamos sólo aflora con claridad en el área del núcleo del anticlinal al este de Torre del Campo; en la zona al norte de Jamilena y en la Peña de Martos, las formaciones se encuentran tan laminadas que no nos han sido posible distinguir en ellas con claridad suficiente los niveles basales del Aptense.

e) ALBENSE.—No se observan en esta zona señales de emersión después del Aptense. Por el contrario, sobre las calizas aptenses yace un espesor considerable de margas en general sabulosas, de tonos ocres y grises, en las que no es sencillo apreciar el tránsito del Aptense al Albense, y de éste al Cenomanense.

En esta formación y en la misma estructura que penetra en la zona de Martos, ha sido hallado, al suroeste de Jaén, en el paraje del Tiro Nacional, un ejemplar de

Echinoconus cairolí, Cott.

Forma ya típicamente vraconiense.

Desde la parte superior de las calizas aptenses, hasta los niveles margosos que ya contienen abundante fauna cenomanense, se halla un espesor del orden de 400 metros. Parece en consecuencia prudente admitir, para el Albense en facies marina de la zona que estudiamos, una potencia aproximada de 250 metros.

Como ya hemos dicho, las capas albenses afloran en la estructura anticlinal al este de Torre del Campo. Ascendiendo por el camino del barranco de la Cueva se atraviesa la totalidad del Albense, constituido por margas arcillo-sabulosas, amarillentas y ocreas, poco fosilíferas.

d) CENOMANENSE.—Mayor importancia y mucha mayor riqueza fosilífera presenta en esta zona el Cenomanense.

Existen afloramientos cenomanenses al suroeste de Jaén, en el Cerro del Castillo y en el paraje del Tiro Nacional, y también en la estructura cretácea de Mancha Real, pero quizás el mejor corte del Cenomanense se realice en el barranco de la Cueva, al este de Torre del Campo, dentro de la zona de Martos.

En el Tiro Nacional, en la Peña de Jaén, cita Alastrué la siguiente fauna cenomanense:

Turrilites tuberculatus, Bosc.

Hemiaster fourneli, Desor.

Enallaster grenovi, D'Orb.

Hemiaster verneuili, Desor.

Periaster sp.

En el barranco de la Cueva se encuentra también una abundante fauna, más rica en equínidos que en cefalópodos. Sobre las capas más altas, que hemos situado en el Albense, yacen margas blanquecinas, sueltas, con

Hemiaster verneuili, Desor.

Mantelliceras mantelli, Sow.

Hamites simplex, D'Orb.

Encima yacen margas sabulosas, con areniscas margosas ferruginosas. Contienen:

Hemiaster sp.

Scaphites compresus, D'Orb.

Turrilites costatus, Lam.

Sobre éstas se encuentra un banco de unos 10 m. de potencia de arcillas sabulosas amarillentas, poco consistentes, en las que hemos encontrado:

Orbitolina trochus, Fritsch.

A continuación sigue un espesor considerable de margas blanquecinas, más compactas. Contienen éstas profusión de equínidos, enormemente comprimidos y deformados, por lo que no ha sido posible clasificarlos. Únicamente se ha distinguido el género

Hemiaster sp.

En conjunto, puede estimarse la potencia del Cenomanense en 250 metros.

En los cerros que se extienden al sur de Torre del Campo se encuentran también afloramientos de margas cenomanenses, en muy violenta disposición tectónica, y en las que únicamente hemos hallado restos de equínidos inclasificables.

e) TURONENSE.—En la serie cretácea continua del barranco de la Cueva no se encuentran señales de emersión entre el Cenomanense y el Senonense.

Las margas, más o menos calcáreas, continúan con facies litoral o nerítica hasta que, en los niveles más altos, pasan a calizas margosas y a continuación a calizas francas. En el barranco de la Cueva no ha sido posible hallar fósiles turonenses. Sin embargo, en el Cretáceo al suroeste de Jaén, en la misma estructura tectónica del barranco de la Cueva, se han encontrado, con motivo de los estudios hidrogeológicos realizados recientemente en esta zona, fósiles del Turonense.

Así, en el paraje del Tiro Nacional, sobre las margas cenomanenses, yacen margas calcáreas con:

Cinulina decustata, Zekeli.

y en el flanco sur de la estructura se explotan en una cantera, junto al kilómetro 4 de la carretera a Los Villares, calizas blancas con

Neithea phaseola, D'Orb.

Tenemos, por lo tanto, bien definido el Turonense en esta estructura, y podemos extrapolar los datos paleontológicos que acabamos de citar al corte del barranco de la Cueva.

En tal caso, corresponderían al Turonense los bancos más altos de margas calcáreas blanquecinas, y los primeros niveles de calizas francas, grises en superficie y blancas en fracturas. El espesor total para el Turonense sería en tal caso de unos 80 metros.

Aflora también el Turonense, con idéntica facies, pero sin fósiles, en la mancha cretácea que se extiende entre Torre del Campo y Jamilena, y en la Peña de Martos.

f) SENONENSE.—El Senonense, principalmente calizo, corona la serie cretácea, con espesor considerable y facies muy constante, pero con escasos restos fósiles, lo que dificulta la subdivisión.

Ya había sido descrito el Senonense en la zona por los autores que anteriormente habían estudiado la región, los cuales distinguen Senonense propiamente dicho, con calizas francas, y Maestrichtense con calizas arenosas fosilíferas.

En los estudios hidrológicos realizados en la zona de Mancha Real, ha podido distinguirse el Maestrichtense fosilífero, encima de una potente serie de calizas.

Volviendo al corte del barranco de la Cueva, volvemos a decir que no observamos huella alguna de emersión, por lo que, aun a falta de suficientes datos paleontológicos, supone-

mos que el Senonense debe encontrarse completo hasta el Maestrichtense inclusive.

Sobre las calizas del Turonense yacen margas y calizas margosas blanquecinas, que quizás correspondan al Coniacense.

Encima se encuentran calizas amarillentas y, sobre ellas, calizas margosas con abundantes equínidos, muy deformados y difícilmente clasificables.

Únicamente se ha podido distinguir:

Echinocorys vulgaris, D'Orb.

Esta forma es quizás más frecuente en el Santoniense, pero carece de suficiente valor determinativo.

Sobre estas margas yacen calizas brechoides, amarillentas, muy duras, y encima calizas marmóreas, blancas, seguidas de otras muy duras también, y de tonos ocráceos.

Es posible que las capas de *Echinocorys* correspondan al Santoniense, y estas otras calizas muy duras y marmóreas al Campaniense, ya que con esta facies se presentan muy frecuentemente en el Campaniense de la región.

Finalmente, en la zona de Mancha Real, sobre las calizas duras que acabamos de citar, yacen otras amarillentas muy arenosas, con fauna maestrichtense. En el barranco de la Cueva no aparecen ya estos niveles, pues corresponden al flanco invertido del pliegue volcado sobre el Burdigalense.

En conjunto, el espesor del Senonense debe ser ligeramente superior a los 200 metros.

En la estructura cretácea al sur de Jamilena afloran estos mismos niveles senonenses muy trastornados y levantados.

También forma el Senonense la famosa Peña de Martos. Como veremos más adelante, esta Peña de Martos constituye un elemento alóctono, deslizado sobre el Keuper y Neocomiense.

Posiblemente en la base de la serie se encuentra el Turonense, y el resto de la Peña está formado por Senonense. En las capas más altas han sido encontrados recientemente, por

los señores Lapparent, Fontboté y Quintero, orbitoides del Maestrichtense.

4. EOCENO.

Es evidente en la región la presencia de una transgresión luteciense, cuyos sedimentos yacen en discordancia sobre el Cretáceo.

No existen pruebas, sin embargo, de que esta transgresión haya alcanzado hasta el interior de la zona que nos ocupa.

Los retazos de depósitos lutecienses que se encuentran, tanto en la zona de Jabalruz y Mancha Real como en el interior de la hoja de Martos, al sur de Torre del Campo, parecen tener carácter alóctono, o al menos para-autóctono, y corresponde a zonas de sedimentación más meridionales. Al sur de Torre del Campo, en el barranco del Judío, se encuentran, en el cerro de la Casilla de Jesús, calizas y areniscas margosas amarillentas, que han sido atribuidas al Luteciense. Contienen estas areniscas margosas restos de

Nummulites sp.

Alveolina cf. *elongata*.

Rupertia.

Operculina sp.

Desgraciadamente, la violenta tectónica de estas formaciones y el hecho de hallarse muy erosionadas y en gran parte recubiertas por depósitos cuaternarios, impide apreciar sus relaciones con el Cretáceo.

Parece posible, sin embargo, que correspondan al mismo elemento tectónico de la serie cretácea de Torre del Campo, y se hayan deslizado con ella hacia el norte.

5. OLIGOCENO.

Del mismo modo, no existe evidencia absoluta de que los depósitos marinos oligocenos hayan alcanzado a la zona que estudiamos.

Sin embargo, parece cierto que los sedimentos del Oligoceno en la región son autóctonos y han sido sedimentados directamente sobre el Keuper.

En tal caso habrá también que admitir la autoctonía de las formaciones a las que, con ciertas dudas, atribuímos edad oligocena en la zona de Jaén.

Es probable que después de una débil sedimentación oligocena, que no alcanzó más que a una parte de la región, haya tenido lugar una transgresión aquitaniense, de mayor extensión y potencia, seguida de una regresión como consecuencia de los movimientos orogénicos post-aquitanienses.

A continuación, tuvo lugar la gran transgresión burdigalense, que ocupó grandes extensiones del país, y cuyos sedimentos, con potencia considerable, ocupan vastas superficies de la región. Ello explicaría el que, por diferentes autores, haya sido atribuida edad oligocena, aquitaniense o burdigalense a los sedimentos terciarios marinos que ocupan el país, y que, en la mayor parte de los casos, estas clasificaciones estén apoyadas en datos paleontológicos.

Así, Douvillé encuentra en las proximidades de Jaén:

Lepydociclina schlumbergeri, Lem.

Lepydociclina marginata, Mirch.

Lepydociclina morgani, Lem.

que permiten atribuir al yacimiento edad aquitaniense.

En cambio, en la hoja de Castro del Río, al oeste de Martos, Lizáur y Prieto encuentran una formación inferior, en facies de Flysch, que sitúan en el Estampiense, y una superior, que localmente se presenta en margas blancas o en calizas, y que sitúan en el Aquitaniense. Es muy probable, de acuerdo con los datos posteriores y con las observaciones de Alastrué, que correspondan al Aquitaniense la facies de Flysch, y al Burdigalense las margas y calizas posteriores, habida cuenta además de que la fauna encontrada carece de suficiente valor determinativo.

Este es el criterio que hemos seguido en el estudio de la estratigrafía de la zona, donde a falta de valor determinativo

en algunos de los yacimientos fosilíferos encontrados, hemos situado en el Aquitaniense a las formaciones inferiores, que se presentan en facies más arenosa y en ocasiones de Flysch. y en el Burdigalense a las capas superiores, constituidas por margas blancas en facies de "tap" o por calizas fosilíferas.

Hemos creído ver discordancias acentuadas entre ambas formaciones, pero desgraciadamente su violenta tectónica, modificada además por irrupciones recientes del Keuper, impide apreciar esta cuestión con suficiente claridad.

a) AQUITANIENSE.—Se incluye en el Aquitaniense una formación predominantemente arenosa que yace en general directamente sobre el Keuper.

Comienza el Aquitaniense con sedimentos detríticos formados por areniscas silíceas gruesas, con restos vegetales e intercalaciones carbonosas. Siguen en la base de la formación areniscas margosas amarillentas y sobre ellas es muy frecuente se encuentren los sedimentos de facies quizás batial o abisal, que forman en el país la roca conocida por "moronita".

Son arcillas silíceas, muy compactas, con diatomeas, radiolarios y globigerinas, de colores claros y a veces anaranjados.

Esta serie se estudia perfectamente entre Santiago a Huguera de Calatrava, en la zona occidental de esta región.

Sobre esta formación yacen de nuevo sedimentos poco profundos, predominantemente arenosos, y en ocasiones en facies de Flysch.

Como puede verse en el mapa adjunto, los sedimentos aquitanienses dan lugar a afloramientos aislados, yacentes sobre el Keuper, y en ocasiones recubiertos por el Cuaternario, el Burdigalense e incluso las series mesozoicas deslizadas.

En el paraje del barranco del Judío, al sur de Torre del Campo, afloran margas arenosas aquitanienses, cuyo análisis microscópico ha señalado restos de

Operculina.

Amphistegina.

Discocyclina.

inclasificables específicamente.

b) BURDIGALENSE.—Ocupan los sedimentos burdigalenses grandes extensiones del área estudiada.

Están constituidos principalmente por margas blanquecinas en superficie y grises o azules en fractura, que dan lugar a la facies peculiar que en Levante se conoce con el nombre de "tap".

Constituyen una formación muy impermeable, y como ocupan grandes extensiones originan la ausencia casi absoluta de aguas subterráneas en gran parte del área estudiada. En la base del "tap" se encuentran frecuentemente depósitos más arenosos, por lo que en ocasiones es difícil establecer la distinción con el Aquitaniense, especialmente en aquellos lugares en que por la violencia de los pliegues no se puede basar ésta en consideraciones tectónicas. Una facies peculiar del Burdigalense se presenta al noroeste de Martos. Parece corresponder esta facies a la base de la formación, que en otros lugares está constituida por areniscas y margas arenosas.

Aquí forman la base del Burdigalense calizas francas de tonos ocres, grises y azules, muy duras y con abundantes restos de fósiles.

Da origen el afloramiento a la alineación tectónica de la Serrezuela, que es un anticlinal este-oeste, cuya rama meridional está repetida por una fractura longitudinal. Se explotan estas calizas en unas canteras inmediatas a la carretera de Granada.

El examen microscópico de muestras extraídas en estas canteras ha señalado la presencia de:

Bryozoos.

Serpulidos.

Amphystegina.

Operculina, etc.

6. CUATERNARIO.

Finalmente, los depósitos cuaternarios recubren también considerables extensiones de la zona que estudiamos.

Distinguimos en ellos los depósitos aluviales, principalmente arcillosos, que cubren gran parte de los cauces, ramblas y depresiones, y las tierras arcillo-sabulosas, en general someras, las cuales dan origen a la mayor parte de las tierras de labor y campos cultivados de la zona.

TECTONICA

1. GENERALIDADES.

La Tectónica de las formaciones que se encuentran en la zona es tan complicada como interesante.

Es preciso, para poder llegar a una interpretación del conjunto de accidentes que aquí se encuentran establecer su relación con los elementos tectónicos regionales, y es para ello necesario penetrar en la discusión de la disposición tectónica de las grandes unidades que constituyen la Bética.

Nuestros estudios geológicos en la zona de Jaén se han limitado, hasta ahora, al área comprendida en las hojas de Jaén y Martos; al establecer su relación con las series situadas al sur habremos de referirnos continuamente a los valiosos trabajos que sobre esta zona meridional se han publicado hasta ahora.

Vamos a describir en primer lugar, brevemente, los accidentes tectónicos locales; y nos referiremos a continuación a la tectónica del Keuper y su relación con la disposición de la cobertera transgresiva paleogena y neogena, analizando de paso algunos problemas locales.

Seguidamente expondremos, muy brevemente el enlace de estos elementos con la Tectónica Regional, y bosquejaremos, en consecuencia, una síntesis de la historia geológica regional y su Orogenia.

2. ELEMENTOS TECTONICOS LOCALES.

a) LA SERIE CRETÁCEA DE TORRE DEL CAMPO Y JAÉN.
Al sur y al este de Torre del Campo se encuentran unas ali-

neaciones cretáceas, en general muy fracturadas y con disposición tectónica violenta.

Según veremos más adelante, forman estas alineaciones parte de una serie cretácea alóctona, deslizada de sur a norte y volcada sobre el Burdigalense.

Se prolonga hacia el este para formar la parte septentrional de la Sierra de Jaén.

Como puede verse en el mapa adjunto, las alineaciones cretáceas situadas al este de Torre del Campo adoptan la disposición de un anticlinal, ligeramente fracturado en la charnela, y cuya rama norte está volcada sobre las margas burdigalenses.

Una fractura transversal, de reducida importancia y que ha dado origen al barranco de la Cueva, produce un pequeño despegue de las formaciones situadas al oeste del mismo, cuyas formaciones están caídas con buzamientos a poniente.

El flanco meridional de la estructura está laminado a lo largo de una zona de fractura de gran importancia tectónica, al sur de la cual se encuentran ya los pliegues de la serie jurásico-neocomiense, también posiblemente alóctona. En el flanco norte de la estructura afloran formaciones cretáceas hasta del Senonense Superior; en el núcleo de la misma aparecen las calizas aptenses.

Al oeste de la estructura aflora un retazo cretáceo deslizado sobre el Burdigalense que da origen a una serie monoclinial con buzamiento al norte y dirección N.-70°-E.

Más al oeste se encuentra la serie cretácea de Jamilena. Se trata también de una alineación monoclinial, de dirección N.-30°-E. y buzamiento fuerte al noroeste, formada por calizas y margas cretáceas del Aptense al Senonense, en general muy fracturadas y trastornadas. La serie es también alóctona y se observan retazos aislados, especialmente en el Puerto de Jamilena, de las arcillas plásticas del Keuper que han facilitado el deslizamiento.

b) LA PEÑA DE MARTOS.—Constituye la Peña de Martos un elemento tectónico independiente y aislado de las formaciones que la rodean.

Forman la Peña de Martos calizas cretáceas del Turonense y Senonense, fuertemente inclinadas hacia el noroeste y deslizadas sobre las arcillas del Neocomiense.

Debajo del Cretáceo se encuentran retazos de arcillas plásticas del Keuper, que han servido de base al deslizamiento. En el esquema que publicamos se aprecia la disposición del Neocomiense, Keuper y Cretáceo. Como detalle curioso haremos constar que, en la base de la serie cretácea alóctona, existe una brecha de fricción, con elementos cretáceos y jurásicos, y cemento arcilloso del Keuper, cuya brecha incluye multitud de terebrátulas del Lías. Este hecho ha sido causa de que por algunos autores fuese atribuída edad liásica a la totalidad de la Peña de Martos.

c) LAS ALINEACIONES JURÁSICO - NEOCOMIENSES. — Al sur de la línea Martos-Torre del Campo se extienden unas importantes alineaciones montañosas que se prolongan hacia el oeste hasta Martos y hacia el este hasta la zona de Jabalcuz, al sur de Jaén.

Están formadas estas alineaciones por unos pliegues violentos que afectan a formaciones desde el Lías al Neocomiense.

La serie jurásico-neocomiense, se presenta con facies muy constante, en grandes zonas de la parte central de la provincia de Jaén; sobre su carácter alóctono, a nuestro juicio indudable, insistiremos en las páginas siguientes. En la zona de Jabalcuz, al sur de Jaén, se presentan muy violentos estos pliegues, cuya prolongación a occidente examinamos ahora. Han sido estudiados allí por diferentes autores, y hemos tenido nosotros también ocasión de observar su disposición en los estudios hidrológicos que hemos llevado a cabo en aquella zona.

Según puede apreciarse en los mapas adjuntos, existen, de norte a sur, un gran pliegue parcialmente volcado hacia el norte y sobre él tres escamas sucesivas de la serie jurásico-neocomiense.

En la zona del barranco de la Cueva se presenta el pliegue septentrional con su flanco norte invertido y hundido hacia el oeste. Una gran zona de fractura, en la que afloran el Keu-

per y el Burdigalense, separa este flanco invertido de la serie cretácea que se encuentra más al norte.

El flanco sur, aparentemente normal, al sur del barranco de la Cueva, presenta bruscamente una inflexión, y se aparta de la dirección E.-O. del pliegue, para dirigirse al NO.

La prolongación occidental del pliegue se halla desgajada, al sur de Torre del Campo, por una gran fractura transversal, que afecta también a la serie cretácea septentrional.

Más al oeste, en la zona que se extiende a mediodía de Jamilena, no se produce el vuelco de este pliegue septentrional, y se presenta éste como una escama deslizada hacia el norte, sobre el Burdigalense.

En la gran cantera de la fábrica de cementos Alba se aprecian perfectamente los estratos jurásicos, enormemente comprimidos y fracturados. En el contacto con el Burdigalense se presenta un asomo de Keuper, que no se puede apreciar si corresponde al substratum autóctono o a la base de la serie deslizada.

En la terminación occidental del pliegue no se observa enraizamiento alguno.

El segundo pliegue jurásico-neocomiense consiste en una escama con buzamiento monoclinal al sur, que se extiende de este a oeste desde la zona de Jabalcuz hasta las proximidades de Martos. Cabalga esta escama al flanco norte del pliegue anterior y afloran en ella, de norte a sur, desde el Lías al Neocomiense. Al sur de Jamilena se aprecia perfectamente el contacto entre ambos pliegues.

Más al sur aflora la tercera escama jurásico-neocomiense, que se extiende también hasta las proximidades de Martos. En su base el Dogger, cabalga al Neocomiense. Se aprecia bien su disposición en los parajes de El Toscón y la Loma de Las Chozas, en el borde oriental de la hoja.

Finalmente, la cuarta y más meridional de estas escamas ocupa gran parte del extremo sur oriental de la zona. El salto de la línea de fractura en el contacto con la serie anterior es de menor recorrido vertical, y únicamente en el paraje del barranco del Gato llega a aflorar el Malm en la base de la serie.

Más al sur, grandes afloramientos de Keuper y Burdigalense indican el despegue de este conjunto de escamas alóctonas.

d) LA ESTRUCTURA DE PEGALAJAR-MANCHA REAL.— Aparece esta estructura como un doble pliegue jurásico-cretáceo orientado sensiblemente de este a oeste.

La serie jurásica, meridional, presenta buzamientos sensiblemente uniformes hacia el sur.

Una gran zona de fractura longitudinal separa este complejo jurásico de la serie cretácea, la cual se dispone en un amplio anticlinal volcado hacia el norte y deslizado sobre el Burdigalense y el Keuper.

Otra fractura longitudinal, de compresión, fácilmente visible, afecta a casi la totalidad del flanco norte del pliegue.

La estructura cretácea está, asimismo, surcada por grandes zonas de fractura transversales, por las que tiene lugar, como ha podido apreciarse en el sondeo Mancha Real, N.º 1, una importante circulación de agua subterránea.

3. LA TECTONICA BURDIGALENSE.

Las formaciones burdigalenses, sedimentadas directamente sobre el Keuper o Suprakeuper, han sufrido el doble efecto de los empujes orogénicos tangenciales y de los asomos extrusivos triásicos.

En las áreas próximas a los frentes de deslizamiento, o en las ventanas tectónicas que se encuentran en la zona de fractura que separa las series cretácea y jurásica, los sedimentos burdigalenses se encuentran extraordinariamente comprimidos y laminados. Más al norte, su disposición tectónica es progresivamente más suave.

Entre Martos y Torredonjimeno se encuentra un interesante afloramiento de calizas de lithothamnium que corresponden probablemente a una facies local en la base de la formación.

Se disponen estas calizas en un anticlinal de orientación estaírica cuya rama meridional se encuentra afectada por dos

fracturas longitudinales que dan origen a una repetición de las capas. El eje de la estructura se sumerge hacia el este en el paraje del barranco del Cubo. Más al norte, la tectónica del Burdigalense es confusa a causa de la influencia de los frecuentes asomos de Keuper; pero se observa, en rasgos muy generales, un anticlinal de Keuper y Burdigalense, de dirección también N.-70°-E., seguido más al norte de un sinclinal paralelo.

En el área de Higuera de Calatrava se encuentra una disposición a grandes rasgos cupuliforme, que deja asomar la base del Burdigalense, transgresivo sobre el Keuper.

4. LA TECTÓNICA DEL KEUPER.

El problema general de la influencia de las masas del Keuper en la Tectónica general de la Bética requeriría un estudio regional amplio, fuera de los límites de esta publicación. Vamos a limitarnos únicamente al estudio de la disposición del Keuper dentro del ámbito de la hoja de Martos.

En otros trabajos hemos estudiado la influencia que sobre la tectónica del Keuper ejercen las masas salinas y yesíferas incluidas en esta formación. (Ver hojas de Sagunto, Requena, etc.).

En la zona que ahora nos ocupa es indudable la presencia en el Keuper de núcleos yesíferos y salinos, e indudable también que la movilización de estas masas ha contribuido a la formación de domos total o parcialmente extrusivos.

Sin embargo, en la mayor parte de la zona que consideramos, sobre el Keuper se han depositado únicamente el Aquitaniense y Burdigalense arcillosos.

En consecuencia, la influencia diapírica de las formaciones del Keuper es más difícil de apreciar y tiene, en cualquier caso, valor más reducido.

De todos modos, y si exceptuamos al área de Higuera de Calatrava y algunas otras zonas del centro y oeste de la zona en las que aflora la base del Burdigalense, en el resto de

los asomos el contacto Burdigalense-Keuper es siempre mecánico.

Desde el sur de Santiago de Calatrava hasta el nordeste de Torredonjimeno se extiende un área anticlinal en la que afloran, en puntos aislados, las calizas del Muschelkalk.

En los afloramientos, el Keuper, frecuentemente yesífero, se presenta muy trastornado, hasta el punto de que es difícil apreciar dirección en la estratificación o sentido del buzamiento. En conjunto, sin embargo, y especialmente gracias a los afloramientos del Muschelkalk, se aprecia esta disposición anticlinal.

Al norte de la misma puede observarse un área sinclinal, paralela a la anterior, y en la cual se encuentran retazos aislados de las carniolas del Suprakeuper.

Es preciso tener en cuenta que estas formaciones triásicas han permanecido emergidas un larguísimo período, quizá desde el Lías Inferior al Aquitaniense, y que en este tiempo han debido sufrir los efectos de diferentes fases orogénicas, especialmente larámica, pirenaica y sálica.

Por lo tanto, el Burdigalense se ha sedimentado sobre un Keuper ya plegado y erosionado, y en el cual la cobertera de Suprakeuper debía haber desaparecido en múltiples lugares.

La orogenia estática plegó de nuevo, simultáneamente, al Keuper y Burdigalense, y la movilización de las masas plásticas del Keuper, con posterioridad a la orogenia, dió lugar a desplazamientos y accidentes tectónicos locales.

De este modo no es de extrañar la complejidad de las relaciones tectónicas Keuper-Burdigalense. En algunos lugares, incluso, las margas burdigalenses producen la sensación de hallarse flotando, en absoluta discordancia, sobre el Keuper.

En la parte meridional de la zona, y en la región situada al sur de aquélla, la tectónica del Keuper es aún más violenta. Se presenta aquí el problema de determinar si sobre estas masas plásticas han deslizado, hacia el norte, las series jurásica y cretácea. Posiblemente un estudio muy detenido de los afloramientos triásicos al sur de la Hoja de Martos permitiría aclarar este problema. A nuestro juicio, se observan frecuentes indicios del deslizamiento del Jurásico y Cretáceo sobre el Keu-

per. Finalmente tenemos que considerar el carácter, posiblemente alóctono, de algunos pequeños afloramientos triásicos de la zona. Las reducidas manchas del Keuper que se encuentran al este de Torre del Campo, en el mismo frente de deslizamiento de la serie cretácea, pudieran corresponder a afloramientos más meridionales, arrastrados por aquélla en su desplazamiento hacia el norte. Una observación muy detallada podría quizá comprobar si pertenecen estas manchas al substratum autóctono o son en efecto de raíz más meridional.

Lo mismo puede decirse de los afloramientos que se encuentran en la zona de contacto de las series jurásica y cretácea, al este del barranco de la Cueva y en el Puerto de Jamilena, así como en el frente de deslizamiento jurásico, en la cantera de la fábrica de cementos. En este punto parece apreciarse con claridad que las masas triásicas, enormemente comprimidas y laminadas, corresponden a la base del deslizamiento jurásico.

Más clara aparece la cuestión en la Peña de Martos. Aquí, sobre las arcillas del Neocomiense, se encuentra una estrecha banda de Keuper muy trastornado. Encima se halla una brecha de fricción, que incluye elementos jurásicos con cemento del Keuper, y sobre ella el Cretáceo Superior. El Keuper parece haber sido arrastrado por el Cretáceo en su deslizamiento hacia el norte. Esta interpretación, como veremos más adelante, coincide con las observaciones tectónicas de Douvillé en la región.

TECTONICA REGIONAL

Como ya hemos dicho en otro lugar, la Tectónica Regional, extraordinariamente compleja, ha sido objeto hasta ahora de muy diferentes interpretaciones, sin que exista todavía un criterio bien definido en cuanto a interpretación de las grandes unidades estructurales que ocupan el país.

En los trabajos de Douvillé y Nicklés ya se hizo notar la presencia de series alóctonas, deslizadas sobre formaciones más recientes. Pero fué Staub quien, al establecer su síntesis estructural sobre la Bética, sentó las bases para su interpretación tectónica de la región, la cual ha servido hasta la fecha como base de trabajo para las investigaciones posteriores.

Según Staub, las formaciones del geosinclinal bético, levantadas por los grandes movimientos orogénicos, montaron unas sobre otras, en dirección norte, dando lugar a seis grandes hojas de arrastre, de las que las cinco últimas son alóctonas.

En la actualidad, y después de los estudios más recientes de Fallot, Blumenthal, Kilian, Brinkmann, etc., se considera dividida la región Bética en dos grandes zonas: una interna, que es la Bética propiamente dicha, y otra externa, situada al norte de aquélla y que constituye el Penibético-Subbético.

Del magnífico trabajo de Alastrué "Bosquejo Geológico de la Cordillera Subbética entre Iznalloz y Jaén", sintetizamos el siguiente cuadro-resumen sobre las grandes unidades estructurales que constituyen estas dos zonas. Esta interpretación global, en el estado actual de la cuestión, y salvo las lagunas

y discrepancias que presenta al considerar cuestiones locales, es la más acertada síntesis sobre la interpretación estructural de la región.

De acuerdo con ella, puede establecerse la siguiente subdivisión:

a) REGIÓN BÉTICA.

- 1.º *Cristalino de Sierra Nevada*.—Núcleo de pizarras cristalinas, posiblemente autóctono.
- 2.º *Alpujarrides-Rondaides*.—Formaciones triásicas dolomíticas en facies alpina deslizadas sobre el Cristalino de Sierra Nevada.
- 3.º *Bético de Málaga*.—Elementos del Estrato Cristalino y Paleozoico, coronados por Permotrias. De carácter alóctono, están deslizadas sobre el Trías alpino, y en la zona de Ronda reemplazados por grandes intrusiones de peridotitas.

b) REGIÓN SUBBÉTICA-PENIBÉTICA.

- 1.º *Penibético*.—Es la franja sedimentaria frontal del Bético de Málaga, y está formado por pliegues o escamas jurásico-cretáceo solidarios del Bético de Málaga. Alóctono.
- 2.º *Trías citrabético*.—Es una gran franja de Trías germánico, principalmente Keuper, que separa el Penibético del Subbético. También de carácter alóctono.
- 3.º *Subbético*.—Formado por pliegues mesozoicos y terciarios, deslizados hacia el norte.
- 4.º *El Prebético y las calizas oscuras*.—Del mismo carácter que el anterior, pertenecen a él las series jurásico-neocomienses de la zona de Jaén; es decir, precisamente aquellas que hemos descrito en el estudio de la hoja de Martos.

c) EL TERCIARIO AUTÓCTONO.—Al norte de estas series,

y dentro, por lo tanto, de la zona que estudiamos, se encuentran sedimentos transgresivos del Terciario marino, autóctonos y directamente sedimentados sobre el Trías, también autóctono, que recubre el Paleozoico de la meseta. Forman parte de estos depósitos del llamado "Be-ibérico" de Staub.

En la zona que ahora estudiamos se encuentran elementos tectónicos del Subbético, de las calizas oscuras y del Terciario autóctono.

De este modo quedan encajadas las formas estructurales que hemos tenido ocasión de estudiar dentro de los grandes dispositivos tectónicos regionales. Pero subsisten, sin embargo, una serie de problemas pendientes, sobre cuya resolución, por falta de conocimiento directo sobre la zona situada más al sur, no nos es posible establecer más que hipótesis, sin confirmación actual.

Entre estos problemas pendientes son, quizá, los más interesantes los que a continuación señalamos:

- 1.º Relación entre las series cretácea y jurásico-neocomiense. ¿Corresponden a la misma unidad estructural?
- 2.º Situación de las raíces de las series alóctonas. En consecuencia, edad de los deslizamientos.
- 3.º Independencia tectónica entre la serie oscura caliza y el Jurásico meridional de facies clara.

1.º LAS SERIES CRETACEAS Y JURASICO-NEOCOMIENSES.

Como ya sabemos, se encuentran en esta zona dos series sedimentarias en violenta disposición tectónica.

Pertencen a la primera, formaciones desde el Trías al Neocomiense inclusive. No hemos podido observar en ningún punto de la zona estudiada la base de la serie jurásica, e ignoramos, en consecuencia, si comprende la totalidad del Trías o sólo la parte superior.

Se trata de un conjunto de calizas y margas oscuras, poco fosilíferas, coronadas por margas claras del Neocomiense.

Se aprecian indicios de transgresión en la base del Neocomiense, por lo que es posible falte en la serie jurásica la parte alta del Malm.

En la parte superior de la serie que hemos clasificado como Neocomiense, se encuentran sedimentos que por su fauna pueden pertenecer ya al Barremense.

La segunda serie está formada por niveles cretáceos, desde el Aptense al Maestrichtense inclusive, en facies muy normal y que coincide con la que hemos observado en diferentes puntos de Levante, en el Prebético.

Es notable que en ningún punto de la zona de Jaén que hemos recorrido hayamos podido observar la sucesión normal del Cretáceo desde el Neocomiense-Barremense, de la serie primera, hasta el Senonense, de la segunda.

El contacto entre ambas series es siempre mecánico, y en general los sedimentos cretáceos de la segunda serie yacen en fuerte discordancia sobre el Jurásico Inferior de la primera. (Únicamente al sur del Cerro de San Cristóbal yace, según Alastrué, el Aptense sobre el Neocomiense-Barremense.) Sólo hemos podido recorrer muy rápidamente esta zona, pero nuestra impresión es que también aquí el contacto es mecánico.

Todo ello nos hace suponer, con Douvillé, que se trata de dos elementos estructurales distintos, aloctónos o al menos para-autóctonos, dentro del mismo complejo sedimentario.

En páginas siguientes insistiremos más en esta cuestión, pero no queremos dejar de exponer dos observaciones a nuestro juicio de valor casi decisivo.

La Peña de Martos está formada por calizas del Cretáceo Superior (Turonense y Senonense, con muchos fósiles del Maestrichtense) que yacen sobre una lámina de Trías, debajo de la cual se encuentra el Neocomiense. El deslizamiento del Cretáceo Superior sobre el Neocomiense, y la independencia tectónica de ambas series, es aquí indudable.

Al norte de Mancha Real existe un pequeño afloramiento de margas neocomienses fosilíferas, sobre las cuales se halla volcado el Cretáceo Superior (también Maestrichtense fosilífero). Aunque el Diluvial enmascara el contacto, parece también claro el deslizamiento del Senonense sobre el Neocomiense.

Reconocemos, sin embargo, la existencia de varias dificultades graves.

Una de ellas es el hecho simple de que la primera serie termina estratigráficamente donde empieza la segunda. Es posible que un estudio estratigráfico y micropaleontológico muy detallado permita encontrar una zona común entre ambas series, quizá en el Barremense o el Aptense, en cuyo caso su independencia quedaría demostrada.

En el caso contrario, sería ciertamente muy difícil de explicar el hecho de que en la sedimentación de estas dos series, cuyas raíces deben encontrarse relativamente próximas, hayan coincidido la emersión de una de ellas con la inmersión de la otra. Tampoco parece posible admitir que si en la serie primera cesó la sedimentación en el Barremense hayan podido resistir a la erosión estos sedimentos margo-arcillosos y blandos.

Ahora bien, si suponemos entonces que ambas series provienen de una misma zona de sedimentación, y que en virtud de los fuertes empujes orogénicos han deslizado conjuntamente hacia el norte, resulta también muy difícil de explicar su disposición actual. En efecto, según ya sabemos, aunque ambas series están deslizadas hacia el norte, es evidente además que *la serie cretácea ha deslizado sobre la jurásica*. Puesto que la serie cretácea constituye un elemento estratigráfico superior no es posible que se haya producido este deslizamiento como consecuencia de un determinado empuje orogénico.

A nuestro juicio, aquí precisamente puede encontrarse la explicación para este problema.

Podemos, en efecto, suponer que como consecuencia de movimientos orogénicos preburdigalenses, el conjunto de la serie jurásico-cretácea, sedimentada junta y concordantemente, deslizó hacia el norte, y que al final de este período orogénico existían en el país determinadas estructuras tectónicas tales que, en algunos puntos, el Cretáceo ocupaba una posición más meridional que el Jurásico y, posiblemente, topográficamente más alta.

Posiblemente también en determinadas áreas el Cretáceo quedaría parcialmente despegado hacia el sur, y yacente directamente sobre el Paleogeno e incluso sobre el Keuper.

Como consecuencia de los empujes orogénicos postburdigalenses, el Cretáceo de algunas de estas zonas deslizó de nuevo hacia el norte, sobre la serie jurásica, y a continuación sobre el Burdigalense. El Jurásico presionaría únicamente sobre el Burdigalense, sin apenas deslizar sobre él.

Apoyan esta hipótesis de trabajo (que únicamente puede ser considerada como tal) algunos hechos concretos, y entre ellos:

- a) Hemos visto en muchos lugares el Cretáceo Superior, deslizado sobre el Burdigalense. El Jurásico cabalga o comprime el Burdigalense, pero no desliza sobre él.
- b) La formación arcillosa neocomiense-barremense es apropiada para que en ella se produzca el despegue de las dos series.
- c) En la base del Cretáceo Superior deslizado se encuentran (Peña de Martos) brechas de fricción con elementos del Keuper, Jurásico y Lías (incluso terebrátulas).
- d) En algunos lugares (flancos del Cerro de San Cristóbal) (según Brinkmann) el Burdigalense parece transgresivo sobre el Jurásico.

De todos modos, repetimos, esta hipótesis debe considerarse únicamente a título provisional, en tanto sea confirmada o rechazada por nuevas investigaciones en la zona.

Parece, en resumen, acertado considerar por ahora las dos series que estudiamos formando parte de un mismo conjunto sedimentario, deslizado hacia el norte con anterioridad al Burdigalense y despegado como consecuencia de empujes postburdigalenses, en dos series en disposición tectónica actual independiente.

El origen de estas formaciones no parece encontrarse muy lejano al sur.

Para algunos de los autores que recientemente han estudiado el país (Brinkmann, Fallot, Alastrué, entre otros), las "calizas oscuras" del Jurásico y el Cretáceo de Jaén deben considerarse autóctonas y formando parte, en consecuencia, de la unidad tectónica denominada "Prebético".

Hemos podido comprobar, sin lugar a dudas, que estas series se hallan deslizadas hacia el norte, y el Cretáceo especialmente corrido sobre el Burdigalense. Los sondeos que últimamente se han realizado en esta zona demuestran que, debajo del Burdigalense, en los flancos y frente al norte de las estructuras jurásico-cretáceas, se encuentra únicamente el Keuper.

Sin embargo, no existen razones para suponer que el deslizamiento haya de ser forzosamente de gran magnitud. La facies de estas series difiere grandemente de la de las formaciones del Subbético, con mayor razón de las unidades alóctonas más meridionales. Coincide, en cambio, grandemente, en especial para las formaciones del Cretáceo, con las series neríticas autóctonas que ocupan en Levante el Prebético.

En estas condiciones, parece prudente admitir que la raíz de estas series de Jaén se encuentre también en el borde externo de la Bética, quizá a una distancia entre 10 y 20 Km. al sur de su posición actual.

Si admitimos estos datos, la denominación de alóctonas o para-autóctonas para estas series es más bien una cuestión de nomenclatura.

2.º SITUACION DE LAS RAICES DE LAS SERIES ALOCTONAS.

Como acabamos de ver, las formaciones jurásico-neocomienses y cretáceas que ocupan gran parte del área estudiada provienen, probablemente, de una zona situada entre 10 y 20 kilómetros al sur de la que ahora nos ocupa.

Existen, sin embargo, en el extremo suroriental de la hoja, y en el país que se extiende al sur y sureste, calizas jurásicas de "facies clara", que hemos considerado independientes de las que ahora estudiamos. Supuestas autóctonas o para-autóctonas, su situación primitiva y origen no ha de ofrecer dificultad, y podrá resolverse en el estudio de la zona más meridional a la que ahora nos ocupa.

Supuestas alóctonas (y correspondiendo en tal caso al Sub-

bético), el problema de determinar su origen queda subordinado al de determinar las raíces del Subbético, cuestión ésta de gran importancia tectónica, que no puede considerarse todavía como resuelta.

Para Fallot, que con tan gran acierto ha estudiado el país, y especialmente el que se extiende al sur y sureste de la zona que ahora recorreremos, es preciso buscar las raíces del Subbético no tan al sur como se había considerado por otros autores. Según él, la penetración del corrimiento del frente del Subbético puede estimarse de 20 a 30 Km., y la anchura de la franja subbética, de unos 60 a 80 Km. En tales condiciones, las raíces de los elementos alóctonos del Subbético se hallarían de 80 a 110 Km. al sur del frente actual de deslizamiento. Se trata de cifras de mucha menos importancia que las supuestas en un principio, pero en cualquier caso, según afirma el autor, se hallan todavía sujetas a revisión.

3.º EL JURASICO MERIDIONAL DE FACIES CLARA.

El problema de esta serie jurásica no puede considerarse todavía como resuelto. Para Douvillé, este Jurásico es autóctono, y debe considerarse en absoluta independencia en relación con las "calizas oscuras", que son alóctonas para el mismo autor.

De acuerdo con los estudios de Alastrué, este Jurásico de facies clara se presenta completo, desde el Lias al Titónico, y se encuentran yacimientos fosilíferos en la mayor parte de los niveles intermedios. En tal caso queda desvirtuada la hipótesis de Brinkmann y Galwitz, que suponían que el Jurásico de facies oscura y de facies clara no eran sino niveles sucesivos de una misma serie estratigráfica.

Ahora bien, si suponemos que este jurásico de facies clara es autóctono, o para-autóctono, resulta muy poco sencillo explicar la razón de sus diferencias en facies con las "calizas oscuras", a que hemos supuesto también para-autóctonas y,

por lo tanto, sedimentadas, a poca distancia del Jurásico de facies clara.

Será necesario, repetimos, que nuevas investigaciones en la parte septentrional de la Bética, al sur de la zona que ahora nos ocupa, permitan reconocer con detalle las características de estas dos series jurásicas y averiguar su posición tectónica.

HISTORIA GEOLOGICA

Vamos a ocuparnos únicamente de la evolución geológica y paleogeográfica de esta zona del borde norte de la Bética en que estamos trabajando; el extender estos conceptos a la región Bética propiamente dicha requeriría un amplio estudio regional, fuera de los límites de esta Memoria.

Es evidente la existencia de un substratum paleozoico autóctono, plegado por la orogenia variscica y afectado por grandes líneas de fractura, consecuencia de la descompresión posterior.

Este substratum variscico, largamente emergido, debió sufrir una erosión muy intensa.

Sobre él se sedimentaron, fuertemente discordantes, los depósitos arcillo-sabulosos rojos del Bunt-Sand-Stein, cuya potencia aumenta rápidamente hacia el sur, y es en la zona que nos ocupa del orden de los 100 metros. Posiblemente en la base del Bunt se encuentran las areniscas y conglomerados duros del Permotrias.

La transgresión del Muschelkalk alcanza exactamente a la zona que estudiamos. En la parte central de la hoja de Martos existen depósitos dolomíticos del Muschelkalk, en facies que indica ya una cierta profundidad.

El Keuper arcilloso y yesífero ocupó la totalidad del área estudiada, y a su sedimentación sucede la facies peculiar de las cañiolas, que ocupan la mayor parte del país.

En la región que consideramos, del borde septentrional de la Bética, la sedimentación es marina nerítica en el Liásico.

Los depósitos liásicos no alcanzaron, sin embargo el mismo límite septentrional que las formaciones del Triás, las cuales, como veremos, debieron quedar emergidas en una faja amplia en el borde de la meseta, cuya faja comprendería la totalidad de la superficie de la zona estudiada.

No existen indicios de discontinuidad en la sedimentación durante la totalidad del Jurásico; la facies en algunos tramos del Malm es incluso más profunda que en el Lías.

Se observan, en cambio señales de transgresión del Neocomiense sobre las calizas oscuras del Jurásico, en las que, posiblemente, falten los niveles más altos del Malm. Esta emersión obedecería posiblemente a movimientos epirogenéticos de no gran importancia tectónica.

Tampoco se aprecia hiato en la sedimentación cretácea desde el Neocomiense al Maestrichtense, y si únicamente variaciones en la profundidad, que hacen alternar facies batiales con neríticas y litorales. La conformidad de los estratos durante la totalidad del Cretáceo parece comprobada.

Al fin del Maestrichtense se produce una emersión en relación probablemente con los empujes orogénicos de fase larámica, y sobreviene a continuación una transgresión luteciense. Diversos autores encuentran fuertes discordancias entre el Senonense y Luteciense, es decir, huellas de la orogenia larámica, y a esta misma fase orogénica atribuye Fallot el desplazamiento de las Alpujárrides sobre el cristalino de Sierra Nevada.

La transgresión luteciense, en general somera y con depósitos poco potentes, da origen a sedimentos sobre un país ya plegado, cuyos sedimentos descansan sobre el Lías, Jurásico o Cretáceo. Existen en la región depósitos irregulares del Oligoceno, afectados por los grandes movimientos orogénicos, y es indudable una transgresión aquitaniense, a la que sigue una nueva fase orogénica.

Una transgresión burdigalense sobrepasa los límites de la anterior, y da origen a extensos depósitos arcillosos en grandes superficies del borde septentrional de la Bética.

Los grandes empujes orogénicos de fase estáfrica producen

una nueva emersión, que para gran parte de la región ha de ser definitiva.

La transgresión helveciense no alcanza a la zona que ahora nos ocupa, y sobre el Burdigalense se encuentran sólo depósitos continentales del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario.

LA EDAD DE LOS MOVIMIENTOS.

En cuanto a la edad de los grandes empujes orogénicos que han afectado al país, existen una serie de hipótesis y teorías frecuentemente contradictorias. Contribuyen a la falta de precisión sobre la cronología de las diferentes orogénesis, por un lado, las lagunas estratigráficas, especialmente en el Paleogeno y, por otro, el carácter alóctono de gran parte de las formaciones, lo cual dificulta extraordinariamente el estudio de discordancias, relación de facies, etc.

Para algunos autores, especialmente de la escuela holandesa, los grandes deslizamientos tuvieron lugar inmediatamente después del Triásico. No está comprobada esta hipótesis, y las discordancias Triás-Jurásico Inferior deben ser atribuidas a las peculiaridades de la tectónica de las masas yesíferas del Keuper.

Durante la totalidad del Jurásico no se produjeron empujes orogénicos, y si únicamente suaves movimientos epirogenéticos, a los que se deben las variaciones de profundidad en la sedimentación jurásica.

Es evidente, sin embargo, una transgresión neocomiense sobre formaciones parcialmente erosionadas del Jurásico Superior. Para Brinkmann y Gallwitz, se trata de una fase orogénica paleocimérica; más probable, de acuerdo con los estudios regionales de Fallot, es que esta transgresión obedezca a movimientos verticales de tipo epirogenético.

Durante la totalidad del Cretáceo tampoco se presentan empujes orogénicos de importancia. En el Subbético encuentra Fallot huellas de una orogenia postneocomiense, prealben-

se; en realidad, parece tratarse también de una epirogénesis, quizá más violenta.

Entre el Cretáceo Superior y el Luteciense tienen lugar los importantes plegamientos larámicos, de los que se encuentran señales evidentes tanto en la Bética como en el borde septentrional que ahora estudiamos. A esta fase orogénica atribuyen Fallot y Blumenthal el desplazamiento del Triás alpino sobre el complejo cristalino de Sierra Nevada.

En cualquier caso, parece evidente que los más intensos empujes orogénicos tienen lugar durante el Terciario.

Para determinados autores, y entre ellos Alastrué, se extienden estos empujes desde el final del Luteciense al fin del Oligoceno, y corresponde la mayor actividad a las fases pirrenaica y sálica.

Aun reconociendo la existencia de estos fuertes empujes intraoligocenos, y admitiendo que a ellos puedan deberse una parte importante de los grandes deslizamientos regionales, coincidimos con Fallot al opinar que el paroxismo orogénico, al menos en el Subbético y Prebético, es ligeramente posterior.

En el estudio de la hoja de Coy, así como en otras zonas murcianas, hemos podido comprobar sin lugar a dudas que el deslizamiento del Subbético se ha producido exactamente entre el final del Aquitaniense y el principio del Burdigalense. Parece lícito, admitida la unidad estructural del Subbético, aplicar también estos límites a la zona subbética de la provincia de Jaén que ahora nos ocupa.

En tal caso, el primer deslizamiento de la serie jurásico-cretácea que estudiamos podría haberse producido en esta fase orogénica preburdigalense.

Existe, además, una intensa fase orogénica postburdigalense, cuyos efectos se dejan sentir especialmente en el Subbético y Prebético. En diversas zonas de Levante (sierras de Benejama, Onill y Aitana, etc.) hemos apreciado los efectos de estos empujes postburdigalenses. En la zona de Martos hemos descrito ya el deslizamiento de la serie cretácea sobre el Burdigalense.

Para Fallot son estos empujes unos de los más intensos en

el Subbético, y corresponde precisamente a ellos el paroxismo orogénico en el Prebético.

De acuerdo con nuestra hipótesis, esbozada en las páginas anteriores, correspondería a esta fase orogénica el despegue de la serie cretácea de la jurásico-neocomiense, así como el deslizamiento de aquella sobre el Burdigalense, y el cabalgamiento también sobre el Burdigalense de la serie jurásico-neocomiense.

En el borde externo de la Bética existen huellas de una fase orogénica postvindobonierse (segunda fase estaírica), cuyos efectos son, sin embargo, menos acentuados que los de la anterior.

En la zona que estudiamos no poseemos argumentos en pro ni en contra en relación con la existencia de esta fase orogénica, pero es lo más probable que también aquí alcanzasen sus efectos.

A los fenómenos de descompresión subsiguientes a estos grandes empujes que acabamos de considerar se deberán la mayor parte de las grandes fracturas que afectan a las estructuras tectónicas de la región.

Existen también, aunque de menor intensidad, plegamientos postpontienses en la Bética y zona marginal septentrional. No hemos encontrado, en la zona que estudiamos, señales evidentes de estos plegamientos; pero es muy posible, sin embargo, que también aquí hayan existido.

Finalmente hemos de llamar la atención sobre los efectos peculiares de la tectónica del Keuper, algunos de cuyos asomos han tenido lugar en época muy reciente.

HIDROLOGIA SUBTERRANEA

La investigación de aguas subterráneas tiene en esta zona extraordinaria importancia. El abastecimiento de agua potable de la mayor parte de los núcleos de población es insuficiente, y el agua para riegos es también muy interesante en esta región, de suelo fértil y clima apropiado.

Las formaciones arcillosas del Burdigalense, que cubren la mayor parte del país, son impermeables, y en los frecuentes asomos de Keuper los reducidos caudales que se alumbran son casi siempre de agua salobre.

Es preciso intentar la investigación de aguas subterráneas en las series calizas del Jurásico y Cretáceo, cuyas características litológicas son, en general, favorables; pero la disposición tectónica de estas formaciones es casi siempre la que menos puede favorecer la acumulación de caudales subterráneos. El Instituto Geológico ha llevado a efecto interesantes estudios de hidrología subterránea en esta zona; dichos estudios han sido ya terminados en su primera fase de investigación geológica, y algunas de las labores propuestas han comenzado ya, habiéndose empezado a alumbrar caudales de importancia apreciable.

Como hemos dicho ya en otro lugar, en toda la parte central y occidental de la zona se encuentran únicamente formaciones arcillosas del Burdigalense, que yacen sobre Keuper directamente. No cabe aquí intentar labores de alumbramiento de aguas subterráneas, y únicamente pueden alumbrarse pequeños caudales en algunas depresiones rellenas por depósitos cuaternarios, arcilloso-sabulosos y ligeramente permeables.

La serie cretácea que aflora en la parte oriental de la zona

que estudiamos está deslizada de sur a norte y cabalga al Burdigalense. Adopta la disposición de un anticlinal, cuya rama norte está volcada. Las calizas y margas arenosas cretáceas son permeables, pero la disposición anticlinal de la estructura no favorece la esperanza de alumbrar caudales importantes en el núcleo de la estructura.

Pudieran, sin embargo, alumbrarse estos caudales perforando pozos y galerías en el contacto de la rama norte del pliegue volcado con el Burdigalense arcilloso infrayacente.

En la rama sur, una gran zona de fractura limita este pliegue con la serie jurásica, también alóctona, que se encuentra más a mediodía.

En esta zona de fractura afloran el Keuper y el Burdigalense del substratum autóctono; no resulta, en consecuencia, un área favorable para la situación de labores de alumbramiento de aguas. En las formaciones diluviales que recubren parte de esta zona de fractura se han perforado unas galerías, de las que se obtiene agua para el abastecimiento de Torre del Campo.

Son labores muy someras, cuyo caudal es en invierno abundante, pero en estiaje prácticamente nulo.

En la serie jurásico-neocomiense, con buzamiento uniforme al sur, sólo cabe la esperanza de alumbrar caudales importantes mediante labores situadas en el flanco meridional. Se trata, como sabemos, de cuatro escamas tectónicas apiladas de sur a norte. En las zonas fracturadas de contacto de estas series cabría la posibilidad de alumbrar ciertos caudales. En general, son estas zonas de difícil acceso y sería muy costoso conducir el agua alumbrada en ellas hasta las áreas donde podría utilizarse.

En cuanto al flanco meridional de estas series, se halla recubierto por un espesor considerable de Neocomiense impermeable. Es preciso, en las labores que se sitúen en este flanco, atravesar previamente un espesor grande de margas neocomienses antes de alcanzar las calizas jurásicas, más permeables y con posibles niveles acuíferos.

Volviendo al flanco norte de las escamas jurásico-neocomienses, un área posiblemente interesante es la de fractura que se extiende al sur y sureste de Jamilena, entre este flanco nor-

te y el borde meridional de la serie cretácea alóctona de Jamilena-Torre del Campo. Se trata de una zona muy fracturada recubierta por un espesor considerable de Diluvial, y con fuerte pendiente topográfica hacia el este. Aunque en la zona de fractura afloran también el Keuper y Burdigalense, se observan señales indudables de circulación de agua hacia el oeste, como prueban, además, los frecuentes manantiales que aquí existen.

Gran parte del agua que pudiera alumbrarse en la mancha cretácea de Jamilena aflora en el manantial que surge al pueblo, cuyo caudal, aun en el acentuado estiaje del año 1958, ha sido siempre superior a los 10 litros por segundo. El agua, detenida hacia el oeste y suroeste por el Keuper y el Burdigalense aflora a favor de los planos de estratificación de las capas cretáceas, muy levantadas.

Más al oeste, en el flanco septentrional de la serie deslizada jurásico-neocomiense, las posibilidades de alumbramiento de agua son muy reducidas.

El Instituto Geológico está perforando en esta zona un socavón norte-sur, con el que se pretende alumbrar agua en las zonas de fractura del contacto de las tres escamas jurásico-neocomienses superpuestas.

La galería se ha emboquillado en el Neocomiense de la escama septentrional, y se ha atravesado la zona fracturada de contacto de este Neocomiense con el Jurásico de la escama siguiente. En esta zona se ha alumbrado un caudal de unos seis litros por segundo, que es el único de que se dispone en la actualidad para abastecimiento de Torredonjimeno.

En la continuación del socavón se ha penetrado ya en el Neocomiense de la segunda escama, y se espera atravesar la zona de contacto de este Neocomiense con el Jurásico de la tercera, en cuya zona cabe la esperanza de alumbrar de nuevo caudales apreciables.

Al norte de Martos y oeste de Jamilena se encuentran unos interesantes afloramientos de calizas burdigalenses que dan origen a un anticlinal, cuya rama meridional, fallada, se repite en tres series sucesivas de buzamiento al sur.

El eje de la estructura buza al este, y se sumergen las ca-

lizas en el paraje del Arroyo del Cubo, al oeste de Jamilena. Existen aquí unos pequeños manantiales, secos en verano, cuyo caudal podría aumentarse realizando las oportunas labores de captación, en las que deberá tenerse en cuenta la presencia, en el flanco sur del pliegue, de estas líneas de fractura con posible circulación de agua.

La Sierra de Mancha Real aparece, después de un primer reconocimiento geológico, como una estructura anticlinal cretácea volcada hacia el norte.

Se halla en su flanco norte afectada por una gran fractura longitudinal y por una serie de fracturas transversales menores.

La totalidad de la estructura se halla deslizada hacia el norte, sobre el Burdigalense, y el flanco norte del pliegue está invertido y cabalga al Mioceno Inferior.

Sin embargo, la intensidad del vuelco no es la misma en todo el borde septentrional del pliegue, y las fracturas transversales antes citadas delimitan una serie de zonas desigualmente deslizadas sobre las arcillas del Burdigalense.

Existe una formación detrítica postorogénica, constituida por conglomerados poligénicos, con cemento arcilloso-calizo y que se extiende en el flanco norte de la sierra, ocupando superficies bastante considerables. El espesor de esta formación es grande y varía desde 50 a 150 metros.

Yace, en general, oculta bajo un débil espesor de Cuaternario y constituye un nivel hidrológico interesante, especialmente cuando descansa sobre depósitos arcillo-margosos impermeables.

En esta zona del flanco norte de la Sierra de Mancha Real se han realizado por el Instituto Geológico cuatro sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas.

El sondeo número 1, situado inmediatamente al sur de Mancha Real, se ha situado en una de las líneas de fractura transversales. Ha perforado los conglomerados postorogénicos y las calizas cretáceas y ha conseguido alumbrar un caudal del orden de los 100 litros por segundo. Actualmente el sondeo está entubado y cerrado.

El sondeo número 2, situado en el paraje de La Llana,

al este del número 1, ha perforado también los conglomerados y las calizas cretáceas y ha conseguido alumbrar un caudal posiblemente también grande. Este sondeo, perforado con una sonda de pequeño diámetro, no ha sido aforado todavía. El tercer sondeo, en la zona de Pegalajar, ha sido negativo.

El cuarto sondeo se perforó al norte de los dos primeros y alcanzó unos 200 metros de profundidad. Ha atravesado el Cuaternario, y unos 150 m. de conglomerados, sin caudal apreciable.

Al sur de Jaén se encuentra una zona con interesantes posibilidades para alumbramiento de aguas subterráneas. Al suroeste de la capital, en efecto, el flanco jurásico-neocomiense presenta buzamientos uniformes al mediodía, y en él, ocultas bajo las margas impermeables del Neocomiense, yacen las calizas del Malm, muy fisuradas y permeables y que con gran posibilidad contendrán caudales importantes. Para alcanzar estas calizas, sin embargo, es preciso atravesar espesores de Neocomiense, en general, muy grandes. En esta zona se ha comenzado la perforación del sondeo de investigación de Los Villares.

Hacia el sureste se encuentra la depresión del valle del río Jaén.

Esta depresión, limitada al este por el cerro de San Cristóbal, al sur por la Sierra de Santa Cristina y al oeste por la crestería que separa esta zona de la de Los Villares, adopta, a grandes rasgos, la disposición general de una cubeta sinclinal muy favorable para el alumbramiento de aguas subterráneas.

En realidad esta disposición es sólo aparente, pues aunque las formaciones circundantes buzan hacia el interior de la cubeta, a causa de su carácter alóctono no están enraizadas ni relacionadas entre sí por debajo de aquélla, y el substratum de la depresión está ocupado, en su mayor parte, por el Keuper.

No obstante, en el extremo sur de esta depresión la disposición de las formaciones jurásicas en facies clara que aquí se encuentran, con buzamientos en semicírculo, es apropiada para la circulación de agua subterránea hacia el interior de ésta.

En consecuencia, se ha propuesto la perforación en esta zona de dos sondeos de investigación de aguas subterráneas.

LABORES DE ALUMBRAMIENTO

En el mapa adjunto se representan las labores de alumbramiento de aguas subterráneas que el Instituto Geológico ha ejecutado, o tiene en construcción o en proyecto, en la zona estudiada de la provincia de Jaén.

Vamos a describir muy brevemente cada una de ellas, agrupándolas en las tres zonas en que con mayor intensidad se ha llevado a cabo la investigación de aguas subterráneas; es decir, la de Mancha Real, la de Jamilena-Torredonjimeno y la del sur de Jaén.

1.º ZONA DE MANCHA REAL.

a) SONDEO MANCHA REAL NÚM. 1.—Perforado en los conglomerados postorogénicos, en una zona de fractura transversal a la gran estructura cretácea de esta zona. Con 150 m. de profundidad ha alumbrado un caudal superior a los *cientos litros por segundo*.

b) SONDEO MANCHA REAL NÚM. 2.—Perforado en el mismo flanco septentrional de la estructura de Mancha Real, en una zona de fractura transversal. Fue perforado con una sonda de pequeño diámetro y no ha podido ser aforado con exactitud. Se va a perforar en sus inmediaciones un nuevo sondeo, de mayor diámetro, que permita instalar una bomba para extraer el caudal ya alumbrado, el cual se espera sea superior a los *veinte litros por segundo*.

c) SONDEO MANCHA REAL NÚM. 3.—Situado en el flanco norte de la Serrezuela de Pegalajar. Perforó únicamente Burdigalense y Keuper. Negativo.

d) SONDEO MANCHA REAL NÚM. 4.—Se perforó al norte de Mancha Real número 1 y número 2 y consiguió atravesar el Cuaternario y 150 m. de conglomerados sin circulación de agua. Negativo.

e) SONDEO MANCHA REAL NÚM. 5.—Se ha situado en el flanco norte de la estructura, entre Mancha Real núm. 1 y núm. 2.

Se prevé con este sondeo atravesar las calizas cretáceas volcadas hacia el norte, exactamente en su zona de contacto con el Burdigalense impermeable, donde es probable se encuentren importantes acumulaciones de agua subterránea.

f) POZO Y GALERÍA DE LA SIERRA DE PEGALAJAR.—En el extremo oeste de la Serrezuela de Pegalajar, frente al cauce del Guadalbullón, las calizas cretáceas están volcadas y deslizadas sobre el Burdigalense.

Se proyecta perforar en este paraje un pozo de 40 m. de profundidad y, en su fondo, una galería de dirección S.-30°-E. y 100 m. de longitud, que atraviese las calizas cretáceas, sobre el substratum del Burdigalense impermeable.

2.º ZONA DE TORRE DEL CAMPO, JAMILENA, TORREDONJIMENO.

a) SOCAVÓN DE TORREDONJIMENO.—Perforado en las escamas tectónicas jurásico-neocomienses, ha conseguido alumbrar un caudal de seis litros por segundo, que es el único de que se dispone en estiaje para abastecimiento de Torredonjimeno.

b) POZO DE JAMILENA NÚM. 1.—Se ha comenzado la perforación de este pozo en la zona de fractura del barranco

de Jamilena. En este paraje el Instituto Nacional de Colonización ha perforado un sondeo que ha alumbrado un caudal posiblemente superior a los cuatro litros por segundo. El Instituto Geológico ha situado en esta zona un segundo sondeo, cuya perforación por el Instituto Nacional de Colonización comienza en estas fechas.

El pozo de Jamilena número 1 tendrá 40 metros de profundidad, y en su fondo se perforarán 100 m. de galería, drenando las milonitas y arenas del relleno de la falla. Se espera alumbrar con estas labores un caudal superior a los 10 litros por segundo, que se destinará a completar el abastecimiento de Torredonjimeno.

c) POZO DE TORRE DEL CAMPO NÚM. 5.—Ha comenzado la perforación de este pozo en la desembocadura del barranco de la Cueva, al este de Torre del Campo. Se prevé perforar 50 m. de pozo en el contacto del Burdigalense con el Senonense volcado sobre aquél, y 100 m. de galería atravesando calizas senonenses y turonenses verticales.

d) POZO DE TORRE DEL CAMPO NÚM. 2.—Se prevé perforar este pozo al sur del anterior, en el flanco occidental de la serie cretácea. Se construirán aquí 40 m. de pozo y 50 m. de galería de dirección S.-45°-E.

e) POZO DEL MOLINO DEL CUBO.—Se sitúa en el extremo oriental de la Serrezuela de Torredonjimeno, en el flanco sur del anticlinal de calizas de la base del Burdigalense. Se pretende con él drenar la zona de fractura longitudinal de este anticlinal.

Se perforarán aquí 20 m. de pozo y cinco de galería. El caudal que se obtenga se destinará también a completar el abastecimiento de Torredonjimeno. Se comenzará esta labor en fecha inmediata.

3.º ZONA SUR DE JAEN.

a) SONDEO DE LOS VILLARES.—Perforado en el flanco sur de la tercera escama jurásico-neocomiense, ha proporcionado ya un débil caudal, de uno a dos litros por segundo, de agua artesiana surgente. Se prevé la continuación del sondeo, interrumpido ahora por dificultades mecánicas.

b) SONDEO DEL BARRANCO DEL MORO. — Situado al oeste del anterior y en idénticas condiciones geológicas, su perforación quedará condicionada al resultado final que se obtenga en el sondeo de Los Villares.

c) SONDEO CUBETA DEL RÍO JAÉN NÚM. 1.—Situado 200 m. al este del P. K. 8,100 de la carretera de Jaén a Otiñar. La profundidad final prevista para este sondeo es de 200 metros. Se espera que su perforación pueda comenzar en los primeros meses del año 1959.

d) SONDEO CUBETA DEL RÍO JAÉN NÚM. 2.—Está situado al sur del camino de La Guardia a Los Villares. Su perforación se hallará en relación con los resultados del sondeo Cubeta del Río Jaén número 1, y podrá llevarse a cabo con la misma máquina que se proyecta instalar en aquél. La profundidad final prevista es de 200 m.

PRESUPUESTO PENDIENTE

Publicamos a continuación un resumen del Presupuesto final de las labores pendientes de ejecución y de la parte que falta por ejecutar de los trabajos en marcha. Las cifras que ahora publicamos podrán ser modificadas si los resultados obtenidos durante la marcha de los trabajos aconsejan alguna variación en las labores proyectadas.

PRESUPUESTO

ZONA DE MANCHA REAL.

Sondeo Mancha Real núm. 2	1.100.000,—	
Sondeo Mancha Real núm. 6	850.000,—	
Pozo de Pegalajar	460.000,—	2.410.000,—

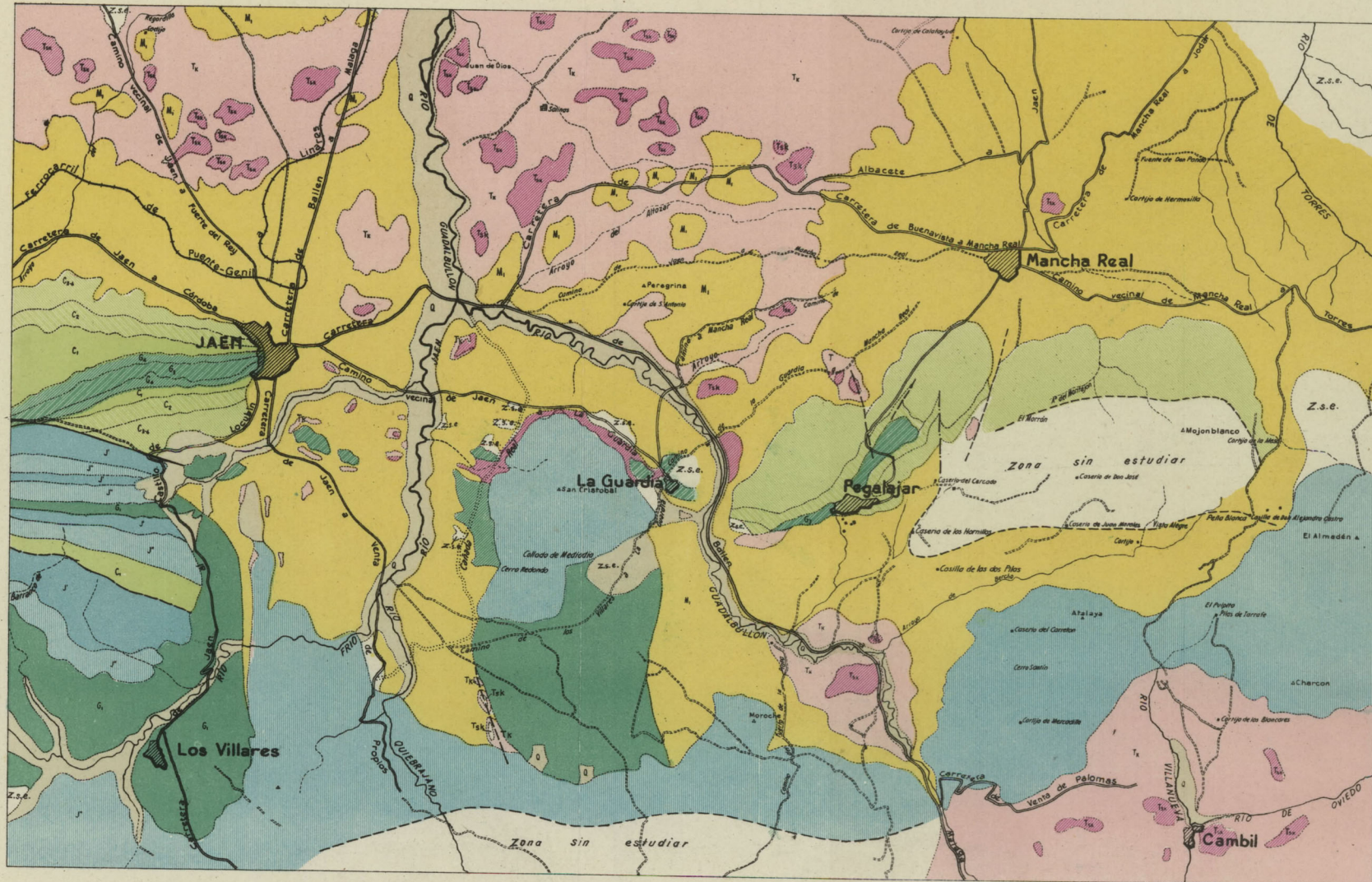
ZONA DE JAMILENA - TORREDONJIMENO.

Pozo Jamilena núm. 1	420.000,—	
Pozo Torre del Campo núm. 1	520.000,—	
Pozo Torre del Campo núm. 2	370.000,—	
Pozo Barranco del Cubo	190.000,—	
Acondicionamiento socavón Torredonjimeno	80.000,—	1.580.000,—

ZONA SUR DE JAEN.

Sondeo de Los Villares	400.000,—	
Sondeo Barranco del Moro	750.000,—	
Sondeo río Jaén núm. 1	850.000,—	
Sondeo río Jaén núm. 2	850.000,—	2.850.000,—

SUMA TOTAL		6.840.000,—
-------------------	--	--------------------



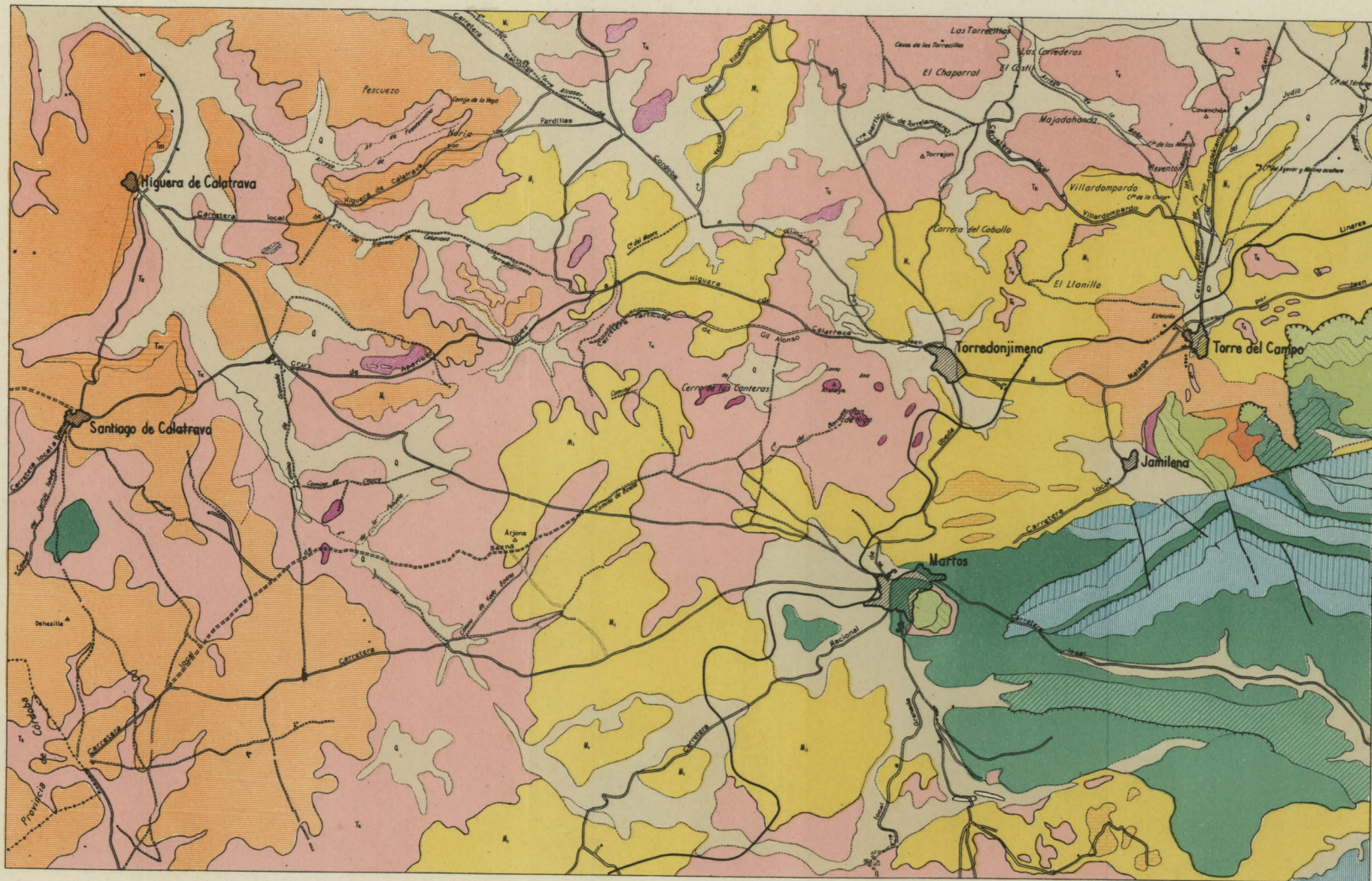
ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA PROVINCIA DE JAÉN

ESQUEMA GEOLOGICO

ZONA DE JAÉN

- Q Cuaternario
- M Burdigalense
- C_{3a} Senonense
- C₂ Turonense
- C₁ Cenomanense
- G₄ Albense
- G₃ Aptense
- Crt. Cretaceo indiferenciado
- J Malm
- D Digger
- S Suprakeuper
- K Keuper





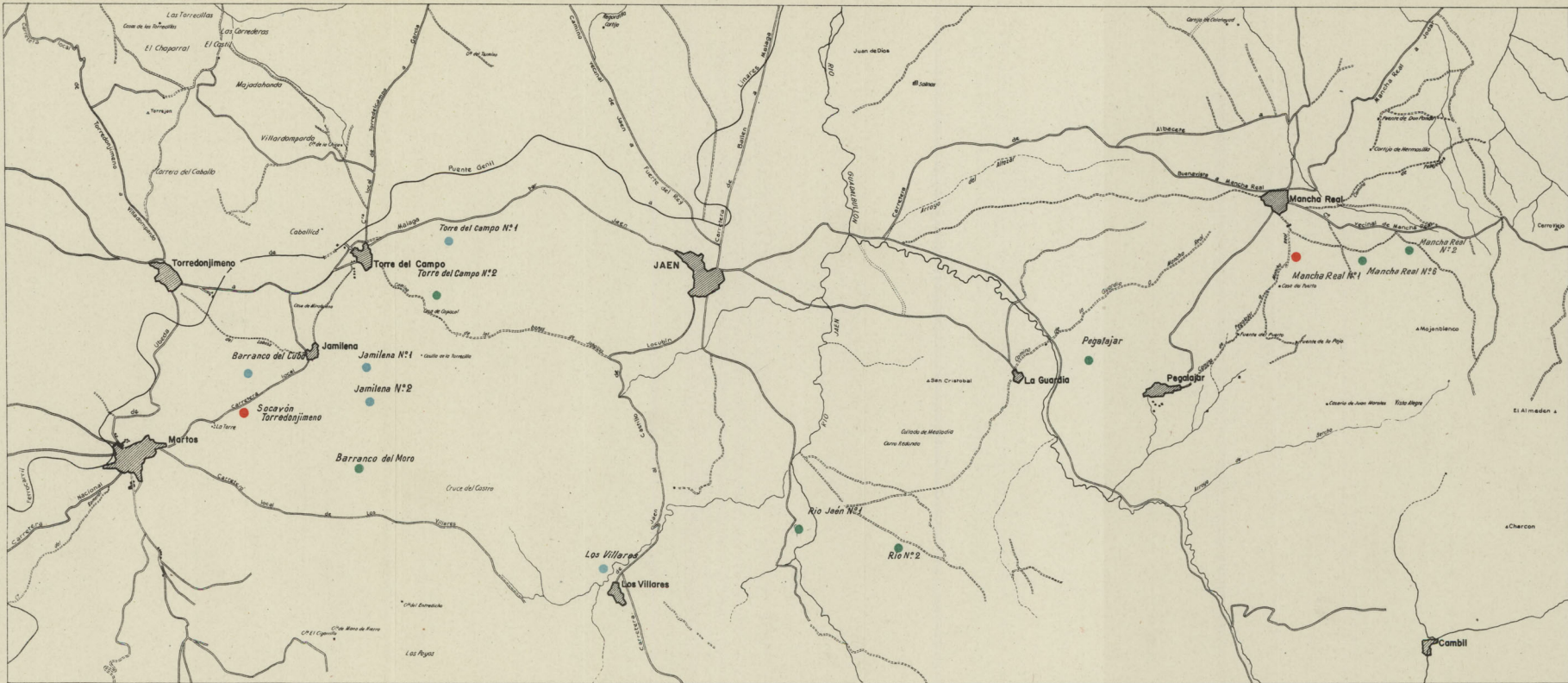
ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA PROVIN- CIA DE JAÉN

ESQUEMA GEOLOGICO

ZONA DE MARTOS

- Q Cuaternario
- N Burdigaliense
- D Aquitanense
- D Base del Aquitanense
- O Oligoceno Superior
- E Eoceno
- C₃₀ Senonense
- C₂ Turonense
- C Canamanense
- A₄ Albense
- A₃ Aptense
- A₂ Hauteriviense-Barremense
- A₁ Neocomiense
- M Malm
- D₁ Dogger
- L Lias
- S₁ Suprakeuper
- K Keuper
- M₁ Muschelkalk





ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA PROVINCIA DE JAÉN



SITUACIÓN DE OBRAS

PLANO GENERAL

- Labores terminadas
- Labores en ejecución
- Labores pendientes de ejecución



**Contribución
al estudio del Carbonífero
de la zona al sur del Uad Dráa
(Marruecos meridional)**

por

José de la Viña y Villa

y

Carlos S. Muñoz Cabezón

Ingenieros de Minas

ANTECEDENTES

Formando parte del plan general de investigaciones mineras del Sahara español que se estaba ejecutando por la "Empresa Nacional Adaro", filial del Instituto Nacional de Industria, en el mes de junio de 1954, los ingenieros que suscriben iniciaron el estudio de la zona situada al sur del Uad Dráa, que en aquel tiempo correspondía a la zona sur del Protectorado de Marruecos, recientemente incorporado a este reino.

El objeto principal propuesto era el estudio de la formación carbonífera allí existente en relación con sus posibilidades industriales y mineras.

Esta formación es continuación en nuestro territorio de la cuenca carbonífera de Tinduf-Tinfouchy, y aflora en una extensión aproximada de unos 150 kilómetros de longitud por 35 a 40 de anchura entre la cadena montañosa del Yebel Uargis, que la limita por el norte, y la gran plataforma de la Hamada del Dráa, que la recubre en su parte sur.

Esta cuenca era poco conocida, particularmente en nuestro territorio. Sin embargo, es sabido que, al igual que las otras cuencas carboníferas del sur de Marruecos, puede compararse, en cierto modo, con las clásicas de Bélgica, Holanda, Francia y España. Las cuencas carboníferas africanas, en las que existe el hullero explotable, tal como ocurre en la argelina de Colom-Bechar, están constituidas, esquemáticamente, por un potente tramo de caliza carbonífera de base: después, un Westfaliense que se hace productivo en sus tramos superiores.

y por último, las formaciones rojas estériles del Carbonífero superior.

En las cuencas argelo-marroquíes, el Hullero productivo no tiene lechos de carbón potentes, sino que, por el contrario, está constituido por numerosas capas, que en algunos sitios llegan hasta el número de 54, con espesores máximos de 0,50 a 0,70 metros. Algunas de estas capas se explotan económicamente en las cuencas de Abdla, Kenadza y Colom-Bechar.

En la zona que habíamos proyectado reconocer no se tenía noticia de que se hubieran encontrado nunca indicios de carbón, ya por los indígenas o por los oficiales de los Grupos Nómadas que la habían recorrido anteriormente.

Para esta expedición se utilizaron dos vehículos, un camión "GMC", empleado en el transporte de carga pesada, y un "jeep", para facilitar el movimiento del personal técnico. De esta manera, situando un campamento central, con el "jeep" era posible establecer radiaciones a puntos inaccesibles para el camión, obteniéndose así un mayor rendimiento en el trabajo y la posibilidad de visitar mucho mayor número de puntos donde efectuar nuestras observaciones geológicas.

La estación del año en que se efectuó el recorrido no era precisamente la más apropiada para ello, pues ya en esta época hace siempre demasiado calor. No obstante, en los primeros días la temperatura no sobrepasó los 40° C a la sombra, y pudo efectuarse un buen trabajo de detalle con relativa comodidad.

Al regreso, al atravesar la Hamada, el Tifariti y Semara, el calor aumentó notablemente, llegándose a alcanzar los 52° C a la sombra, lo que imposibilitaba de todo punto el efectuar cualquier trabajo.

Con los datos obtenidos en este recorrido, complementados con la clasificación de los numerosos fósiles recolectados, se ha podido formar una idea general bastante completa del Carbonífero de la zona al sur del Uad Dráa, según se expone en las páginas que siguen a continuación.

RESUMEN DE ITINERARIOS

El itinerario del viaje efectuado se señala en el croquis a escala 1:2.000.000 (fig. 1). En total se han realizado más de 2.000 kilómetros de recorrido, la mayoría de ellos por terrenos muy abruptos y pedregosos que hacían muy penosa la marcha de los vehículos, siendo origen de frecuentes averías mecánicas y rotura de neumáticos.

Una gran dificultad que se ha presentado en este viaje ha sido la imposibilidad de efectuar el abastecimiento de gasolina en algunos lugares en que se había proyectado hacerlo, pues a causa de los grandes calores existentes, no habían podido realizarse los convoyes periódicos de suministro de víveres y combustible a los destacamentos militares del interior, y por ello, estos Puestos tenían sus reservas de almacén prácticamente agotadas.

El viaje dió comienzo en el Campamento número 19 de las Investigaciones de Fosfatos, bajando de la meseta de Izic y atravesando después la Sequía el Hamara por Edchera. Se siguió luego sobre un terreno muy pedregoso, de caliza cuaternaria, para cruzar entre las Sebjas de Tucht y Amseguir y buscar un paso para atravesar la cadena de dunas de Asatef, continuando después por la Hamada del Gaada, donde ya termina el terreno pedregoso, para caminar luego sobre esta gran llanura un buen número de kilómetros, hasta el Jalua. Allí se inicia la bajada de la Hamada del Gaada, para atravesar el Uad Chebeica y volver a subir después a la Hameidia. Este Uad es de régimen torrencial, y como el invierno anterior

había llovido sobre esta zona con relativa intensidad, todo el cauce estaba lleno de grandes bloques de piedra arrastrados por las aguas torrenciales, por lo cual tuvimos bastantes dificultades para atravesarlo con nuestros vehículos.

Sigue luego la pista, sobre la Hameidia, que es otra plataforma cretáceo-eocena, horizontal, hasta la bajada al Puesto Militar de Tantan, situado en el valle de Uad Ben Jelil. A la salida de Tantan, y luego de atravesar la zona de derrubios del valle, comienzan a aparecer las formaciones paleozoicas, al principio con poco relieve hasta las proximidades de Tili-menzón, en donde se empieza ya a cortar la alineación montañosa del Yebel Zini, con un relieve muy acusado para lo que es corriente en estas regiones.

La cadena montañosa del Yebel Zini, que se inicia con grandes bancos de cuarcitas silurianas, está constituida por una serie de sinclinales y anticlinales de gran amplitud, como se observa en el extenso valle de la Sebja de Leimhaguen, que separa las formaciones silurianas de las devonianas. Estas últimas son, en general, más blandas, areniscas y margas, por lo que, aunque están igualmente plegadas, presentan, sin embargo, menor relieve a causa del fuerte arrasamiento que han sufrido.

Sin solución de continuidad y cortando casi normalmente las formaciones, se pasa del Yebel Zini al Yebel Tassut, constituido por areniscas y margas del Devoniano. Esto se observa muy bien en el Meseied, en donde aparece un potente tramo de areniscas amarillas tableadas con pocos fósiles, pero con muchísimas pistas y ripplemark. Estos niveles buzan unos 15° al sur.

Al concluir el Yebel Tassut se desarrolla otro valle y aparecen enfrente, casi horizontales, es decir, discordantes con los anteriores, unos niveles que a primera vista se consideraron como la base del Carbonífero, pero que después, al estudiar los fósiles recolectados en este lugar, se ha demostrado que pertenecen al Devoniano Superior, Frasnense.

Reconocida esta primera alineación, seguimos paralelamente al Yebel Uargis, cuyas crestas se destacan perfectamente marcando el límite inferior de la formación carbonífera.

Desde este contacto se ha tratado de hacer el corte completo ascendente de la formación carbonífera; es decir, ir estudiando las series de abajo arriba y observando con detalle todos sus tramos. Ello no es fácil en un país como éste, de acusada morfología tabular, donde todas las formaciones constituyen una serie ininterrumpida de grandes plataformas y terrazas cortadas por la erosión a distintos niveles y distantes entre sí varios kilómetros, sin ningún horizonte guía característico que pueda servir de referencia segura para enlazar los diferentes tramos estudiados en distintos lugares.

Como puede verse en el plano de itinerarios adjunto, se efectuaron una serie de cortes geológicos en zig-zag para reconocer todos los tramos y al mismo tiempo irse acercando al borde de las formaciones cretáceas de Hamada, bajo las cuales, y con ligero buzamiento, desaparecen los horizontes carboníferos. Por lo tanto, al llegar a este contacto puede decirse que toda la formación había sido estudiada con gran detalle en cuantos afloramientos se pudieron observar, y que se conocen suficientemente todos sus tramos en la zona comprendida entre el Meseied y el borde de la Hamada, al sur del Hasi Lebeirat.

Más al este, entre Gart Um-Dul y Gor Tistaf, hacen su aparición las formaciones rojas continentales, muy características y bastante potentes. Estas formaciones carboníferas han sido reconocidas, además de en Gor Tistaf, en toda la región al este del mismo, hasta el macizo de Udei Sfa, siempre con análogas características.

El aspecto de esta región del Betana es muy parecido, en cierto modo, al de la comarca del Farfarat, situada en la zona sur del Sahara español, pues análogamente a como allí ocurre, en esta del Betana se observa también una amplia llanura arenosa, sobre la que aparecen distribuidos una serie de montes-isla de coloración rojizo oscura debida a la existencia de óxidos de hierro.

Visto el escaso interés geológico de estas monótonas formaciones de arenisca roja, se retrocedió hasta el Puesto Militar del Tisgui-Remz, que nos sirvió de base para hacer desde él el corte geológico del Yebel Uargis, que al estar en este lugar cortado por el cauce del Uad Tisgui, era de más fácil

ejecución. Este estudio se inició en las proximidades del campo de aviación del Tisgui-Remz, terminándose en el Uad Dráa.

En esta zona, la formación deja de ser subhorizontal y se presenta con un buzamiento de unos 20 a 25° al sur. Su aspecto es también diferente al de las formaciones anteriormente reconocidas.

Al salir de Tisgui-Remz hacia el sur, se puede observar la discordancia existente entre las capas en régimen monoclinas del Yebel Uargis y las formaciones rojas que casi horizontales desaparecen bajo la plataforma hamadiense. En esta zona se efectuó un nuevo corte geológico completo de la formación, desde su base hasta la Hamada.

Después de haber reconocido el Carbonífero en estas regiones, sólo restaba ya observar si la erosión, al denudar la Hamada, había dejado ya al descubierto en algún lugar las formaciones superiores del Carbonífero, cosa poco probable, pero posible. Para esto era preciso efectuar un recorrido por la Hamada y reconocer los cortes naturales que en ella hubiera.

La subida a la Hamada del Dráa por esta parte norte no es empresa fácil, pues en una zona de muchos kilómetros de amplitud, tan sólo es accesible por dos puntos distantes entre sí unos 100 kilómetros, y aun así, la ascensión, que necesariamente ha de efectuarse por el cauce de un torrente entre piedras y derrubios, somete a dura prueba la solidez de cualquier vehículo y la pericia de su conductor. En esta ascensión se empleó más de un día, pareciendo imposible que pueda pasarse por tales lugares con un camión cargado.

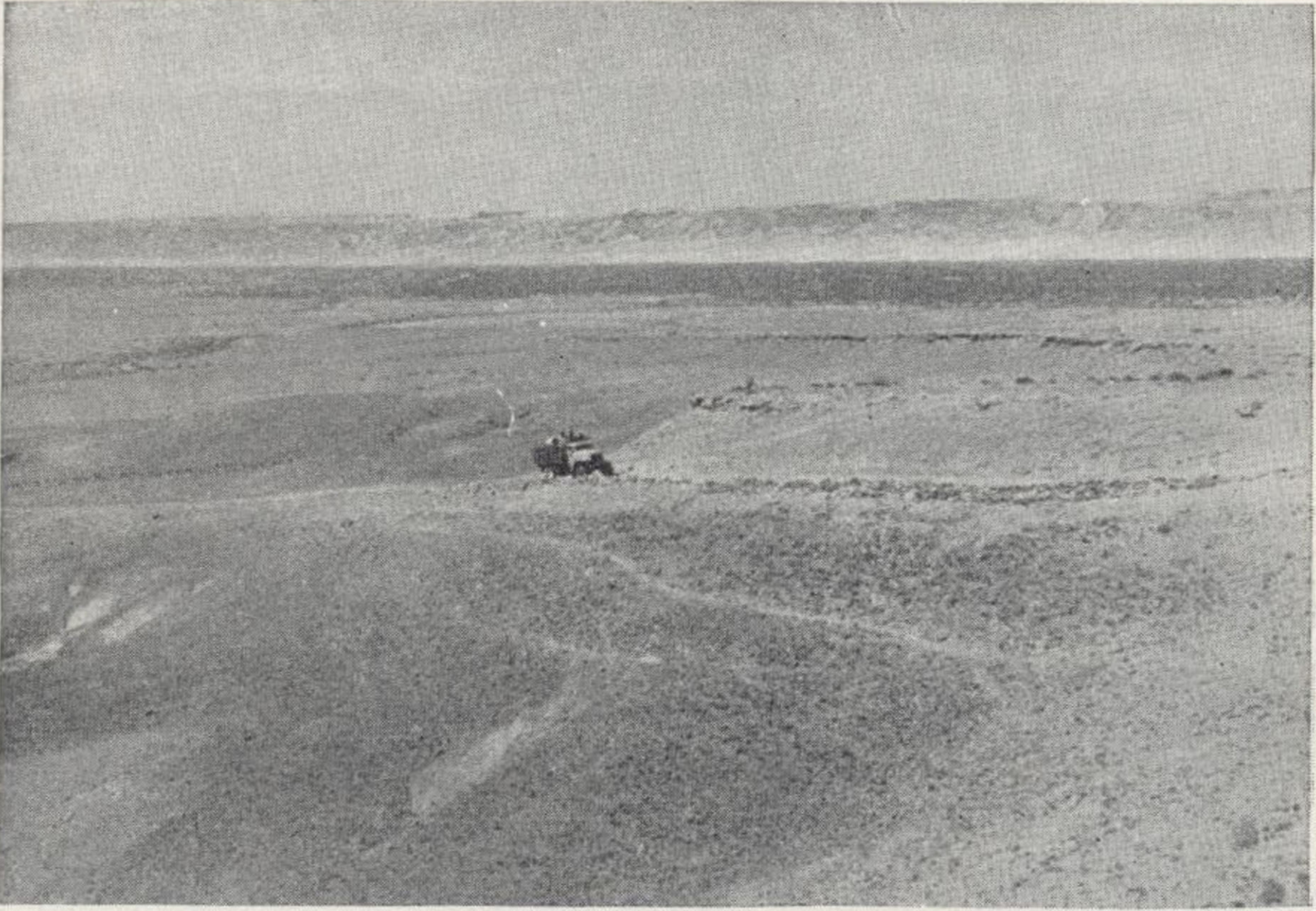
El fuerte calor reinante hizo todavía más penoso este recorrido, y cuando la alta temperatura hizo imposible la marcha de los vehículos, durante la mayor parte del día, hubo necesidad de desistir de los itinerarios proyectados a través de la meseta para reconocer los cauces de los torrentes y escarpes, y seguir el camino más corto hacia los pozos de Tifariti. El recorrido a través de esta inmensa llanura duró siete días interminables.

Desde los pozos de Tifariti, y repuesta nuestra ya exigua provisión de agua, se continuó la marcha hacia el Puesto Mi-

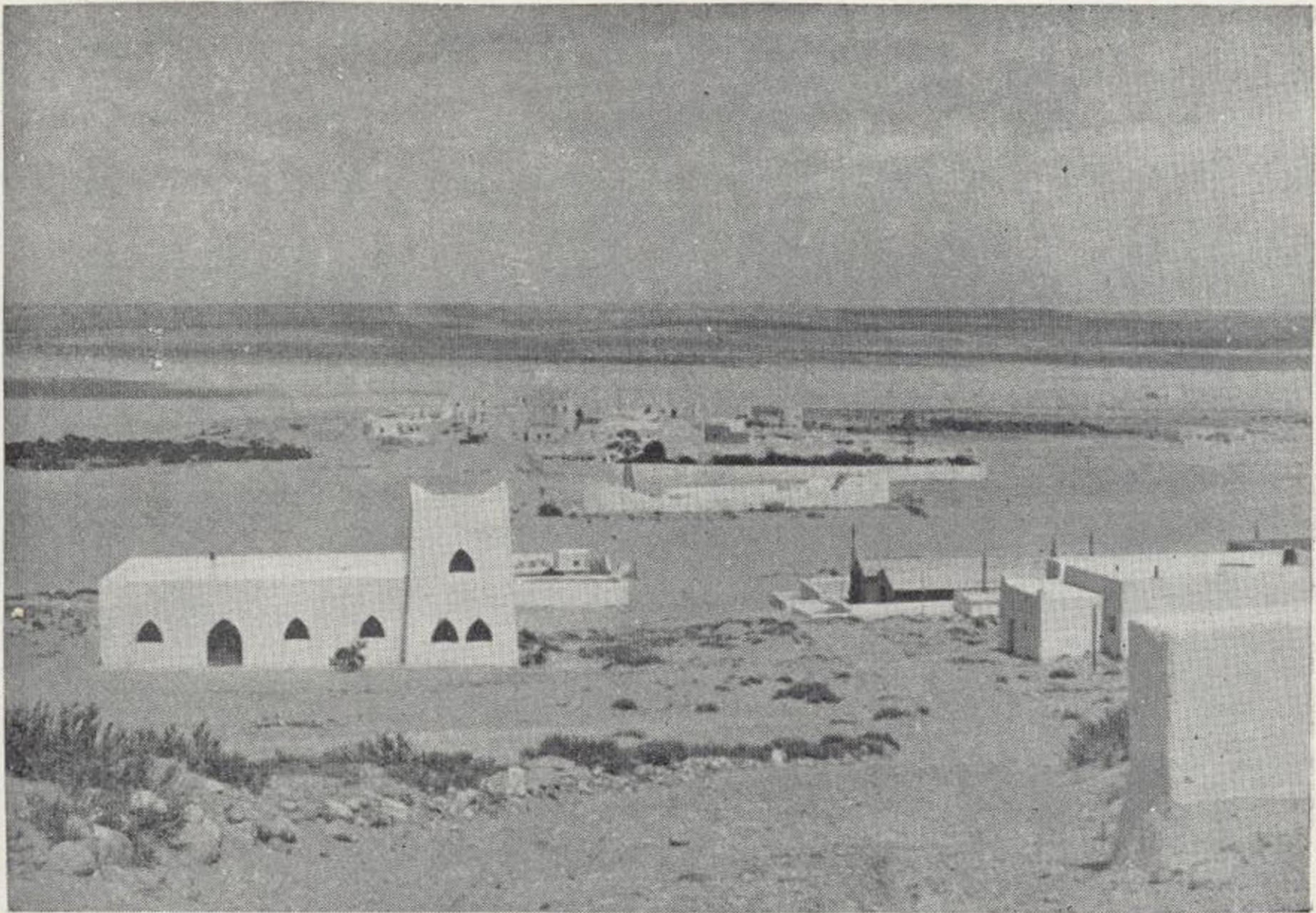
litar de Semara. Este recorrido se hace bastante dificultoso, sobre todo en su primer tercio, por ser preciso atravesar una zona de barrancos y pedregales que acabaron con nuestros destrozados neumáticos, y a partir de este momento la marcha se hizo muy lenta por tener que reparar éstos frecuentemente.

Desde Semara se hizo directamente el viaje de regreso a nuestra base del Campamento número 19, en Izic.

Con lo anteriormente expuesto, queda hecho un breve resumen de los itinerarios realizados en esta expedición, pasando a continuación a exponer la reseña del estudio geológico efectuado.

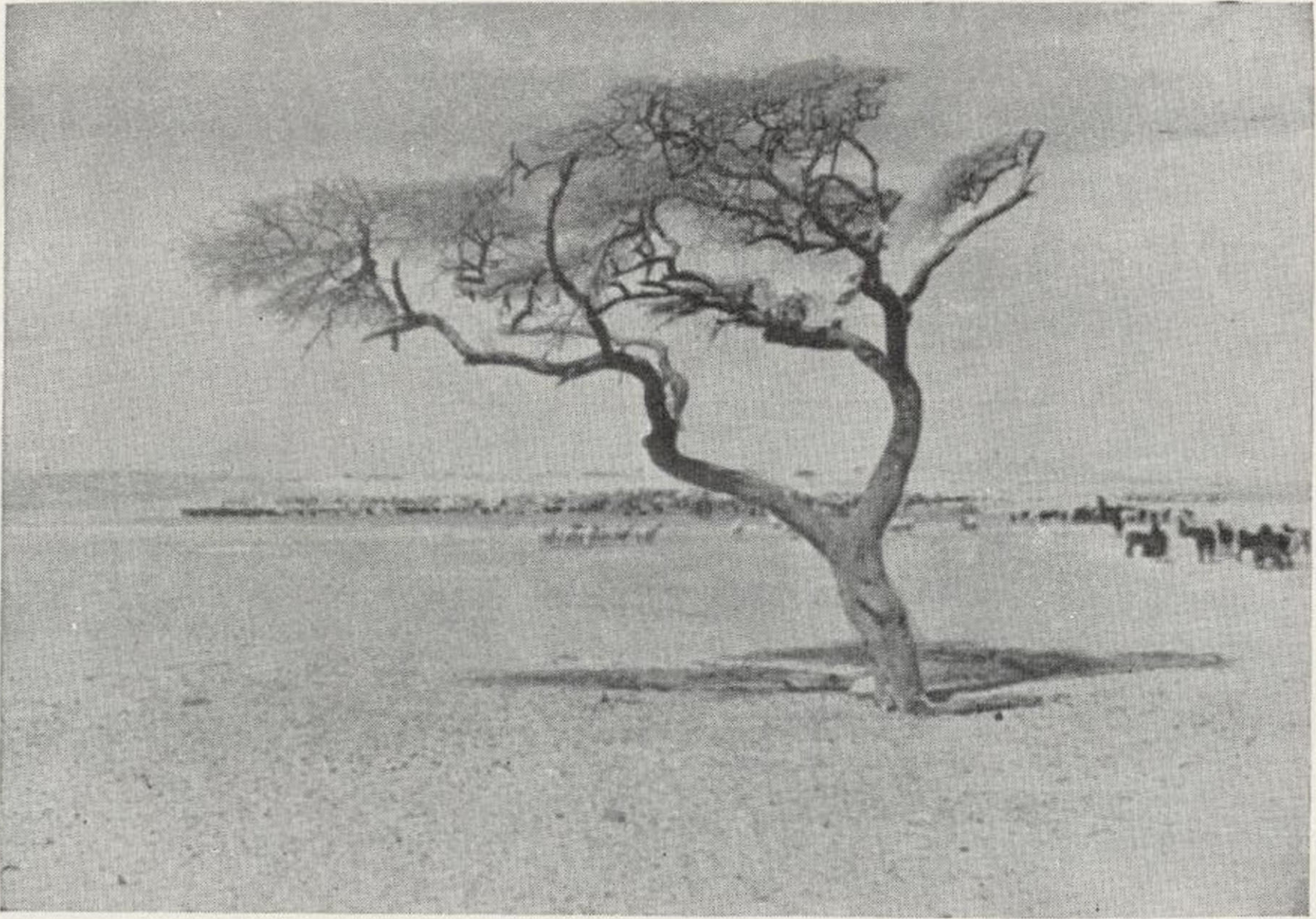


Fot. 1.—Subida de Ed-Chera, en la Sequia del Hamara.



Fot. 2.—Vista de Tan Tan.

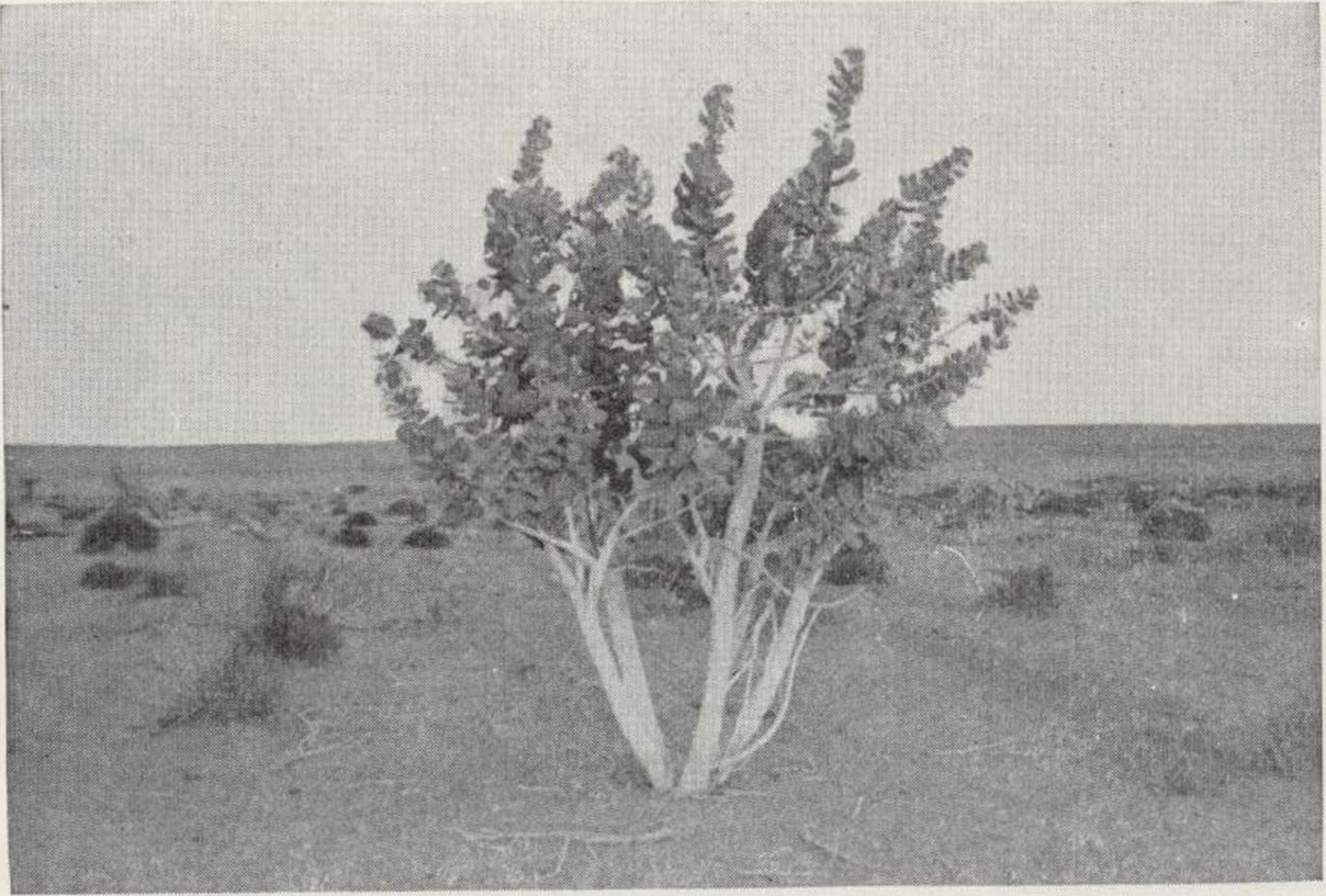




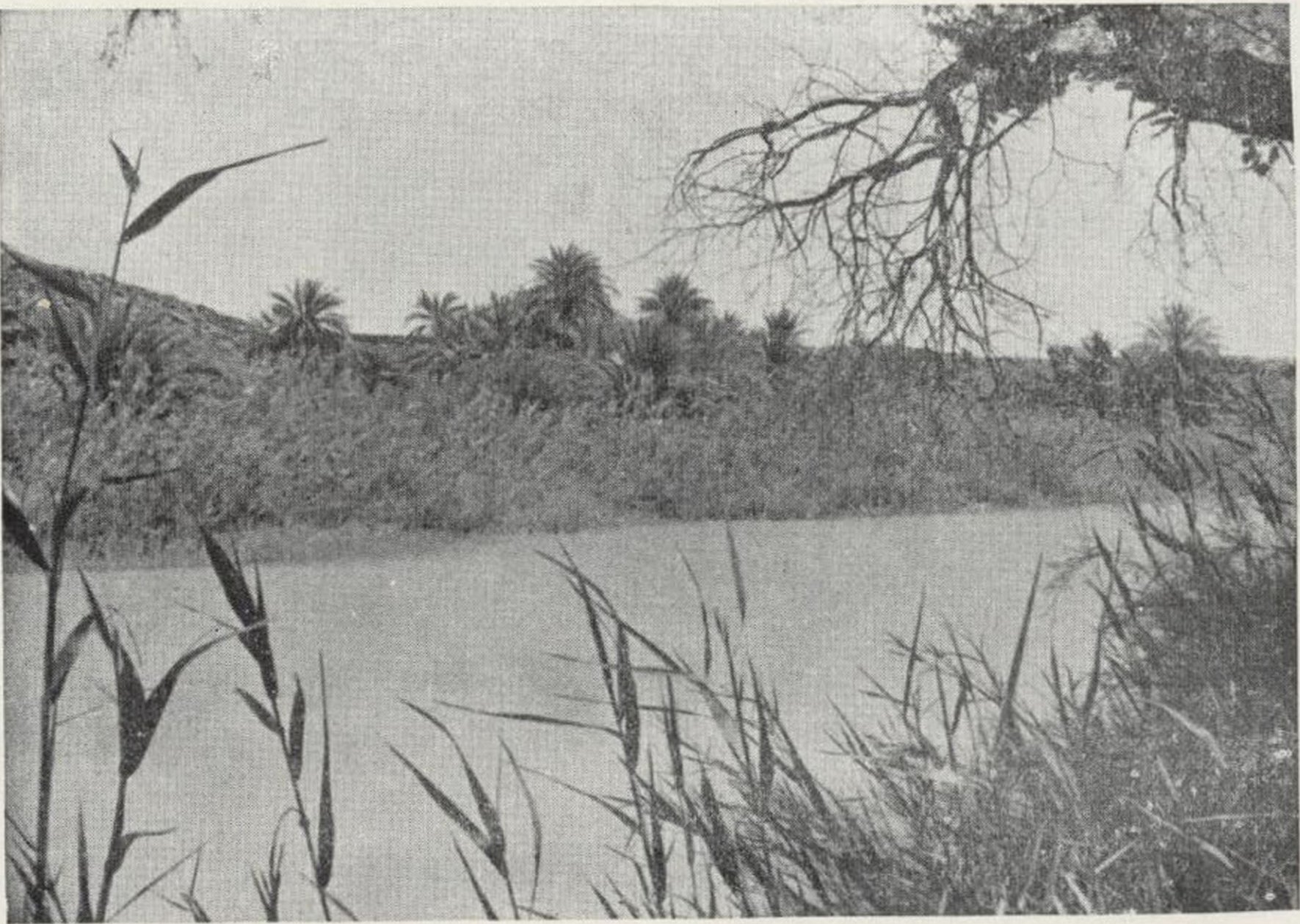
Fot. 3.—Hasi Lebeirat.



Fot. 4.—Camellos abrevando en Hasi Lebeirat.



Fot. 5. — *Calotropis procera* (turya) en Uad Lezel.

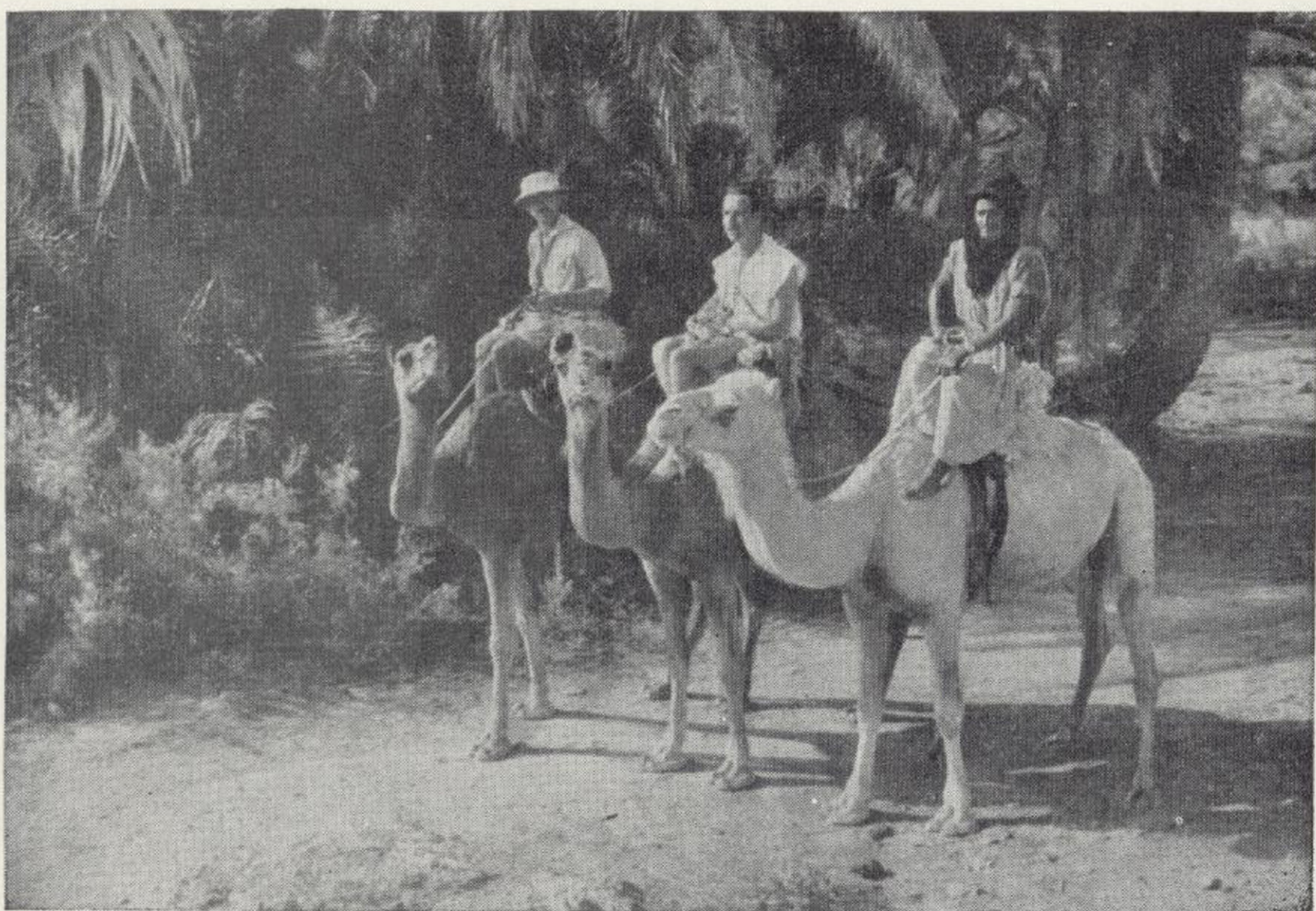


Fot. 6. — Gueltas en el oasis de Tisgui-Remz.





Fot. 7.—Puesto Militar de Tisgui-Remz.



Fot. 8.—Saliendo de Tisgui-Remz para el estudio del Uad Dráa.





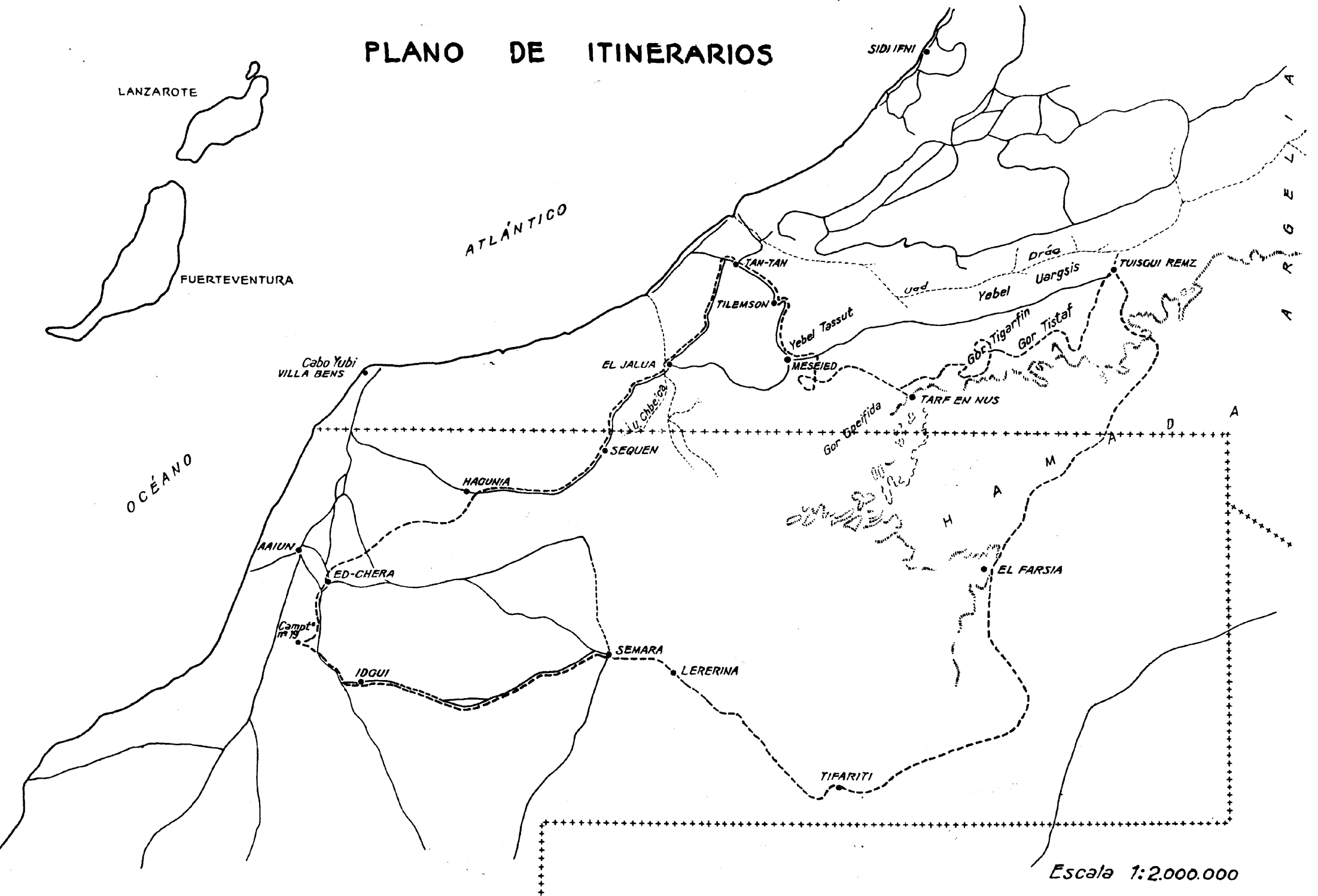
Fot. 9.—Ganado abrevando en los pozos de Tifariti.



Fot. 10.—Campamento en Tifariti.



PLANO DE ITINERARIOS



ESTUDIO GEOLÓGICO

La zona que ha sido objeto de nuestro estudio, y cuya descripción se reseña a continuación, tiene una extensión superficial de 26.000 kilómetros cuadrados.

En las formaciones geológicas estudiadas, en que no existen en general, apreciables discordancias ni conglomerados de base que puedan servir para establecer la correcta separación de los diferentes terrenos, la clasificación de éstos ha de hacerse, casi exclusivamente, fundándose en el estudio paleontológico de los fósiles recogidos, por lo que es muy aventurado establecer cualquier hipótesis sin haber efectuado antes la correcta clasificación de los fósiles hallados o bien cuando éstos no son los típicamente característicos de un tramo determinado.

También es muy importante el estudio litológico de los terrenos y su comparación con los existentes en las otras cuencas carboníferas de Marruecos. Es cierto que las distancias que nos separan de algunas de ellas son relativamente grandes, pero este concepto, para la geología africana, no tiene la misma importancia que para otros países, dada la monotonía y enorme amplitud que alcanzan sus formaciones geológicas.

Otra dificultad importante para realizar un buen estudio geológico de detalle, es la falta de mapas a escala apropiada, pues el único de que se dispone es a escala 1:500.000, y aunque, como en este caso, se trate de la ejecución de un estudio geológico general, la dificultad subsiste también, aunque con menor importancia.

Como el objeto principal de este reconocimiento geoló-

gico era el tratar de localizar el Hullero productivo, había que buscar y delimitar en primer lugar los niveles de calizas viscañas, si las hubiera, y seguir luego los horizontes marinos del Westfaliense hasta la aparición de sus formaciones continentales, en las cuales podrían encontrarse las capas de carbón.

Geológica y tectónicamente, esta región estudiada forma parte del llamado Dominio del Antiatlás, y dentro de él constituye el borde meridional del Antiatlás Occidental. Todas las formaciones posteriores al Cambriano están afectadas de la característica dirección atlásica NE.-SO.

La región que consideramos, situada al sur del Uad Dráa, constituye un gran pliegue de fondo, marginal, y por así decir, independientemente del Antiatlás. Es la parte más occidental del borde norte de la gran depresión tectónica de la cubeta de Tinduf y su forma se adapta, en general, a la del borde de la citada cubeta, formando un gran arco, que en el Meseied se incurva hacia el sur, cambiando su dirección SO.-NE. por la casi N.-S., tal como se indica en el esquema estructural de Marruecos que se adjunta (plano núm. 2).

DESCRIPCION GEOGRAFICA

Como ya hemos indicado anteriormente, esta región está comprendida entre las alineaciones montañosas de los Yebeles Janfra, Zini y la plataforma de la Hamada del Dráa.

Los Yebeles son zonas montañosas de topografía accidentada y muy distinta a la de las grandes llanuras, plataformas y mesetas que constituyen una gran parte del Sahara.

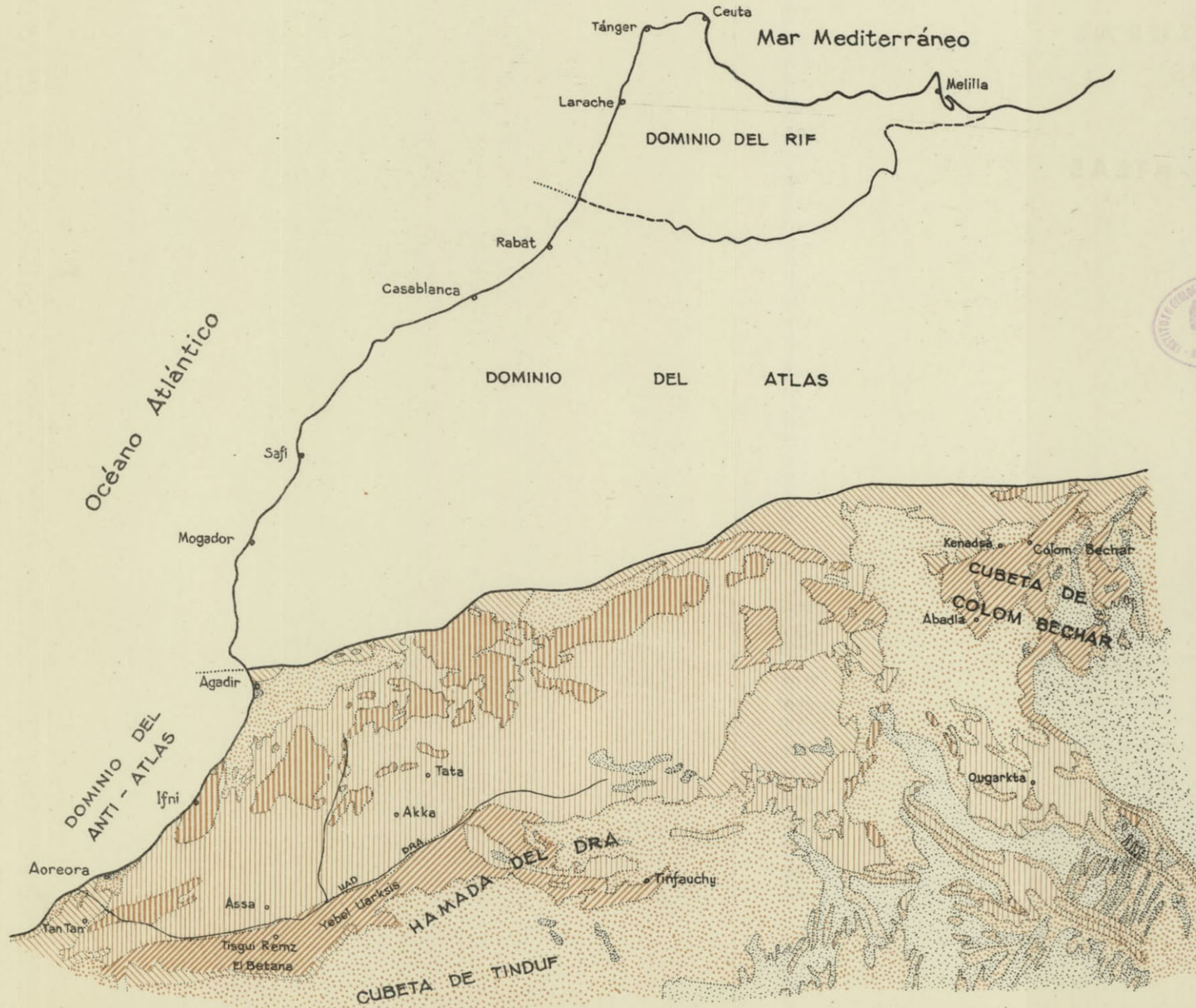
La mayor dureza de los materiales que los integran hace que se destaquen del resto de las formaciones arrasadas por la erosión, formando una serie de elevaciones con valles intermedios que esta erosión ha labrado en los tramos más blandos.

Al pasar de Tantan hacia la Hamada se atraviesa el Yebeles Zini, que comienza por una alineación de cuarcitas silurianas, en uno de cuyos portillos está situado el Puesto Mi-








ESQUEMA ESTRUCTURAL DE MARRUECOS

según C. Choubert y J. Morçois

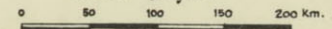
DOMINIO DEL ANTI-ATLAS



EXPLICACIÓN

-  Cobertura neógena, esencialmente continental
-  Cobertura secundaria (sobre todo cretáceo) de las Hamadas
-  Cuencas carboníferas (Tinduf y Colom Bechar)
-  Primario (Cambriano, siluriano y devoniano)
-  Substratum precambriano
-  Erg (dunas)
-  Límites de Dominios

Escala gráfica



litar de Tilimenzon. Este Yebel Zini se continúa con una serie de pliegues apretados, que con ejes paralelos de dirección NE., aproximadamente, forma las alturas, dejando entre ellos estrechos valles excavados por los ríos y, asimismo, paralelos a la formación. A partir de este núcleo continúan las alineaciones paralelas, pero ya separadas por valles mucho más amplios, tales como el que encierra la Sebja de Leimhaguen.

Este valle separa el Yebel Zini de las alineaciones del Yebel Rich. Estas últimas, con menor altura, se destacan sobre la llanura por un escarpe que se sigue a lo largo de varios kilómetros y que luego, en sentido transversal, se continúa por una serie de alineaciones paralelas que terminan en la llanura de Arak Tamsult, en la que se destacan con toda claridad los restos de los plegamientos, formando elevaciones de escaso relieve.

A continuación vuelven a aparecer, otra vez, las alineaciones elevadas de las crestas del Tassut y del Yebel Uargis, que presentan el típico aspecto de los monoclinales, es decir, escarpe por un lado, el septentrional, y buzamiento suave hacia el interior, por el meridional. Estas alineaciones forman una cresta elevada muy característica y que se puede seguir con la vista en muchos kilómetros, sirviendo de magnífica referencia.

Este último escarpe del Yebel Uargis, en su parte occidental, donde se une con el país tabular del Aidar, tiene una pendiente muy suave, mientras que en la parte oriental termina bruscamente en la llanura del Betana. En el corte geológico del Yebel Uargis, efectuado por el puesto del Tuisgui-Remz, se aprecia una serie de elevaciones dispuestas en forma de diente de sierra, terminando en un gran escarpe que da frente al Uad Dráa, mientras que por el sur sus estratos se hunden discordantes bajo la gran llanura del Betana. Este Yebel Uargis no es fácil de recorrer ni de atravesar, teniendo en su parte septentrional el aspecto de una gran muralla.

Con lo anteriormente expuesto quedan descritas, a grandes rasgos, las formaciones montañosas periféricas de la región estudiada.

En el interior de esta región es donde se desarrollan las

formaciones carboníferas que ya hemos indicado anteriormente. Existen dos zonas parecidas; pero, sin embargo, diferentes, pasándose casi insensiblemente de una a otra. La zona occidental, que se extiende unos 80 kilómetros al este del Meseied, forma ya parte de la región del Aidar. Su aspecto recuerda el de la Hamada, ya que sus estratos, aunque en régimen monoclinial, tienen un buzamiento tan escaso, menor de 6°, que apenas se puede apreciar, y forman una serie de mesetas escalonadas que terminan, a veces, en un cerro aislado. Estas formas caprichosas son debidas a la acción erosiva al actuar diferentemente sobre cada tramo de la formación. Además, en esta comarca se encuentra, aunque no bien definida, la divisoria de las cuencas hidrográficas de los dos ríos más importantes del Sahara septentrional, el Uad Dráa y el Uad Chebeica. Desde las mesetas de Rag Labiad, los uadis que corren al sur son tributarios del Chebeica, mientras los que corren al norte van a engrosar el caudal del Uad Tigser, que corre paralelo y al pie del Yebel Uargsis, al cual corta normalmente por la garganta donde se encuentra situado el oasis del Tisgui-Remz, para desembocar finalmente en el Uad Dráa.

Este oasis del Tisgui-Remz debe su origen a la acumulación de tierras vegetales que arrastra el río y que se depositan en las depresiones labradas por la erosión en los bancos de caliza. Estos actúan a su vez de presas naturales, donde se acumula el agua en estanques de bastante capacidad. En este oasis existen unos magníficos palmerales, así como pequeños cultivos de huertas, cereales, etc.

A continuación de esta zona tabular aparece la gran llanura del Betana, de la que ya hemos dicho que presenta parecido aspecto al de las planicies del Tiris (Sahara sur), cubiertas de "reg" y arenas y con los típicos "montes-islas", aquí de color rojizo. La llanura está atravesada por ríos de cauce divagante que van al Uad Tigser. Comprende toda la zona oriental del Carbonífero estudiado.

Por último, al sur, esta comarca está limitada por la Hamada del Dráa.

Esta Hamada aparece, sobre las regiones del Aidar y El Betana, con un perfil acantilado de unos 50 a 70 metros de

altura cortado a pique. La erosión ha formado al pie de este escarpe una potente serie de derrubios que enmascaran las formaciones subyacentes. Asimismo, en la llanura han quedado una serie de cerros testigos aislados, algunos a punto de desaparecer.

Esta plataforma horizontal se prolonga hacia el sur más de 100 kilómetros, y, como ya hemos indicado, es casi inaccesible por el escarpe norte, siendo necesario para subir hacerlo por el cauce torrencial del río Yeddu o por el del río Afra.

En la Hamada, desecada por una primitiva red de uadis que corren hacia el este, la carencia de pozos es total y las temperaturas son siempre las más extremas de esta región.

En todo lo anteriormente expuesto hacemos la salvedad de que al referirnos a ríos, uad, uadis, etc., éstos son de régimen típicamente sahariano; es decir, cauces secos, rellenos de arenas, por los que tan sólo en contados días del año discurren las aguas torrencialmente después de las lluvias.

FORMACIONES ANTECARBONIFERAS

No era, precisamente, el objeto de esta expedición el hacer un estudio geológico de detalle de la extensa región que ha sido recorrida, sino tan sólo de las formaciones carboníferas en ella existentes. No obstante, expondremos brevemente a continuación las observaciones realizadas al atravesar la zona paleozoica, desde Tantan hasta alcanzar las formaciones carboníferas poco más allá de Meseied.

Al salir de Tantan hacia el este se camina sobre un tramo de derrubios y de areniscas y margas arcillosas de la Hamada.

Después se encuentran unos tramos de calizas ocre y grises plegadas, así como un nivel de conglomerado, base del Cambriano. Aparecen en seguida algunos asomos eruptivos, siguiendo luego otra vez las mismas calizas ocre y grises, así como el conglomerado de base.

Más tarde, poco antes de llegar al Yebel Zini, se atraviesa la penillanura de Rag Uein Cora, formada por la denudación de un potente tramo de pizarras verdosas y ocres que buzán generalmente al SE. Este tramo, más alto estratigráficamente que el anteriormente señalado, debe corresponder, quizá, al Cambriano medio o superior.

En seguida aparecen las primeras estribaciones del amplio arco del Yebel Zini. En su base está constituido por un potente tramo de cuarcitas blancas, silurianas, de dirección general NE. A continuación se desarrolla un tramo más blando de areniscas y margas ocres. Todos estos niveles están violentamente plegados, formando, los más duros, las cumbres, mientras que los tramos blandos, erosionados, constituyen una serie de valles orientados NE.-SO., es decir, la típica dirección atlásica. Debe consignarse que, a pesar de ser las crestas de los cerros de cuarcitas, éstos presentan en general formas redondeadas.

Este núcleo de pliegues está cortado, localmente, al oeste por el Uad Maarada, que desemboca en el amplio valle donde se encuentra la Sebja Leimhaguen. En este valle, próximo a Quediat Tiutaf, es interesante señalar la presencia de una amplia estructura, constituida por cuarcitas blancas y areniscas que forman un cierre periclinal perfecto. Esta estructura tiene forma alargada, de eje NE., con una longitud de unos 10 kilómetros en su mayor desarrollo, por dos o tres kilómetros de anchura según su eje más pequeño. Su altitud sobre el valle no será superior a los 200 metros. La parte alta está rota, pero sólo superficialmente, pudiendo observarse la disposición suavemente plegada de alguno de sus estratos más inferiores.

Al marchar por la pista hemos observado, en los montes situados al oeste del Uad Maarada, suaves anticlinales, algunos, al parecer, también con aspecto en cierre periclinal.

Todo el país presenta una estratificación suavemente ondulada.

A continuación de Quediat Tiutaf aparecen ya areniscas de tonos ocres y oscuros, probablemente devonianas, y que constituyen el Yebel Rich, el cual se aproxima a las forma-

ciones silurianas para unirse a ellas cerca de la Sebja Leimhaguen. Como en el lugar donde cortamos ambas formaciones están separadas por un amplio valle, no se pudo apreciar bien el contacto, pero es factible establecer su separación por la diferencia de los materiales que las constituyen.

Estas formaciones devonianas son más blandas y presentan por ello un relieve menos acusado. Se pueden seguir con la vista en un amplio espacio, señalándose como un gran acantilado con algún cerro testigo aislado, próximo a él.

Al SE. de la Sebja hay una rotura, a modo de puerto, por donde se corta la formación, observándose un tramo de areniscas cuarcitosas verdes y oscuras con puntos morados o rojizos y areniscas blancas de dirección NE. En este punto las capas han cambiado de buzamiento, pues sufren una inflexión local, y a causa de esto la erosión ha actuado más fuertemente sobre ellas, produciendo su casi total denudación en este lugar.

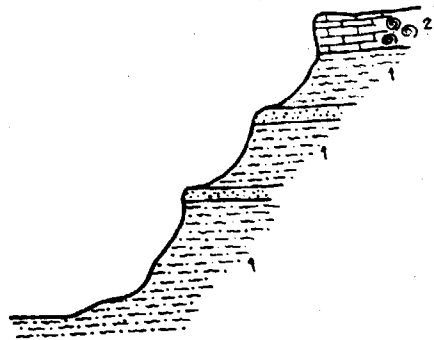
En Meseied, ya las formaciones están en franco régimen monoclinal, inclinadas suavemente al SE. Presentan dirección N.-60°-E., buzando unos 15° al SE. En este lugar se estudiaron con algún detalle, pues se trata de la zona de contacto del Yebel Tassut y el Yebel Uargsis. Estas formaciones se componen de un potente banco de areniscas amarillas tableadas con restos fósiles, tallos de crinoides y riplemark. Hay también interstratificados tramos de margas amarillento-verdosas, sin fósiles. Toda esta formación se atribuye al Devónico medio.

En esta región, el Yebel Uargsis se difumina y da lugar a un amplio valle, al otro lado del cual se desarrolla un país tabular de relativa altitud.

Este país tabular se inicia por una serie de tramos de margas amarillento-verdosas, pizarreñas, cubiertas por bancos de calizas areniscosas tableadas de tono morado, muy fosilíferas (corte núm. 1).

Esta formación se apoya con una ligera discordancia sobre los tramos de margas y areniscas del Devónico medio que hemos reseñado anteriormente.

En principio, a causa de esta discordancia, se supuso que



CORTE N° 1.—AL ESTE DEL MESEIED

DEVONIANO SUPERIOR.

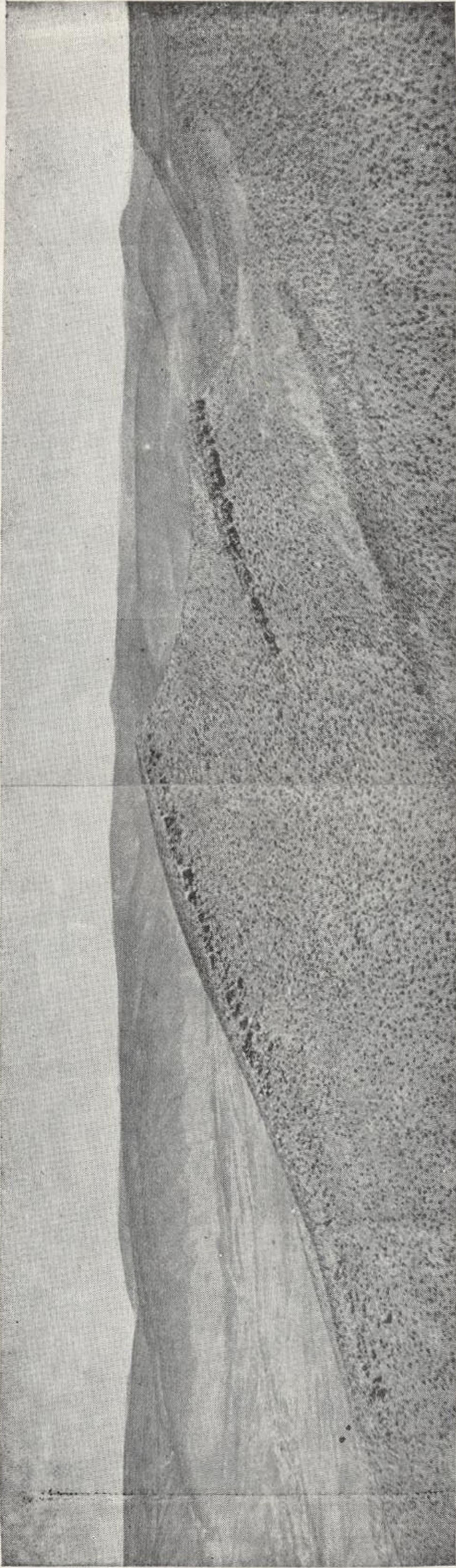
1. --Margas verdes y grises hojosas pizarreñas que tienen intercalado algún nivelito más duro de arenisca con fósiles y ripplemark. (50 metros.)
2. --Montera de calizas y areniscas moradas con *Spirifer Verneuilli*, *Dalmanella interlineata*, *Streptorhynchus crenistria*, *Eleutherokomma reidfordi*., etc.

Estos niveles pertenecían ya al Carbonífero inferior, pero a verificar, posteriormente, la clasificación de los fósiles hallados, se ha visto que los citados horizontes pertenecen, indudablemente, al Devoniano superior.

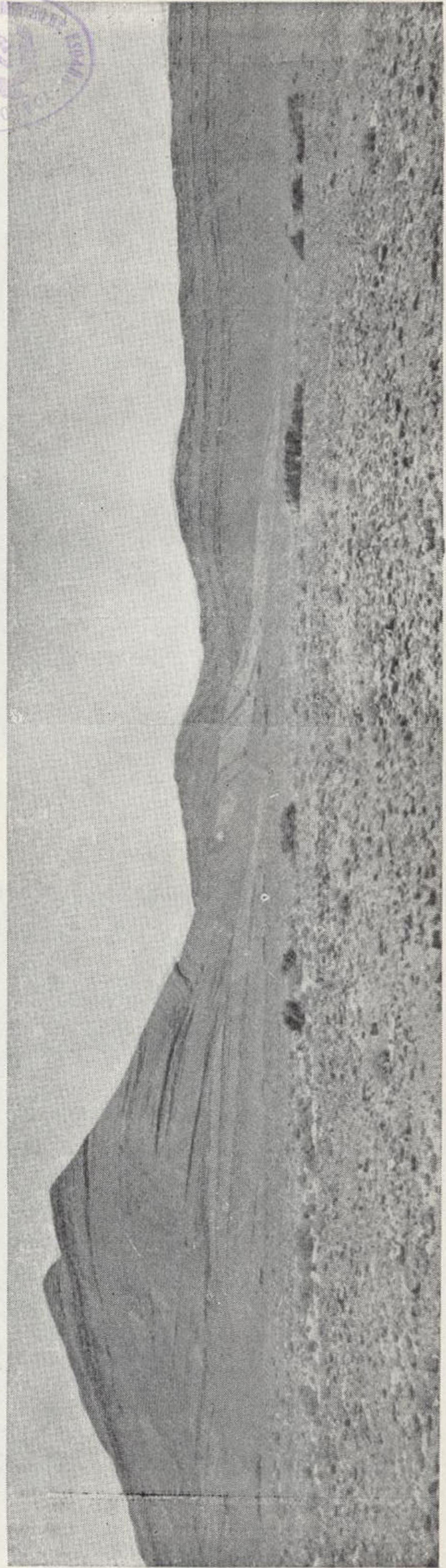
Se han clasificado los siguientes fósiles:

Spirifer Verneuilli, Murch.
Spirifer Verneuilli, Murch., grupo *elongati*.
Dalmanella interlineata, Sow.
Spirifer Verneuilli, Murch, grupo *hemicicli*.
Eleutherokomma Reidfordi, Crickmay.
Streptorhynchus crenistria, Phillips.
Strophomena romboidalis, Wilckens.
 Tallo de *Poterioctinus*.

Así, pues, según lo anteriormente expuesto, éstas son la formaciones paleozoicas que integradas en las cadenas monta

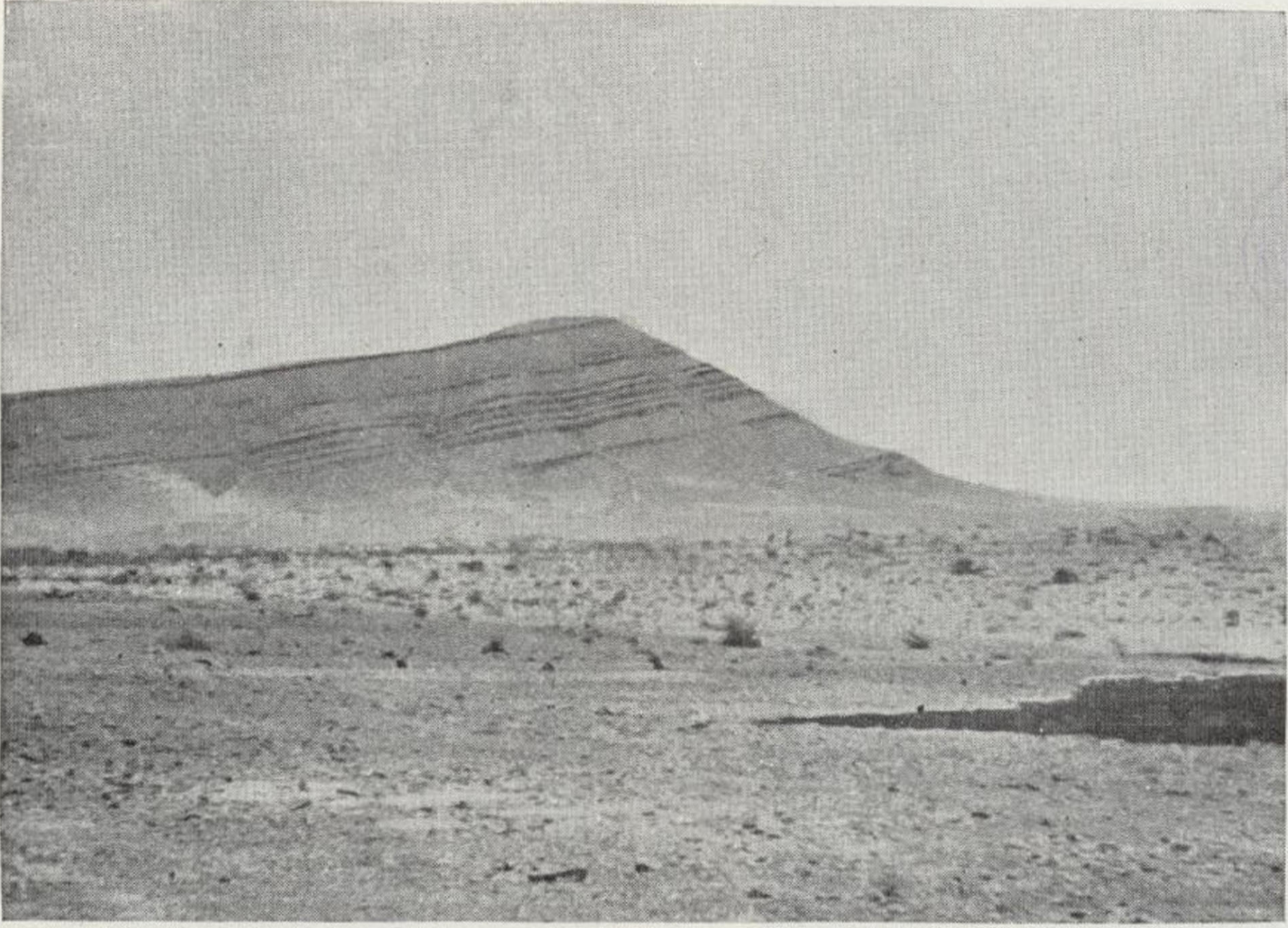


Fot. 11.—Siluriano plegado. Estructura de Quediat Tiuatuf.



Fot. 12.—Formaciones devonianas en Yebel Rich.

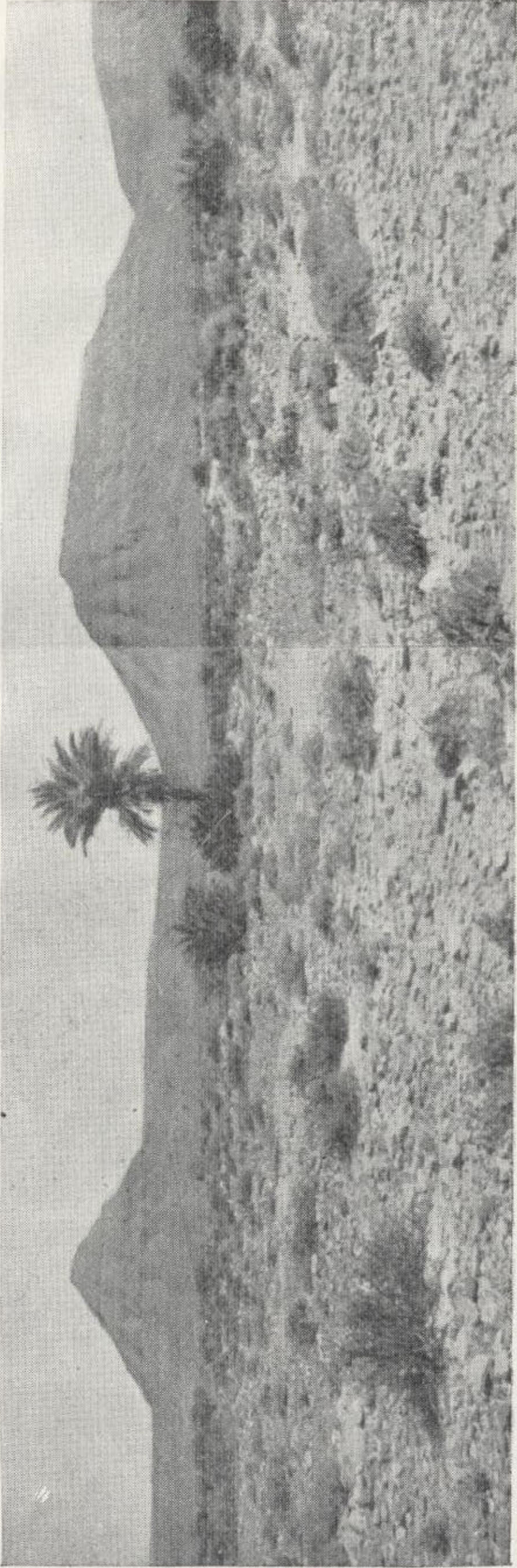
CARBONIFERO DEL UAD DRAA



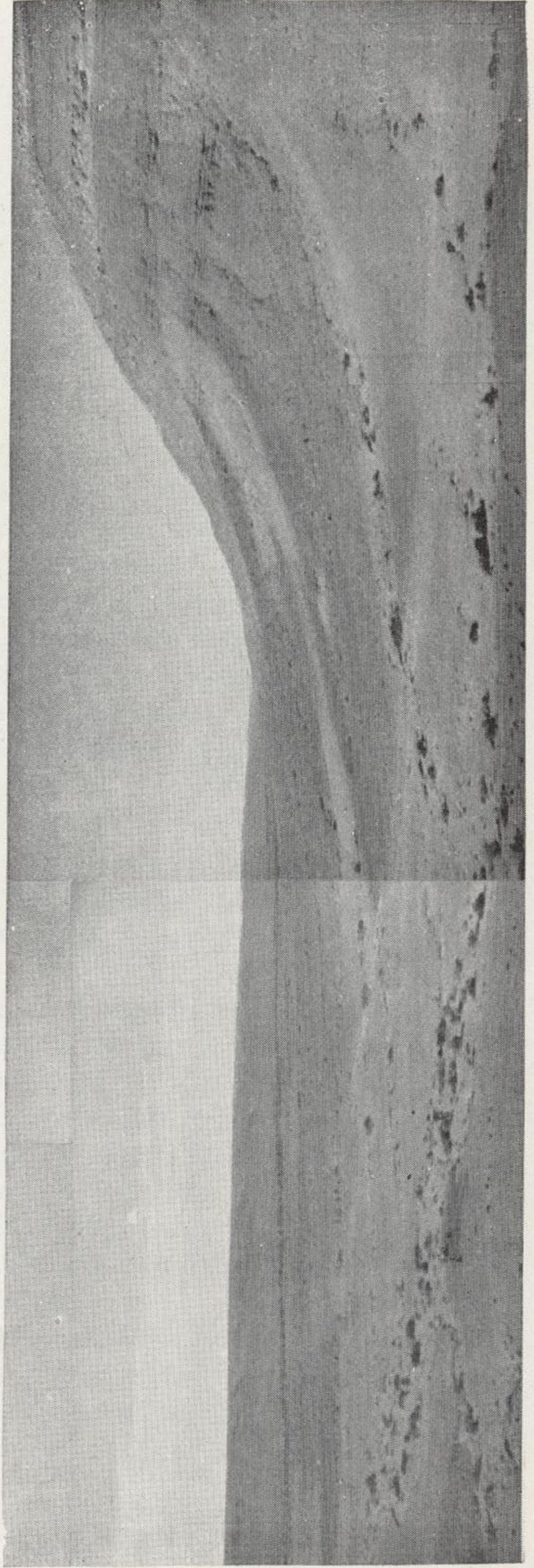
Fot 13. — Devoniano medio de Meseied.



Fot. 14.—Ripplemarks en arenisca devoniana (Meseied).



Fot. 15.—Devoniano superior al E. del Meseied.



Fot. 16.—Devoniano superior al E. del Meseied. Al fondo el Yebel Uargsis.

ñosas de los Yebels forman a lo largo de la zona septentrional de la zona estudiada un gran arco, continuación del que se desarrolla en Marruecos, constituyendo el reborde septentrional de la cubeta de Tinduf.

CARBONIFERO EN GENERAL

En estas zonas, el Carbonífero aparece apoyado directamente, sin ninguna discordancia, sobre el Devoniano superior, no existiendo ningún conglomerado de base que los separe, por lo que es difícil establecer su correcta delimitación.

El ciclo sedimentario se inicia, como puede verse en el esquema paleográfico adjunto, por una transgresión struniense-
turnasiense, que se continúa, por sucesivas transgresiones más importantes, durante el Viseano, que dan lugar a la formación de horizontes de calizas arrecifales. Después se produce una acumulación de depósitos terrígenos en las plataformas continentales, que se continúa por una etapa de hundimientos escalonados y pequeñas transgresiones de ritmo cíclico, que, amortiguándose sucesivamente, acaban por desaparecer, dando lugar a las formaciones continentales, generadas ya en franco régimen de cuencas cerradas.

Las cuencas carboníferas del sur de Marruecos están situadas en regiones tectónicas de calma, al exterior de las zonas plegadas. El movimiento herciniano no las ha afectado más que en alguna de sus fases principales. Así, hacia el principio del Estefaniense, durante la fase astúrica, se produjo el gigantesco pliegue de fondo que levantó el Antiatlas y plegó suavemente las formaciones anteriormente depositadas.

Durante este mismo movimiento herciniano debió ocurrir también el hundimiento de la zona axial de la cubeta de Tinduf, produciéndose una basculación hacia el centro de ésta de los sedimentos anteriormente depositados, originándose así las estructuras de tipo monoclinas de Yebel Uargis, etc., que anteriormente se han reseñado.

Esta basculación hubo de producirse, posiblemente, antes de la deposición de las formaciones rojas del Carbonífero superior, ya que éstas aparecen horizontales y discordantes sobre los niveles más bajos del Carbonífero.

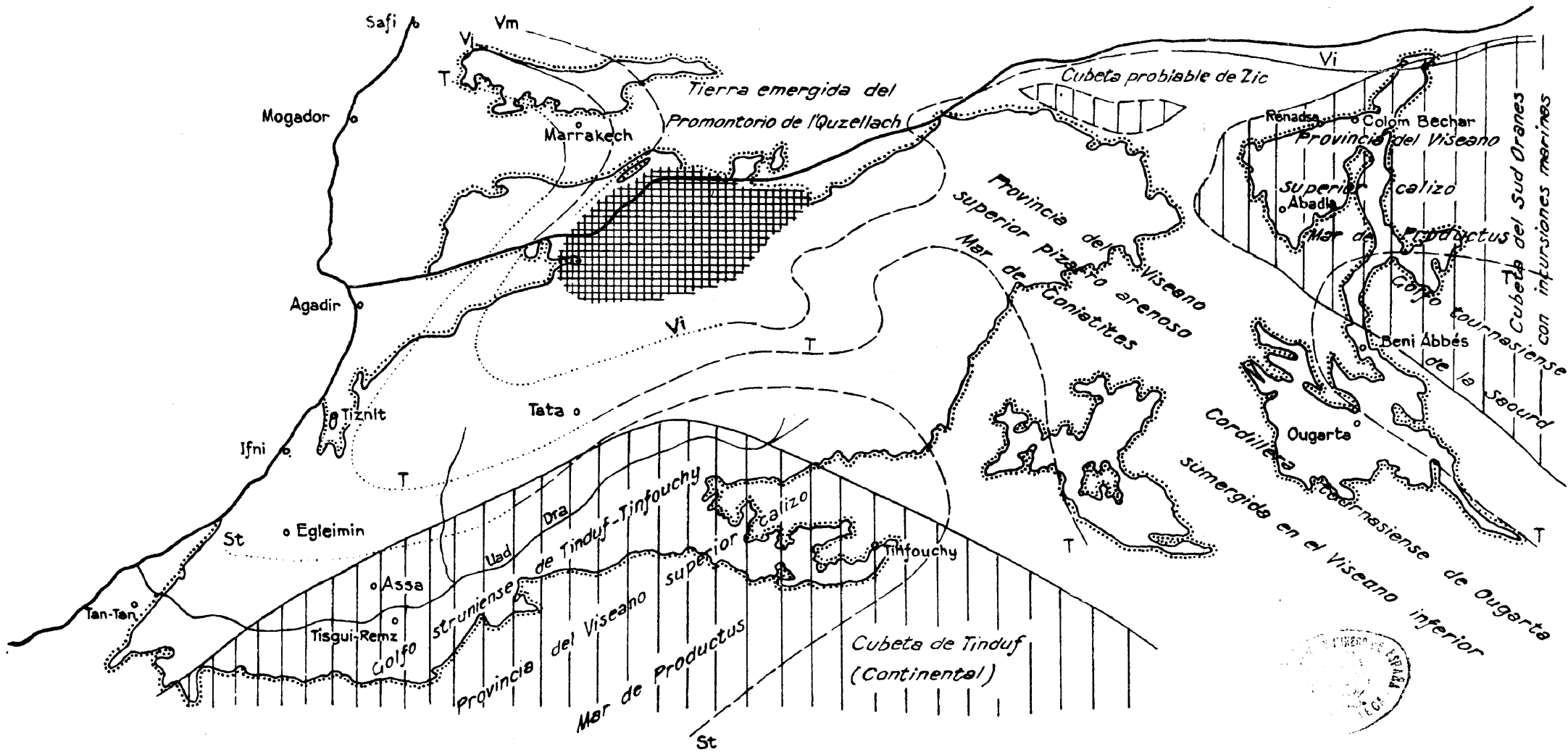
Al terminar esta fase de plegamientos cesaron también de producirse las transgresiones y regresiones marinas, comenzando a funcionar la sedimentación bajo régimen de cuencas cerradas con el aporte de materiales procedentes del arrasamiento de las cadenas hercinianas. Al mismo tiempo se iniciaba una etapa de desertización, que al impedir la formación de grandes bosques carboníferos, hizo que en este período no se dieran condiciones favorables para la formación de capas de carbón.

Por tanto, hasta la aparición de esta fase, ya típicamente continental, la separación de los diferentes tramos y pisos carboníferos subyacentes ha de hacerse exclusivamente por consideraciones litológicas y paleontológicas, utilizando como horizontes de referencia las calizas arrecifales zoógenas. Esta delimitación de niveles se complica por la repetición rítmica de estas calizas en cortos espacios, así como por las variaciones laterales de facies existentes en un mismo tramo.

Conviene destacar que las formaciones rojas del Carbonífero superior y los niveles de calizas fosilíferas del Viseano, especialmente las calizas de *Productus*, constituyen buenos horizontes de referencia para el estudio de la geología de esta región.

En Tisgui-Remz (corte núm. 13, Yebel Uargsis) la serie es menos potente. Se presenta en régimen monoclinal, con unos 25° de buzamiento al sur, existiendo predominio de los bancos de caliza negra, fosilífera, sobre los escasos niveles de margas rojas, mientras que en la parte occidental (cortes números 2 a 9) la formación es subhorizontal. Existen también capas calizas fosilíferas, pero con menor potencia. En cambio los horizontes de margas rojas tienen un mayor desarrollo y espesor.





A continuación se reseña el estudio de detalle de los diferentes pisos del Carbonífero, empzando por los inferiores.



ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO
DEL DINANTIENSE Y WESTFALIENSE

SEGÚN G. CHOUBERT

Explicación

- St *Limite probable del golfo Struniense*
- T *id. id. de los golfos Tournasiense*
- Vi *id. id. del mar del Viscaño superior*
- Vm *id. id. del golfo de Marrakech en el Viscaño medio*
-  *Zona emergida en el Viscaño superior*
-  *Cubetas Westfalienses (Westfaliense-Stefaniense inferior)*
-  *Primario*
-  *Secundario y terciario*

Escala gráfica

0 50 100 150 200 Km.

STRUNIENSE-TURNASIENSE

En la parte occidental de la cubeta de Tinduf, en la región del Meseid, ya hemos indicado anteriormente que se observa una discordancia entre los pisos Devoniano medio y superior allí existentes.

Durante el período struniense se produjo en el sur de Marruecos una gran transgresión que se continuó más ampliamente y sin solución de continuidad durante el Turnasiense, formándose un amplísimo golfo que incluye toda la cuenca de Tinduf, dando origen a formaciones de gran regularidad, que siguen aproximadamente una línea, en arco, paralela al Uad Dráa.

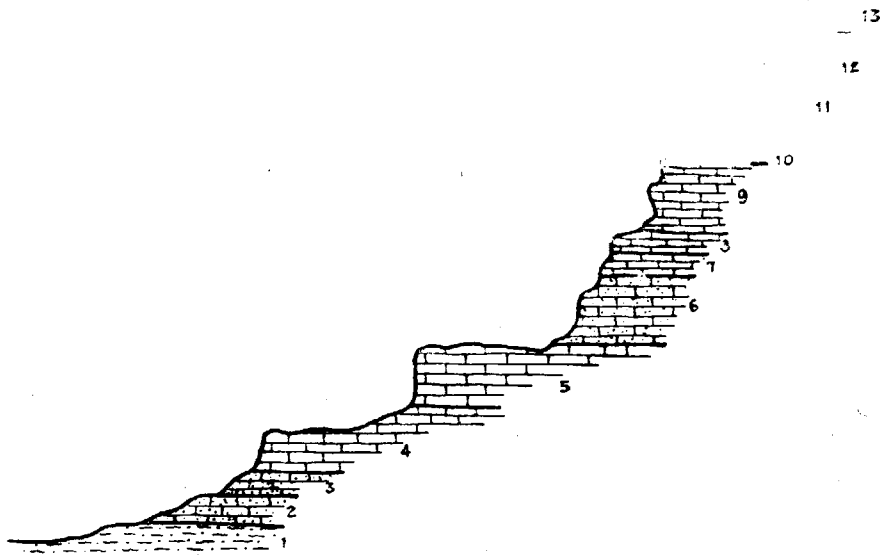
Los niveles de esta formación son, generalmente, areniscos y de sedimentación poco profunda, lo que se comprueba por las abundantes impresiones de ripplemarks y pistas de gusanos que se observan.

En la parte oriental de la zona estudiada (corte núm. 13 de Yebel Uargsis), en Tisgui-Remz, se observa también la misma formación, aunque con ligeras variaciones, debidas, probablemente, a diferencias de deposición, ya que en esta zona, por encontrarse más cerca del centro de la cuenca, la sedimentación se produjo en distintas condiciones que en la parte occidental, de que hemos hablado anteriormente, en que por tratarse de un borde de cuenca, y por tanto, más horizontal, la sedimentación se produjo a menor profundidad y con mayor amplitud, dando lugar a formaciones más extensas y tendidas.

Así, sobre una formación de margas verdes pizarreñas con intercalaciones de niveles de calizas con restos fósiles, se apoyan unos tramos de areniscas amarillentas que, por su posición estratigráfica con respecto a los horizontes calizos viseanos, deben atribuirse al Turnasiense.

En la parte occidental (corte núm. 2, cabecera del Uad Legsaïar) aparece, en la base, una formación de margas verdes pizarreñas, y algunas calizas arenosas tableadas con abundantes ripplemarks y pistas de gusanos.

Sobre estos tramos se apoya una potente serie calcárea, cuya especificación puede verse en el adjunto corte número 2, en la que se aprecian impresiones de gusanos, ripplemarks y restos fósiles de vegetales primitivos.



CORTE N.º 2.—EN LA CABECERA DEL UAD LEGSAIER

- 1.—Margas verdes pizarreñas hojosas (fondo de barranco).
- 2.—Calizas arenosas, encima tableadas con muchas ondulaciones, ripplemarks y pistas de gusanos con anillos (6 metros).
- 3.—Lechos de pizarras carbonosas (0,50 metros).
- 4.—Alternancias de calizas duras, con calizas blandas tableadas y pizarreñas (4 metros).
- 5.—Gran banco de caliza fuerte oscura (8 metros).
- 6.—Calizas arenosas verdosas, tableadas, con alguna intercalación más dura (10 metros).
- 7.—Banco de caliza dividido por la mitad y con impresiones como de lluvia (un metro).
- 8.—Caliza arenosa con impresiones en ondas de óxidos de hierro y tallos de *Lepidodendron* aff. *rimosum* ? (2 metros).

- 9.—Calizas azuladas en lajas con pistas de gusanos, alternando capas de un metro de espesor, con otras más blandas pizarreñas (10 metros).
- 10.—Calizas duras en bancos de 0,50 metros (2 metros).
- 11.—Pizarras hojosas de tonos verdosos y azulados, con muchas impresiones de gusanos y un resto de *Holonia* ? (10 metros).
- 12.—Calizas en grandes lajas con ripplemarks (2 metros).
- 13.—Arenisca con textura fajeada, coloración azulada, en lajas con muchas pistas de gusanos, ripplemarks y restos de *Pinakodendron* aff. *ohmani* ? (10 metros).
- 14.—Caliza algo arenosa color blanco amarillento. Tiene intercalado algún lecho de caliza blanca oquerosa (10 metros).
- 15.—Arenisca dura, con impresiones que parecen tallos, color casi blanco (un metro).

La parte baja de esta formación, margo-pizarreña, que anteriormente hemos descrito, por sus características y por su posición estratigráfica, como continuación de la expresada en el corte número 1, debe atribuirse al Struniense-Turnasiense.

La parte superior, calcárea, del corte número 2, por su aspecto y fósiles recolectados, puede quizá mejor atribuirse al Namuriense, ya que no ha sido localizado ningún nivel característico del Viseano. En este caso se trataría de una zona que pudo quedar emergida durante este período viseano.

Para poder confirmar esta hipótesis con las suficientes garantías de exactitud, hubiera sido necesario realizar un estudio de mayor detalle de esta zona, cosa que no pudo efectuarse por salirse de las previsiones de este trabajo.

Por esta razón no se han delimitado tampoco, en el mapa, los niveles Struniense-Turnasiense y Viseano, incluyéndose ambos en el mismo símbolo.

En la cuenca carbonífera de Colom-Bechar parece que no existe este tramo Turnasiense, ya que la transgresión no alcanzó esta región, según puede observarse en el esquema paleogeográfico que se adjunta.

VISEANO

En la cuenca carbonífera de Tinduf, el Viseano se presenta con su facies sahariana característica. Calizas azules o violáceas con *Productus* y coralaris. Los niveles calcáreos se van intercalando entre las pizarras, haciéndose cada vez más potentes según se asciende en la formación, pero disminuyendo, sin embargo, su espesor relativo según se sigue la serie hacia el suroeste.

En el Yebel Uargsis, el Viseano se apoya, directamente, sin solución de continuidad, sobre un tramo margo-areniscoso con intercalaciones calizas del Turnasiense.

La zona de tránsito entre el Turnasiense y el Viseano señala un periodo de subsidencia y, en consecuencia, la facies es francamente costera, con amplio desarrollo de areniscas finas y calizas bastas con alguna alternancia margosa.

Después aparecen unos tramos de calizas con braquiópodos, recubiertas con areniscas tableadas sin fósiles, con algunos niveles margosos. Precisamente en esta zona es donde se señala el comienzo del Viseano superior, bien caracterizado por una típica forma de braquiópodos.

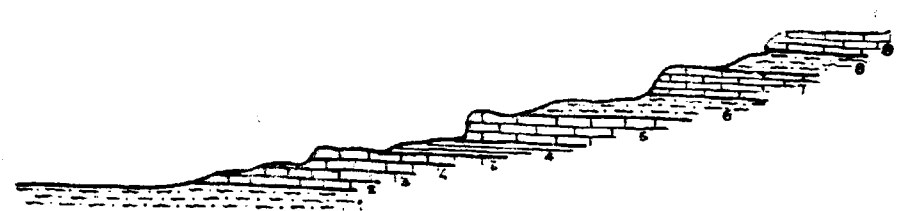
En el Viseano superior pueden distinguirse tres paquetes principales, el superior e inferior calizos, separados por un episodio intermedio margoso.

Las calizas de la parte baja son en ocasiones detríticas, algo arenáceas o también cristalinas, con abundantes fósiles, constituyendo a veces una verdadera lumaquela.

La serie intermedia margosa, formada por niveles verdes o rojizos, lleva intercalado un horizonte de carniolas.

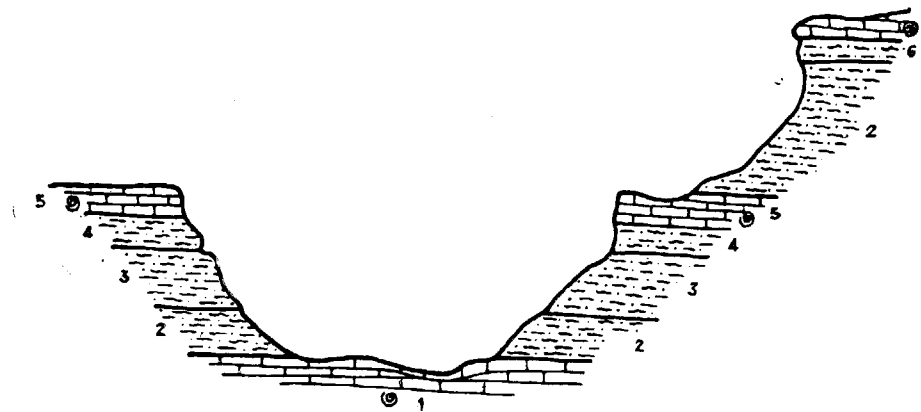
La parte superior es, como hemos dicho, caliza, en bancos muy potentes y bien estratificados. Sobre uno de estos bancos se asienta el puesto militar del Tisgui-Remz; estos niveles forman en el cauce del Uad presas naturales que en periodos de lluvia dan origen a las gueltas que caracterizan este oasis.

En la parte occidental, el Viseano va cambiando de facies:



CORTE N.º 3-6 KM AL SE. DE MAGDER LARUI

- 1.—Margas hojosas deshechas verdes algo arenáceas, fondo del barranco.
- 2.—Caliza blanca (un metro).
- 3.—Calizas negras magnesianas con conglomeradillo de cristales de dolomía, azulados (un metro).
- 4.—Caliza arenosa blanca tableada (2 metros).
- 5.—Calizas duras color gris azulado en bancos gruesos (3 metros).
- 6.—Margas rojizas y verdosas hojosas con intercalaciones amarillas, yeso (3 metros).
- 7.—Caliza arenosa blanco amarillenta tableada sin fósiles (3 m.).
- 8.—Margas muy rojas (5 metros).
- 9.—Caliza negra muy fosilífera con *Productus* (2 metros).



CORTE N.º 6.—GART TAMNAIERT

- 1.—Caliza negra fétida con restos de fósiles.
- 2.—Margas en lechitos y calizas arenosas tableadas (6 metros).
- 3.—Margas rojas 8 metros).
- 4.—Margas arenosas, blancas (4 metros).
- 5.—Caliza negra fétida con restos de corales en colonias, *Lonsdaleia floriformis*, *Martin*, *Productus*, *Nothamusium transversum*, *Hind*, *Limatufina alternata*, M'Coy.
- 6.—Margas verdes hojosas (2 metros).
- 7.—Caliza negra fétida con restos de grandes conchas (3 metros).

y de disposición estructural al pasar de las series monoclinales del Yebel Uargis al país tabular del Aidar. Continúan apareciendo las calizas de *Productus*, si bien con menor potencia; en cambio, como ya se indicó, y puede observarse en los cortes correspondientes, números 3, 4 y 6, las margas rojas viseanas tienen mayor desarrollo.

Aunque en diversos lugares hemos observado la serie completa del Viseano inferior, arenoso con algunas calizas, y el superior, margoso, con niveles de yeso y calizas fosilíferas, por la índole general del trabajo no hemos intentado hacer la separación precisa de estos dos tramos, que, como hemos indicado antes, se incluyen con el Struniense-Turnasiense, representándose con el mismo símbolo en los mapas.

En estos niveles viseanos hemos podido clasificar, entre otros, los siguientes fósiles:

Productus giganteus, Martín.

Productus punctatus, Martín.

Lonsdaleia floriformis.

Af. *Dibunophyllun caughani*, Saleé.

Limatulina alternata, M'Coy.

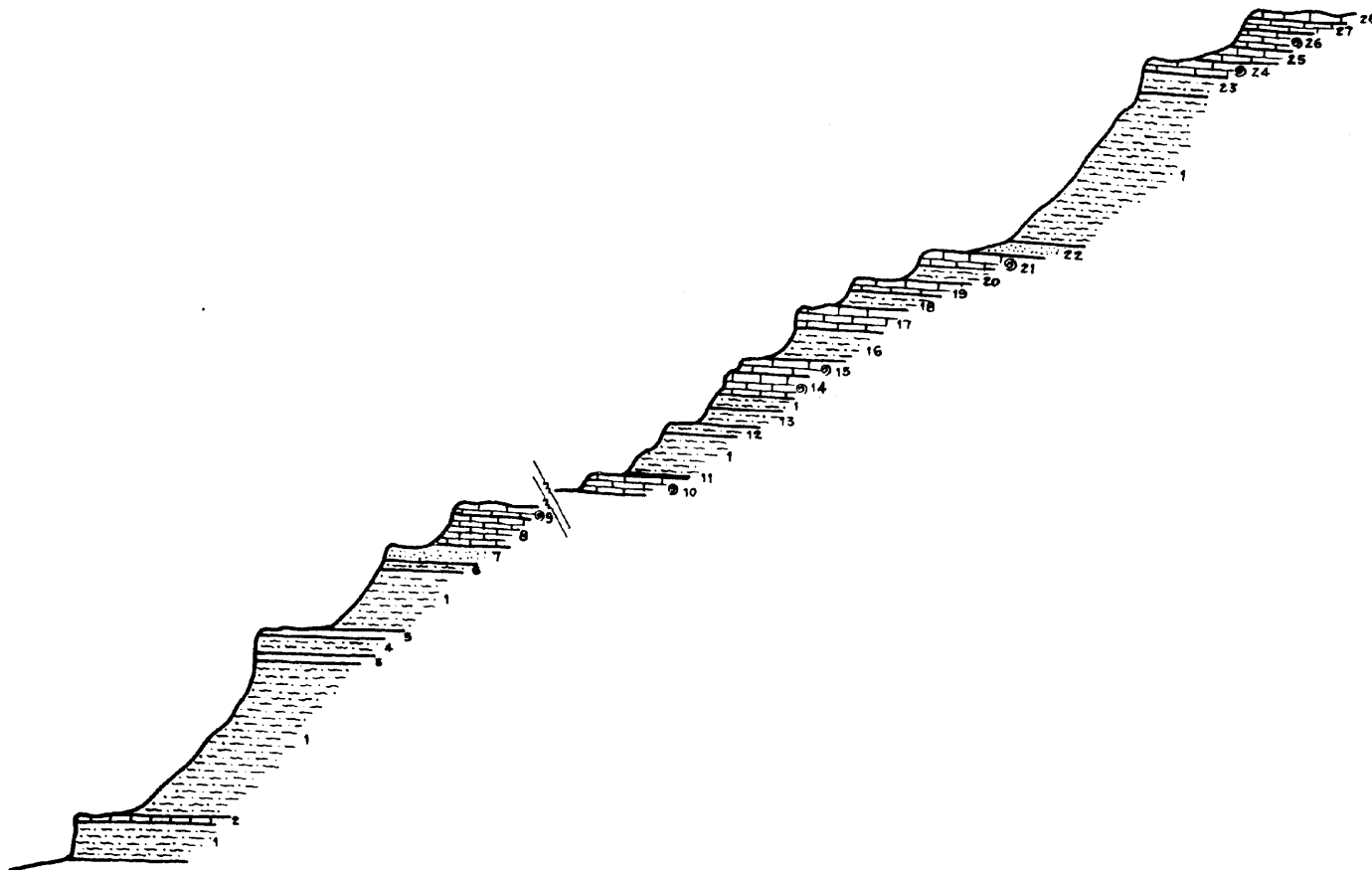
Nothamusium transversum Hind.

Linoproductus cora, D'Orb.

NAMURIENSE-WESTFALIENSE

Entre el Viseano superior y el Namuriense hay también una fase preliminar del Herciniano, correspondiente a la Sudética de Stille, que si bien no afectó a los diferentes horizontes, plegándolos, aceleró en cambio la regresión que ya empezaba a producirse.

Como hemos expresado anteriormente al hablar del corte número 2, la formación se compone de una serie de bancos de caliza más o menos compactas, con ripplemarks y pistas de gusanos, así como impresiones y restos de vegetales primitivos.



CORTE N.º 4. ESCARPES AL N. DE UDEI ASCAF

- 1.—Margas rojas arcillosas (5 metros) con algún lechito más duro.
- 2.—Caliza cristalina tableada con restos fósiles al parecer *Productus* (un metro).
- 3.—Margas pizarreñas en grandes lajas con riplemarks y pistas de gusanos (un metro).
- 4.—Margas duras arenosas de tonos morados (2 metros).
- 5.—Calizas duras arenosas tableadas blancas (un metro).
- 6.—Margas verdes (un metro).
- 7.—Areniscas tableadas blancas (3 metros) y caliza dura amarillenta (3 metros).
- 8.—Calizas arenosas blancas no muy duras (5 metros).
- 9.—Capa de caliza con restos fósiles de corales, muy dura y áspera, color gris (2 metros).
- 10.—Caliza gris amarillenta con restos fósiles duros (3 metros).
- 11.—Margas arenosas amarillas (3 metros).
- 12.—Margas grises y verdes, hojosas (1,50 metros).
- 13.—Margas grises tableadas con intercalaciones de arcilla roja (3 metros).
- 14.—Caliza amarillenta áspera muy dura, con restos fósiles.
- 15.—Caliza negra fétida zoógena. En la parte inferior gran cantidad de fósiles, especialmente *Productus* y coralaris (2 metros).
- 16.—En la base margas verdosas hojosas, luego margas rojas y en la parte superior margas amarillas arenosas (5 metros).
- 17.—Caliza dura cristalina sin fósiles gris claro (4 metros), en el centro una banda de caliza negra zoógena (0,50 metros).
- 18.—Margas verdes finamente tableadas deshechas. En la parte superior arenas blancas (3 metros).
- 19.—Caliza blanca arenosa y encima caliza negra zoógena (1,50 m.).
- 20.—Margas calizas pizarreñas grises algo arenosas (1,80 metros).
- 21.—Caliza arenosa amarilla y encima caliza negra zoógena con *Cyathophyllum regium*, Phillips y otros restos fósiles (3 metros).
- 22.—Arenisca basta amarillenta blanda (2 metros).
- 23.—Margas verdes hojosas (4 metros).
- 24.—Gran banco de caliza negra con restos de grandes *Productus* (6 metros).
- 25.—Calizas margosas blandas (2 metros).
- 26.—Calizas grises con *Productus giganteus*, Martin, y tallos de coralaris (2 metros).
- 27.—Alternancias de calizas grises tableadas con margas más blandas (4 metros).
- 28.—Caliza compacta casi sin fósiles, de aspecto arrecifal (un m.).

Entre estas calizas hay algunos tramos de pizarras verdosas con muchos restos de gusanos y de calamites, así como un lecho carbonoso, de unos 0,60 metros de potencia. Por debajo de este horizonte, y separado por calizas, se encuentra un lecho de margas carbonosas con nódulos de óxido de hierro, procedentes quizá de la descomposición de piritas. En la parte inferior hay un nuevo nivel de pizarras carbonosas de escasos centímetros de espesor.

Estos niveles carbonosos no tienen importancia industrial alguna. Su origen se debe probablemente a una retirada del mar que produjo una sedimentación continental con escasa flora hullera, primitiva, y por ello sólo sirven para indicar que se trata de una región emergida, local y temporalmente, en esta época del Namuriense.

La clasificación de los fósiles recolectados, la presencia de las capas carbonosas y restos vegetales fósiles, así como su posición estratigráfica, sitúan este tramo en el Namuriense o Kenadziense. Hay que hacer constar que estos niveles no están bien determinados en la cuenca de Tinduf y que su separación del Westfaliense propiamente dicho es muy dudosa.

Los fósiles clasificados son los siguientes:

Pinakodendron aff. *Ohmanni*, Weiss.

Lepidodendron aff. *Rimosum*, Sterb.

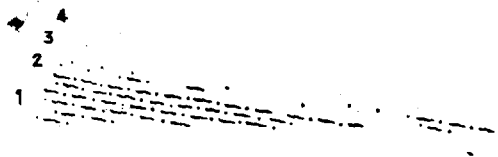
Holonia.

Lo que sí es evidente es que en este tramo la sedimentación se produjo sobre una plataforma continental poco profunda, sin grandes desniveles, que se prolongaba en una llanura costera poco accidentada. Esto se explica por la presencia de ripplemark, que indican que las profundidades del mar eran escasas; es decir, todo lo más a la que llegan las olas. También la ausencia de conglomerados demuestra que la erosión, poco profunda, se produjo solamente en la zona de acción de las mareas.

El límite inferior del Westfaliense continental es de dudosa delimitación, mientras que el límite superior ya es más claro, pues corresponde a la plena afirmación del régimen con-

tinental, con la deposición de las potentes formaciones pizarreño-areniscosas rojas, a menudo con estratificación entrecruzada, que indica la proximidad de cursos de agua o bordes lacustres cercanos. En uno de estos tramos pizarreños hemos encontrado un ejemplar, bastante bien conservado, de *Calamites aproximatus*, Bgt.

Esta sedimentación en cuencas cerradas, de facies pizarreño-areniscosa, está constituida por elementos muy finos y homogéneas, ya que como su transporte y deposición se verificó exclusivamente en el agua, todos sus materiales se calibra-



CORTE N.º 5.—AL S. DE GART JREIBICHA

- 1.—Margas rojas (8 metros).
- 2.—Margas verdes hojosas (2 metros).
- 3.—Calizas arenosas blancas (3 metros).
- 4.—Calizas duras de tonos morados, sin fósiles (un metro).

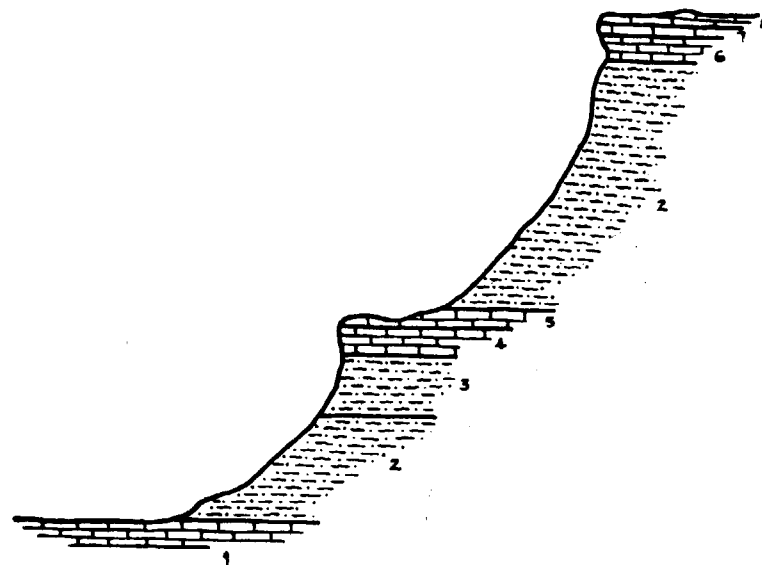
ron perfectamente, por isodromia. Las margas rojas depositadas encima corresponden a periodos finales de relleno de la laguna, sobre las que, en ocasiones, se producía una nueva transgresión marina de poca amplitud, dando origen a la formación de horizontes de calizas zoógenas de sedimentación nerítica.

Las transgresiones debían producirse favorecidas por la existencia de hundimientos locales de la plataforma continental. La sedimentación de margas rojas corresponde a periodos de calma, y su existencia indica una importante laterización en el continente próximo.

En la zona en que las formaciones carboníferas se hundían bajo la Hamada (según se expresa en los cortes núms. 5 y 9, en que el segundo es continuación estratigráfica del primero), se observa, sobre la formación continental de margas:

rojizas, la presencia de unos tramos marinos, constituidos casi exclusivamente por colonias de coralaris, *Cyathophyllun regium*, Phillips, y *Lithostrotion irregularis*, Edw. Haime, especialmente. Ello indica la existencia de una transgresión marina de aguas puras agitadas y poco profundas.

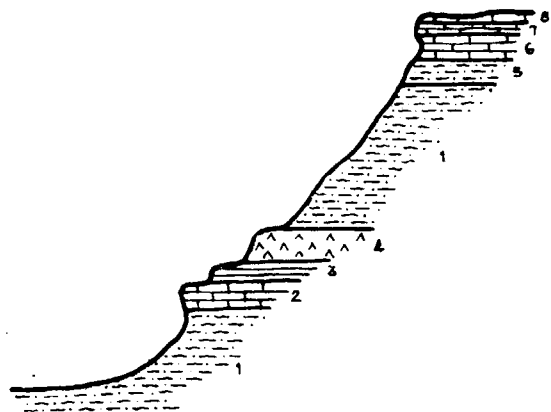
Esta zona del Hasi Lebeirat puede considerarse como la más alta de la formación Westfaliense laguno-continental propiamente dicha, ya que las formaciones pizarreño-areniscosas rojas pertenecen ya a los tramos superiores del Westfaliense continental o quizá pudiera ser del Estefaniense inferior.



CORTE N.º 7.—GART TEMAR

- 1.—Caliza azulada tableada sin fósiles.
- 2.—Margas rojas (15 metros).
- 3.—Margas verdes hojosas (3 metros).
- 4.—Gran banco de caliza muy dura granuda con elementos color rosado (4 metros).
- 5.—Caliza litográfica con dendritas de manganeso (un metro).
- 6.—Caliza arenosa blanca (3 metros).
- 7.—Caliza litográfica fractura concoidea azul grisácea (un metro).
- 8.—Caliza dura negruzca basta, sin fósiles (un metro).

En las vastas lagunas colmatadas por las margas rojas, temporalmente emergidas, se iniciaría la formación de la flora hullera, que después de alcanzar un desarrollo conveniente y a consecuencia de una inmersión posterior, podría dar lugar a la formación de capas de carbón. La frecuencia cada vez mayor de estos niveles de margas rojas indica la existencia de un clima cada vez más desértico, que no favorecía, ciertamente,

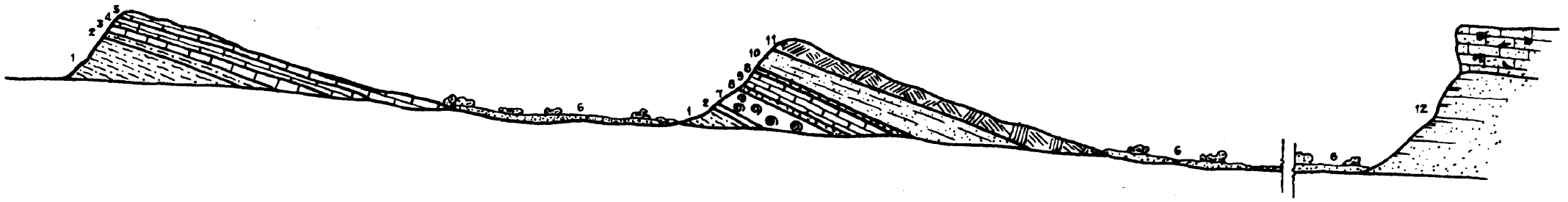


CORTE N.º 8. - GART UM DUL

- 1.—Margas rojas (10 metros).
- 2.—Un gran banco de caliza muy dura, litográfica (4 metros).
- 3.—Calizas análogas a las anteriores pero tableadas (2 metros).
- 4.—Banco de yeso en masa con alguna intercalación de margas rojas (4 metros).
- 5.—Margas verdes hojosas (3 metros).
- 6.—Caliza gris amarillenta grano fino, tableada (3 metros).
- 7.—Caliza arenosa blanca (2 metros).
- 8.—Caliza negra fétida. No tiene más que escasos restos de fósiles muy pequeños, parece continental (un metro).

el desarrollo de las formaciones vegetales, lo cual, unido a la frecuencia de las transgresiones marinas, ha hecho que en esta zona no se hayan podido formar yacimientos hulleros productivos de interés.

Hacia el SE de la zona estudiada, es decir, marchando



CORTE N.º 9.—AL SE. DEL HASI LEBEIRAT

- 1.—Margas rojas (25 metros).
- 2.—Margas verdes hojosas (3 metros).
- 3.—Calizas blancas arenosas (2 metros).
- 4.—Caliza gris tableada grano fino, en la parte inferior pizarreña (3 metros).
- 5.—Caliza morada y negruzca dura con algunos restos fósiles muy pequeños y cilíndricos (3 metros).
- 6.—Derrubios y arenas volanderas.
- 7.—Gran banco de corales tubulares *Lithostrotion irregulare*, Edw, Haine y colonias de corales exagonales *Cyathophyllum regium*, Phillips (5 metros).
- 8.—Margas amarillas deshechas con tallos de crinoides (un metro).
- 9.—Caliza granuda morada con restos fósiles (un metro).
- 10.—Areniscas pizarreñas color negruzco con dendritas de manganeso (7 metros).
- 11.—Caliza cristalina morada, negruzca por fuera, con impresiones negras, estratificación entrecruzada (2 metros).
- 12.—Areniscas y arenas rojas de Hamada.

hacia el centro de la cuenca de Tinduf, las formaciones margosas rojas son cada vez más potentes y presentan intercalaciones de bancos de yeso (corte núm. 8), lo que indica una facies cada vez más continental en cuencas cerradas, con desaparición total de las calizas zoógenas (ver cortes núms. 7 y 8), sustituidas en este caso por calizas litográficas.

En la parte oriental del Betana, estas margas rojas son recubiertas, sin solución de continuidad, por formaciones de areniscas rojas, pizarreñas, con estratificación entrecruzada.

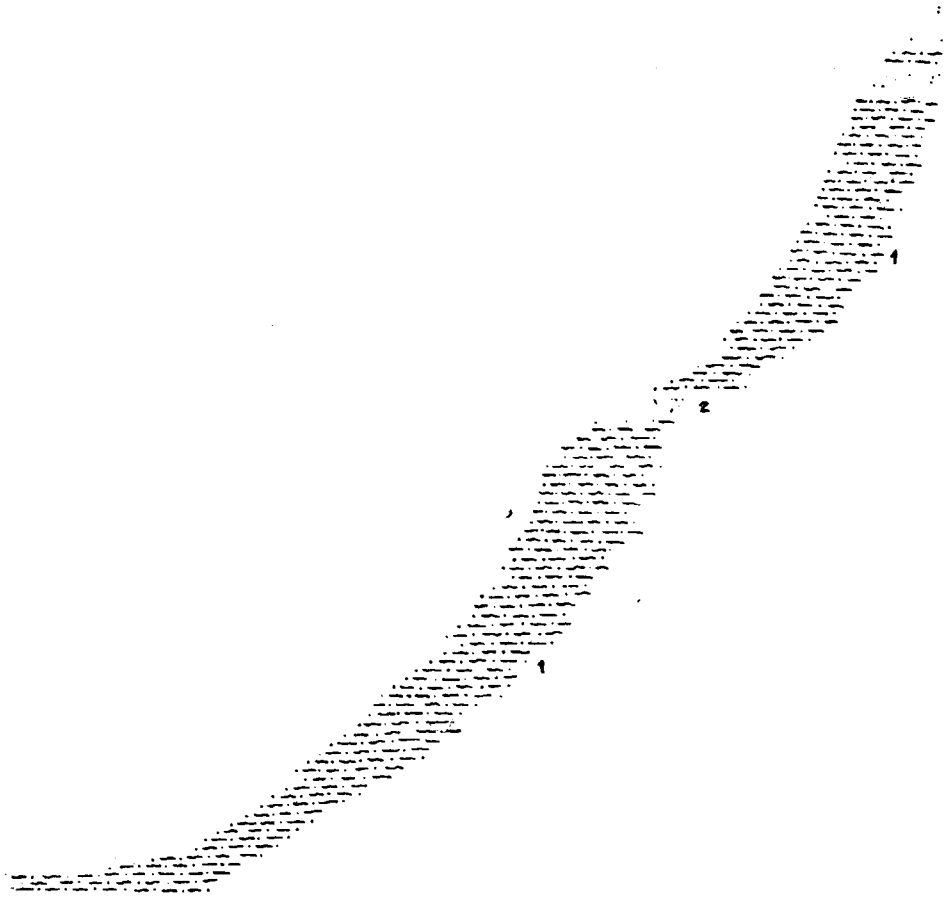
Estas formaciones, netamente continentales (cortes números 10, 11 y 12), deben corresponder a los tramos superiores del Westfaliense.

SEDIMENTACION DEL CARBONIFERO

En el estudio del Carbonífero que precede, se hacen ya algunas indicaciones sobre el proceso de sedimentación de estas formaciones. En los cortes geológicos números 2 a 9, inclusive, se detalla la serie carbonífera desde el Meseied hasta Hasi Lebeirat. En éstos están representados todos los niveles reconocidos en la zona occidental, desde la aparición del Carbonífero sobre el Devoniano superior, al este del Meseied, hasta que desaparece recubierto por la Hamada.

En esta serie se aprecian los dos tipos principales de sedimentación, nerítica y laguno-continental. Se inicia esta sedimentación por unos niveles de margas con intercalaciones pizarreñas con ripplemarks que indican la existencia de un fondo marino tranquilo. Luego siguen depósitos de areniscas fosilíferas que corresponden a una mayor profundidad en el fondo, con escasas aportaciones de arcilla, continuando la sedimentación tranquila con sus ripplemarks característicos.

A continuación se desarrollan los niveles cada vez más continuos de calizas y calizas areniscosas, que indican un cambio total en la sedimentación, cesando casi las aportaciones terrígenas y señalando una mayor profundidad en los fondos,



CORTE N.º 10. GOR TISTAF

- 1.—Potente banco de margas rojas con algún nivelito de arenisca (60 metros).
- 2.—Areniscas rojizas en bancos (3 metros).
- 3.—Areniscas rojizas tableadas con riplemarks (4 metros).
- 4.—Margas rojas con algún nivel más duro calizo (3 metros).
- 5.—Areniscas en grandes bancos con estratificación entrecruzada color rojizo con manchas negruzcas por fuera, sin fósiles (5 metros).

debido posiblemente a un rejuvenecimiento del continente o hundimiento de la plataforma continental. Las intercalaciones margosas y areniscosas corresponden a períodos de aportaciones terrígenas.

Como se observa en el corte número 4, sobre estas calizas, cada vez menos potentes, aparecen las margas rojas que indican la iniciación de un régimen continental de aportaciones terrígenas con intercalaciones de calizas zoógenas, fétidas, de típica facies nerítica, correspondientes a transgresiones marinas. En otros casos, estas transgresiones están representadas por bancos coralígenos de facies arrecifal (corte núm. 9).

En el corte número 13, "El carbonífero en Yebel Uargis", se representa la serie carbonífera en la parte oriental de la zona estudiada.

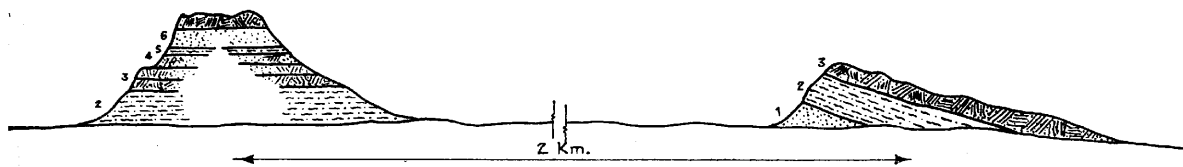
En esta región la sedimentación, en líneas generales, se produjo de modo análogo a la que anteriormente se ha expuesto, salvo que existió un mayor predominio de la sedimentación marina bajo régimen nerítico, como se confirma por la existencia de los potentes bancos de calizas fosilíferas. La facies margosa laguno-continental aparece ya al final de esta serie.

Las formaciones rojas, continentales, aparecen representadas en los cortes números 10, 11 y 12.

En este caso la sedimentación es ya francamente continental, con potentes niveles de margas que indican una importante laterización del continente próximo, rellenando las grandes lagunas en períodos de calma. Los niveles areniscosos, de estratificación entrecruzada, corresponden a los grandes períodos de lluvias caídas sobre el continente recién emergido.

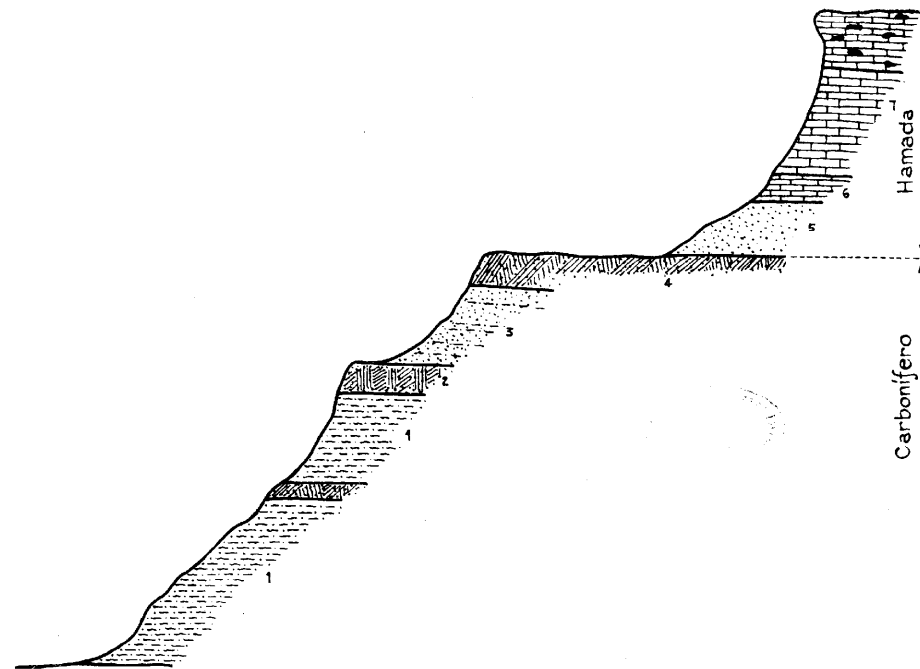
En el corte número 12 se aprecia claramente cómo sobre estas formaciones rojas carboníferas se apoyan las formaciones horizontales de la Hamada.

Por último, quedan los cortes, complementarios, números 7 y 8, que corresponden a la zona marginal de las formaciones rojas, con predominio del régimen continental. Las margas rojas con yesos, y las calizas lacustres, indican una sedimentación tranquila en cuencas cerradas de relativa profundidad.



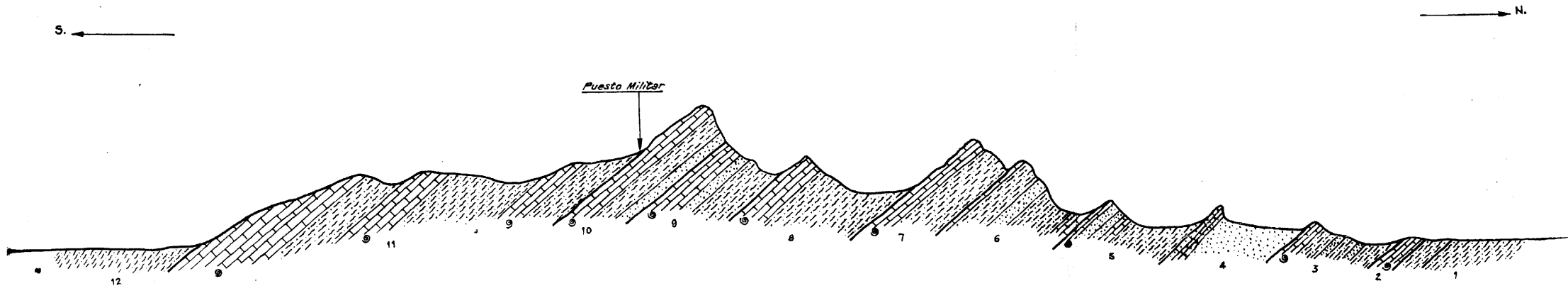
CORTE N.º 11.—15 KM. AL E. DE GOR TISTAF

- 1.—Areniscas blancas con puntos negros (6 metros).
- 2.—Margas rojas (10 metros).
- 3.—Areniscas rojizas en bancos con manchas negras por fuera hierro (5 metros).
- 4.—Arenisca rojiza blanda, en la base un banquito de conglomeradillo (3 metros).
- 5.—Banco de margas muy verdes (2 metros).
- 6.—Grandes bancos de areniscas con estratificación entrecruzada y manchas negras; muchos nódulos de hierro (4 metros).



CORTE N.º 12.—GART UDEI-SFA

- 1.—Margas rojas con algún banco de areniscas rojas intercalado (60 metros).
- 2.—Bancos de arenisca rojiza con estratificación entrecruzada y manchas negras; muchos nódulos de hierro (5 metros).
- 3.—Areniscas rojizas blandas con *Calamites aproximatus*, Bgt. y margas rojas (15 metros).
- 4.—Areniscas tableadas iguales a dos bancos más estrechos.
- 5.—Arenisca conglomeradillo hasta base de la transgresión cretácica de la Hamada (10 metros).
- 6.—Caliza arenosa basta amarilla con manchas ferruginosas y restos de ostreas, Hamada (4 metros).
- 7.—Caliza arenosa amarillenta más compacta, Hamada 30 (metros).



CORTE N.º 13.—EL CARBONÍFERO EN YEBEL UARGISIS (TISQUI REMZ)

- 1.—Margas verdosas y amarillentas hojosas.
- 2.—Caliza dura con restos de conchas y corales tubulares gruesos.
- 3.—Margas verdes hojosas con dos bancos de areniscas intercaladas (25 metros); encima areniscas amarillas tableadas duras (5 metros); en la parte superior una capa de caliza dura vercosa con restos de fósiles inclasificables.
- 4.—Areniscas amarillas tableadas con algún lecho más duro especialmente en la parte superior (30 metros).
- 5.—Margas arenosas y calizas verdosas en lajas pizarreñas (5 metros); encima areniscas amarillas tableadas y en bancos en la parte superior (20 metros); encima areniscas blancas o rosadas (3 metros) y, por último, caliza negra zoógena con *Productus Hemisphericus*, *Linoproductus Cora*, d'Orb., etc. (2 metros).
- 6.—Caliza margosa negra en lajas con pistas y riplemarks (3 metros); encima margas verdes arenosas tableadas con dendritas de manganeso (20 metros), una capa de areniscas amarillas bastas (2 metros), margas rojas pizarreñas (8 metros), margas verdes pizarreñas (3 metros), un tramo de caliza fuerte con elementos (un metro).
- 7.—Margas amarillas arenosas muy tableadas; en la parte alta banco de arenisca compacta (15 metros); encima capa de caliza negra fétida con gran cantidad de fósiles *Productus* más grandes y colonias de corales exagonales (2 metros).
- 8.—Margas verdes arcillosas y margas rojas algo arcillosas (30 metros); encima caliza arenosa amarilla oquersca (3 metros) y caliza blanca arenosa (4 metros); en la parte superior, banco de caliza negra con grandes *Productus* (3 metros).
- 9.—Margas verdes (17 metros); encima areniscas amarillas duras (3 metros); en la parte superior, gran banco de caliza negra con muchos restos fósiles de *Productus* (5 metros). Es el de la Guelta.
- 10.—No se puede observar bien, areniscas amarillas y margas (15 metros). luego gran banco de caliza negra fétida (5 metros) con restos de corales y grandes *Productus*. Sobre él se asienta el Puesto Militar.
- 11.—Siguen alternancias de margas y bancos de calizas más claras con restos fósiles (80 metros).
- 12.—Margas rojas que forman los valles. Aparece una ligera discordancia y luego la formación roja y la Hamada.

RESUMEN

En la expedición que ha motivado el presente informe se recogen las formaciones carboníferas existentes en la zona sur del Uad Dráa.

Esta formación es la continuación de la cuenca carbonífera de Tinduf y aflora en una extensión de unos 150 kilómetros de longitud por 35 a 40 kilómetros de anchura.

El Carbonífero se apoya directamente, concordante, sobre el Devoniano, sin ningún conglomerado de base, por lo que es difícil, en algunos sitios, establecer su correcta diferenciación. Se inicia en el Yebel Uargsis, desarrollándose por todo el país tabular del Aidar, hasta desaparecer bajo la Hamada que se extiende por el sur. En la llanura del Betana, el Carbonífero se manifiesta por la presencia de montes-islas y formaciones rojas continentales del Westfaliense superior.

El ciclo sedimentario se inicia por una gran transgresión struniense, que se continúa sin solución de continuidad durante todo el Turnasiense.

Los tramos carboníferos presentan algunas diferencias, según se consideran en el lado oriental o en el occidental de la zona estudiada, debido a las diferentes condiciones de sedimentación, que se continúa sin solución de continuidad durante la que se depositaron.

El movimiento herciniano no ha afectado a esta cuenca

más que en alguna de sus fases principales; así, al principio de la fase astúrica se produjo el gigantesco pliegue de fondo y levantó el Antiatlás, produciéndose también el hundimiento de la zona axial de la cubeta de Tinduf, lo que motivó una basculación hacia el centro de esta cubeta de los sedimentos anteriormente depositados.

Después se iniciaron una serie de transgresiones y regresiones marinas, combinadas con un ciclo de hundimientos, comenzando a funcionar la sedimentación bajo régimen de cuencas cerradas, al mismo tiempo que se originaba un período de desertización. Más tarde se fué afirmando cada vez más el régimen continental hasta alcanzar el final del Carbonífero.

La clasificación de los diferentes terrenos que a continuación se especifican se ha hecho de acuerdo con el estudio de los fósiles recogidos, así como de las observaciones de campo y su comparación con los estudios geológicos verificados por los geólogos franceses en las cuencas carboníferas del sur de Marruecos.

La clasificación de los fósiles recolectados ha sido efectuada en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España por el especialista señor Revilla.

STRUNIENSE - TURNASIENSE

Comienza al este de Meseid con un tramo de margas pizarreñas, amarillento-verdosas, recubiertas por niveles de bancos areniscosos. Esta formación se apoya concordante sobre el Devoniano superior infrayacente. Por los razonamientos anteriormente apuntados se atribuye esta serie al Struniense - Turnasiense. Esta misma formación, con algunas variaciones de facies, ha sido también estudiada en la parte oriental, en el corte geológico efectuado en el Tisgui-Remz.

En Uad Legsaiet, corte número 2, sobre la citada formación se apoya un tramo calcáreo con impresiones de restos ve-

getales, gusanos y ripplemark. Esta serie es, probablemente, Namuriense, debido a que, como ya hemos explicado, por circunstancias particulares esta región debió quedar emergida durante el Viseano superior.

WISEANO

En la cuenca de Tinduf, el Viseano presenta su típica facies sahariana, constituida por calizas azuladas o violáceas con *Productus*.

En Yebel Uargis, después de una zona de tránsito entre el Turnasiense y el Viseano, caracterizada por niveles areniscosos, se desarrolla una serie formada por tres paquetes principales, el inferior y superior calizos, con muchos fósiles característicos, y un episodio intermedio margoso.

En la parte occidental el Viseano, menos potente, cambia de facies y disposición estructural al pasar al país tabular del Aidar.

En esta región el Namuriense se apoya directamente sobre el Turnasiense, debido a que, probablemente a consecuencia de alguna fase herciniana que elevó el país tabular, no fué este sumergido durante el Viseano superior.

NAMURIENSE - WESTFALIENSE

La fase sudética del herciniano aceleró la regresión marina que al principio de este período comenzaba a producirse.

La formación se compone, esquemáticamente, de una serie de bancos calizos con ripplemark e impresiones vegetales y de gusanos, con intercalaciones de pizarras verdosas, así como un lecho carbonoso de 0,60 metros de espesor. Debajo de este

hecho hay otro, o quizá dos más, de margas y pizarras carbonosas, muy poco potentes. Estos niveles carbonosos, por su extensión tan localizada y pequeño espesor, no tienen interés económico alguno.

La presencia de ripplemark, así como la falta de conglomerados, indican que la sedimentación se produjo en una plataforma continental, muy tendida y a escasa profundidad, verificándose débilmente la erosión de la costa en la zona de acción de las mareas.

Esta fase continental se prolonga por una serie de formaciones de margas y calizas tableadas sin fósiles. Encima empiezan a aparecer margas rojas y calizas fosilíferas que marcan el comienzo de una nueva transgresión.

Después sigue un régimen semicontinental con deposición de margas verdes y rojas, cada vez más potentes, con algunos niveles de calizas zoógenas, intercalados. Estos niveles indican una cierta inestabilidad del régimen continental, en que las transgresiones marinas se repiten cíclicamente en cortos períodos.

Más tarde se afirma el régimen continental en facies de cuencas cerradas, con sedimentación de margas rojas, que cada vez van alcanzando mayores potencias. Estas formaciones desaparecen hacia el sur, recubiertas por la Hamada, por lo que no es posible reconocer sus tramos superiores.

Sobre estas vastas lagunas, colmadas de margas rojizas, se debía desarrollar la flora hullera, que a consecuencia de inmersiones posteriores podía ser origen de la formación de capas de carbón. La frecuencia cada vez mayor de horizontes de margas indica la presencia de un período de desertización, lo cual no favorecía, ciertamente, la formación de bosques y, por consecuencia, la génesis de vacimientos hulleros productivos.

Los tramos superiores, de margas y areniscas rojas, continentales, son estériles y deben corresponder a los tramos superiores del Westfaliense.

Así, pues, la sedimentación en el Carbonífero fué de dos tipos principales: nerítica y laguno-continental. Es decir, formación de margas y calizas con ripplemark seguidas de deposición de margas rojas semicontinentales. Las calizas zoógenas

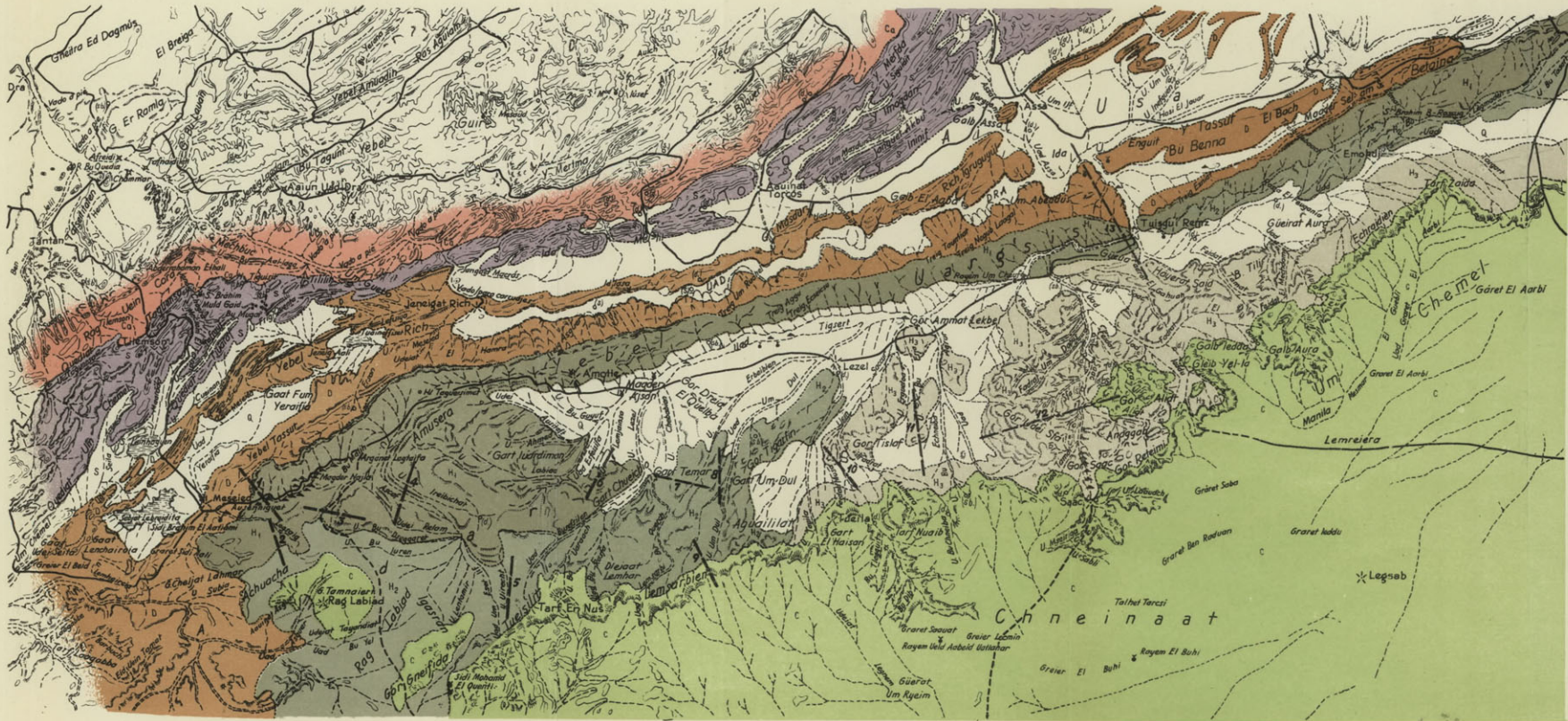
y bancos de coralaris delimitan las transgresiones marinas que sucesivamente se fueron produciendo.

Después siguen las formaciones rojas con estratificación entrecruzada de franco régimen continental. En ellas se encuentran bancos de yesos y calizas lacustres.

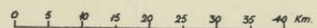
BOSQUEJO GEOLOGICO DE LA ZONA AL SUR DEL UAD DRAA (MARRUECOS MERIDIONAL)

por

JOSE DE LA VIÑA Y VILLA Y CARLOS S. MUÑOZ CABEZON



- Q Cuaternario
 - C Hamada
 - H₃ Formaciones rojas (Carb. sup.)
 - H₂ Namuriense-Werfollense } Carbonifero
 - H₁ Turnosiense-Vizeano
 - D Devoniano
 - S Siluriano
 - Ca Cámbrico
- * — Cortes geológicos



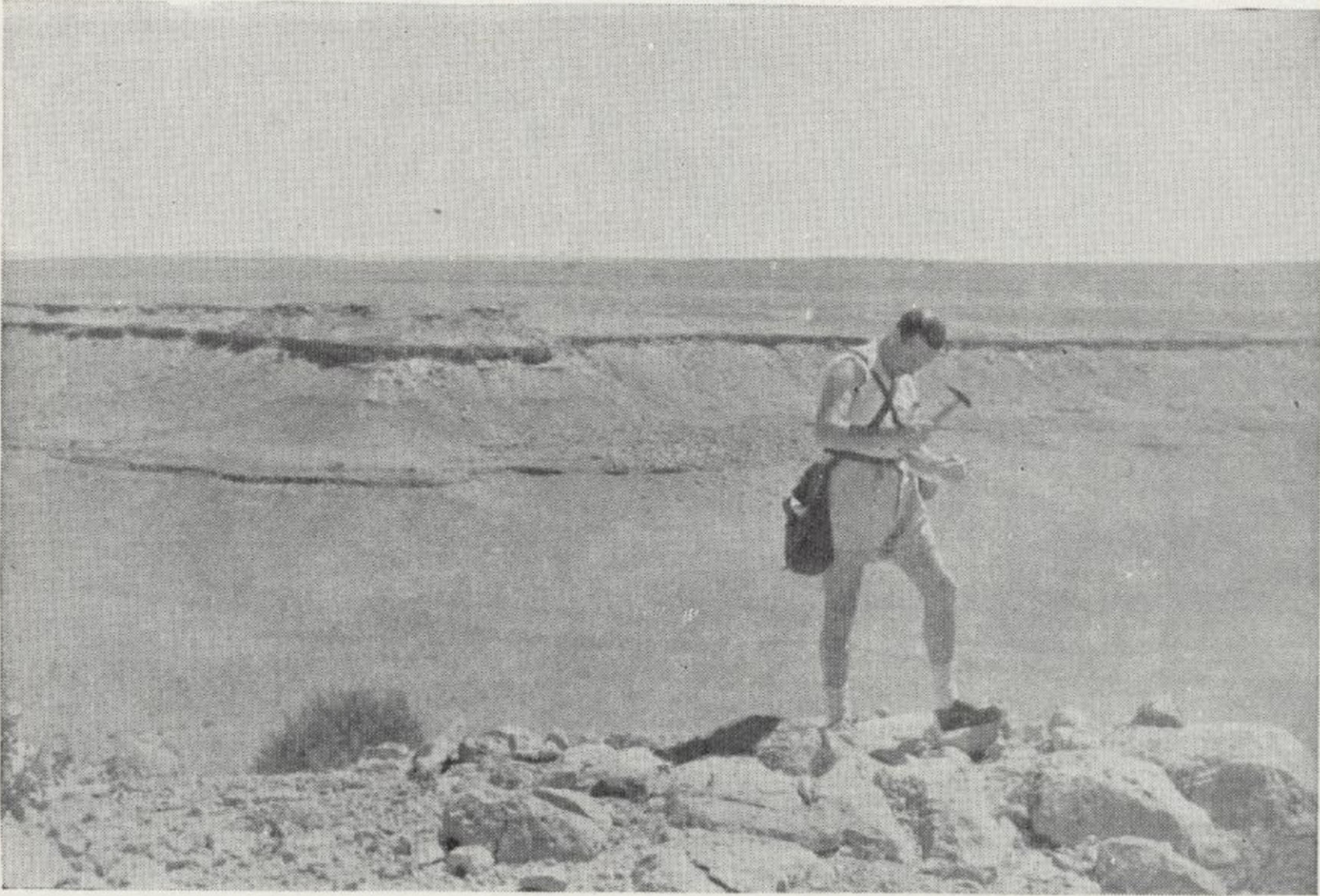


Fot. 17. — Calizas con intercalaciones carbonosas en Magder Larui.

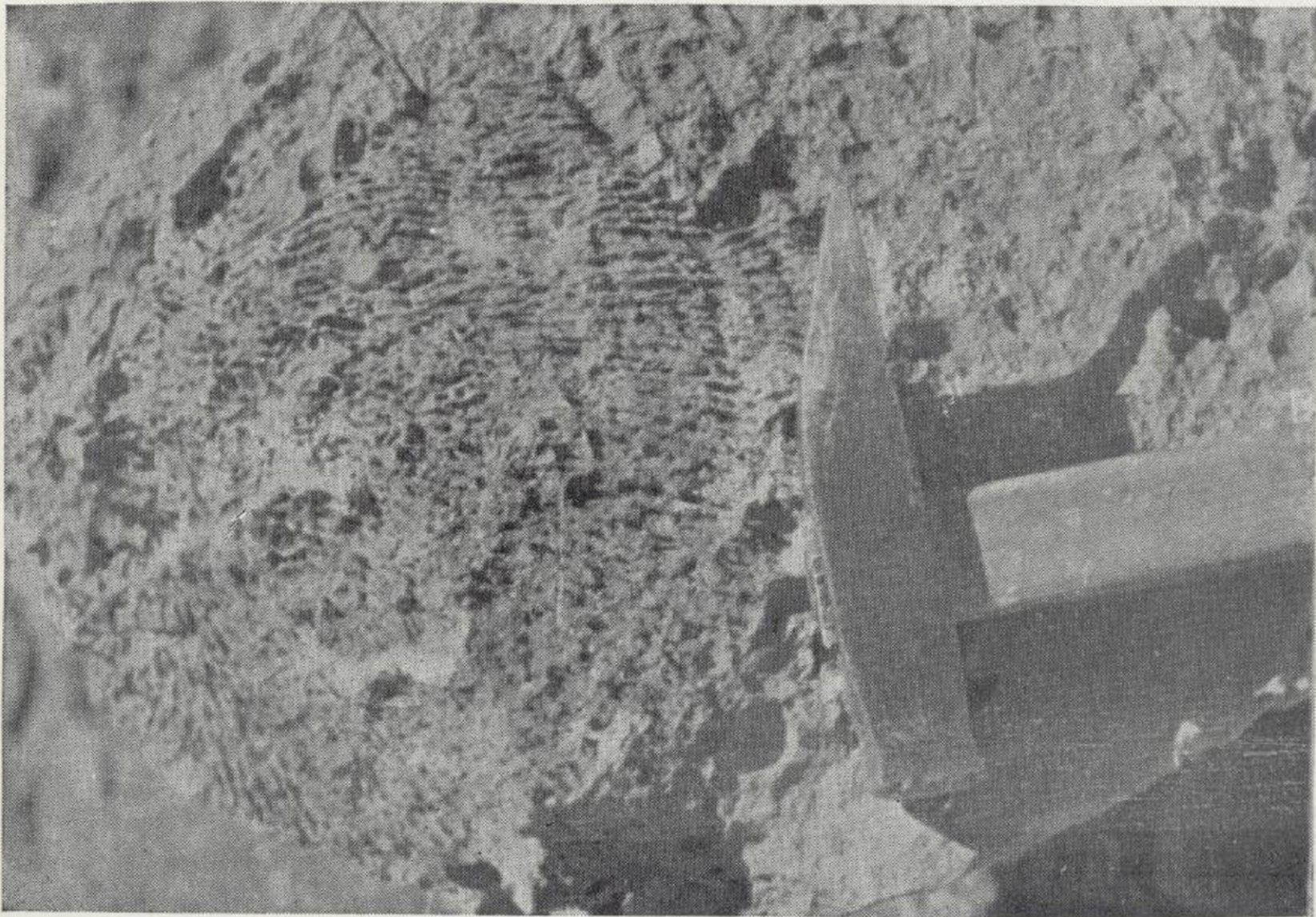


Fot. 18. — El Carbonífero al E. de Magder Larui.





Fot. 19. —Calizas de coralarios en los escarpes de Udei Ascaf.



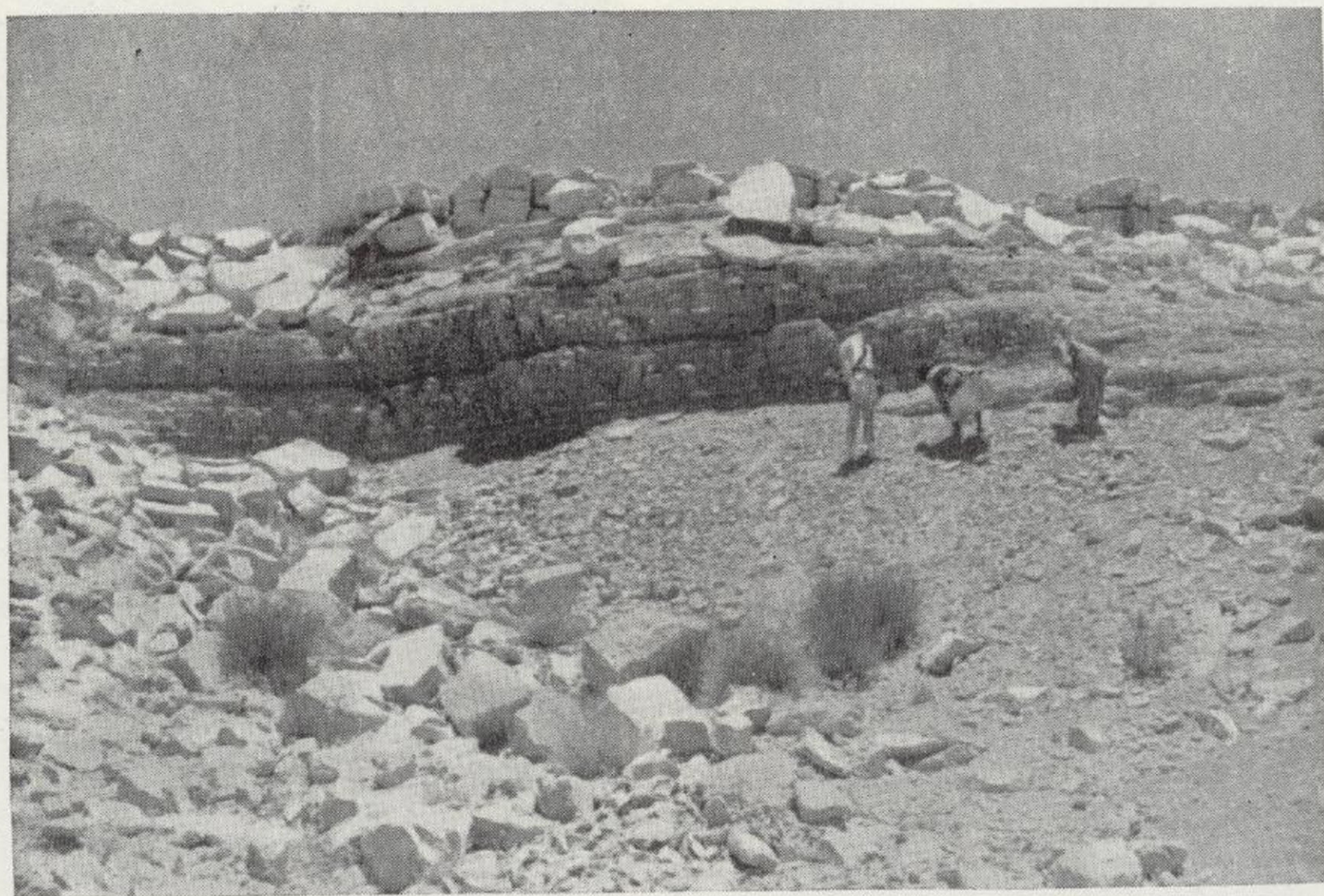
Fot. 2). —Coralarios (detalle).



Fot. 21.—Calizas zoogenas en Udei Ascaf.



Fig. 22.—Detalle de las calizas zoogenas.



Fot. 23. —Calizas y margas carboníferas, tableadas, en Udei Ascaf.
(Corte n.º 4).

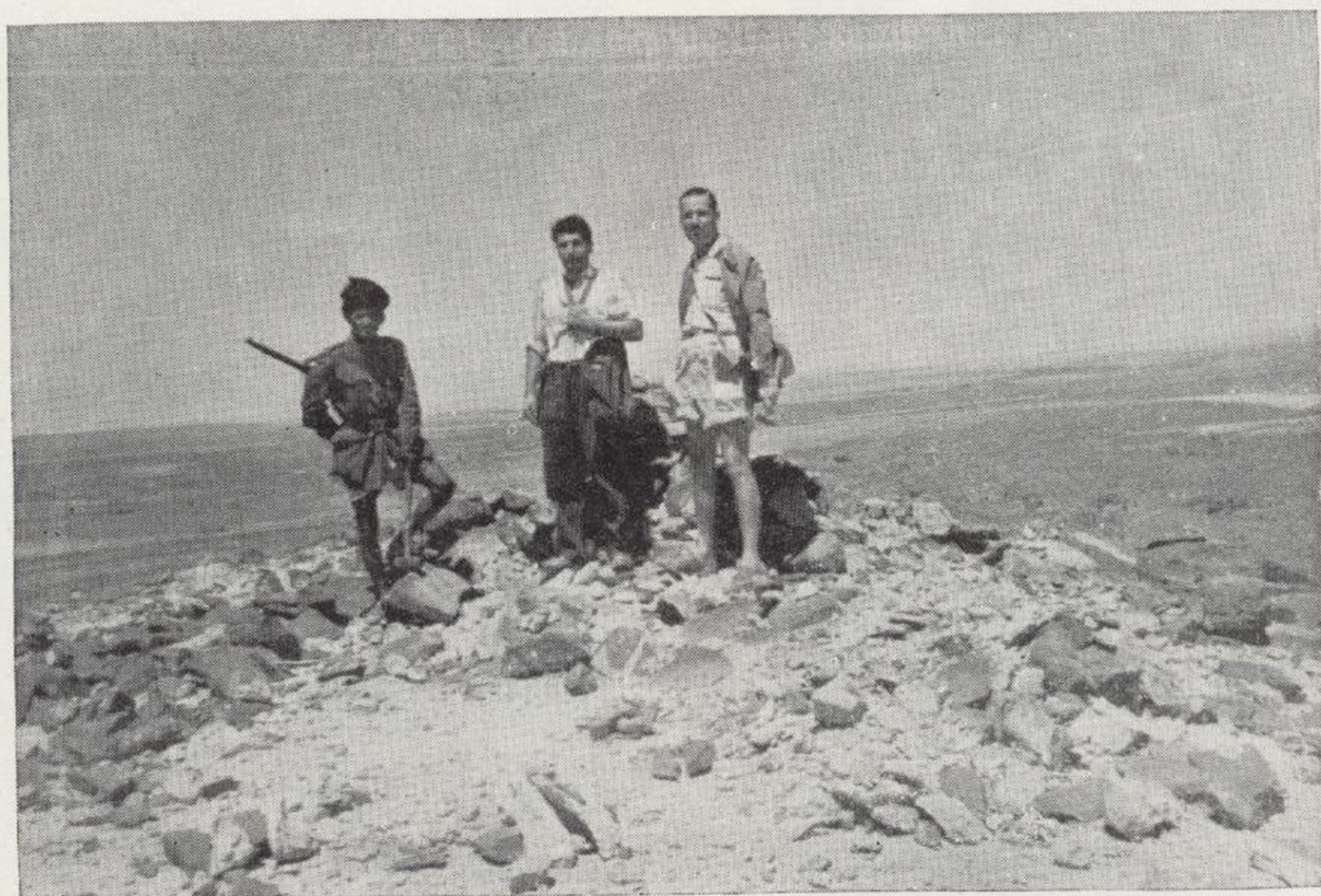
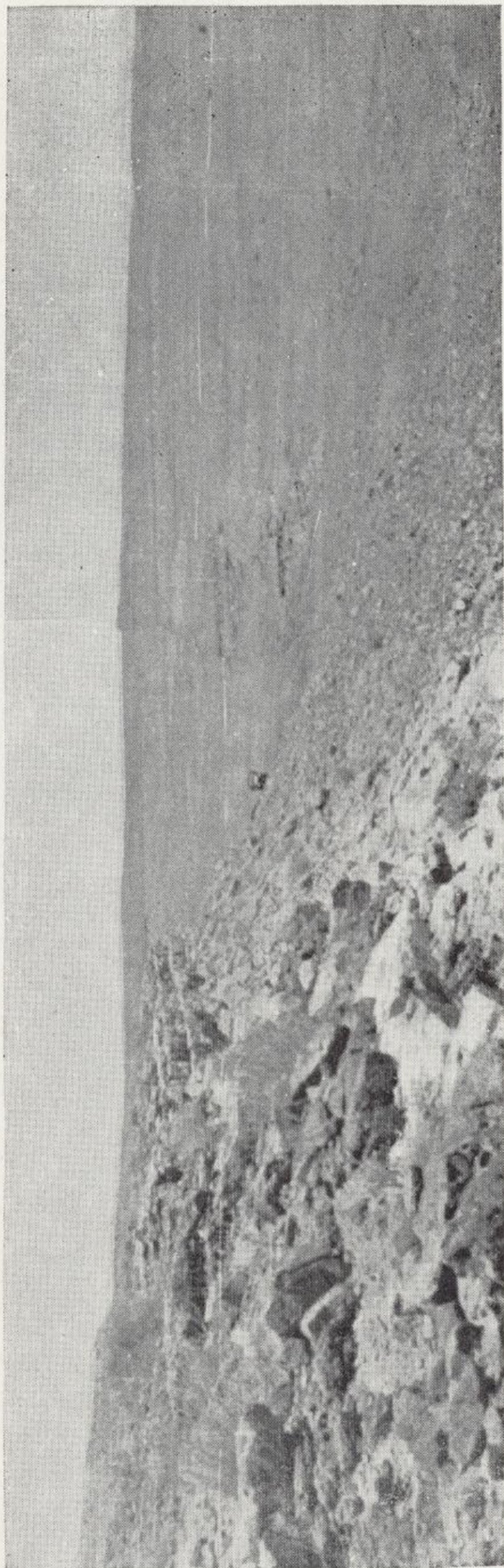


Fig. 24.—Cumbre de Gart Tamnaiert.



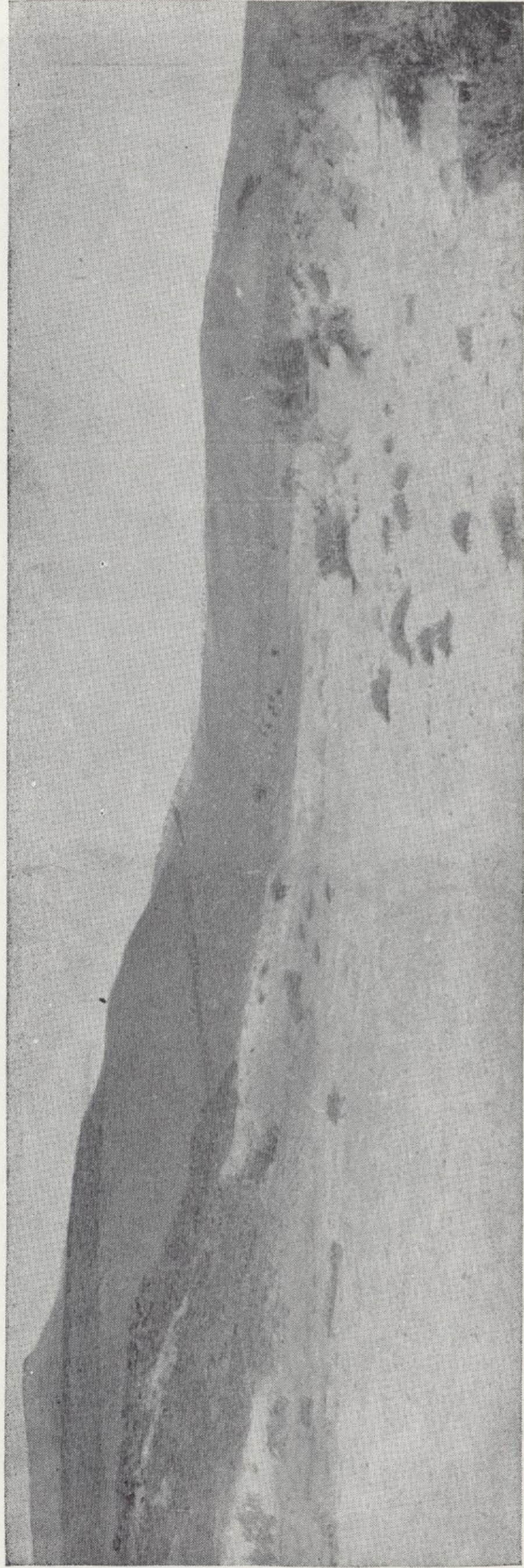
Fot. 25. — Formaciones carboníferas en Udei Ascaf (Corte n.º 4).



Fot. 26. — Panorámica del Carbonífero en Udei Ascaf.

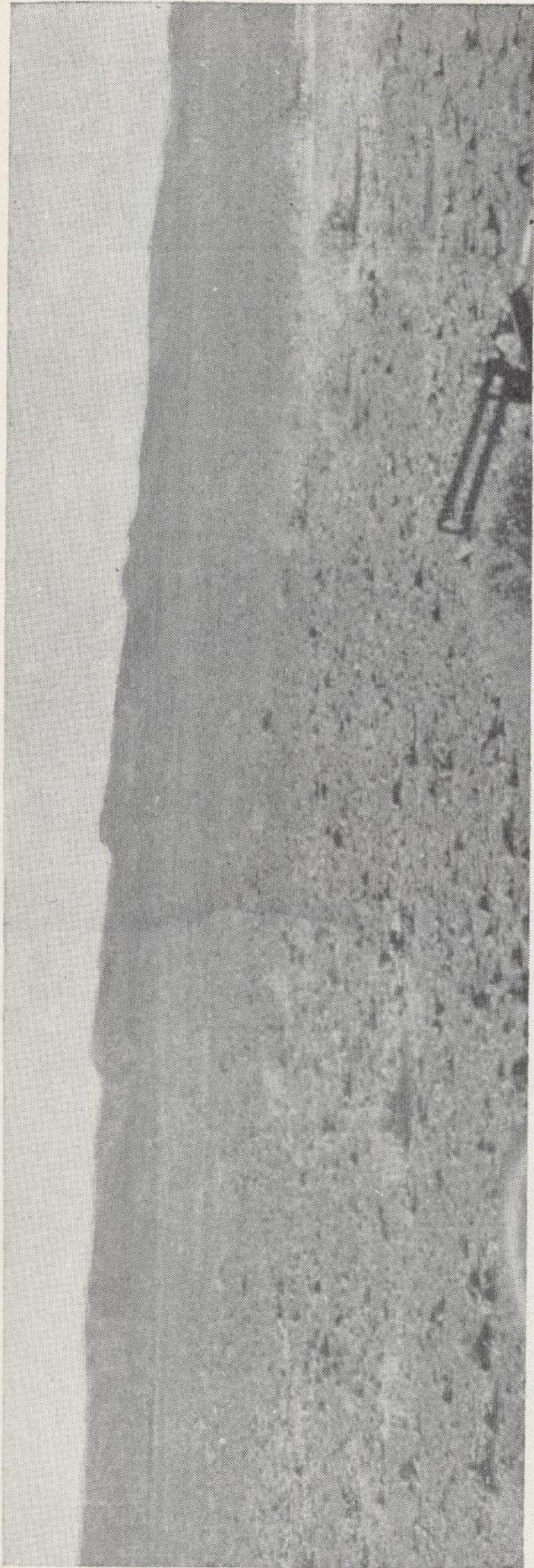


Fot 27.— Contacto de la Hamada y Carbonífero en Tarf En-Nus.



Fot. 28. — El Yebel Uargsis, al N. de Tisgui-Remz.



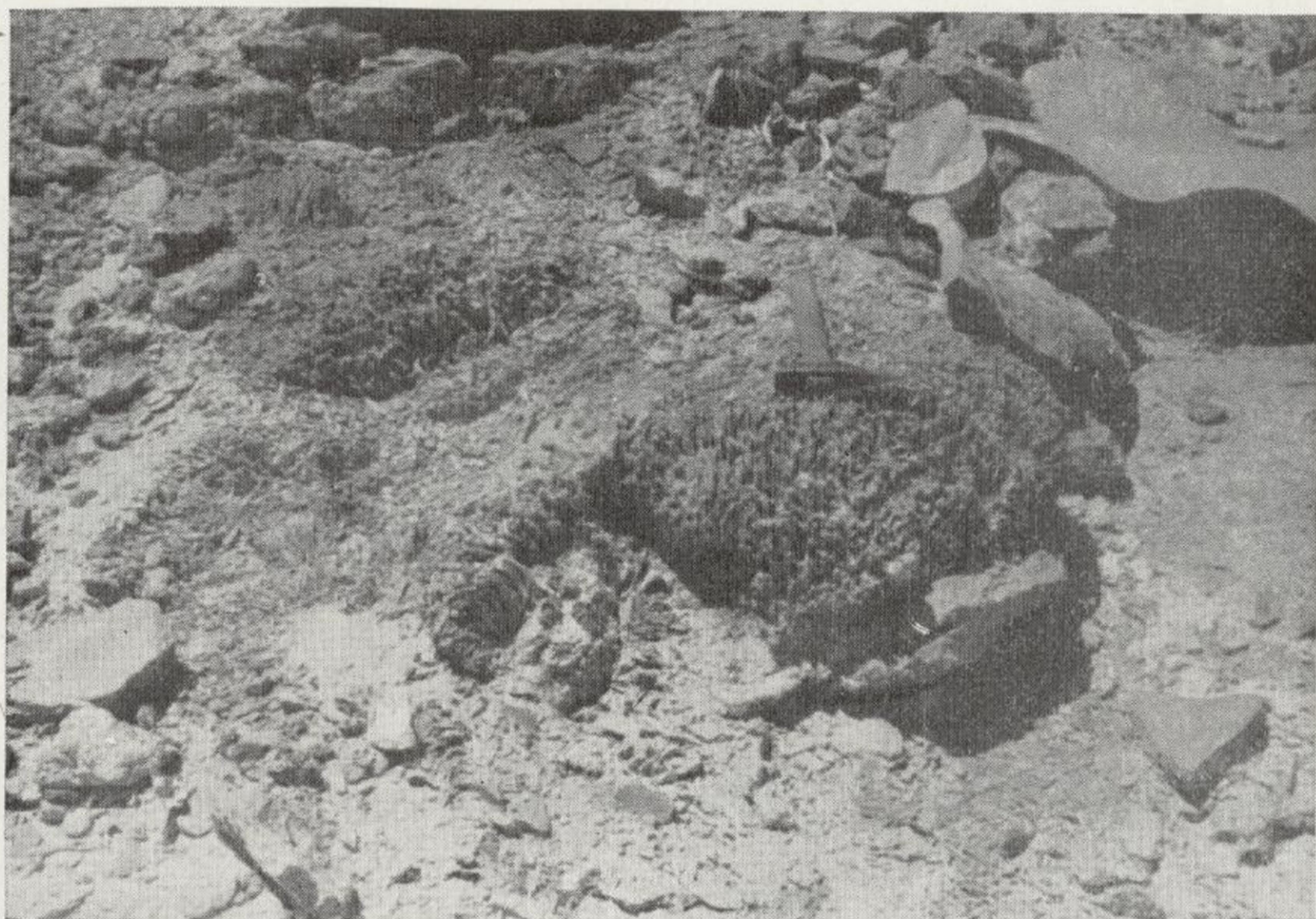


Fot. 29.—El Yebel Uargsis visto desde Magder Eyar Lasfur.



Fot. 30.—Terrazas aluviales en el Uad Dráa.





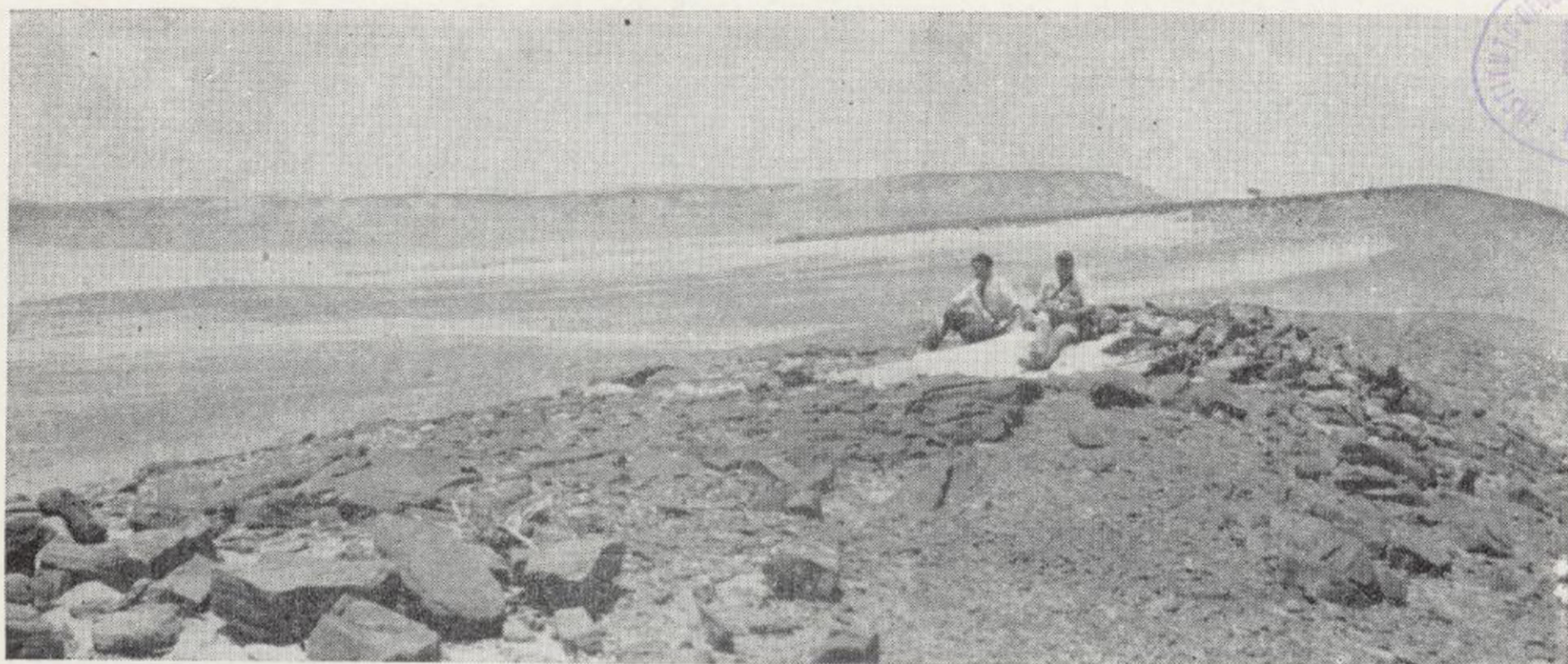
Fot. 31.—Bancos de coralarios, *Lithostrotion irregulare* (Corte n.º 9).
Al S. de Hasi Lebeirat.



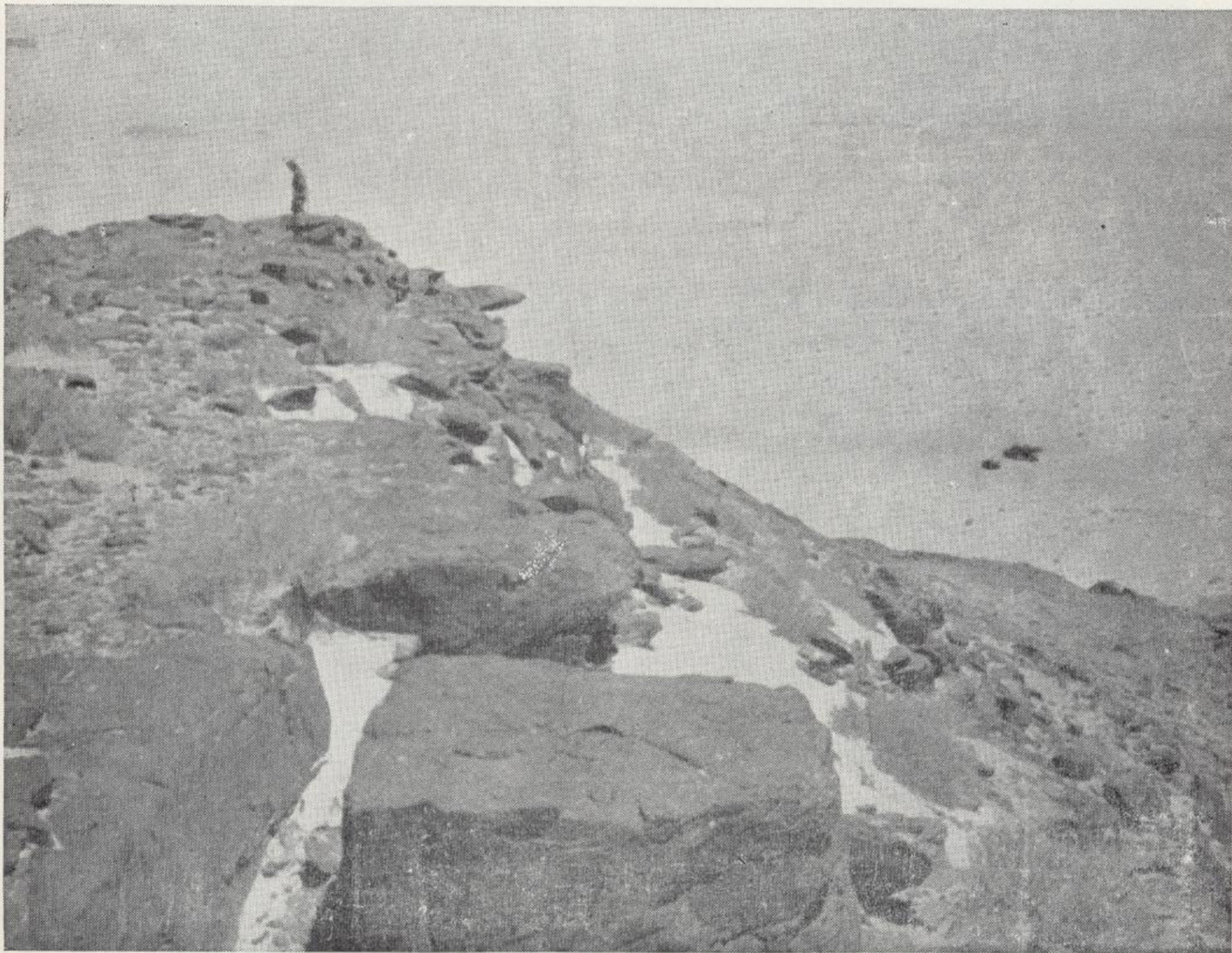
Fot. 32.—Calizas de *Productus* en Tisgui-Remz.



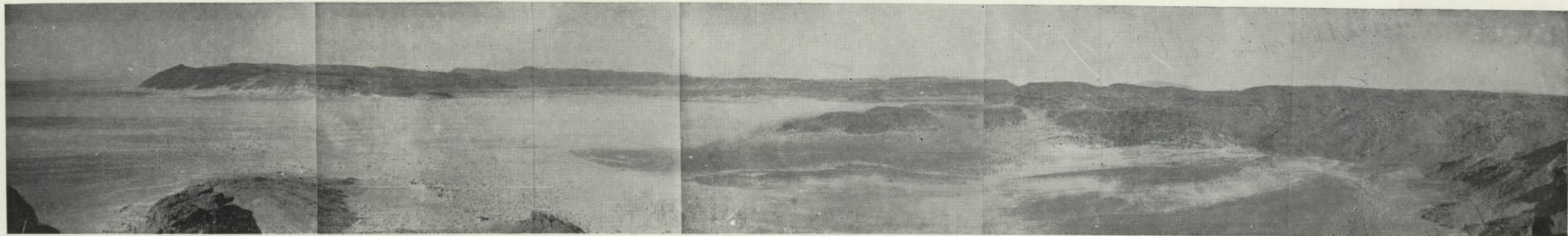
CARBONIFERO DEL UAD DRAA



Fot. 33.—El Carbonífero hundiéndose bajo la Hamada, al S. de Hasi Lebeirat.



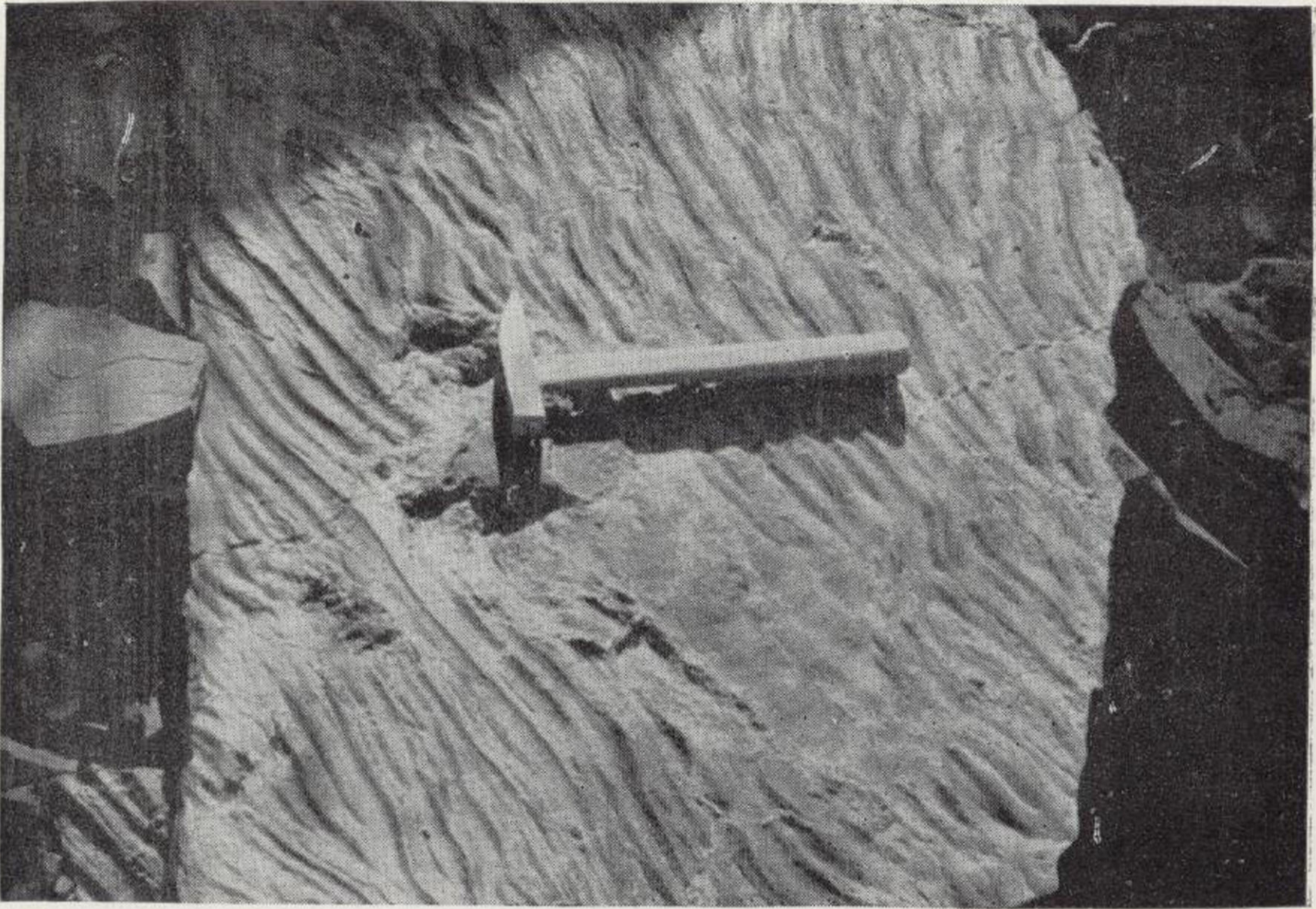
Fot. 34.—Cerro testigo, del Carbonífero superior, en la llanura del Betana, entre Gor Tistaf y Gor Udei Sfá.



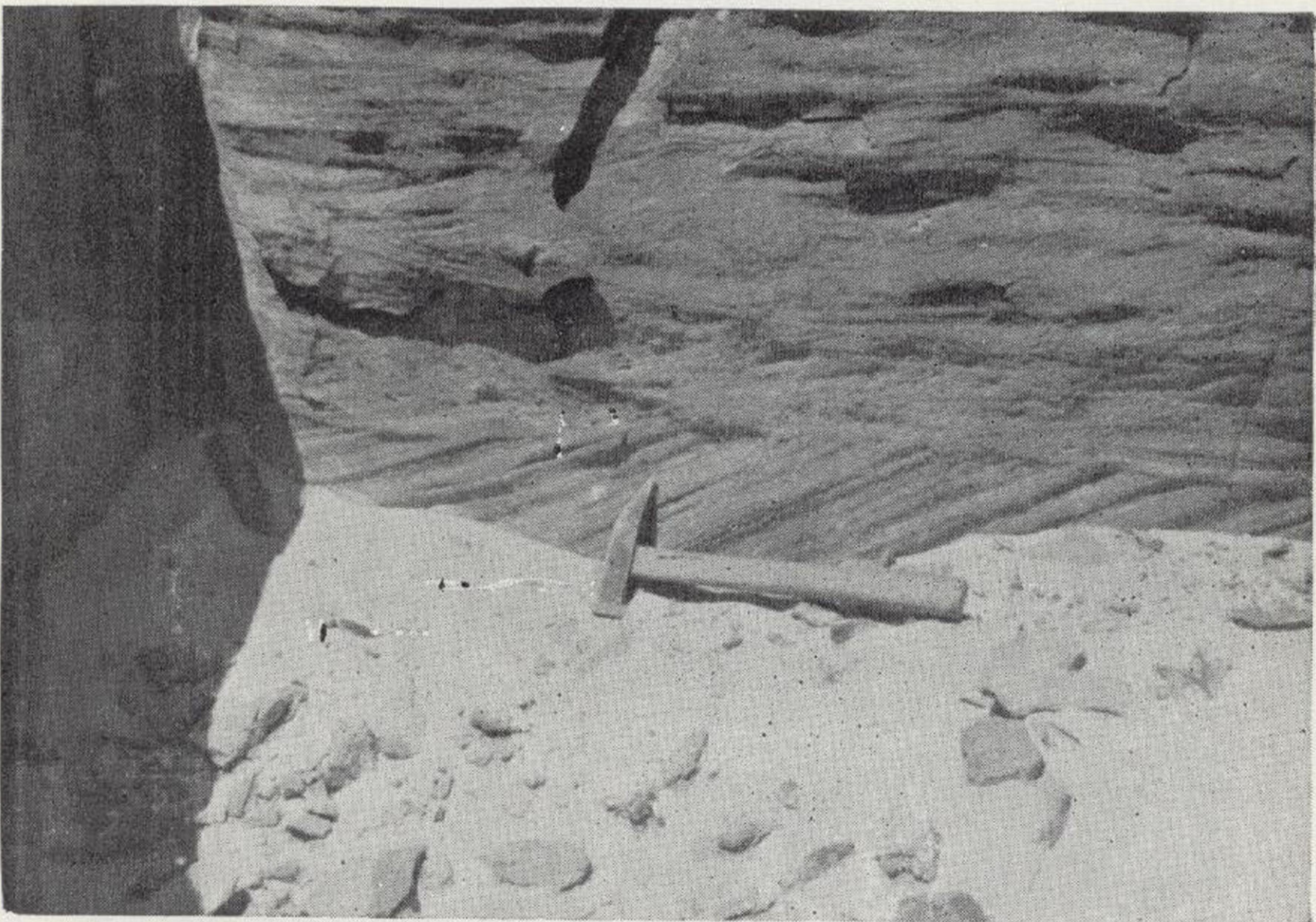
Fot. 35. —Panorámica de las formaciones rojas del Carbonífero superior, en Gor Tistaf.



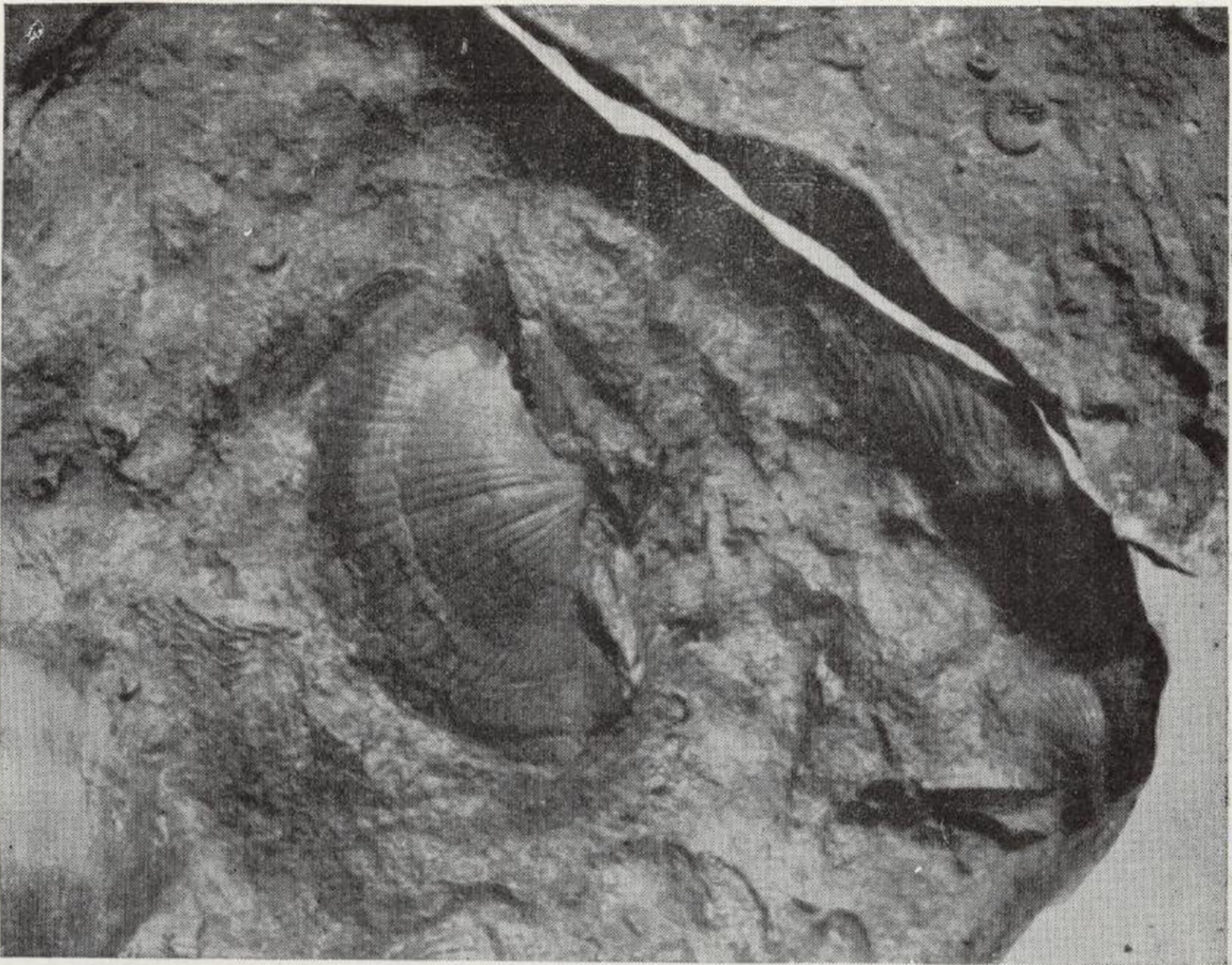
Fot. 36. —Cerros testigo de Hamada sobre las formaciones rojas, en Gor Udei Sfá.



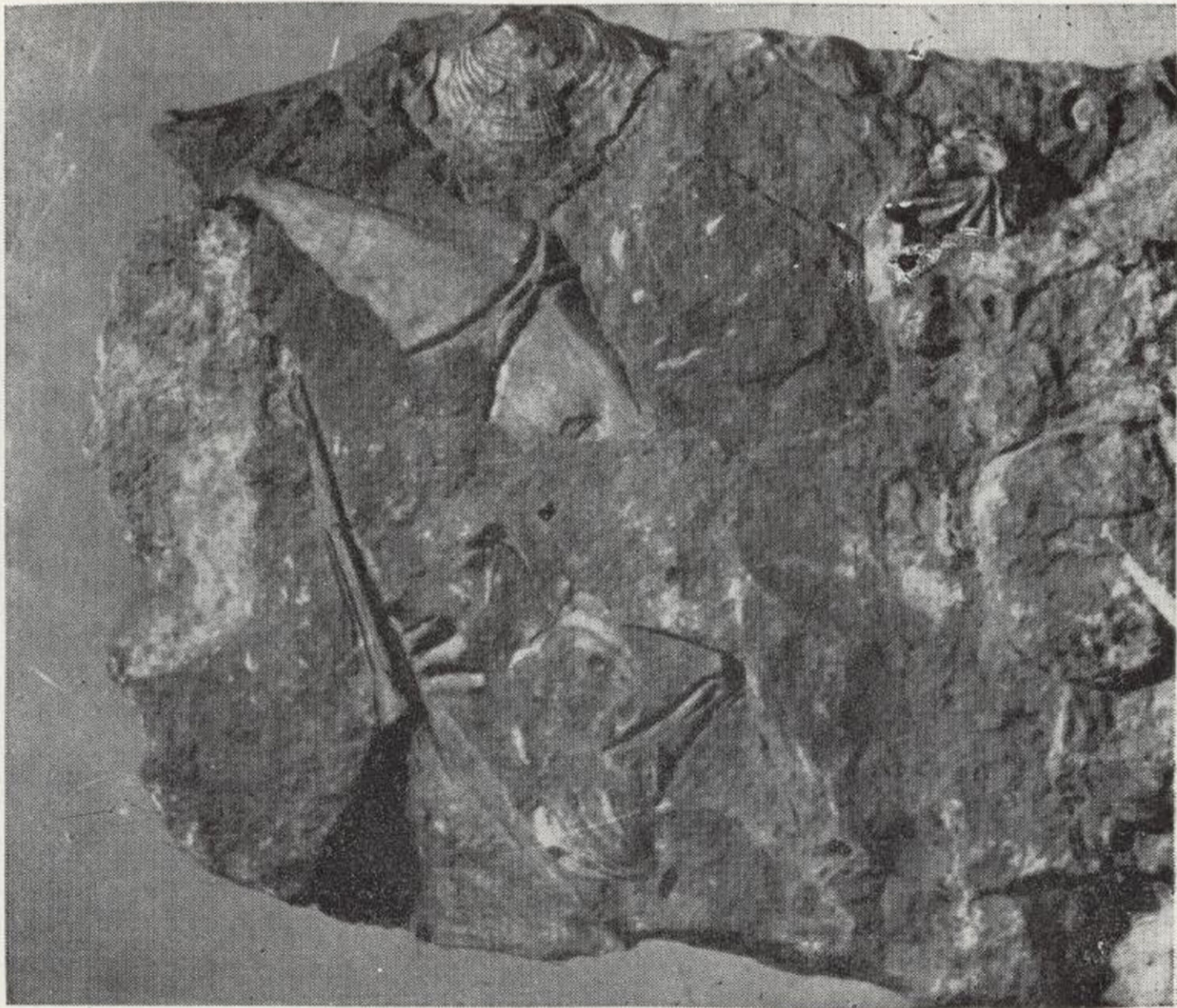
Fot. 37.—Formaciones rojas, ripplemarks, en Gor Tistaf.



Fot. 38.—Arenisca con estratificación entrecruzada en Gor Tistaf.

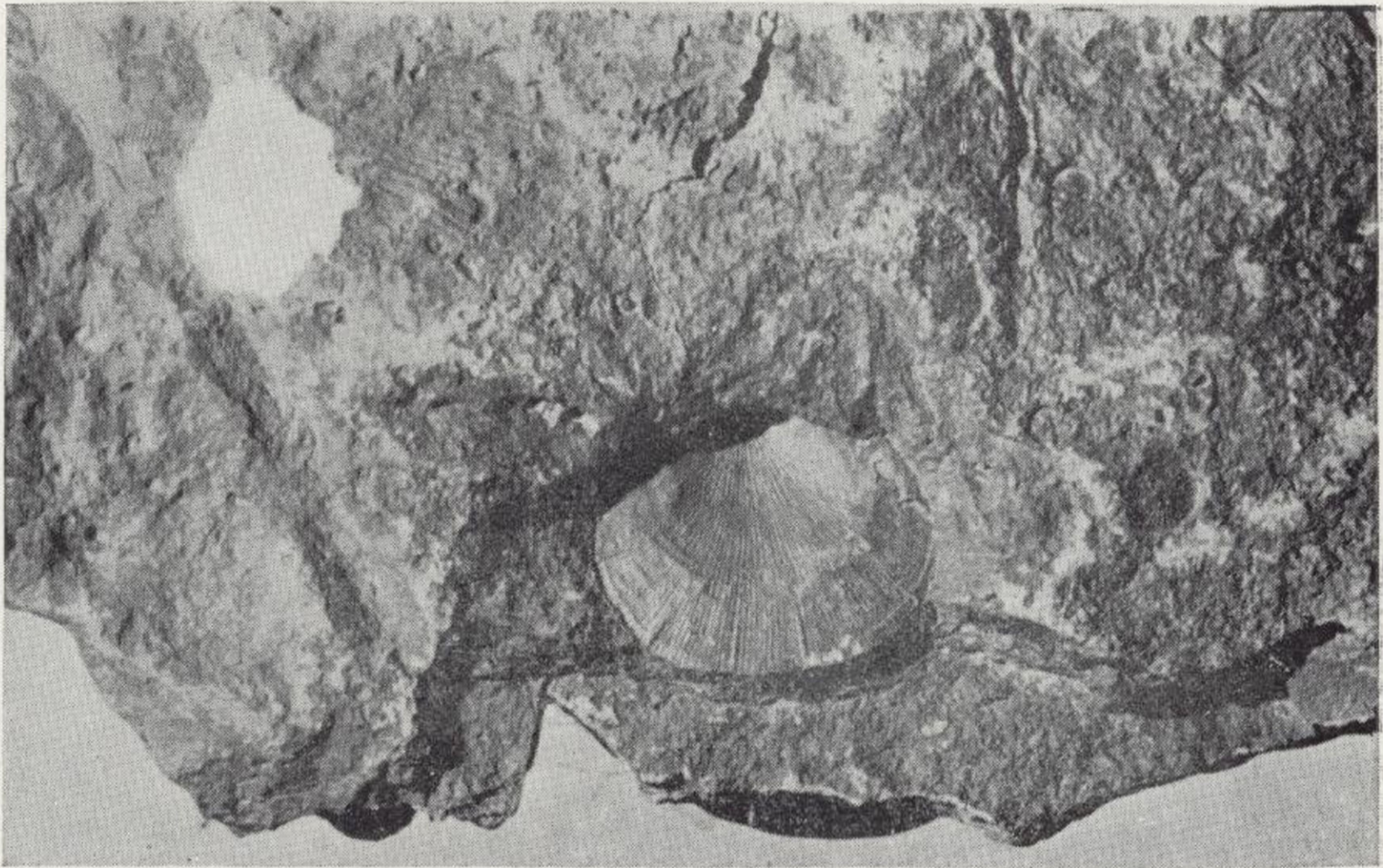


Spirifer Verneuilli, Murch., grupo *elongati*. $\times 2$. Devoniano superior.
Frasniense (Corte n.º 1).

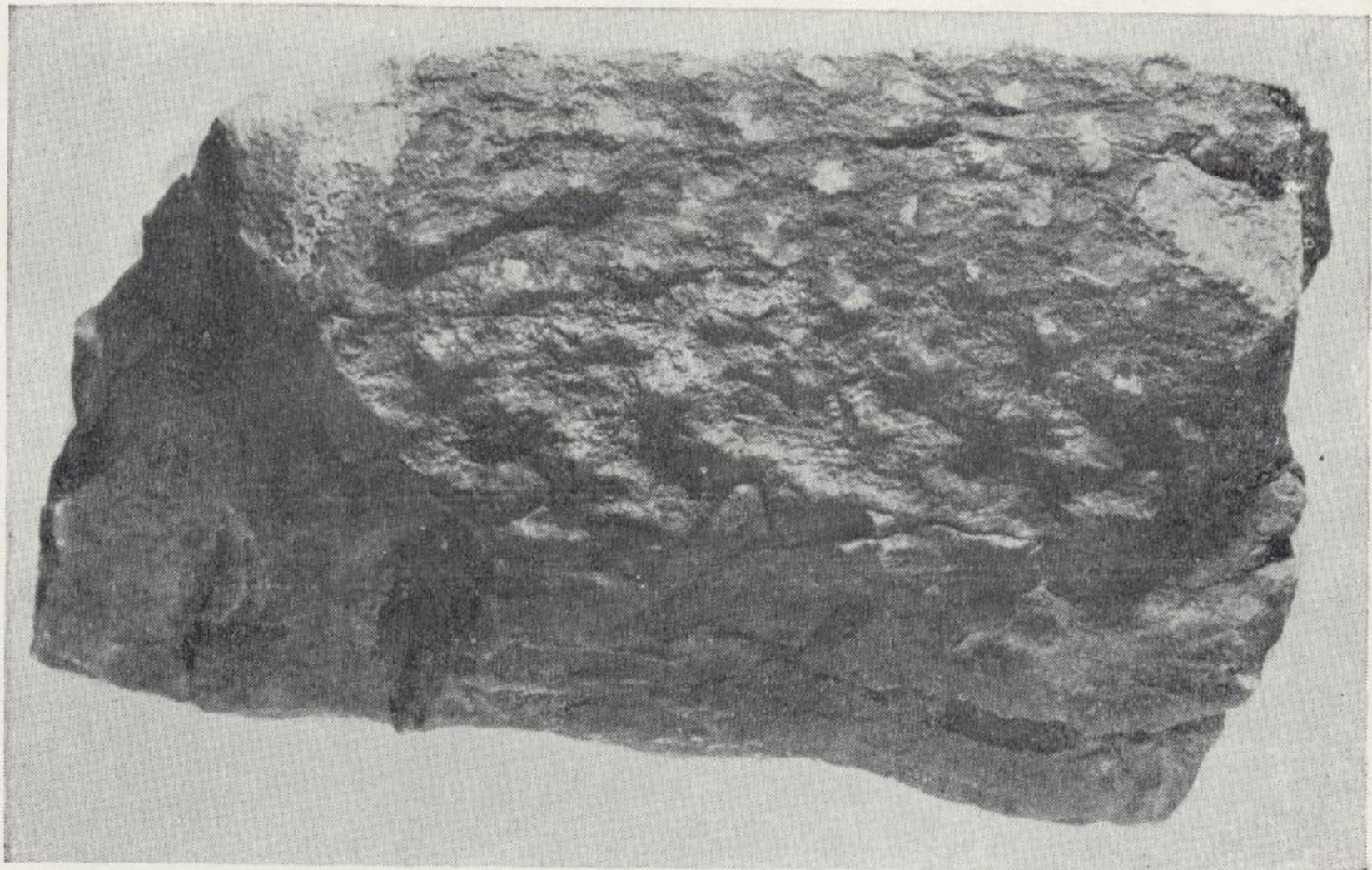


Strophomena romboldalis, Wilckens. *Spirifer Verneuilli*, Murch.
Devoniano superior (Corte n.º 1).

CARBONIFERO DEL UAD DRAA



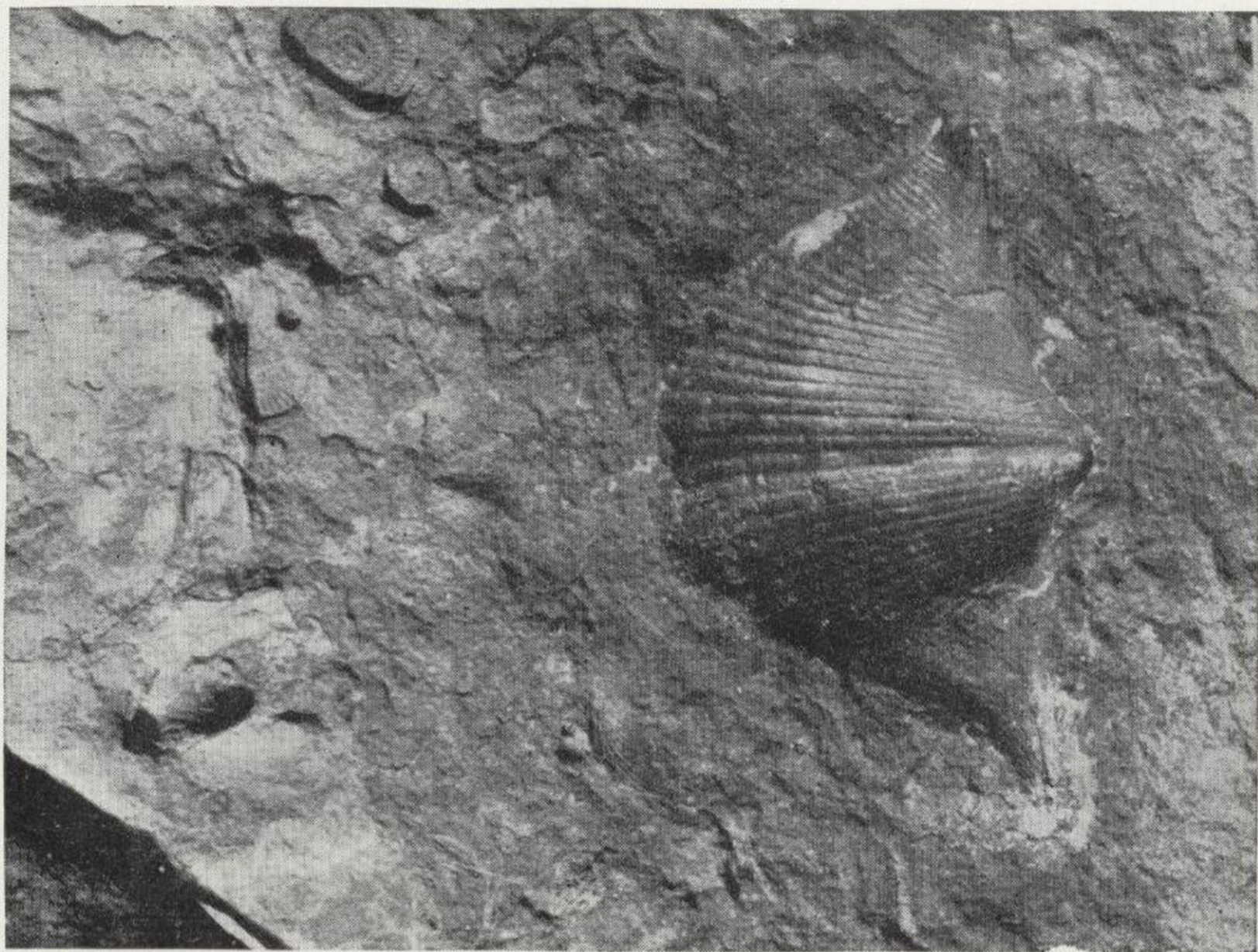
Dalmanella interlineata, Sow. Devoniano superior (Corte n.º 1).



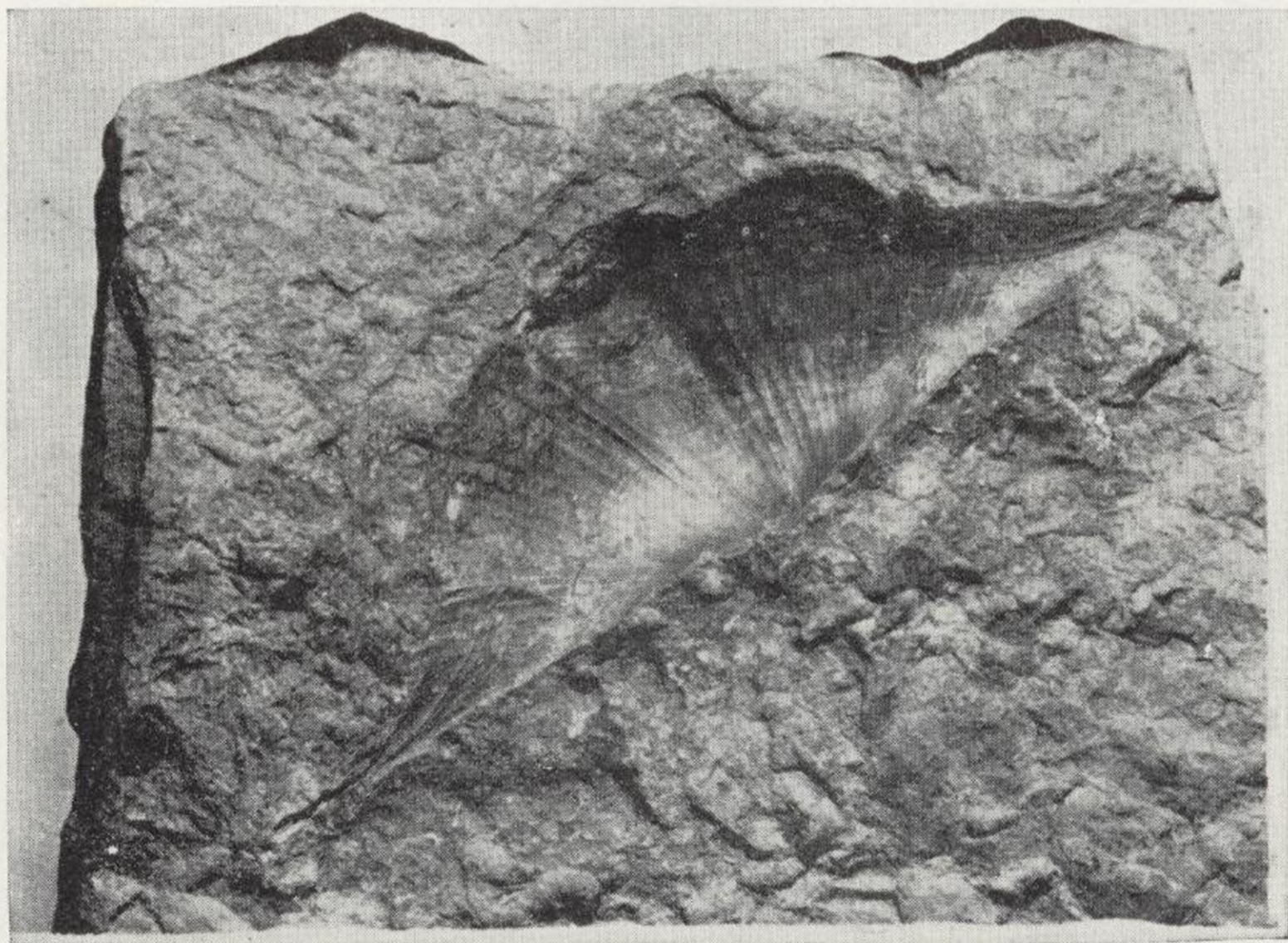
Halonia ? $\times \frac{3}{4}$. Carbonífero (Corte n.º 2).



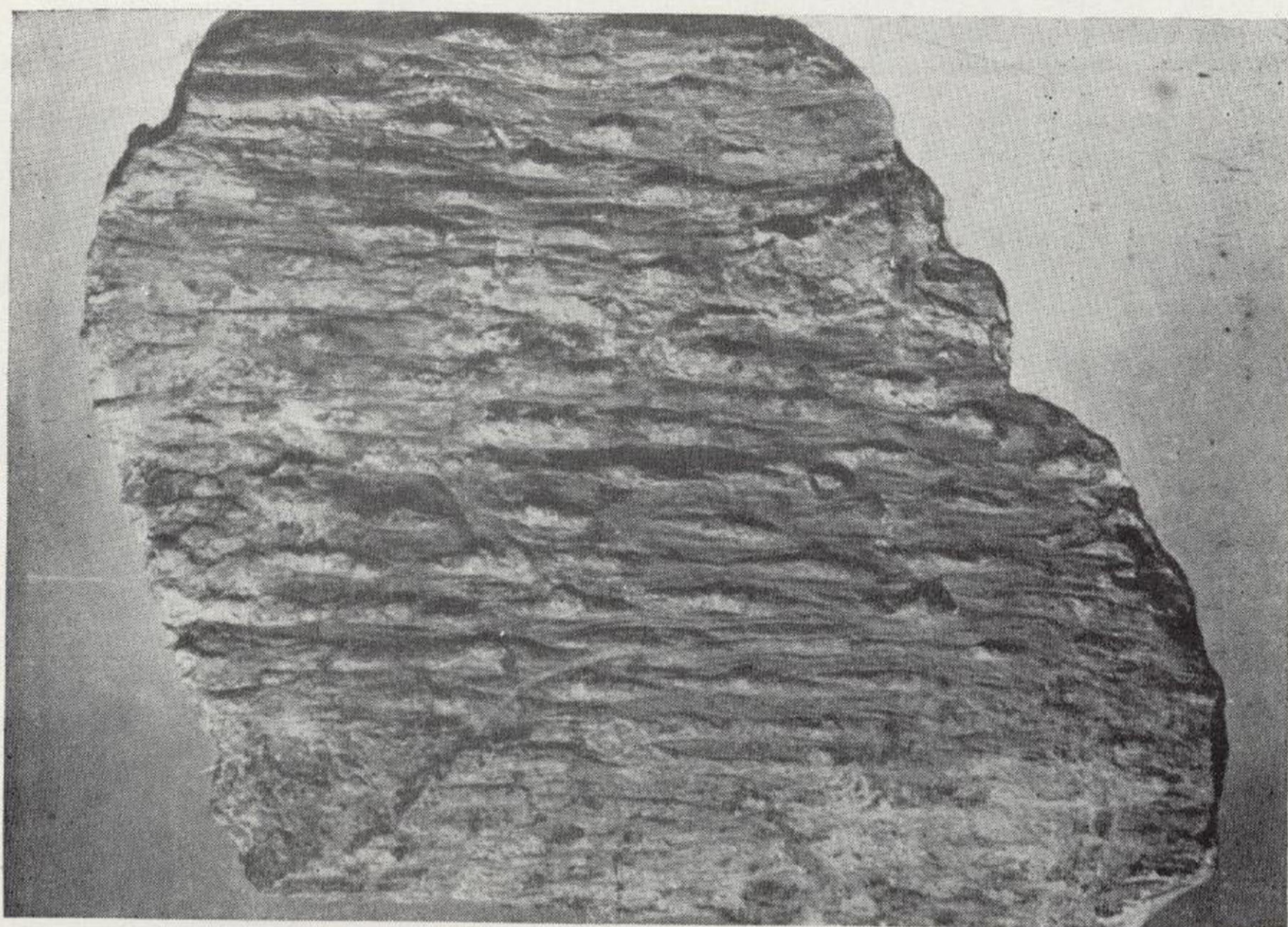
CARBONIFERO DEL UAD DRAA



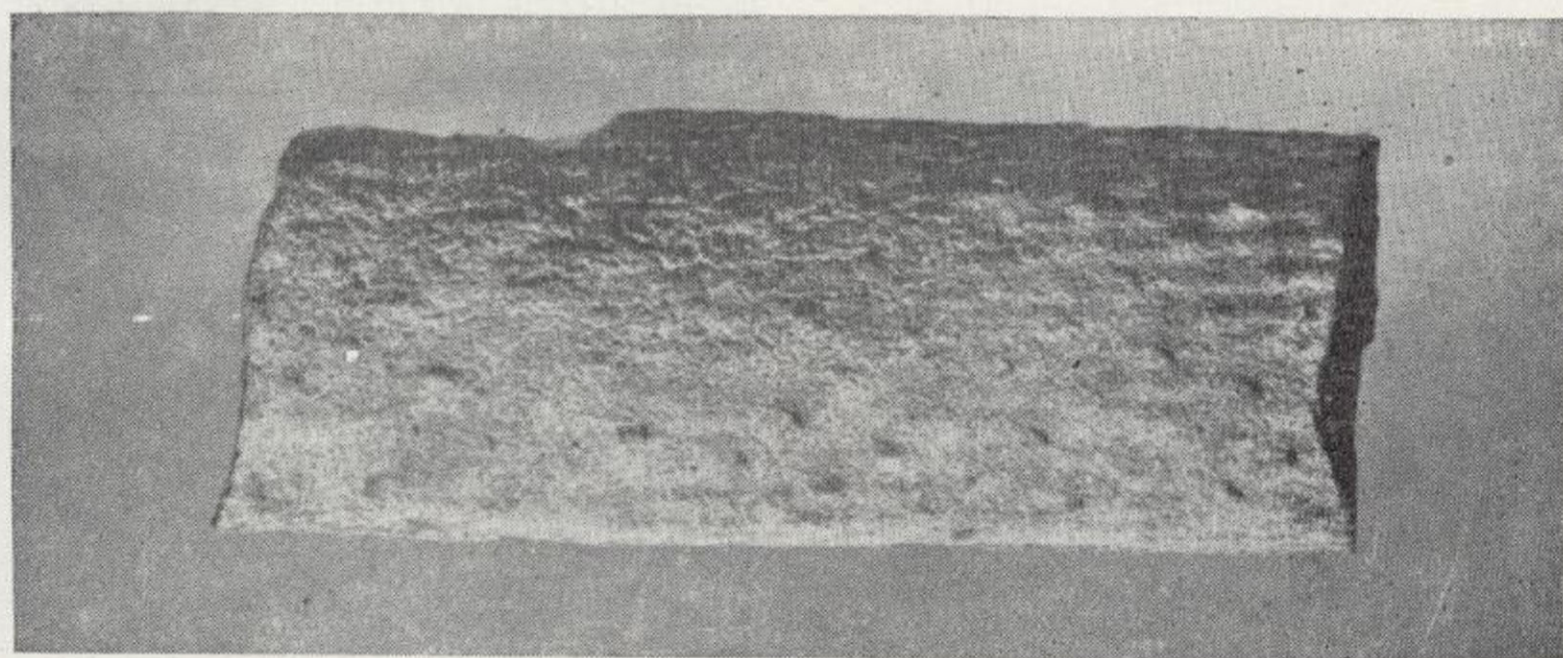
Spirifer Verneuilli, Murch., grupo *hemicicli*. $\times 2$. Devoniano superior
(Corte n.º 1).



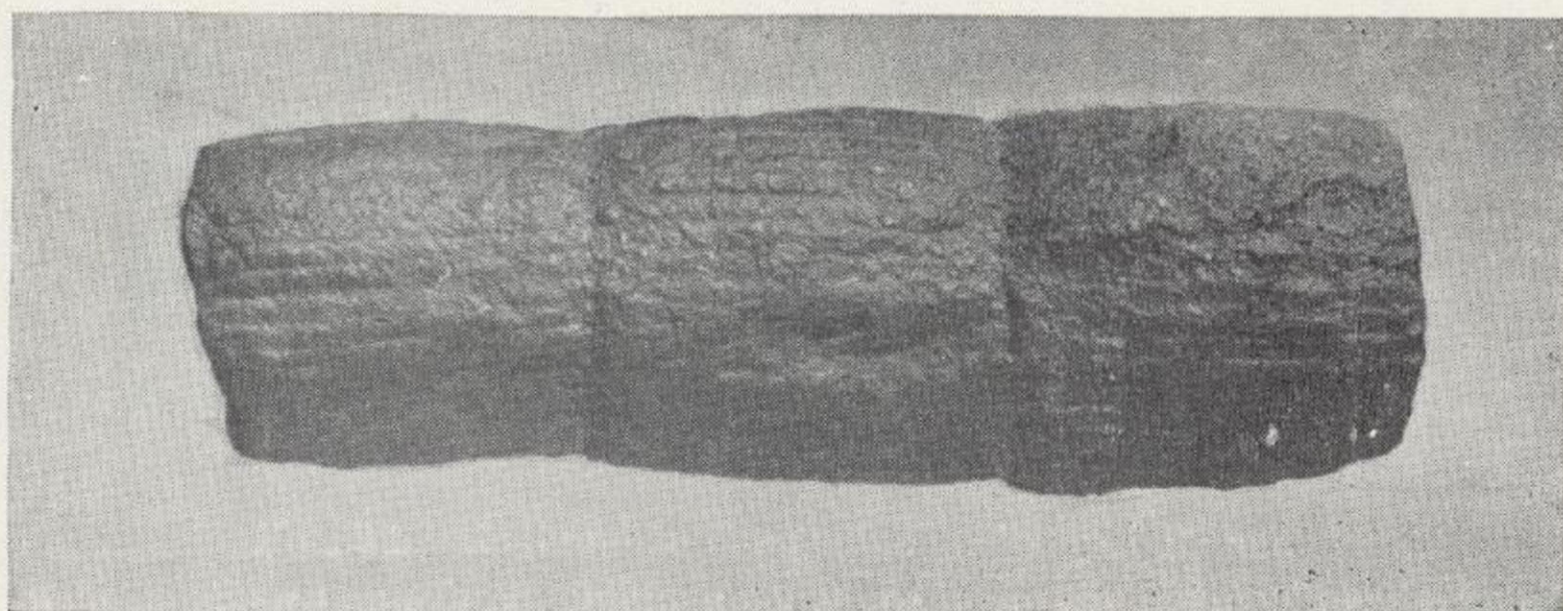
Eleutherokoma reidfordi, Crickmay. Devoniano superior (Corte n.º 1).



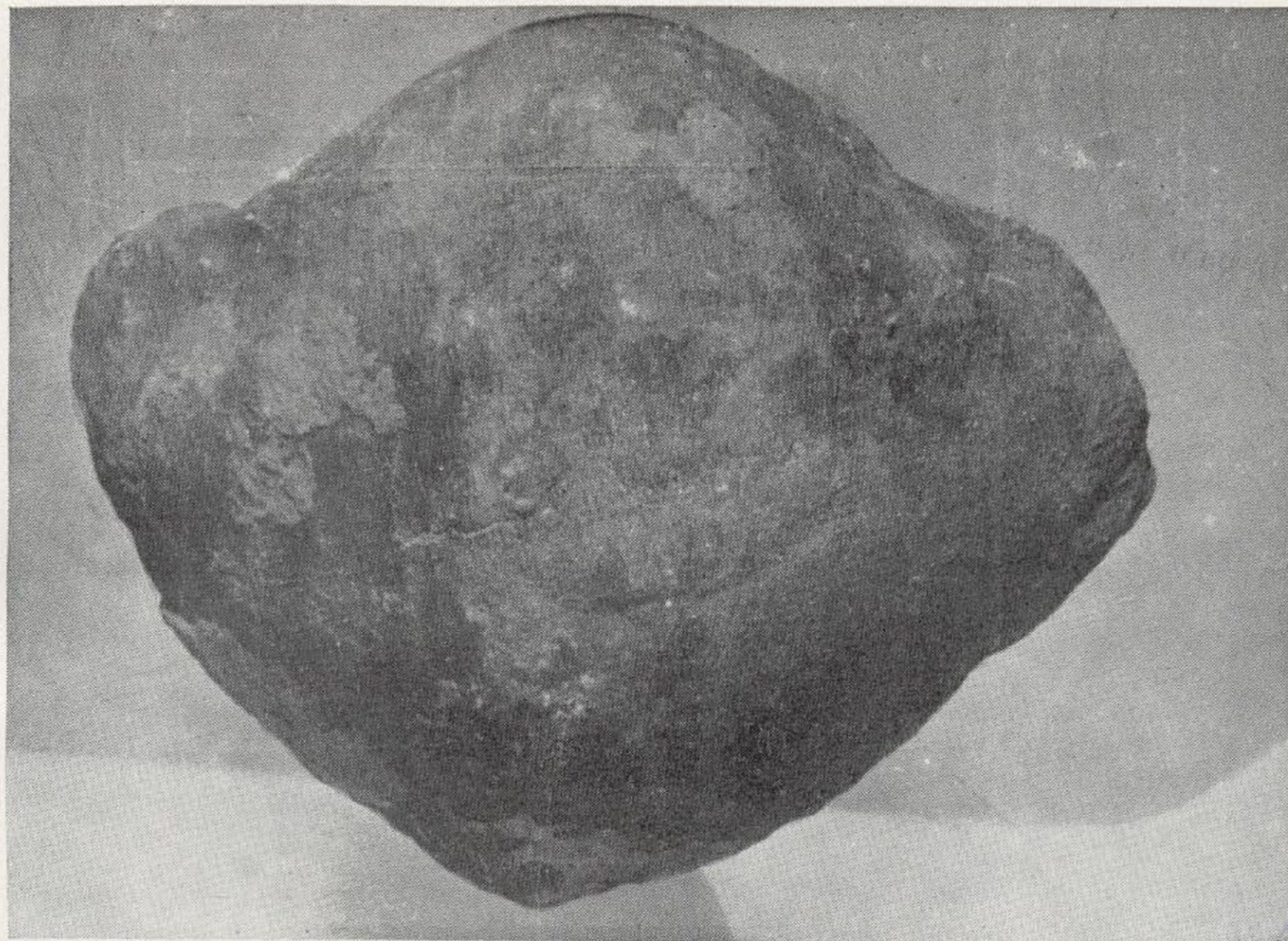
Lepidodendron aff. *rimosum*, Sterb. Carbonífero (Corte n.º 2).



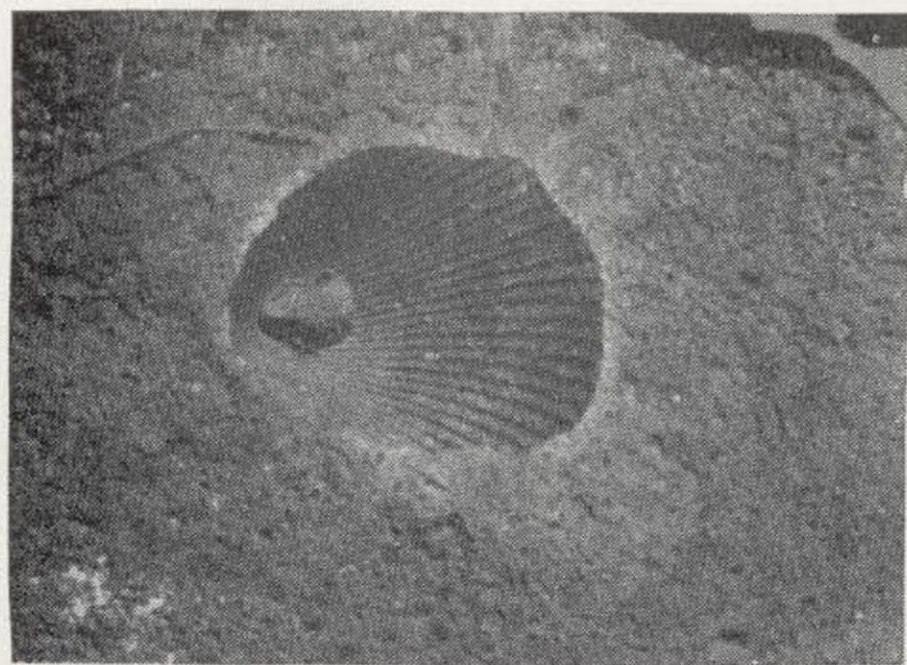
Pinakodendron aff. *ohmani*, Weiss. $\times 1,3$. Carbonífero (Corte n.º 2).



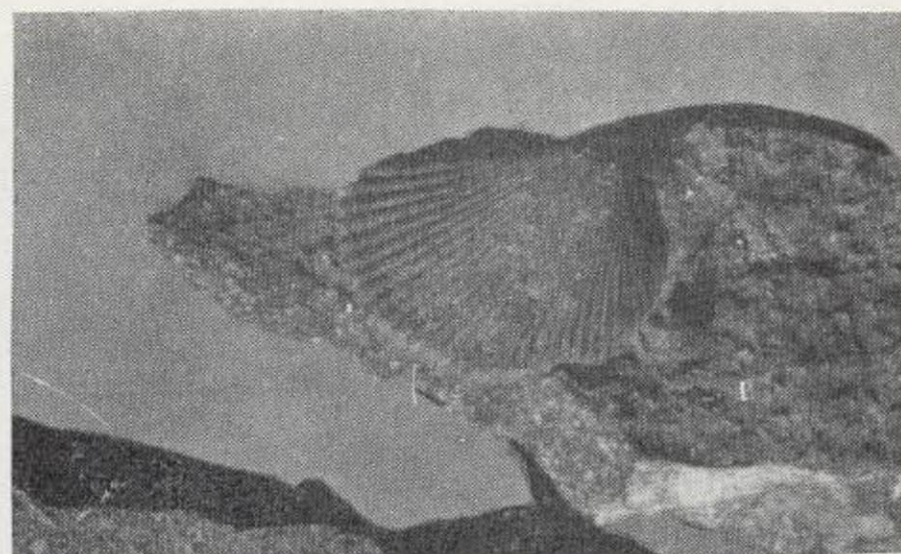
Calamites *aproximatus*?, Bgt. $\times 1,3$. Carbonífero superior (Corte n.º 12).



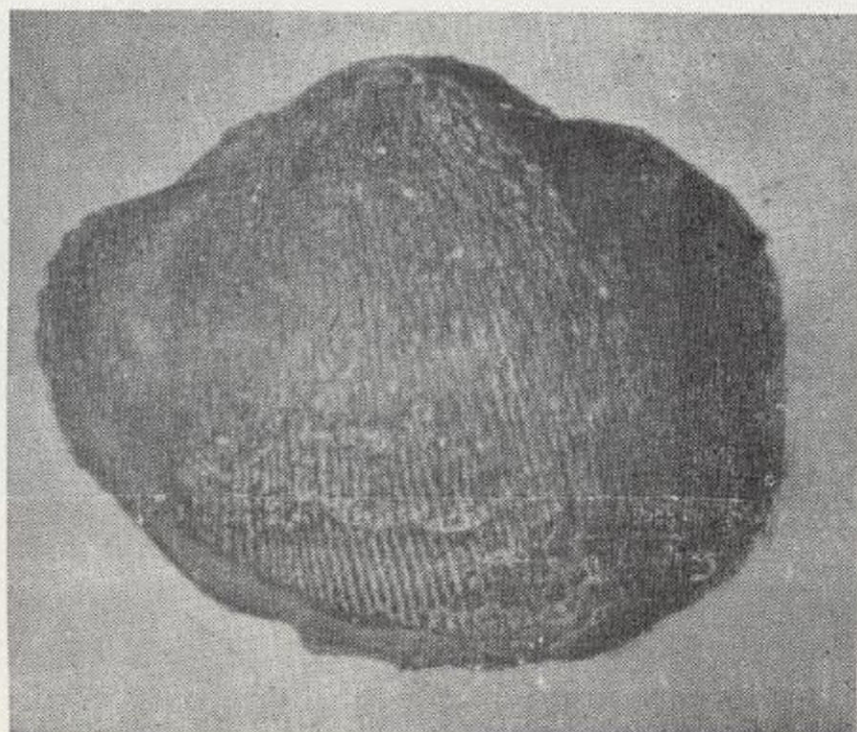
Productus giganteus, Martin. $\times \frac{3}{4}$. Viseano (Corte n.º 4).



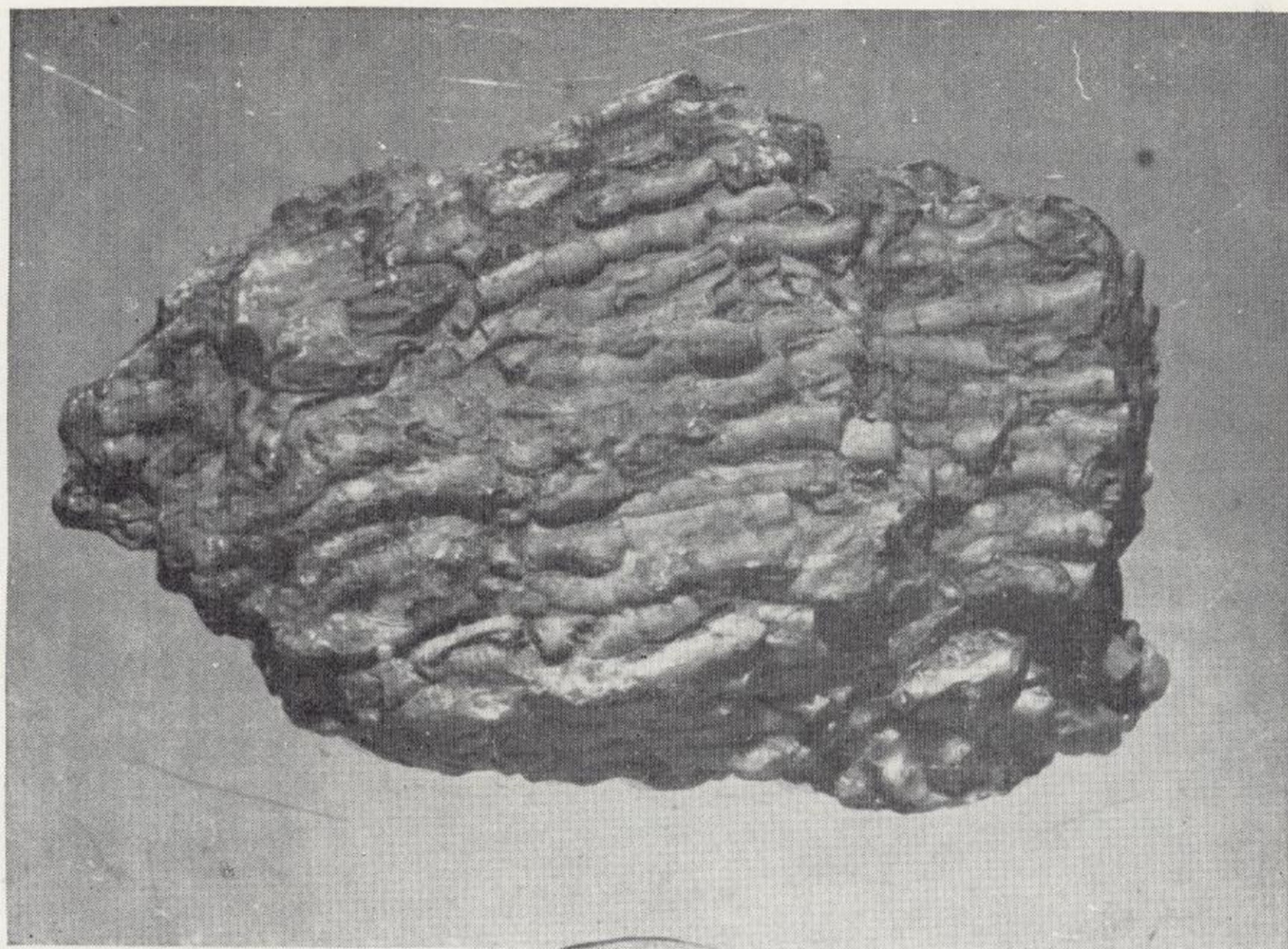
Limatulina alternata, M'Coy.
 $\times 2$. Viseano (Corte n.º 6).



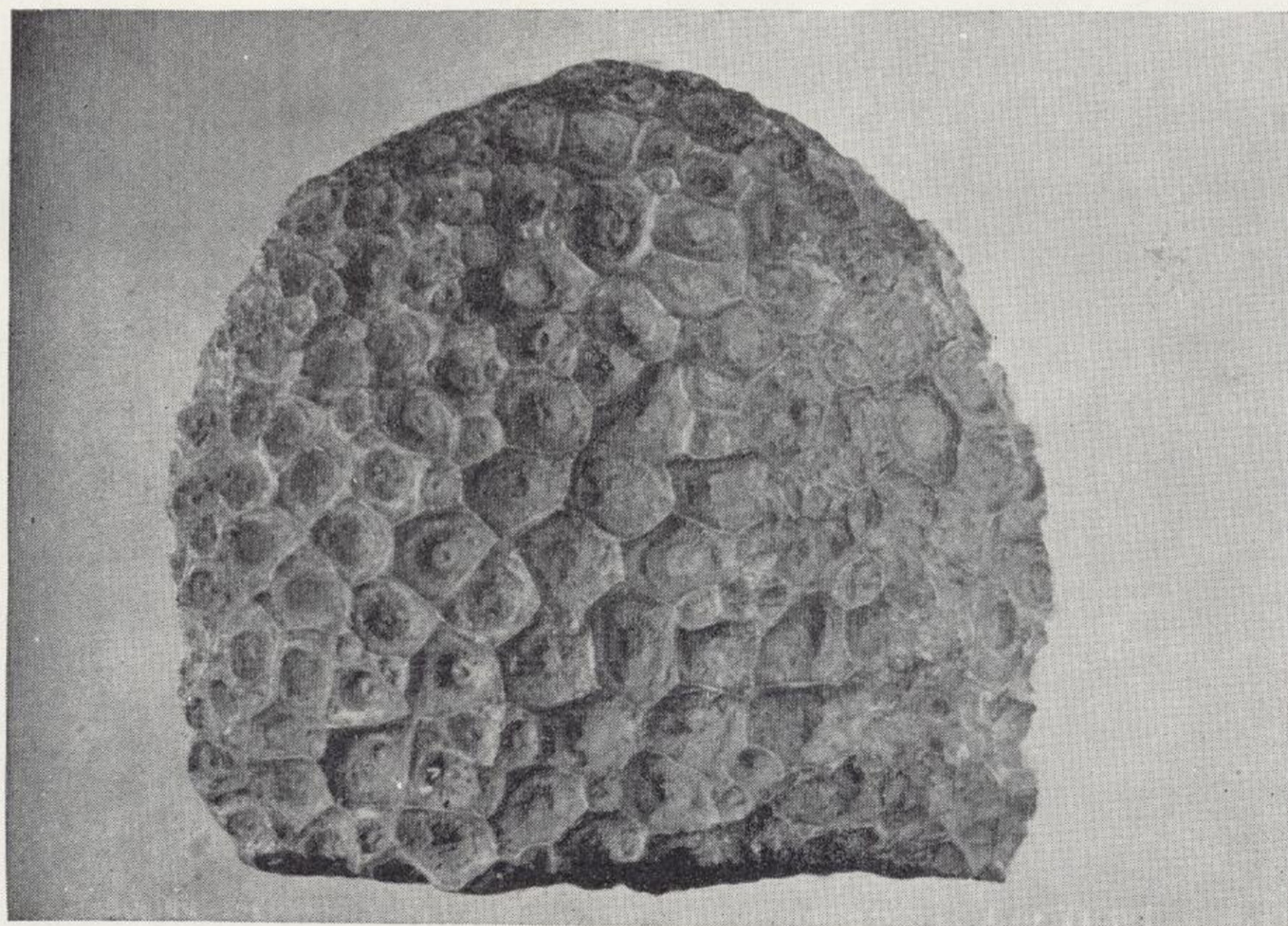
Nothamusium transversum, Hind.
 $\times 2$. Viseano (Corte n.º 6).



Linopoductus cora, d'Orb.
Viseano (Corte n.º 13).



Lithostrotion irregulare, Ed Haine. Carbonífero medio (Corte n.º 9).



Cyathophyllum regium, Phillips. $\times 1/2$. Carbonífero.

**Esquema geológico de la zona
de Almadén (Ciudad Real)**

por

Antonio Almela Samper

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE ALMADEN (CIUDAD REAL)

La fecha remota en que comenzó a explotarse el riquísimo y mundialmente conocido criadero de mercurio de Almadén, hace que existan referencias bibliográficas muy antiguas y estudios, inéditos o publicados, de muchos ingenieros de Minas e incluso especialistas extranjeros, pero en su casi totalidad se han dedicado a las explotaciones en sí y al tratamiento del mineral, siendo muy reducidos los datos geológicos que se pueden obtener de estos trabajos.

Además, existe una notable disparidad de criterios en los distintos geólogos que han recorrido el territorio al interpretar su geología, de forma que los cortes geológicos que ofrecen difieren fundamentalmente en la interpretación de la estratigrafía y tectónica, no obstante referirse todos ellos a los alrededores de Almadén.

Cuando se me encomendó que realizara un estudio de esta zona, con vistas a proyectar nuevos reconocimientos mineros, tuve que recorrer con algún detenimiento la comarca, lo que me permitió conocer mejor su geología.

Aunque quedan todavía muchos puntos oscuros y problemas sin resolver, considero conveniente dar a conocer las conclusiones provisionales a que he llegado, ya que pueden constituir el punto de partida para otros estudios más detallados. En su consecuencia, he solicitado autorización del Consejo de Administración de las Minas de Almadén y Arrayanes para dar a conocer la parte geológica de mi estudio, autorización que

me ha sido concedida y por la que tengo que dar las gracias al Consejo.

A continuación se exponen los resultados de las observaciones realizadas, y sería de desear que ello sirviera de acicate para nuevos estudios que fueran aclarando los problemas que aún quedan sin resolver, tales como la conocida "piedra frailesca" de Almadén. También sería de interés encontrar y señalar con precisión muchos yacimientos fosilíferos, silurianos y devonianos, que se sabe existen, aunque no se tiene referencia exacta de su ubicación.

En los alrededores de Almadén existe una serie de crestos cuarcíticos, más o menos potentes, que han llamado la atención, por su continuidad, de todos los geólogos que han visitado la región, pero cuya identidad y posición relativa entiendo no se ha podido establecer aún de manera indudable y precisa.

El más importante por su potencia y por constituir la alineación de sierras más elevadas de la zona, es el que forma la de Castilserás o de Cordoneros, al Sur de Almadén. Es una corrida de cuarcitas duras, de color claro, casi blancas, con manchas rojas que produce el óxido de hierro, especialmente en los planos de crucero y de estratificación, en posición vertical o con buzamiento muy fuerte al Norte. De antiguo se cita en estas cuarcitas la existencia de Cruzianas y otras pistas que caracterizan al Siluriano inferior, y aunque yo no he conseguido encontrar ningún resto de ellas, no dudo en atribuirles esta edad, tanto por esta razón como por su aspecto, muy típico, de las rocas de este nivel. Su potencia aparente en la parte central de la Sierra es de más de 300 metros; pero casi todos los geólogos que las han visto coinciden en considerar que forman un anticlinal agudo, en cuyo caso su espesor hay que reducirlo a la mitad.

En apoyo de esta disposición tectónica puedo citar solamente el corte de las cuarcitas que proporciona el río Valdeazogues, al atravesarla de Norte a Sur en el kilómetro 7 de la carretera de Puertollano. Allí parece verse una rama Norte, con buzamiento de 65° Norte, y una Sur, primero concordante con aquella cerca de la cumbre, pero que hacia abajo se inflexiona, llegando a buzarse al nivel de la carretera 73° Sur.

Así pues, interpreto también esta corrida de cuarcitas como

un anticlinal, pero es forzoso hacer resaltar el hecho de que en el resto de la zona no se encuentra indicio de tal disposición, sino simplemente se ve una potente bancada de cuarcitas, concordantes en todo su espesor. Solamente en la terminación oriental de esta corrida, pasado el río citado, parece que estas rocas forman un cierre periclinal que se sumerge bajo las pizarras inmediatas.

Por otra parte, es también curioso que al Sur de la sierra no reaparezcan los mismos niveles que se ven aflorar al Norte de ella y que tan típicos son, cosa que debía suceder si la estructura es anticlinal. En efecto, al Sur de la Sierra de Castilserás se desarrolla una extensa área de pizarras de tonos pardos, en la que no se aprecia intercalación de nuevas bancadas de cuarcita, mientras que al Norte, y bastante próxima a ella, aparece una nueva corrida de cuarcitas, mucho menos potente que la anterior, que forma otra crestería de cota reducida, que se sitúa a lo largo de la Serrezuela de la Cárcel, situada inmediatamente al Sur de Almadén.

Son éstas más bien areniscas cuarcitosas, más blandas que las anteriores y de potencia que rara vez excede de los 30 metros. Su coloración es también blanquecina, teñida de rojo a trechos; pero en conjunto ofrecen una tonalidad más rubia que las cuarcitas anteriores. Son también más tableadas, y esto, unido a su dureza algo menor, hace que se utilicen como piedra de construcción y que toda la crestería que limita por el Sur al pueblo aparezca ocupada por canteras que explotan este nivel.

Entre estas dos alineaciones de cuarcitas, el Valle de Juan Gil está ocupado por una alternancia de areniscas pardo-rojizas, algo micáferas, y pizarras oscuras o negruzcas, bastante laminares y también micáferas. En esta zona se señala una fauna de Calymene y otros restos, que no he podido localizar; pero dentro del Socavón del Chorrillo y cerca de la bocamina he encontrado en estas pizarras algunos restos de lamelibranquios inclasificables, que parecen indicar la presencia de este mismo nivel.

Esta fauna es, sin duda, abundante aquí, pues son muchos los sitios en que se ha recogido una gran cantidad de Trilobites y otros fósiles, que componen copiosas listas en las diferen-

tes publicaciones dedicadas a esta región, y atribuyo por lo tanto al Ordoviciense estas pizarras y areniscas.

Al Norte de las cuarcitas que llamaremos de canteras, que considero como la parte superior del Ordoviciense, viene una segunda depresión más suave que la anterior en la que es difícil encontrar afloramientos, tanto por los derrubios que ocultan el terreno, como por las edificaciones de la población. Es, pues, difícil hoy darse cuenta de las rocas que constituyen esta zona sólo por recorridos de superficie. Pero el socavón antes citado nos proporciona un magnífico corte de estas capas, constituidas por una alternancia de areniscas pardas a grises, cuarcitosas y bastante duras, y pizarras negras, ampelíticas, en lechos que a veces no exceden de diez centímetros de potencia, pero que en general tienen bastante más espesor. Se ven también algunos bancos de pizarras grises o pardas, y esto, unido a la decoloración que sufren a la intemperie, es causa de que a veces no se reconozca fácilmente este nivel en la calle.

Se citan en él, por todos los autores, abundantes Graptolites; pero la laminación que han sufrido estas capas hace difícil encontrar estos fósiles en ellas. No los he encontrado en la zona de Almadén, pero sí los he visto al Este de Almadenejos, en la trinchera del ferrocarril existente en el kilómetro 270. El encontrado por mí era un ejemplar de Monoprionido, de difícil determinación; pero tanto la típica facies de la roca, como las especies anteriormente determinadas en este tramo, indican que se trata del Gotlandiense.

Hasta ahora la serie siluriana parece que es continua y ascendente hacia el Norte, con todos los tramos típicos de este terreno; pero aquí se ofrece una anomalía, que se viene interpretando de una manera que no acabo de encontrar por completo justificada.

Es ésta una curiosa roca, denominada en Almadén "piedra frailesca", que aparecía en la calle, en la misma población, hoy oculta por las edificaciones, y se cortó en los pisos superiores, con un espesor hasta de 250 metros. No obstante su considerable potencia, no se ha encontrado esta roca en los pisos inferiores actualmente en explotación, de modo que forma un len-

tejón que disminuye rápidamente, tanto en profundidad como lateralmente, hasta desaparecer.

Se trata de una roca integrada por trozos de pizarra ampelítica, abundantes fragmentos de caliza dolomítica blanquecina y restos de cuarcitas y rocas eruptivas abundantes en la zona. Su color en el interior de la mina es gris, más o menos blanquecino, pero en superficie recordaba el del sayal de los frailes franciscanos, de donde tomó su nombre.

Esta curiosa roca viene interpretándose como una brecha tectónica, lo que implica una importante rotura allí; pero encuentro varias objeciones a esta interpretación, que voy a exponer.

En primer lugar, la idea de brecha tectónica indica que la roca se ha formado en virtud de un accidente importante y a expensas de las formaciones puestas en contacto por el citado accidente. No obstante, la "piedra frailesca" está en parte constituida por caliza que no entra en la composición de ninguno de los niveles puestos en contacto en el supuesto accidente, ni se ve aflorar en una extensa zona alrededor de Almadén. Por el contrario: las rocas que integran la región son casi exclusivamente cuarcitas, areniscas y pizarras, con rocas eruptivas, y las calizas sólo afloran, como veremos luego, en reducida extensión y bastante lejos de donde se encuentra la frailesca.

La citada roca aparece casi siempre entre las pizarras ampelíticas y areniscas gotlandienses, lo que no favorece la suposición de una importante rotura. Bien es verdad que en los pisos quinto y sexto de la mina se ve chocar las cuarcitas impregnadas con cinabrio contra la frailesca; pero ello puede ser debido a una de las múltiples roturas secundarias que luego veremos que existen y que no tienen la importancia necesaria para dar lugar a una brecha tan potente. Por otra parte, la textura de la roca no es la típica de una brecha o una milonita, pues en todos los ejemplares que he recogido los elementos de que consta son pequeños y, si bien casi todos angulosos, no se destacan de la pasta netamente más que algunos fragmentos.

Además parece ser que se cita el hallazgo de algunos restos fósiles en esta roca, un tanto contradictorios, pues se señala la presencia de Cruziana en una ampelita, siendo así que este fó-

sil pertenece al nivel inferior, mientras que la ampelita es del superior.

No parece, pues, convincente la denominación de brecha tectónica dada a la "piedra frailesca", y uno de los problemas que queda planteado es el de la clase de roca que es ésta, cosa de extraordinaria importancia para la interpretación tectónica de la zona y, por lo tanto, para la posibilidad de repetición del nivel mineralizado.

Siguiendo ahora la exposición de los distintos niveles que se suceden hacia el Norte, nos encontramos con que, tras la "piedra frailesca", donde ésta existe, o tras las pizarras ampelíticas, se encuentra otra bancada de cuarcitas que son las que en una larga corrida están impregnadas de cinabrio.

No entraré en la descripción del detalle de esta formación, porque ello ha sido objeto primordial de todos los anteriores estudios; así que me limitaré a consignar que se trata de un nivel de cuarcitas duras, de color blanquecino en unas zonas y gris oscuro en otras, que tienen una impregnación variable de cinabrio que va desde ligeras manchas hasta la sustitución completa de la cuarcita por el mineral. Con las cuarcitas alternan algunos bancos de pizarra ampelítica, que no tiene más que, por excepción, alguna pequeña impregnación.

En Almadén, el cinabrio impregna de manera irregular tres fajas denominadas, de Norte a Sur, "San Nicolás", "San Francisco" y "San Pedro y San Diego"; pero en Almadenejos no se encuentran más que dos bancos impregnados, denominados "El Rompimiento" y "Santa Teresa", en la mina "Concepción Vieja", mientras que en la "Concepción Nueva" se les conocía con el nombre de "Lineal" y "La Anguila".

Es curioso consignar que la cuarcita de color gris oscuro no la he visto más que en el paquete que tiene mineralización. En el resto de las corridas de cuarcita no he encontrado rocas con este aspecto.

También es extraño que la mineralización se presente en estas fajas dentro de una cuarcita de aspecto totalmente análogo, existiendo cuarcitas estériles junto a otras más o menos impregnadas, de características al parecer idénticas.

La bancada de cuarcita mineralizada viene en contacto por

el Norte en la zona de la mina, con un asomo cruptivo de pórfido cuarzosos que aparece alargado en el sentido de la estratificación, inserto entre los estratos, y a continuación ocupa el fondo del valle del Arroyo de la Fuente Nueva un paquete de pizarras arcillosas, grises o pardo-rojizas, con bancos de arenisca cuarcitosa de tonos amarillentos, en donde no he logrado encontrar fósiles.

Aquí se nos plantea un nuevo problema que no me ha sido posible resolver, que es el siguiente: si la serie que venimos viendo es continua, y así lo parece, estas capas que se encuentran descansando sobre unos niveles, francamente gotlandienses, deberían ser ya devonianas, y, en efecto, se citan en los textos abundantes listas de fósiles devonianos con la referencia escueta de Almadén y Chillón, pero sin dar la situación exacta de los yacimientos. Si correspondieran a esta serie de pizarras, podría considerarse que la formación era continua y se pasaba insensiblemente del Siluriano al Devoniano; pero si los fósiles pertenecen a zonas más alejadas de ésta, la deducción no es ya tan segura, aunque bien pudiera ser que fueran devonianas estas capas a pesar de no encontrar fósiles que certifiquen esta afirmación. Los distintos geólogos que han estudiado la región coinciden en afirmar que es muy difícil distinguir los niveles devonianos de los silurianos cuando no se encuentran fósiles, pues sus facies son idénticas, lo que nos prueba la necesidad de buscar los distintos yacimientos fosilíferos que se citan, a fin de delimitar estos terrenos con la mayor aproximación posible, pues insisto en que ello es indispensable para poder establecer la tectónica y, por tanto, la posible repetición de niveles mineralizados. De momento sitúo todavía este tramo en el Siluriano por ser más neta la separación de los niveles que le siguen.

Al Norte de este paquete de pizarras y areniscas aparece un nuevo banco de cuarcitas constituyendo una crestería muy continua a lo largo de las Serrezuelas de Chillón y Peñarrubia, que limitan por el Norte el valle.

Son estas cuarcitas de tonos claros o blanquecinas, que recuerdan bastante a las de la Sierra de Castilserás, pero su potencia no excede de 50 metros y frecuentemente es menor.

En la Guía de Almadén, para el Congreso Geológico, se

dan estas cuarcitas como la base del Devoniano y se extiende este terreno hacia el Norte hasta la Serrezuela del Ciervo (solamente en el mapa, pues en el corte geológico el Devoniano se da como manchas aisladas). Encima se encuentra, en efecto, una amplia faja de terreno constituido por pizarras pardas o rojizas, algo satinadas, y areniscas de estos mismos tonos, en cuyas capas he encontrado, por indicación del señor Pancorbo, en las inmediaciones del kilómetro 2 de la carretera de Saceruela, hasta el puente de ésta sobre el arroyo del Tamujar, una faunela compuesta de las siguientes especies fósiles:

Spirifer Pellicoi, Vern.
 " *Ezquerrae*, Vern.
Nucula sp.

A pesar de las pocas especies determinables en este yacimiento, es indudable que pertenece al Devoniano medio y es admisible atribuir a este terreno la zona a que antes he hecho referencia; pero siendo la fauna del piso medio, queda imprecisa la delimitación entre el Devoniano y el Siluriano. Me indicó también la existencia de otro yacimiento fosilífero un poco más al Oeste, en las ruinas del convento, pero no tuve la suerte de encontrar nada. Por su posición parece indudable que debe ser también Devoniano.

Más al Este, junto al río Valdeazogues, en su orilla derecha y a unos dos kilómetros al Este del puente que existe en el kilómetro 7 de la carretera de Puertollano, he encontrado una formación fosilífera constituida por unos bancos de calizas, los únicos que he encontrado en la región, poco potentes, de color amarillento en superficie y gris en fractura, que se intercalan en una serie de pizarras pardas. Como estas calizas son las únicas que se encuentran en la zona, se han aprovechado en unas pequeñas canteras en las que se arrancaba la caliza para la fabricación de cal. La explotación está actualmente parada.

En estos bancos he encontrado una faunela poco abundante, compuesta de las siguientes especies:

Orthis gervillei, Defr.

Spirifer Ezquerrae, Vern.
 " sp.
Atrypa reticularis, Linn.
Athyris concentrica, Buch.

Aunque no muy nutrida, es suficiente esta fauna para testificar la presencia del Devoniano medio, el mismo nivel que indica la otra faunela que se acaba de ver, lo que concuerda con la posición de ambos yacimientos dada la orientación en que aparecen las distintas alineaciones de capas.

No obstante, he intentado buscar la continuación de este nivel hacia el Oeste, para tratar de enlazar directamente un yacimiento con el otro, y no me ha sido posible, pues, por una parte, no he vuelto a ver calizas, y por otra, su posición no permite ver la sucesión de los niveles, pues el Devoniano viene limitado al Sur por el Cuaternario del río, y al Noroeste, por un accidente tectónico bastante claro que vuelca sobre este terreno unos bancos de cuarcitas que se ven a un lado y otro del río, en las cotas 505 y 524, formando un anticlinal vergente al Sur-oeste.

A esto hay que añadir otras fallas que se observan al Oeste, cerca de la carretera, y la consecuencia de todo esto es que estos niveles devonianos se acercan de una manera anormal a las cuarcitas de Cruziana, desapareciendo casi por completo todos los niveles intermedios.

Evidentemente, cuando desaparecen los bancos de caliza que aquí existen, es muy difícil diferenciar las pizarras que los acompañan de las silurianas si no se encuentran fósiles que las identifiquen. Así, pues, admito toda esta zona de pizarras como Devoniano, pero sin tener una gran seguridad en cuanto a su delimitación. Cuando se recuperen los distintos yacimientos fosilíferos citados con anterioridad, o se descubran otros nuevos mediante reconocimientos más detenidos, podrá tal vez hacerse la estratigrafía del Devoniano y delimitarse este terreno con mayor exactitud.

Al Norte de esta serie de pizarras y areniscas se encuentra una alineación de serratas de cota no muy elevada, constituidas por otros bancos de cuarcitas blanquecinas y duras, pero

que no destacan sobre el terreno como los bancos que anteriormente hemos visto, sino que constituyen lomas en cuyas cumbres afloran las cuarcitas de manera más o menos discontinua. Al Norte de Almadén y Chillón estas cuarcitas forman una alineación paralela a las anteriores, pero a partir de la carretera de Almadén a Saceruela, hacia el Este, la línea de lomas se incurva hacia el Sur, dirigiéndose hacia Almadenejos.

Tampoco es fácil ver la disposición tectónica de este nivel, pero en el cerro que aparece entre la carretera y la mina de las Cuevas, de que luego hablaremos, da la sensación de que se dispone en anticlinal. Al Norte de esta alineación de cuarcitas se encuentra otra vez un paquete de pizarras ampelíticas en las que se citan Graptolitos, y que se siguen con facilidad bordeando estas alturas a lo largo del arroyo de los Alamos, por Gargantiel. En la vertiente Sur de estas sierras en cambio no se ven las ampelitas, cosa que se opone a la interpretación de las cuarcitas como un anticlinal, a menos de que exista una nueva falla aquí.

Finalmente hay que mencionar los frecuentes afloramientos eruptivos existentes en la región, constituídos por rocas diabásicas y porfídicas, de diferentes tipos, que en algunos sitios ocupan extensiones considerables de terreno. Tal ocurre con el importante afloramiento que se encuentra entre Almadén y el Puerto del Ciervo, cortado por las carreteras de Saceruela y San Martín de Valdeiglesias.

Al Sur de Gargantiel se encuentra otro afloramiento de rocas eruptivas, de alguna importancia, aunque mucho menos extenso que el que se acaba de citar, ya conocido por Prado y Kuss, que los mencionan en sus trabajos.

Al techo del criadero es de siempre conocida la existencia de un pórfido cuarzoso limitando por el Norte las cuarcitas impregnadas, a veces con un ligero espesor de ampelitas interpuestas. Esta roca se ve aflorar cerca del arroyo de la Fuente Nueva, y más al Norte, tanto en la carretera de Saceruela como en la de San Martín de Valdeiglesias, se cortan varios pequeños afloramientos de rocas eruptivas del mismo tipo, cuya delimitación es difícil por estar casi todo el terreno recubierto por tierras de labor.

Otros manchones más o menos extensos se señalan en las distintas publicaciones que tratan de esta zona, y estimo que es indispensable estudiarlos detenidamente, tanto para situarlos exactamente sobre el mapa como para conocer su composición exacta y su posible relación con la metalización del criadero.

Por lo que se refiere a la tectónica regional, poco más de lo que he dicho puedo ya decir. Los distintos niveles de cuarcitas existentes son por una parte bastante semejantes entre sí, desde el punto de vista litológico, pero su potencia es diferente de unos bancos a otros, de modo que no es posible, por el momento, indentificar unos con otros, cosa indispensable para establecer las posibles repeticiones.

Las cuarcitas más potentes de la Sierra de Castilserás parece que forman un anticlinal volcado hacia el Sur, pero las series que se ven a uno y a otro lado de las cuarcitas creo que no son idénticas, y de existir el supuesto anticlinal deberían aparecer al Sur de la Sierra, y cerca de ella, las cuarcitas de las canteras y las cuarcitas del criadero; cosa que ni he visto ni sé que las cite ninguno de los que han efectuado reconocimientos geológicos por aquella región. No obstante, el corte que proporciona el río Valdeazogues y la terminación oriental de esta bancada de cuarcitas, al Sur de las canteras de caliza que he citado antes, inclinan a interpretarla como un anticlinal.

En cambio, lo que sí permite observar la regularidad de esta corrida de cuarcitas es la existencia de una serie de pequeñas roturas que desplazan paralelamente a sí mismas estas capas y, por tanto, deben afectar de igual modo a la bancada de cuarcitas del criadero.

No considero necesario describir las distintas fallas observadas, pues están señaladas en el mapa. Muchas veces el salto, desde el punto de vista geológico, es pequeño, pero en el río Valdeazogues es ya de mayor importancia y sobre todo da lugar a un cambio brusco en la dirección de los estratos, que se orientan al NW. Poco más allá se observa una nueva falla, determinada por un collado y una solución de continuidad en las cuarcitas, y luego siguen éstas durante otro kilómetro con la misma orientación. La terminación SE. de la corrida de cuar-

citadas parece formar un cierre periclinal, lo que es otro argumento en favor de la estructura anticlinal de las cuarcitas.

La bancada de cuarcitas del criadero se puede seguir de manera casi continua desde la carretera de Peñalsordo, a cuatro kilómetros al Oeste de Chillón, hasta los alrededores del kilómetro 5 de la carretera de Puertollano. La carretera de Chillón a la estación corta esta corrida de cuarcitas y se ve su continuidad a un lado y otro de la carretera y el barranco.

En cambio la de Almadén a Posada muestra una clarísima falla que afecta a las cuarcitas de la Virgen del Castillo, desplazadas en relación con las de la Sierra de Castilserás, y el mismo accidente repercute en las cuarcitas del nivel de canteras y en las del criadero que muestran un salto muy neto, visible al Oeste del barranco existente en el extremo occidental de la escombrera.

Las cuarcitas del criadero van, como es sabido, por el mismo pueblo de Almadén, y salen de él por el Oeste, al Norte de la carretera de Puertollano, pero en el kilómetro 1 de ésta pierden algo de espesor y pasan al Sur, continuándose ya a este lado de la carretera hasta cerca del kilómetro 5. El cruce por el kilómetro 1 es poco visible, porque pierden aquí potencia las cuarcitas; pero una vez pasan al otro lado de la carretera, aumenta de nuevo su espesor y se las ve correr de manera continua al pie de la Sierra, con sólo algunos pequeños saltos producidos por otras tantas fallas.

Antes de llegar al cruce del río se pierden, tanto las cuarcitas del nivel de canteras como las del criadero, debido a la rotura que allí se observa y a la aparición de un afloramiento eruptivo que interrumpe las capas. Además los derrubios y tierras de labor ocultan por completo los afloramientos, y a partir de aquí ya no me ha sido posible reconocer con certeza los bancos que corresponden al criadero de Almadén. Por el contrario, al Norte de las cuarcitas potentes y a la distancia que debería aparecer la capa mineralizada, se encuentran las calizas devonianas, a que antes he hecho referencia, sin que se encuentre ningún banco de cuarcita que pueda referirse a aquellos niveles.

A partir de aquí hacia el Este la tectónica se complica mu-

cho más y ya no se ven las largas corridas que se destacan en Chillón y Almadén. En el recodo del río que se ve inmediatamente al Este de las canteras de caliza, se puede observar un precioso pliegue anticlinal en las cuarcitas de las cotas 505 y 524, que se vuelca sobre el Devoniano. En el segundo de estos cerros, bajo las cuarcitas, se ve un afloramiento de conglomerado brechoide, de elementos angulosos de cuarcita, con arenisca basta, roja, formado, sin duda, por el violento accidente tectónico. Desde aquí hasta la carretera de Gargantiel los afloramientos de cuarcita aparecen en un orden confuso y no es fácil determinar los accidentes producidos.

En todo caso, lo que sí parece cierto es que el anticlinal de las cuarcitas de la Sierra de Castilserás, al cruzar el río, va hundiendo su eje, y a los dos kilómetros desaparece la cuarcita anegada bajo las pizarras.

En cambio, a unos dos kilómetros más al Sur, aparece un nuevo crestón de cuarcitas, de aspecto y potencia análogos a los anteriores, que con pequeños saltos de falla, bien visibles, se continúa de manera bastante regular por el Sur de Almadén.

Aquí aparece una serie idéntica a la que hemos visto en Almadén, y al Norte de las cuarcitas potentes, tras un nivel de pizarras y areniscas pardas, se encuentra el nivel de cuarcitas rojizas, idéntico de aspecto y potencia al que se explota en canteras en Almadén. Más al Norte se ven pizarras negras ampliticas y una corrida de cuarcitas blanquecinas y negruzcas con intercalaciones de ampelitas, que contienen abundante impregnación de cinabrio, explotado en las antiguas minas "Concepción" y "Nueva Concepción". La trinchera del ferrocarril existente entre los hectómetros 1 y 2 del kilómetro 270 muestra las cuarcitas del nivel del criadero, sin cinabrio. En las ampelitas que las acompañan he encontrado algún Graptolites.

En este punto se ve una nueva falla de dirección N.-S. que afecta a todas las bancadas de cuarcitas, y en seguida se entra en una nueva zona de confusos trastornos de difícil interpretación. La bancada potente de cuarcita, al acercarnos a las antiguas minas "Valdeazogues" y "El Entredicho", sufre bruscos desplazamientos, y los bancos de cuarcita que se ven en la orilla

derecha del río muestran violentos repliegues, hasta el punto de que las capas en la mina, sobre la carretera, se orientan N.-S. de manera anormal, cuando todos los demás estratos están casi siempre perpendiculares a esta dirección.

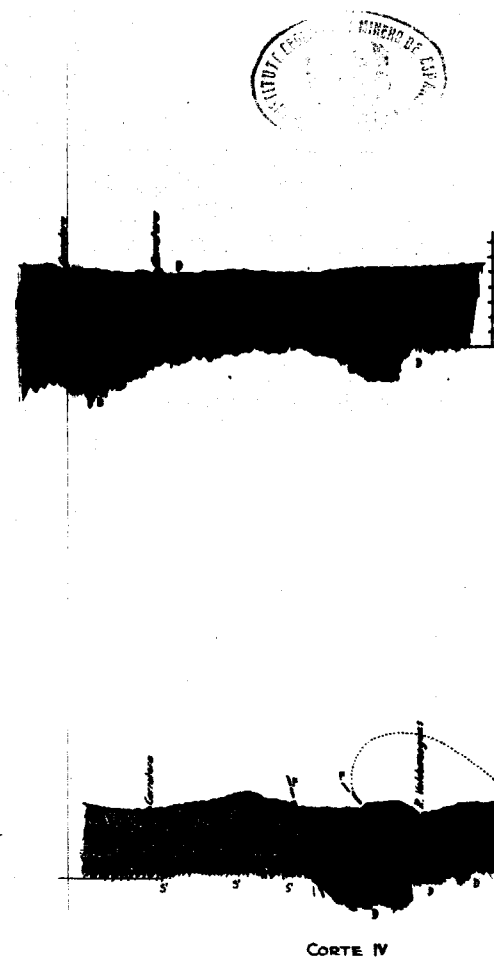
Pasadas las explotaciones mineras citadas, los estratos vuelven a aparecer en una disposición más tranquila, pues aquí se inicia la Sierra de Alcuña, constituida por un nivel de cuarcitas, que debe ser el mismo de la Sierra de Castilserás, y que se sigue en alineación casi rectilínea durante bastantes kilómetros.

Al Norte de estas cuarcitas, muy potentes, en la zona denominada El Entredicho, aflora un banco delgado de cuarcitas, paralelas a las anteriores, que probablemente representa el nivel de canteras, tanto por su aspecto como por la distancia que lo separa de las cuarcitas del potente banco inferior.

NOTA.—Ya en prensa este trabajo, el Consejo de Administración de las minas de Almadén y Arrayanes, ha encargado al Instituto Geológico, y está ya comenzado, el estudio detallado del área reservada a Almadén. La labor ya realizada permite hacer dos importantes rectificaciones a lo que se acaba de exponer.

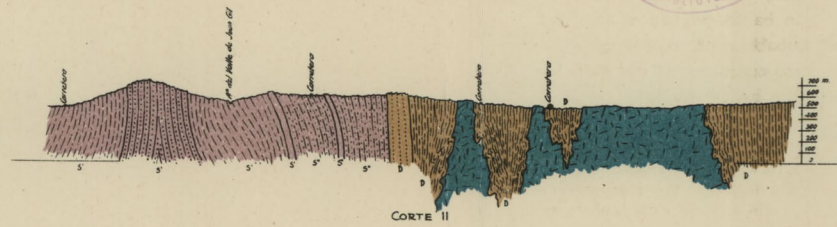
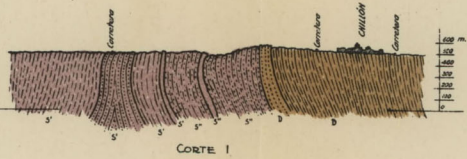
Una de ellas es que las cuarcitas de la Sierra de Castilserás no forman un anticlinal, y las pizarras que aparecen al Sur de éstas son antesilurianas, sin poder de momento precisar más su edad.

La otra rectificación es que la falla del río Valdeazogues es más importante de lo que pareció en un principio. Las cuarcitas que aparecen en la orilla izquierda del río y que creíamos prolongación de las de la Sierra de Castilserás, son en realidad las de la base del Devoniano, mientras que las de la orilla derecha, al otro lado de la falla, reaparecen con un gran salto, al Sur de Almadenejos.

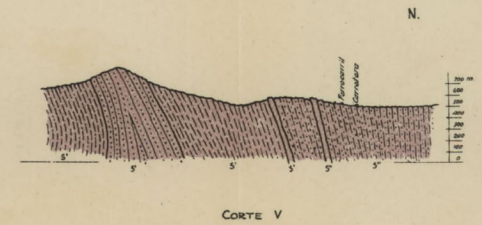
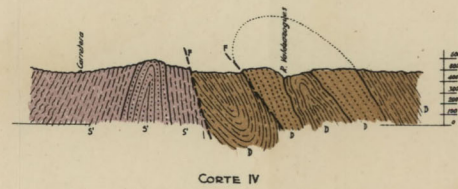
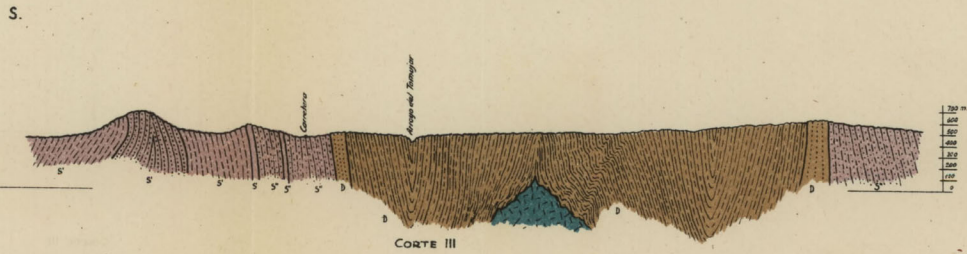


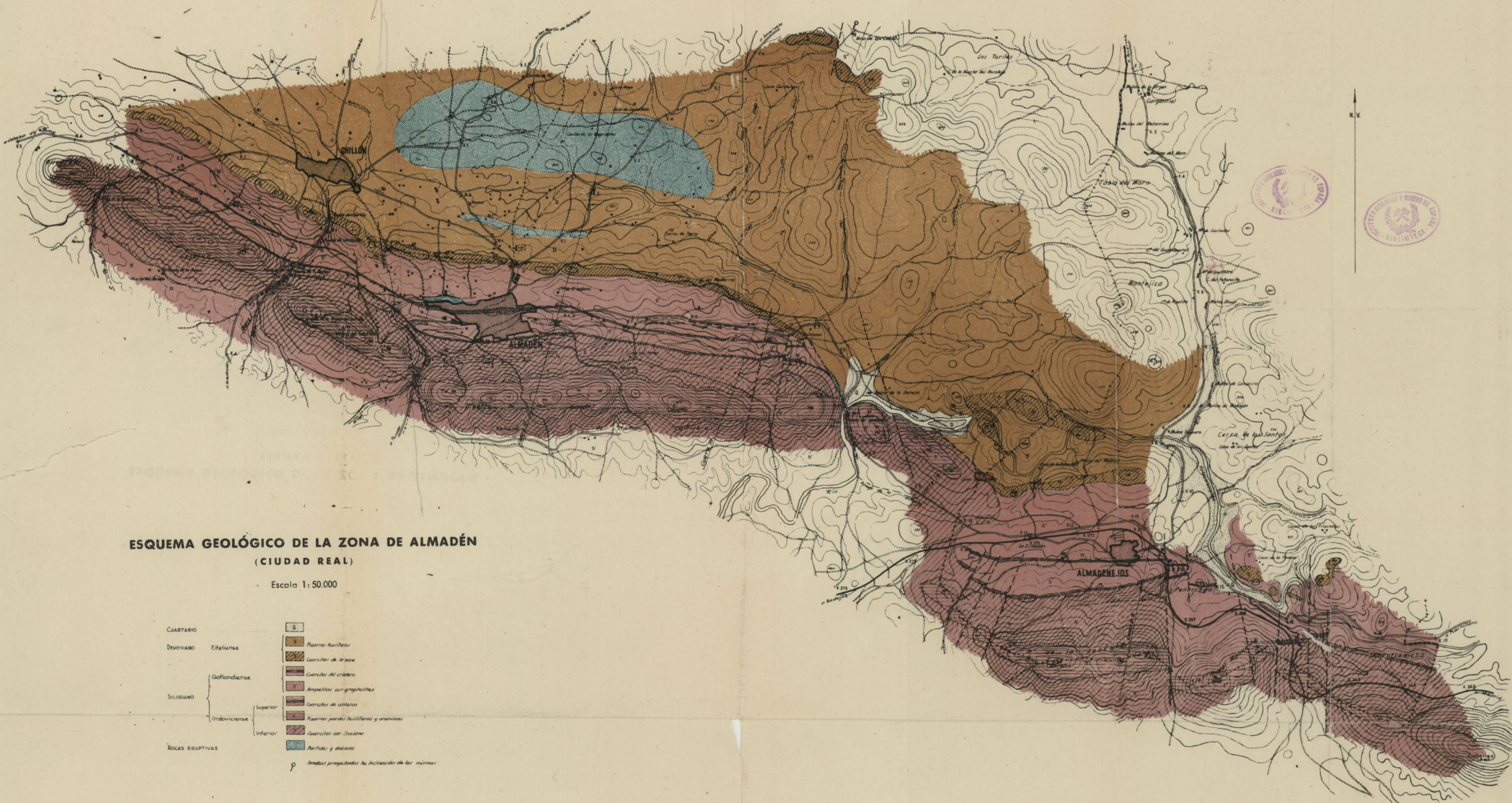
ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ALMADÉN (CIUDAD REAL)

Escala Horizontal y Vertical 1:50.000



DEVONIANO	Eifelense	D	Pizarras fósilíferas
		D	Cuarcitas de la base
SILURIANO	Gothlandense	S'	Cuarcitas del criadero
		S'	Ampelitas con Graptolites
	Ordoviciana	S'	Cuarcitas de canteros
S'		Pizarras pardas fósilíferas y arenizas	
	Inferior	S'	Cuarcitas con cruzotoma
ROCAS ERUPTIVAS			Pulidos y diabases





**ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ALMADÉN
(CIUDAD REAL)**

Escala 1:50.000

CUARTARIO		
DEVONIANO	Eifelense	Pizarras azuladas
		Calizas de la base
	Gallandense	Calizas del cratón
		Ampelitas con graptolitos
SILURIANO		Calizas de calizas
	Ordovicicenses	Pizarras parásitas azuladas y arenosas
	Superior	Calizas con <i>Troumou</i>
	Inferior	Calizas con <i>Troumou</i>
ROCAS ERUPTIVAS		Porfidos y diques

p Simbolos propuestos de inclinación de las rocas

**Decápodos fósiles del Eoceno
español**

por

Luis Vía Boada

INTRODUCCIÓN

Esta publicación es el resumen de una voluminosa tesis sobre el tema indicado por el título, fundamental y principalmente de carácter paleontológico, algunos de cuyos resultados se proyectan al dominio de la estratigrafía y paleogeografía del eoceno español.

La memoria se ha dividido en tres partes bien definidas, que resumimos en las páginas siguientes. A continuación del resumen general hemos extractado y resumido—desglosándolos de la primera parte—los principales datos sistemáticos referentes a cada especie en particular, formulando al mismo tiempo las diagnosis de las especies, de los géneros y de la subfamilia que se describen por primera vez.

La tesis doctoral fué leída en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona el día 1 de julio de 1959 ante el siguiente tribunal: Presidente, Dr. D. LUIS SOLÉ SABARÍS; Vocales: Dr. D. FRANCISCO GARCÍA DEL CID Y DE ARIAS, doctor D. BERMUDO MELÉNDEZ MELÉNDEZ, Dr. D. J. RAMÓN BATALLER CALATAYUD (Director), Dr. D. ALFREDO SAN MIGUEL ARRIBAS y calificada por unanimidad de SOBRESALIENTE *cum laude*.

DESCRIPCIÓN, DETERMINACIÓN Y ESTUDIO DEL MATERIAL ESPAÑOL

A. LAS ESPECIES RECONOCIDAS

En esta primera parte se lleva a cabo un detenido estudio paleontológico y sistemático de los numerosos ejemplares españoles—más de dos mil piezas—, en su gran mayoría recogidos personalmente por el autor.

En el curso de dicho estudio se describen y figuran detalladamente hasta cuarenta y dos formas, veintitrés de las cuales son nuevas para la Ciencia, aunque tres de éstas—LOBOCARCINUS CATALAUNICUS, MENIPPE ALMERAI y NEPTUNUS CATALAUNICUS—ya habían sido descritas con anterioridad.

Tanto si se trata de formas españolas de nueva creación, como de especies anteriormente descritas de otros países, en cada caso se procura dar una idea lo más aproximada posible del *hipodigma*—muestra estadística o colección-tipo—sobre el que se funda la delimitación de la especie taxonómica (TINTANT, 1952). Al mismo tiempo se registran todos los datos paleoecológicos que nos han venido a mano y que pueden tener algún valor, principalmente como términos de comparación entre distintos yacimientos.

Al justificar la creación de una nueva especie por comparación con las demás formas congéneres anteriormente descritas, en lugar de insistir en la exclusividad de los caracteres diferenciales de la nueva forma, hemos procedido metódicamente a la inversa. Es decir, que al traer a colación dichas formas descritas anteriormente, se han reproducido o resumido las diagnósis

de cada una de ellas. De manera que a la descripción detallada del total de las cuarenta y dos formas directamente estudiadas, se añaden las diagnósis de 112 formas extranjeras, congéneres de las especies españolas de nueva creación. Con tal modo de proceder se facilita y se completa en gran manera el conocimiento del género correspondiente, y al mismo tiempo se proporciona una orientación utilísima a los no especialistas que pretendan determinar nuevos materiales.

La totalidad de especies reconocidas se enumeran en la lámina adjunta (Lám. I).

B. LOS GENEROS Y FAMILIAS REPRESENTADOS

De los veintisiete géneros representados por la totalidad de las cuarenta y dos formas, cuatro son de nueva creación—EOCALCINUS, GONIONEPTUNITES, HARPACTOXANTHOPSIS y RETROCYPODA—y se describen por primera vez.

Por lo que respecta a los veintitrés restantes, en primer lugar se realiza una revalorización taxonómica y paleogeográfica de los mismos por el simple hecho de reconocer las numerosas especies—nuevas o no—que se les han atribuido.

Además se han resumido y revisado las diagnósis de cada uno de tales géneros a la luz de los materiales españoles—generalmente abundantes y en buen estado de conservación—y con un criterio sistemático muy amplio, basado en lo posible en la comparación de los restos fósiles con las formas afines actualmente vivientes. A este respecto consideramos como de sumo interés objetivo las aportaciones hechas al estudio de los géneros CALLIANASSA, CTENOCHÉLES, LOPHORANINA, STENODROMIA, HEPATISCUS, TYPILOBUS, MICROMAIA, PERIACANTHUS, MENIPPE, XANTHOPSIS, OMMATOCARCINUS y RETROPLUMA. (Los cuatro géneros en mayúsculas tienen representación en la fauna actual.)

En sucesivos círculos de mayor amplitud, y por tanto de creciente interés científico, se aportan también interesantes observaciones y rectificaciones respecto

- (a) de las siguientes subfamilias:
 - MICROMAIIINAE, a través de los dos géneros MICROMAIA y PERIACANTHUS;
 - LUPINAE, a través del nuevo género GONIONEPTUNITES;
 - XANTHOPSINAE, de nueva creación, a base de los tres géneros XANTHOPSIS, HARPACTOCARCINUS y HARPACTOXANTHOPSIS y
 - GONEPLACINAE, a través del género OMMATOCARCINUS.
- (b) de la familia RANINÍDAE, a raíz del establecimiento y justificación del subgénero LOPHORANINA como género independiente.
- (c) de la superfamilia OCYPODOIDA, a través de las dos familias RETROPLUMIDAE y OCYPODIDAE, representadas en el eoceno español por el propio género RETROPLUMA (actual) y por el nuevo género RETROCYPODA, de caracteres mixtos.

El total de familias representadas asciende a quince, cuatro de las cuales—DROMIIDAE, CALAPPIDAE, GRAPSIDAE y RETROPLUMIDAE—no habían sido citadas en España con anterioridad. Es de notar además que a la familia RETROPLUMIDAE no se había atribuido hasta el presente ningún resto fósil.

El resumen detallado de los datos principales referentes a cada especie así como las diagnósis de las veinte especies, de los cuatro géneros y de la subfamilia de nueva creación, se han desglosado de este resumen general y se han dispuesto a continuación del mismo.

C. REPARTICION GEOGRAFICA DE LAS ESPECIES

Damos dos mapas de repartición geográfica. En el primero vemos la localización aproximada de los restos españoles reconocidos y determinados (Lámina I). La simple ubicación de dichos restos revela inmediatamente la existencia de tres zonas carciníferas bien diferenciadas.

Destaca en primer lugar una *región levantina*, con sólo cinco especies reconocidas, geográfica y faunísticamente muy distanciada del resto de yacimientos, localizados al norte de la Península.

En el conjunto de tales yacimientos norteños se acusan otras dos zonas:

Una zona más propiamente septentrional, *cántabro-pirenaica*, que coincide aproximadamente con el borde norte de la Península—desde San Vicente de la Barquera hasta cerca de Figueras—, y que posee una fauna carcínica no muy abundante—once especies—pero bien caracterizada.

La otra zona tiene una extensión territorial mucho menor, que se reduce casi a la mitad *centro-norte de Cataluña*; con lo que queda indicado que por el N. y W. no está separada de la zona septentrional antedicha. Pero a pesar de esta proximidad y aun continuidad geográficas, las diferencias faunísticas son notabilísimas. Baste decir que el número de formas reconocidas en esta última *zona catalana* casi triplica—son treinta especies—el de la zona norte, y que entre las dos áreas respectivas no se ha comprobado intercambio de ninguna de las especies significativas.

En un segundo mapa, y dentro de tres recuadros principales, se incluyen los símbolos convencionales de las formas reconocidas en cada una de las tres zonas. Mediante sendos recuadros más finos se indica la situación y extensión aproximada de las diez regiones carciníferas que integran las tres zonas, y dentro de estos últimos recuadros se sitúan los principales yacimientos de cada región. Todo ello en relación con la superficie punteada que corresponde a la probable extensión de las formaciones eocénicas marinas, deducida de los afloramientos actuales (Lámina II).

La conclusión de conjunto que fluye de la primera parte—las parciales han ido enumerándose a través de esta breve exposición—, es que *el estudio de los decápodos eocénicos españoles constituye un notable progreso en el conocimiento del contenido y del área de dispersión geográfica y paleogeográfica de la fauna carcínica en general.*

LOS DECÁPODOS EOCÉNICOS EN EL MUNDO

En la segunda parte se resumen y se reúnen una multitud de datos referentes a la fauna carcínica eocénica mundial, incluidos los resultados del estudio sistemático de los restos españoles.

Con tal acopio de referencias se obtiene una idea aproximada—a falta de un estudio directo de las formas que un día vivieron—del contenido global y de la situación de la fauna carcínica en un “momento” determinado de la historia de la tierra.

La recopilación de todos los datos se hace según el orden siguiente:

- 1.° Puesta al día del catálogo de GLAESSNER en lo que respecta a las formas eocénicas.
- 2.° Resumen detallado, escrito y sinóptico del desarrollo en el tiempo y en el espacio de los ciento cuatro géneros representados por las formas reconocidas en los depósitos eocénicos de todo el mundo. Sólo treinta y tres de dichos géneros están representados en la fauna carcínica actual.
- 3.° Repartición geográfica, según las grandes cuencas eocénicas mundiales, de todos los restos de decápodos eocénicos hasta hoy reconocidos, los cuales corresponden aproximadamente a unas cuatrocientas veinte formas.

Después de brindar a los especialistas interesados—principalmente a los paleontólogos, zoólogos y biólogos—una tal “visión retrospectiva” de la fauna carcínica, por nuestra parte nos hemos limitado a considerar esta extensa recopilación como el

marco más adecuado para encuadrar la fauna carcínica española, y así poder juzgar objetivamente de su significación paleontológica y paleogeográfica.

Un tal encuadramiento ha facilitado en gran manera la comparación metódica de nuestra fauna con las correspondientes faunas extranjeras. El método empleado en este estudio ha consistido sencillamente en representar sobre un planisferio muy simplificado solamente aquellas formas y aquellos géneros que son compartidos por un mínimo de dos cuencas eocénicas. Con lo cual quedan eliminadas una multitud de formas y muchos géneros de nueva creación, exclusivos de una sola cuenca y que por su mismo exclusivismo o endemismo impiden toda comparación.

Aunque no sean endémicas, también se eliminan—siguiendo el criterio utilizado por nuestro colega Mr. REMY en el estudio de las formas eocénicas de la cuenca de París—todas las formas de los géneros CALLIANASSA y PAGURUS, por tratarse de géneros cosmopolitas, presentes en todas o casi todas las cuencas y, por tanto, de poco valor comparativo. (REMY, 1954.)

Concretándonos a nuestra fauna, de las cuarenta y dos formas y de los veintisiete géneros por ellas representadas, sólo quedan diecinueve especies y veintidós géneros en pie de comparación. Aunque reducida, tal base de referencia no deja de ser muy interesante, según muestran los resultados.

Basta dar una mirada a la distribución sinóptica de formas y de géneros en el indicado planisferio para darse cuenta de que nuestra fauna carcínica, por el simple cotejo con las demás faunas circundantes, adquiere una significación y un relieve insospechados (Lámina III).

Por de pronto la existencia de tres zonas carciníferas distintas en el eoceno peninsular—ya sugerida en la primera parte por la mera ubicación de las formas y de los yacimientos—se ve claramente confirmada. Y además cada una de dichas zonas queda desde ahora perfectamente caracterizada, tanto en el aspecto paleozoológico como en el paleogeográfico.

Las conclusiones derivadas del enfoque particular que hemos dado a esta segunda parte de la tesis, son las siguientes:

1.ª Nuestra ZONA NORTE correspondería a una *expansión meridional cántabro-vasco-navarro-aragonesa-catalana de la gran cuenca eocénica atlántica de Aquitania*.

2.ª En las zonas NORESTE y ESTE—catalana y levantina, respectivamente—ha sido reconocida una *fauna carcínica típicamente mediterránea*, constituida por géneros y especies que abundan en las formaciones clásicas del Vicentino, Hungría, Egipto, etc., aunque en dichas dos zonas españolas tienen una *repartición cuantitativa y cualitativa muy desigual*.

3.ª Esta desigualdad de la fauna carcínica en las dos zonas orientales españolas sugiere la idea de que durante los tiempos eocénicos *dichas dos zonas, catalana y levantina, corresponderían a dos dependencias distintas—dos biotopos distintos, con sendas biocenosis y litofacies—de una misma gran cuenca mediterránea*.

CONTRIBUCIÓN A LA ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL EOCENO DE ESPAÑA

Se han reunido una gran cantidad de datos y observaciones paleontológicas, estratigráficas, tectónicas, paleoecológicas y paleogeográficas referentes a cada una de las diez regiones que distinguimos en las tres zonas carciníferas del eoceno peninsular.

El fin perseguido con esta acumulación de antecedentes geológicos es la posibilidad de poder considerar *en su medio estratigráfico más inmediato* la fauna carcinífera, cuyos restos fósiles proceden de dichas regiones.

El resultado obtenido no podía ser más satisfactorio, ya que las tres zonas carciníferas establecidas y caracterizadas en las dos partes anteriores de la tesis han manifestado la existencia de sendos tipos de formación eocénica—una atlántica norteña y dos mediterráneas, orientales—, cuyas coincidencias y diferencias mutuas vienen corroboradas *a posteriori* por el conjunto de datos reunidos hasta el presente dispersos y apenas relacionados.

Concretando aún más y dentro de la zona norte-oriental, la fauna carcinífera—en dicha zona particularmente abundante—ha permitido deslindar y relacionar los principales horizontes marinos del conjunto de la cuenca eocénica catalana, cuya sincronización continuaba bastante embrollada a pesar de los intentos de síntesis ensayados en estos últimos años.

Para asegurar en lo posible la objetividad de los resultados apuntados y la lógica de las conclusiones que luego enumera-

remos, en la elaboración de esta última parte nos hemos sujetado a un método de trabajo en el que se tienen en cuenta principalmente algunos extremos inspirados, en gran parte, en el capítulo de Paleoecología del moderno tratado de Paleontología dirigido por Mr. PIVETEAU. (DECHASSEAUX, 1952.)

1.º En cuanto a las condiciones paleoecológicas de los distintos yacimientos conviene consignar el mayor número posible de datos comparativos, sin insistir demasiado en relacionarlos con los medios de vida de las poblaciones actuales.

2.º En la comparación de faunas y horizontes geológicos debe evitarse, en lo posible, el datar un nivel estratigráfico por la mera presencia de formas extranjeras, aun de edad bien definida. No debe perderse de vista en estos casos el tiempo requerido para una posible migración y la consiguiente probabilidad de encontrarnos con formaciones *homotáxicas*, pero no contemporáneas.

3.º Todo el valor de una fauna cualquiera, en calidad de elemento de correlación estratigráfica, proviene no de una especie aislada, dada como característica de un nivel determinado, sino de la existencia de grupos bien definidos de formas—biocenosis—que se encuentran asociadas en yacimientos coetáneos—a veces geográficamente muy distantes—y que difieren notablemente de otros grupos, situados, tal vez, a muy poca distancia pero en nivel estratigráfico indudablemente distinto.

Contando con tales criterios, la simple distribución por yacimientos de los restos de decápodos previamente determinados, la localización geográfica de los yacimientos carciníferos en una misma formación geológica y la comparación de los diversos yacimientos y formaciones han revelado—casi sin esperarlo—la existencia de unas biocenosis carcinicas muy bien caracterizadas.

Se trata de las asociaciones—biocenosis, tanatocenosis o cuando menos tafocenosis—que para simplificar hemos designado con las expresiones de “fauna carcinica de Gurb”, “fauna carcinica de Collbás”, “fauna de Sarriá de Ter” y “fauna de San Vicente de la Barquera” atendiendo al yacimiento más significativo de cada una. Tales asociaciones han constituido el criterio, el “hilo ordenador”, que ha permitido relacionar o diferenciar yacimientos más o menos distanciados y niveles o fa-

cias establecidos con anterioridad—si bien con criterios dispares, que luego han resultado convergentes—por los diferentes autores (Lámina IV).

Una comprobación interesante a este respecto, verificada a lo largo de nuestro estudio de los yacimientos, es la existencia de una determinada forma o de un grupo de formas—*GO-NIONEPTUNITES HUNGARICA*..., fauna de Collbás...—en depósitos que corresponden a diversas facies litológicas, ya sincrónicas, ya sucesivas. Lo cual demostraría—de acuerdo con los conocimientos que actualmente se tienen acerca de formas actuales—que los restos de ciertos decápodos no son fósiles exclusivos de determinada facies. Lo que equivale a decir que el valor de dichos restos, como elementos de caracterización estratigráfica, puede ser muy apreciable.

No hemos incluido en la precedente enumeración de biocenosis carcinicas las formas o asociaciones localizadas en el Montsech, en la Sierra de Alaiz, en la región aragonesa y en la zona levantina. En estos casos se trata de formas—*CALLIANASSA VIDALI*, del Montsech—o de asociaciones paleontológica y geográficamente aisladas, que cuentan con pocos yacimientos y que corresponden, en general, a niveles únicos o que no plantean—de momento—problemas de correlación estratigráfica.

Los resultados obtenidos al término de la investigación del medio estratigráfico y paleoecológico de donde proceden los restos de los decápodos estudiados, pueden resumirse del modo siguiente:

1.º Es un resultado negativo. Se refiere a la total ausencia de restos reconocidos en la parte central y occidental del dominio marino bético-rifeño.

2.º Los restos, relativamente abundantes, reconocidos en la región alicantina—o sea, en el extremo norte-oriental del dominio bético—corresponden a una biocenosis francamente mediterránea, extraordinariamente parecida tanto a la biocenosis luteciense del Vicentino (Italia), como a la biocenosis casi homotáxica de Hungría, de edad bartoniense. Contrasta esta marcada afinidad con la notable discrepancia comprobada entre dicha biocenosis alicantina y la abundantísima fauna carcinica, también netamente mediterránea, de la zona nordeste de España.

3.º Los restos reconocidos en la región de San Vicente de la Barquera, provincia de Santander, indican la existencia en el área marina cantábrica de una biocenosis—fauna de San Vicente de la Barquera—que se desarrolló a partir del luteciense inmediato al ypresiense. (MENGAUD, 1920.) Sus formas más significativas—XANTHOPSIS BRUCKMANNI y HARPACTOXANTHOPSIS KRESSENBERGENSIS—aparecen también en el luteciense inferior pirenaico de la provincia de Gerona, o sea, a más de 500 Km. al Este, sin escala intermedia conocida.

4.º Los restos procedentes de la región surpirenaica aragonesa corresponden prácticamente a sólo dos formas: XANTHOPSIS DUFOURI y HARPACTOXANTHOPSIS QUADRILOBATA, la primera exclusiva del eoceno aquitánico y tal vez del luteciense nortatlántico (único ejemplar, defectuoso, reconocido por A. MILNE-EDWARDS en la cuenca de París).

5.º Los restos hasta ahora reconocidos en la región limítrofe del Montsech pertenecen a una sola especie, CALLIANASSA VIDALI, exclusiva de dicha región.

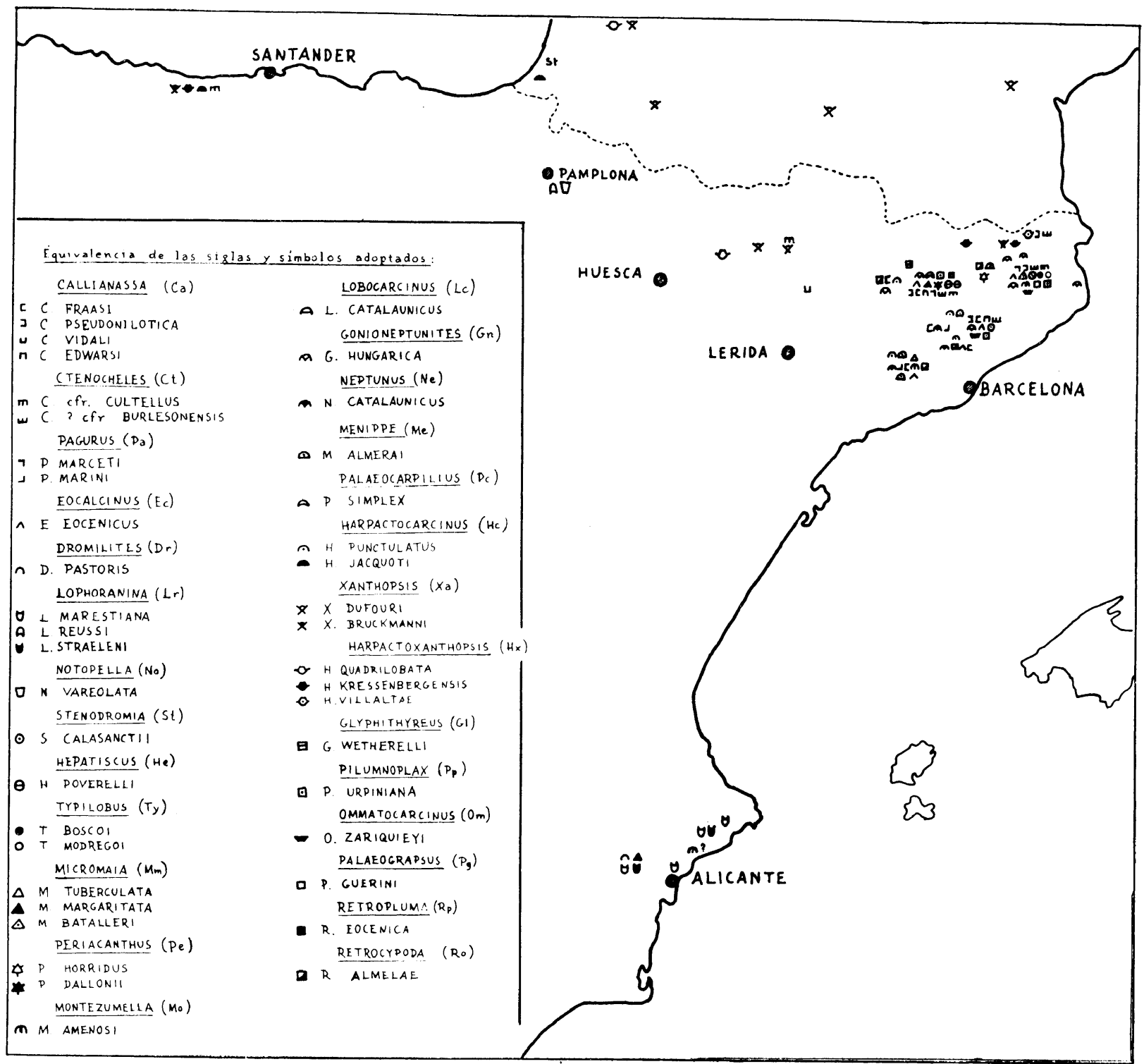
6.º Aparte de C. VIDALI, las formas reconocidas en el conjunto del eoceno catalán ascienden a treinta y tres. Algunas cuentan con una cantidad extraordinaria de restos, y sólo cinco son compartidas por alguna de las demás regiones carciníferas españolas. Su distribución por niveles corresponde a distintas asociaciones, según el siguiente orden:

— Al ypresiense correspondería una biocenosis poco definida, con cuatro especies, una de ellas GLYPHITHYREUS WETHELLEI.

— Al luteciense inferior corresponden las dos formas mencionadas de San Vicente de la Barquera: XANTHOPSIS BRUCKMANNI y HARPACTOXANTHOPSIS KRESSENBERGENSIS.

— Al luteciense medio corresponde la "fauna carcínica de Sarriá de Ter" (Sarriá de Dalt), con veintidós especies (*).

(*) En la comparación de biocenosis han sido sistemáticamente eliminadas aquellas formas cuyos restos son exclusivos de un solo yacimiento. Por tal razón hemos preferido la denominación de *Sarriá de Ter*, yacimiento que cuenta con catorce formas, a la de *Via-*



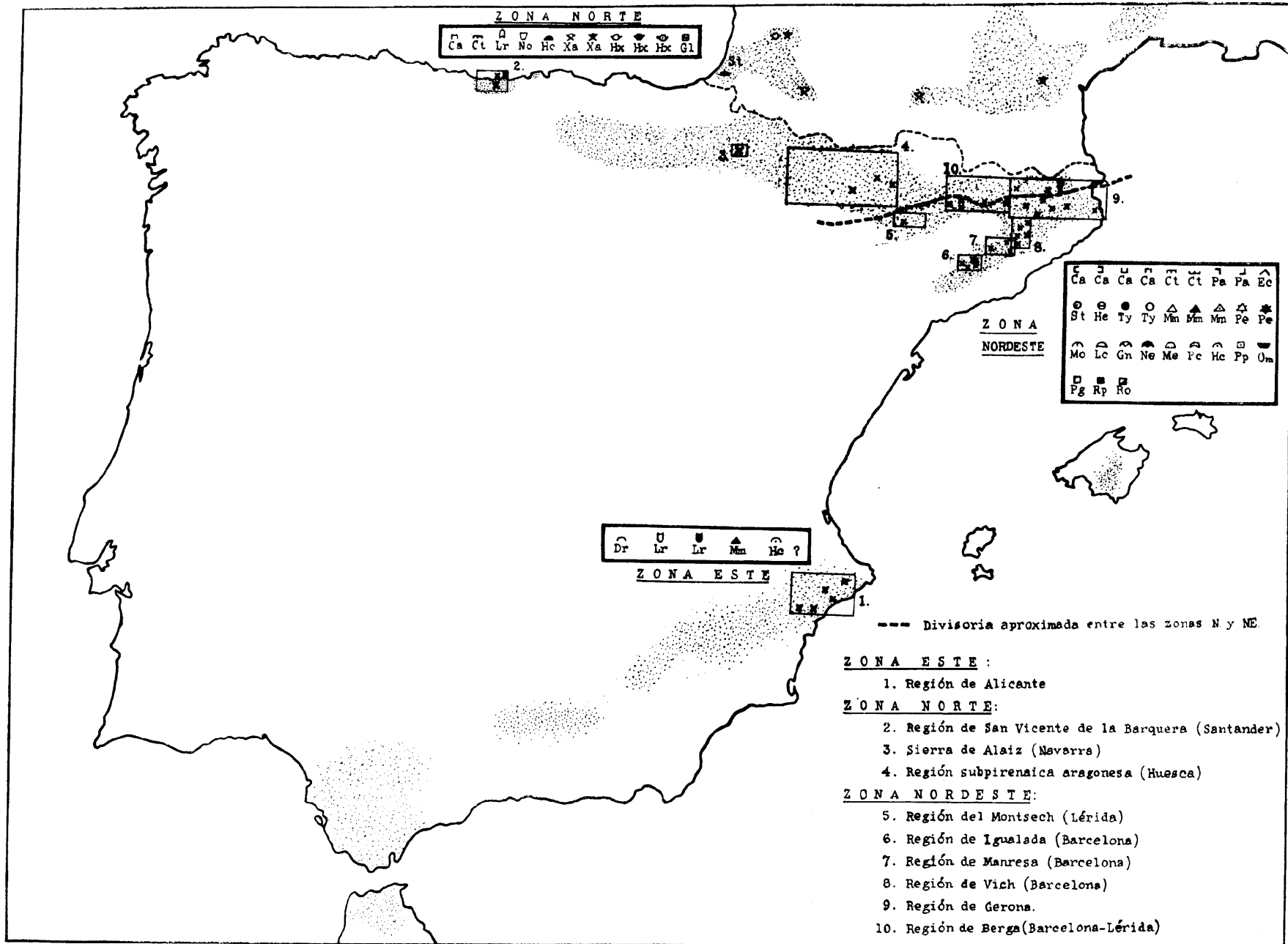
Equivalencia de las siglas y símbolos adoptados:

<u>CALLIANASSA (Ca)</u>	<u>LOBOCARCINUS (Lc)</u>
E C FRAASI	▲ L. CATALAUNICUS
J C PSEUDONILOTTICA	<u>GONIONEPTUNITES (Gn)</u>
U C VIDALI	▲ G. HUNGARICA
n C EDWARDSI	<u>NEPTUNUS (Ne)</u>
<u>CTENOCHAELES (Ct)</u>	▲ N. CATALAUNICUS
m C cfr. CULTELLUS	<u>MENIPPE (Me)</u>
C ? cfr. BURLESONENSIS	▲ M. ALMERAI
<u>PAGURUS (Pa)</u>	<u>PALAEOCARPILIUS (Pc)</u>
T P MARCETI	▲ P. SIMPLEX
J P. MARINI	<u>HARPACTOCARCINUS (Hc)</u>
<u>EOCALCINUS (Ec)</u>	○ H. PUNCTULATUS
▲ E. EOCENICUS	▲ H. JACQUOTI
<u>DROMILITES (Dr)</u>	<u>XANTHOPSIS (Xa)</u>
○ D. PASTORIS	X X. DUFOURI
<u>LOPHORANINA (Lr)</u>	X X. BRUCKMANNI
U L. MARESTIANA	<u>HARPACTOXANTHOPSIS (Hx)</u>
▲ L. REUSSI	○ H. QUADRILOBATA
U L. STRAELENI	◆ H. KRESSENBERGENSIS
<u>NOTOPELLA (No)</u>	○ H. VILLALTAI
U N. VAREOLATA	<u>GLYPHITHYREUS (G1)</u>
<u>STENODROMIA (St)</u>	■ G. WETHERELLI
○ S. CALASANCTII	<u>PILUMNOPLAX (Pp)</u>
<u>HEPATISCUS (He)</u>	■ P. URPINIANA
H. DOVERELLI	<u>OMMATOCARCINUS (Om)</u>
<u>TYPILOBUS (Ty)</u>	▼ O. ZARIQUIEYI
● T. BOSCOI	<u>PALAEOCRAPSUS (Pg)</u>
○ T. MODREGOI	□ P. GUERINI
<u>MICROMAIA (Mm)</u>	<u>RETROPLUMA (Rp)</u>
▲ M. TUBERCULATA	■ R. EOCENICA
▲ M. MARGARITATA	<u>RETROCYPODA (Ro)</u>
▲ M. BATALLERI	■ R. ALMELAE
<u>PERIACANTHUS (Pe)</u>	
☆ P. HORRIDUS	
☆ P. DALLONII	
<u>MONTEZUMELLA (Mo)</u>	
■ M. AMENOSI	

LOCALIZACIÓN APROXIMADA DE LOS RESTOS ESTUDIADOS Y DESCRITOS

En la zona francesa nortpirenaica sólo se localizan los restos de formas o de géneros (*Stenodromia*) compartidos por alguno de los yacimientos españoles.

LOCALIZACION APROXIMADA DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS CARCINÍFEROS EOCÉNICOS (x) Y DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LAS 42 ESPECIES RECONOCIDAS



El punteado indica la probable extensión de las distintas formaciones eocénicas deducida de los afloramientos actuales.

En la zona francesa norpirenaica se omite la localización de las formas no compartidas por ninguna de las zonas carciníferas españolas.

Los recuadros de trazo fino corresponden a las regiones geográficas cuya cartografía y estudio estratigráfico son objeto de la tercera parte de nuestro trabajo.

En los tres recuadros de trazo grueso se encierran los símbolos de todas las formas reconocidas en la correspondiente zona.

— Al luteciense superior corresponde la "fauna de Collbás", con nueve especies.

— Al bartoniense corresponden siete especies, que se agrupan en

— "fauna de Gurb", localizada principalmente en facies margosa y

— "fauna persistente de Collbás", adaptada a las facies margo-areniscosas.

Ahora bien: de las seis formas de los niveles marinos catalanes del ypresiense-luteciense inferior—depósitos que aparecen actualmente adosados al Pirineo—las dos mencionadas (X. BRUCKMANNI y H. KRESSENBERGENSIS) son compartidas por la formación netamente atlántica de San Vicente de la Barquera, y G. WETHERELLI es una de las formas más frecuentes y abundantes en las formaciones ypresienses nortatlánticas de Inglaterra, Bélgica y Alemania del Norte.

Las tres o cuatro biocenosis que se suceden y que habitan en todo el ámbito de la cuenca catalana a partir del luteciense medio están integradas por especies de tipo francamente mediterráneo, en gran parte compartidas por las formaciones clásicas del Vicentino, de Hungría, Egipto y restantes formaciones orientales de la Mesogea.

O sea, que a partir del luteciense medio la fauna carcínica de Cataluña aparece bruscamente cambiada en el número y en la calidad de las especies, tanto si se compara con las escasas formas que la precedieron—casi en la misma demarcación geográfica—como si se relaciona con las correspondientes faunas contemporáneas, del resto de la zona norte (Aragón, Navarra, Cantabria y formaciones francesas norpirenaicas).

La comprobación no es del todo nueva, pues tanto las faunas no carcínicas—principalmente los nummulítidos (CAREZ, 1881; ALMELA-RÍOS, 1943)—como las facies litológicas, como también la disposición tectónica de los dos tipos de for-

da (con quince formas, seis de ellas exclusivas del yacimiento), por resultar mayor en Sarriá de Ter el porcentaje de especies compartidas (diez sobre catorce) por otros yacimientos de la cuenca eocénica catalana.

maciones (ASHAUER, 1934; SOLÉ-LLOPIS, 1939; MARCET, 1954, 1956), acusan el cambio operado hacia el final del luteciense inferior a consecuencia de las primeras fases del levantamiento pirenaico. (Láminas IV y V.)

CONCLUSIONES (Lámina VI)

1.ª *Sobre el área pirénaico-catalana* de los depósitos más o menos continentales del *eocono inferior* (garumnense superior de algunos autores) se sedimentarían transgresivamente los *materiales marinos atlánticos ypresienses*.

— Simultáneamente, hacia el sureste y probablemente hacia el oeste (Aragón) se establecería el régimen epicontinental que en Cataluña dió lugar a la deposición de los discutidos materiales rojo-lacustres con *BULIMUS GERUNDENSIS*.

2.ª Durante el *luteciense inferior* la *transgresión atlántica* alcanza su *extensión máxima*, cubriendo la cuenca de Tremp y todo el dominio pirenaico y surpirenaico aragonés.

— Hacia el sur continúa el régimen epicontinental, predominando la deposición de conglomerados.

3.ª Entre el *luteciense inferior* y *luteciense medio* se produciría el hundimiento del umbral del Ampurdán y parte de los macizos catalán y del Ebro, lo que daría lugar a una invasión mediterránea y a una probable *comunicación de las dos cuencas marinas*.

4.ª En el curso del *luteciense medio* se inicia por el E. el levantamiento del umbral axial pirenaico—en coincidencia con el del Montsech—produciéndose la *separación definitiva de las dos cuencas, mediterránea y atlántica*, con la consiguiente *diversificación de faunas*.

— Continúa el régimen epicontinental al sur de las dos cuencas, separadas por el amplio umbral oscilante del Montsech, sobre el cual se desarrollan unas formaciones alternantes con biofacies y litofacies peculiares.

5.ª Durante el *luteciense superior* y *bartoniense* el levanta-

tamiento de la zona axial pirenaica se acentúa en Cataluña y se extiende hacia el W., aislando progresivamente la cuenca atlántica aragonesa de la cuenca aquitánica norpirenaica y originándose un *desplazamiento general hacia el S.*—junto con una *progresiva reducción—de las dos cuencas marinas surpirenaicas, aragonesa y catalana.*

6.ª *En el conjunto del ámbito peninsular* y durante el *luteciense medio* la *cuenca atlántica* ocuparía la *extensa zona cántabro-vasco-navarro-aragonesa.*

— *Un estrecho y largo brazo de mar mediterráneo penetraba por Cataluña.*

— *Un amplio mar abierto* formaría el dominio marino mediterráneo bético-rifeño, que comunicaría las dos cuencas por el sur.

7.ª *Quedan, pues, confirmadas y además explicadas y datadas cronológicamente* las conclusiones de la segunda parte de la tesis que establecerían la *existencia de una expansión meridional de la gran cuenca aquitánica* y de *dos dependencias occidentales—dos biotopos evidentemente distintos—de una misma gran cuenca mediterránea.*

8.ª Dado que en los depósitos atlánticos del ypresiense-luteciense inferior surpirenaico de Cataluña son frecuentes las manifestaciones de hidrocarburos, creemos conveniente puntualizar—como una consecuencia más de los resultados expuestos—que dichos depósitos se reducen a una porción terminal de cuenca marina, *separada del resto del gran golfo aquitánico a partir del luteciense medio, fuertemente levantada y estrujada en el curso de la tectogénesis pirenaica.*

En este aspecto *las condiciones* de dichos depósitos—considerados como posible reservorio de petróleo—*difieren notablemente de las de los correspondientes depósitos de la cuenca surpirenaica navarro-aragonesa*, ya que ésta permaneció en comunicación con el resto de la cuenca atlántica hasta la total desaparición del surco marino surpirenaico, ocurrida a fines del bartoniense.

CONSIDERACIONES FINALES

Refiriéndose a la zona nordeste de España, el Dr. SOLÉ SABARÍS escribía en 1942 que *la estratigrafía del eoceno catalán estaba por hacer* (SOLÉ, 1942). Aunque justa para el momento en que fué publicada, la frase ha sido suscrita por otros autores con cierta insistencia, tal vez algo inconsideradamente y atribuyéndole un sentido excesivamente literal.

Basta recordar el gran número de trabajos que hemos resumido en la tercera parte de nuestra Memoria para darse cuenta de que sobre estratigrafía del eoceno norte-oriental de España se ha publicado mucho y que los datos aportados por los diversos autores son muy considerables. Como indica el propio Dr. SOLÉ al principio de su Memoria, más que de la inexistencia de estudios y de descripciones estratigráficas parciales se trata de la falta de una "monografía de conjunto", de trabajos destinados a deslindar y coordinar los diferentes niveles, establecidos—con gran disparidad de criterios—por los numerosos autores que se han ocupado del tema.

La realidad, aún actual, del problema queda muy bien expresada por otra frase debida al Dr. BATALLER y publicada en 1941. En un comentario a los diferentes trabajos dedicados al estudio de los nummulíticos de Cataluña nuestro maestro afirmaba que "a pesar de todos estos trabajos *resulta aún embrollada la sincronización del nummulítico catalán*" (BATALLER, 1941).

Algo se ha hecho de unos años a esta parte—y bastante se ha conseguido—en orden a coordinar los diferentes niveles y

facies del eoceno surpirenaico en general y del eoceno catalán en particular, a medida que los estudios estratigráficos de detalle iban en aumento, al trabajarse en la elaboración de varias hojas recientemente publicadas del mapa geológico a 1:50.000 y al intensificarse los reconocimientos geológicos con miras a la localización de posibles yacimientos petrolíferos.

Con todo, una correcta coordinación estratigráfica no puede llevarse a cabo sin contar con criterios adecuados, principalmente sin contar con los fósiles. No bastando, aun siendo interesantísimas, unas listas de fósiles más o menos provisionalmente determinados.

Fundamentalmente, y por lo menos en gran parte, el problema se mantiene—creemos—por la escasez de monografías de *Paleontología estratigráfica*.

Un grupo zoológico cualquiera—o una rama del mismo—estudiado a fondo, a base de materiales abundantes y de muy variada procedencia, es susceptible de proporcionarnos un buen criterio de correlación estratigráfica a condición de no reducir su estudio a una simple determinación sistemática, por perfecta que ésta sea.

No faltan en España monografías y estudios paleontológicos más o menos extensos y afinados sobre determinadas faunas eocénicas. A la cabeza de ellos debe citarse el notable trabajo de GÓMEZ LLUECA sobre los nummulítidos. Siguen a éste los trabajos de COSSMANN, CAREZ, VEZIAN, VIDAL y MALLADA, sobre los moluscos; de COTTEAU, LAMBERT y LORRIOL, sobre equínidos; de FAURA-CANU, BARROSO y NEVIANI, sobre briozoos; de LEMOINE, PFENDER y MIRANDA, sobre algas calcáreas...

A pesar de todo, son muy pocas o nulas las consecuencias de orden estratigráfico derivadas por los propios autores, quienes suelen circunscribirse al aspecto sistemático, muchas veces desligado del estudio paleontológico general del grupo correspondiente y aún más del estudio de los yacimientos y de la estratigrafía regional.

En la presente Memoria, después del detenido estudio sistemático-analítico de un grupo tan reducido como son los decápodos del eoceno español, hemos intentado rebasar los límites

de la pura sistemática, extendiendo nuestra observación al amplio panorama que ofrece la fauna carcínica en el conjunto de las cuencas eocénicas mundiales.

Los resultados de este doble estudio analítico-comparativo se han aplicado luego a la investigación del medio estratigráfico del que proceden todos los restos conocidos. Por comparación de grupos de formas pronto se advirtieron las primeras coincidencias y discrepancias estratigráficas y con ellas la posibilidad de llegar a resultados positivos en punto a correlación de niveles y facies, especialmente en las zonas norte y nordeste.

Gracias a no haber soltado los primeros cabos de los hilos que representaban estos primeros indicios—cuyo progresivo conocimiento fué el más eficaz estímulo para intensificar las exploraciones sobre el terrero—se ha llegado a las conclusiones y resultados de la tercera parte de la tesis, tan lejanos del punto de partida puramente paleontológico de la misma.

No creemos pueda negarse al conjunto de nuestra Memoria el valor de un estudio fundamentado y coherente, llevado a término con grande esfuerzo y tenacidad y con toda probidad científica.

En cuanto a las últimas conclusiones de tipo estratigráfico y paleogeográfico, sólo la investigación metódica de otras faunas, de las facies litológicas, de la sedimentología y de otros aspectos más directamente estratigráficos, podrá decidir sobre su bondad y por ende sobre el valor de la fauna carcínica como criterio o "hilo conductor" en materia de correlación estratigráfica.

En todo caso, y aun suponiendo que tales extremos resulten desmentidos por ulteriores comprobaciones o por resultados de otros estudios, tampoco creemos pueda negarse el valor de dichas conclusiones en su aspecto de nuevas hipótesis de trabajo.

AVANCE SISTEMÁTICO

Damos este avance del contenido taxonómico de nuestra tesis con el objetivo principal de asegurar—mediante su pronta publicación—la validez y originalidad de las nuevas divisiones sistemáticas establecidas, extensamente descritas y justificadas en el curso de la primera parte.

Se formulan las diagnósis originales de veinte especies, de cuatro géneros y de una subfamilia que se describen por primera vez. Como ilustración gráfica indispensable de las diagnósis específicas se intercalan en el texto los correspondientes esquemas lineales.

Con el objeto de dar también una idea de la insospechada riqueza de la fauna carcínica eocénica de España, hasta el presente apenas conocida, hemos extractado y resumido algunos datos referentes a cada una de las especies descritas con anterioridad—principalmente de otros países—y que hemos reconocido en España.

Se completa el avance con un cuadro en el que se indica sinópticamente la distribución geográfica y estratigráfica detallada de todos los restos estudiados pertenecientes a la totalidad de las formas reconocidas. (Lámina VII.)

CALLIANASSA FRAASI NOETLING, 1855

Es una forma del eoceno superior de Egipto—nivel de Mokattam—descrita únicamente a base de restos de própodo.

Pasan de cincuenta los própodos más o menos completos reconocidos en varias localidades y niveles de las regiones de Igualada, Manresa, Vich y Berga. El hallazgo de un carpo y de varios dáctilos ha permitido completar la descripción original de NOETLING.

CALLIANASSA PSEUDONILOTICA LORENTHEY, 1929

Forma húngara, del luteciense superior de Solymar—con NUMMULITES STRIATUS—descrita a base sólo de algunas pinzas (LORENTHEY-BEURLIN, 1929).

Pasan de cincuenta los restos de própodo reconocidos en el eoceno español, a los que debe añadirse cinco dáctilos, siete carpos y siete meros, además de un isquion. Entre estas piezas hay dos conjuntos carpo-própodo-dáctilos. Huelga decir que con tales materiales la descripción original de LORENTHEY ha sido notablemente completada y ampliada. Todos los restos españoles proceden de las regiones de Berga (Vilada), Vich y Gerona.

CALLIANASSA VIDALI, n. sp.

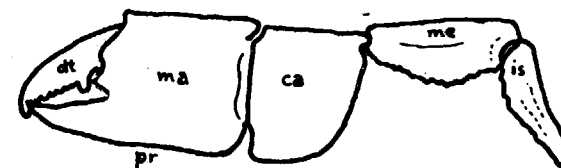


Fig. 1.—*Callianassa vidali* n. sp. Conjunto isquion (is)-meros (me)-carpo (ca)-própodo (pr)-dáctilos (dt) del quelípodo (P_1) izquierdo, visto por la cara externa ($\times 1$).

“Mano casi cuadrada, convexa por su cara externa, plana en la interna. Borde superior de la misma ancho y romo en su mitad anterior; borde inferior afilado en toda su extensión y borde posterior recto. En la gran mayoría de las piezas el borde anterior de la mano se adelanta en forma de diente interdigital, agudo, de cara externa convexa y cara interna plana. Detrás de este diente y en su cara externa destaca un tubérculo capilífero cónico, crateriforme, seguido de una fila longitudinal de orificios capilíferos casi imperceptibles. Sólo cuatro de los 73 própodos estudiados no poseen este diente interdigital, existiendo en su lugar una amplia escotadura.

Dáctilos largo, grueso, de caras romas y superficie lisa, con numerosos denticulos en su borde funcional. Generalmente en dicho borde y cerca de la base de inserción de la pieza existe un montículo ancho, bajo, con tres cúspides espinosas. Sólo en trece (seis derechos y siete izquierdos) de los 198 dáctilos estudiados la cúspide exterior de dicho montículo adquiere un gran desarrollo, formando un lóbulo grande, obtuso, cuya base reemplaza casi la totalidad del montículo en cuestión. Tales dáctilos pertenecen a própodos sin diente interdigital.

Dedo fijo comprimido, con el borde funcional afilado e inerme.

Carpo bastante grande, con la cara externa convexa y lisa. Cara interna granulosa, con 4-5 gránulos espinosos, muy destacados hacia el borde inferior de la pieza.

Meros fuerte y robusto, con su borde inferior arqueado y recortado en cresta.

Isquion largo, ligeramente curvado, con el borde antero-inferior finamente tuberculado.”

El total de artejos reconocidos sobrepasa ampliamente los

300 y se distribuyen, aproximadamente en 198 dácilos, 73 própodos, 14 carpos, 18 meros y cuatro isquion, correspondiendo al quelípedo derecho o izquierdo, indistintamente. Son frecuentes los artejos de un mismo quelípedo en posición conjugada, habiéndose encontrado un quelípedo izquierdo entero a partir del isquion. Todas las piezas proceden exclusivamente de la franja eocénica que se extiende al pie y a lo largo de la sierra del Montsech, en la provincia de Lérida, con la particularidad de que en dicha formación no se han encontrado, que sepamos, restos de ningún otro decápodo.

CALLIANASSA EDWARDSI, n. sp.

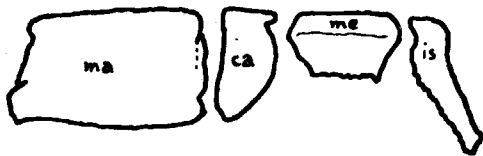


Fig. 2.—*Callianassa edwardsi* n. sp. Conjunto isquion-meros-carpo-mano (ma) del quelípedo (P_1) izquierdo, por su cara externa ($\times 1$).

“Pinza esbelta, relativamente pequeña, con los dedos no muy largos. Mano alargada, sensiblemente plano-convexa, de contorno casi rectangular, ligeramente trapezoidal. Borde superior de la mano ancho y romo en su mitad anterior, afilado en el resto; borde inferior afilado en toda su extensión, romo en su prolongación dactilar. Superficie lisa en las dos caras, salvo en la parte superior de la cara interna, en donde, junto al borde superior de la mano, se observa una fila de 9-10 orificios capilíferos. Puntiformes al principio, tales orificios aumentan de tamaño gradualmente y al mismo tiempo toman la forma de hendidura transversal, a la manera de espiráculos abiertos hacia adelante, destacando especialmente por su tamaño los tres más anteriores.

Dedo fijo recto, fuerte, de sección subcilíndrica, con el borde funcional carenado y guarnecido de una fila de tubérculos finos, romos, muy apretados.

Carpo alto y muy corto, con el borde inferior muy reducido y finamente denticulado.

Meros alargado, de contorno rectangular. Su borde superior es romo y liso. Borde inferior afilado y guarnecido de una fila de

finísimos denticulos espinosos, destacando por su mayor tamaño el primero de ellos, en el ángulo pósteroinferior del artejo. Cara externa totalmente lisa, dividida en dos vertientes por una acusada carena media longitudinal.

Isquion largo, relativamente grueso, de forma mazuda.”

Se han reconocido restos de 17 quelípedos, ocho derechos y nueve izquierdos. Casi todos se reducen a própodos más o menos fragmentarios, a excepción de un juego casi completo—*isquion-meros-carpo-mano*—encontrado en Vilada, región de Berga, de donde proceden la mayoría de las piezas. Dos própodos enteros, derecho e izquierdo, proceden de las regiones de Vich y de Gerona, respectivamente.

CTENOCHELES cfr. CULTELLUS (RATHBUN) 1935

Es una forma norteamericana, basada en cuatro fragmentos sueltos de dedos pectiniformes, procedentes del eoceno de los Estados de Alabama y Missisipi, y descritos por miss RATHBUN como *ISCHNODACTYLUS CULTELLUS*.

La presencia en el eoceno español de restos parecidísimos a los de la forma norteamericana nos ha dado ocasión—orientados por la sugerencia de GLAESSNER y por el estudio de H. MERTIN—para efectuar un detenido examen del género *ISCHNODACTYLUS* de PELSENEER en relación con el actual *CTENOCHELES* y rectificar, en consecuencia, la determinación genérica de M. RATHBUN (GLAESSNER, 1947; MERTIN, 1941).

Dichos restos españoles proceden de las regiones de Gerona (seis piezas), Berga (cinco ídem) e Igualada (una ídem), región surpirenaica aragonesa (dos ídem) y de San Vicente de la Barquera (una ídem).

CTENOICHELES ? cfr. BURLESONENSIS (STENZEL, 1935)

Es otra forma norteamericana procedente del eoceno medio del Estado de Texas y descrita por STENZEL como CALLIANASSA BURLESONENSIS.

Todavía son más abundantes los restos españoles—más de un centenar de piezas—que se parecen notablemente a esta segunda forma norteamericana, cuya determinación genérica debe también rectificarse, probablemente en favor del género CTENOICHELES, creado por KISHINOUE en 1926. Dichos restos españoles proceden de la región de Gerona (74 piezas), Berga (26 íd.), Vich (dos íd.) y de la región surpirenaica aragonesa (una íd.).

PAGURUS MARCETI n. sp.

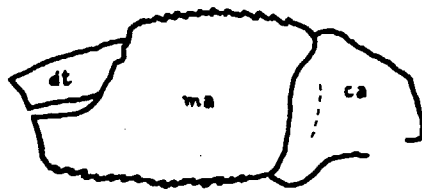


Fig. 3.—*Pagurus marceti* n. sp. Conjunto carpo-mano-dáctilos de P_1 izquierdo, por su cara externa (inferior) ($\times 1$).

“Pinza izquierda—única reconocida—muy robusta, alta, alargada.

Mano de perfil rectangular, abombada por ambas caras, con los bordes anchos y romos. Articulación carpo-propodial recta, desarrollada totalmente en la parte basal o inicial de la mano. Sobre el fondo de una granulación muy fina—en los individuos jóvenes—destacan en la superficie de la mano otros tubérculos mayores, más o menos espaciados y alineados en filas transversales. En los individuos más proveyectos casi desaparece la granulación de fondo y dichos tubérculos son mucho más obtusos y escasos, conservándose mejor hacia los bordes y parte anterior de la pieza. En el borde superior

los tubérculos son grandes, destacados, francamente espinosos, disponiéndose en varias filas longitudinales. Los tubérculos del borde inferior son más numerosos, algo más pequeños y están más apretados. Unos y otros se orientan hacia adelante.

Dáctilos largo, ancho, deprimido, sin caras laterales. En la cara superior se desarrollan tres crestas longitudinales formadas por tubérculos espinosos escamiformes, los cuales disminuyen, hasta desaparecer, a lo largo del artejo.

Dedo fijo mucho más comprimido, con caras laterales bien desarrolladas. Borde inferior algo afilado, con tubérculos espiniformes mayores que los gránulos que recubren el resto de la superficie.

Caras funcionales de los dos dedos más o menos lisas, según el desgaste, formando como un embaldosado muy duro que traduce la distribución de los tubérculos primitivos.

Carpo de forma algo tetraédrica. Su cara superior—interna—es lisa y la inferior—externa—está cubierta por numerosos tubérculos espinosos de variado tamaño.”

En total son cinco los restos estudiados, uno de los cuales forma un conjunto de meros-carpo-mano. Todos proceden de las regiones de Gerona (tres piezas) y Berga (dos íd.).

PAGURUS MARINI n. sp.



Fig. 4.—*Pagurus marini* n. sp. Mano izquierda de P_1 , por su cara externa ($\times 1$).

“Pinza izquierda—única conocida—muy desarrollada y robusta, alta, alargada, con la superficie recubierta de una granulación apretada, bastante homogénea.

Mano de perfil ligeramente trapezoidal, abovedada por ambas caras. En la parte central de la cara externa la granulación es muy densa y está formada por gránulos de dos tamaños. En la correspondiente porción de la mano interna sólo se observan gránulos del tamaño mayor. En el borde superior—romo y ligeramente arquea-

do—los gránulos son todavía mayores, espiniformes y se disponen en dos filas longitudinales principales que destacan entre otros gránulos muy numerosos y pequeños. Hacia el borde inferior de la pieza—también romo, aunque ligeramente cóncavo—los gránulos tienden a achatarse.

Dáctilos de base muy robusta, algo más alta que ancha.”

El total de restos conocidos son seis fragmentos incompletos de pinza procedentes de varias localidades de las regiones de Igualada (cinco) y Manresa (una).

EOCALCINUS nov. gen.

“Pagúrido con la pinza izquierda muy robusta, plano-convexa, de contorno o perfil lateral semicircular.

Articulación carpo-propodial del própodo marcadamente oblicua, totalmente desarrollada en la parte interna de la mano.”

Especie tipo: *Eocalcinus eocenicus*, n. sp.

EOCALCINUS EOCENICUS n. sp.

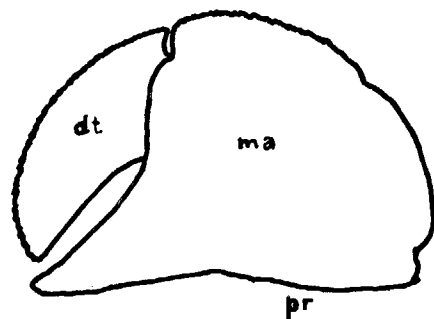


Fig. 5.—*Eocalcinus eocenicus* n. sp. Pinza izquierda de P_1 , por su cara externa ($\times 1$).

“Pinza izquierda—única reconocida—muy desarrollada y potente en su conjunto, plano-convexa, alargada y de contorno lateral se-

ATLANTICO NORTE

Me Me Xa Xa

NORTEAMERICA (V. PACIFICA)

Ct Mo Xa Pp Pp

NORTEAMERICA (G de MEJICO)

Ct Ct Ct Ct Ct Dr He Me
Pc Hc Hx Xa Xa Xa

EUROPA (NW)

Dr Dr Lr Ty Me
Pc Pc Xa Xa Xa Gl

AMERICA CENTRAL Y MERIDIONAL

He Mo Lc? Xa Xa Xa Xa

FRANCIA (SW y S)

St Hc Hx Hx Xa Xa

ALPES NORDICOS

Lr Lr Mm Ne Pc
Hc Hc Xa Xa Xa Hx

EUROPA CENTRAL (HUNGRIA)

Ct Dr Lr Lr No He? Ty Mm Mm
Pe Lc Gn Ne Ne Hc Hc Hx Hx
Pc Pc Pg Pg Pg

RUSIA EUROPEA (S)

Hc Hc Hx Hx

Sólo se consignan los géneros y especies no endémicos. La repetición y subrayado de una sigla indica el nº de formas congéneres.

Ct = CTENOCHILES cfr. CULTELLUS; Ct = C. ? cfr.

BURLESONENSIS.

Dr = DROMILITES

Lr = LOPHORANINA MARESTIANA; Lr = L. REUSSI;

Lr = L. STRAELENI

No = NOTOPELLA VAREOLATA

St = STENODROMIA

He = HEPATISCUS

Ty = TYPILOBUS

Mm = MICROMALA TUBERCULATA; Mm = M. MARGARITATA

Pe = PERIACANTHUS HORRIDUS

Mo = MONTEZUMELLA

Lc = LOBOCARCINUS

Gn = GONIONEPTUNITES HUNGARICA

Ne = NEPTUNUS

Ma = MENIPPE

Pc = PALAEOCARPILIUS SIMPLEX

Hc = HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS; Hc = H. JACQUOTI

Xa = XANTHOPSIS DUFOURI; Xa = X. BRUCKMANNI

Hx = HARPACTOXANTHOPSIS QUADRILOBATA; Hx = H. KRESSENBERGENSIS

Gl = GLYPHITHYREUS WETHERELLI. - Pp = PILUMNOPLAX. - Om = OMMATOCARCINUS. - Pg = PALAEOGRAPSUS GUERINI

(N)

Ct Lr No Hc Xa Xa Hx Hx Hx Gl

(NE)

Ct Ct St He Ty Ty
Mm Mm Mm Pe Pe Mo
Lc Gn Ne Me Pc
Hc Pp Om Pg

(E)

Dr Lr Lr Mm Hc

ESPAÑA

AFRICA OCCIDENTAL

Lc? Gn Pc Gl

AFRICA ORIENTAL

(EGIPTO, Somalia, Transvaal)

Lr Lr He He Ty Mm Mm Mo
Lc Lc Pc Pc Pc Hc Gl Pg

RESTANTES PAISES MEDITERRANEOS EUROPEOS
(ITALIA, Yugoslavia, Albania y Grecia)

Ct Lr Lr Lr Lr Lr Lr Lr Lr He He He
Mm Mm Mm Pa Ne Ne Hc Hc Hx Pc Pc Pc Pc
Gl Pg Pg Pg Pg

CUENCAS EOCENICAS ORIENTALES
(Turquestán, Pakistán, Japón, Oceanía)

Ct Ct Lr Lr Lr Lr Lr He Ty Lc
Ne Ne Pc Pc Hc Hc Xa Om

	REGION DE IGUALADA	REGION DE MANRESA	REGION DE VICH	REGION DE GERONA		EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA	SUCESION DE FAUNAS
				Regencós-Gerona-Olot-Coll de Cardener	Terrades-Gombreny		
BARTONIENSE	Calizas superiores con grandes <i>Cerithium</i> y <i>Nummulites contortus-striatus</i> , <i>N. Fabiani</i> , etc. Arrecifes coralinos de Castellolí y Bellprat. Margas azules con <i>Discocyclina</i> , <i>Asterodiscus</i> , <i>N. contortus-striatus</i> , <i>N. perforatus</i> , etc., de la cuenca de Igualada. FAUNA GARCINICA DE GURB	Formaciones marinas discontinuas, alternando con niveles detríticos. Arrecifes coralinos de Manresa, Navarres Castellterol. FAUNA C. PERSISTENTE DE COLLBAS Intercalación marina superior de Montserrat.	Arrecifes coralinos de Sora. Margas azules más o menos arenosas con <i>Discocyclina</i> , <i>Asterodiscus</i> , etc., de Gurb, Vespella, Tona, C. Floriac, etc. FAUNA C. DE GURB	Calizas y formaciones costeras. Arrecifes coralinos de S. Martí Vell, Pals. Margas de Manlleu, fosilíferas en Vidrà y Saubelles. Tramo rojo intermedio.	Areniscas, arcillas y conglomerados. Tramo rojo intermedio.	Disminución progresiva—hasta su total desaparición—de las áreas marinas, a favor del dominio continental en el que predominan los conglomerados.	Fauna francamente mediterránea en el dominio marino de la zona meridional.
LUTECIENSE SUPERIOR	Margas grisamarillentas con <i>Nummulites perforatus-rouaulti</i> , <i>N. contortus-striatus</i> , <i>N. laevigatus</i> , <i>Orbitolites complanatus</i> y <i>Alveolina gigantea</i> , de la Sierra de Collbas. FAUNA C. DE COLLBAS Arrecifes coralinos reducidos y conglomerados marinos en la base.	Margas grises bastas con <i>N. laevigatus</i> , <i>N. planulatus</i> , de Sant Feliu de Codines. FAUNA C. DE COLLBAS Conglomerados marinos y formación continental no rutilante en la base. Intercalación marina intermedia de Montserrat.	Maciños y margas azules estériles en el centro de la Plana de Vich. Areniscas y margas calcáreo-areniscosas en Hostalets de Balenyà, Centelles, Aiguafreda. FAUNA C. DE COLLBAS	Maciños y margas bastas con decapodos en Vidrà. FAUNA C. DE COLLBAS Tramo rojo intermedio. Yesos en Argelaguer, El Collell y Sant Miquel de Campmajor.	Tramo rojo intermedio. Flysch margoso-areniscoso con <i>Cardita Mengeli</i> y <i>C. Doncieuxi</i> de Beuda, Vall de Bianya, etc. Yesos de S'Agaró, Maia de Montcal, Beuda, Tortellà, Sant Joan de les Abadesses y Campdevanòl.	Hundimiento del umbral del Ampurdán y de una parte de los macizos catalán y del Ebro. <i>Transgresión mediterránea por el E.</i> , y breve comunicación atlántico-mediterránea. Invasión marina que recubre la totalidad del área de sedimentación epicontinental Ypreso-Luteciense inferior, rebasándola ampliamente hacia el SW. (Nivel inferior de calizas de <i>Alveolina</i> al SW. de Montserrat, hasta la provincia de Tarragona.)	Fauna marina francamente mediterránea en la zona meridional (regiones de Igualada, Manresa, Vich y parte de Gerona). Fauna de transición, atlántico-mediterránea, en el litoral norte de la nueva cuenca mediterránea (Terrades-Gombreny).
LUTECIENSE MEDIO	Maciños, areniscas y conglomerados. Arcillas rojas con intercalaciones yesosas. Calizas lacustres con <i>Cerithium</i> , etcétera.	Conglomerados intercalados en margas arcillosas rojas.	Nivel maciñoso-calizo superior fosilífero (Can Ton Xic). Margas calcáreas muy fosilíferas y margas de Bañolas, con decapodos. Niveles areniscosos basales con <i>Alveolina bosci</i> (Luteciense inferior, según Almera, 1889). FAUNA C. DE SARRIA DE TER	Calizas areniscosas superiores con <i>N. perforatus-rouaulti</i> , etc. Margas de Bañolas fosilíferas (carciníferas) muy extendidas. Calizas molásicas-arcósicas fosilíferas del Ampurdán. FAUNA C. DE SARRIA DE TER Calizas nummulíticas de Gerona, El Far, Sant Roc, etc. Maciños y pudingas basales de Gerona.	Margas estériles de Sant Joan de les Abadesses. Margas, calizas y areniscas con <i>N. perforatus</i> , <i>N. Brongniarti</i> y <i>Assilina exponens</i> . Conglomerados de la base y aportaciones detríticas en diversos niveles.	Levantamiento inicial de la zona axial pirenaica (Ashauer) y del umbral del Montsec (Via), con la consiguiente separación de las dos cuencas, atlántica y mediterránea. La nueva cuenca marina catalana forma un extenso entrante—golfo mediterráneo norte-occidental—delimitado por la zona axial al N. por el umbral del Montsec al W. y por los macizos catalán y del Ebro al S. Mientras las aguas someras con <i>Alveolina</i> se retiran del SW., cediendo el lugar a un nuevo régimen epicontinental, el mar permanece y aun alcanza gran desarrollo en el tiempo—todo el Luteciense medio—y en extensión en la región central y norte de Cataluña (Montserrat, Manresa, Vich, provincia de Gerona, Borredá, Vilada y Pedra).	La intercomunicación momentánea de los dos mares, además de provocar el intercambio entre las respectivas faunas, hizo posible el paso y la migración de formas en los dos sentidos.
LUTECIENSE INFERIOR	Caliza con <i>Alveolina</i> (<i>A. cfr. primaeva</i> y <i>A. ovoidea</i>) de Espoya, Orpi, Pontons, St. Magí de la Brutaganya, Montagut, etc. Bolsadas de cuarzo hidrotermal; cerca de Riudeboix (Ypresiense-Luteciense inferior, según Vidal-Depéret, 1906).	Nivel marino-salobre inferior de Montserrat (Monistrol y Collbató).	Conglomerado de facies marina (Ypresiense, según Almera).	Conglomerados rojizos pudinguliformes o brechiformes, con cemento margoso, en Gerona, y calizas con <i>Alveolina</i> y <i>Nummulites</i> con intercalaciones de capas rojo-vinosas hacia Palafrugell (Marçel).	Margas, calizas margosas y areniscas con <i>N. granifer</i> , <i>N. uronienensis</i> , y grandes <i>Assilinas</i> (<i>A. granulosa</i> , <i>A. praespira</i> , <i>A. spirata</i> , <i>A. exponens</i>). FAUNA C. DE SAN VICENTE DE LA BARQUERA	Al término del Luteciense medio, el levantamiento de la zona axial se va acentuando y provoca la emersión, más o menos intermitente, de parte de la mitad NE. de la cuenca marina. (Nivel de yesos, tramo rojo intermedio, Flysch margoso-areniscoso, maciños...) Al mismo tiempo el mar progresa hacia el S. sobre los depósitos continentales del Luteciense medio (región de Igualada).	Fauna marina francamente atlántica, reconocida en las formaciones del Ypresiense-Luteciense inferior a lo largo de la vertiente norte de los Pirineos y en diversos puntos de la costa vasco-cantábrica (Guetaria, Zumaya, San Román) hasta la región de San Vicente de la Barquera.
YPRESIENSE		Margas arcillosas rojas, rutilantes, con <i>Bulimus gerundensis</i> , en Sant Sebastià de Montmajor, Riells, etc., hasta el Congost, al sur de la vecina región de Vich.	Arcillas y areniscas rojas, sin <i>Bulimus gerundensis</i> ; conglomerados y brechas de las Guillerries.	Arcillas rojas arenosas con <i>Bulimus gerundensis</i> , de Gerona. Intercalación de calizas de Alveolinas (<i>A. sphaerica</i> var. <i>aeridi</i>) en El Far.	Margas con Miliólidos, <i>Nummulites</i> , <i>Operculina</i> y <i>Assilina Leymeriei</i> , todos de pequeña talla. Calizas de Alveolinas (<i>A. subpyrenaica</i> y <i>A. oblonga</i>). FAUNA C. PRECURSORA DE LA DE SARRIA DE TER?	<i>Transgresión atlántica</i> —progresivamente más acusada—sobre el dominio continental del Eoceno más bajo, formando un recodo sur-oriental del gran golfo atlántico de Aquitania. Establecimiento, al S. W. y E., de un régimen epicontinental con incursiones marinas esporádicas (intercalaciones de caliza de <i>Alveolina</i>). Deposición de los materiales con <i>Bulimus gerundensis</i> .	
EOCENO INFERIOR				Calizas salobres (Esparnaciense). Calizas y margas lacustres con <i>Vitipara aspersa</i> (Tanetiense) (Dalloni).		Régimen epicontinental en una extensa zona pirenaica y subpirenaica.	Fauna de carácter más o menos salobre o francamente continental, con <i>Vitipara aspersa</i> .
FORMACIONES MERIDIONALES				FORMACION SUBPIRENAICA MARGINAL	BANDA PIRENAICA Y BORDE AXIAL (ASHAUER)		

micircular. La costra de la pinza es muy gruesa y está perfectamente fosilizada. Su superficie se presenta casi totalmente cubierta de gránulos romos, apretados, bien definidos, algo escamiformes.

Própodo grueso, alargado, con la cara externa fuertemente abovedada y totalmente cubierta de una granulación fina y homogénea hacia su mitad inferior y tercio posterior, heterogénea en la mitad superior de la pieza, en donde destacan, por su tamaño, algunos tubérculos irregularmente dispuestos. Borde superior corto, romo, ligeramente arqueado, formado por dos filas longitudinales de tubérculos fuertes y apretados. Borde inferior afilado, largo, fuertemente alabeado en su tercio posterior. Cara interna ligeramente convexa, casi plana, granulosa hacia los bordes, más lisa en su porción central, notablemente reducida en superficie por la escotadura que en ella determina la articulación carpo-propodial.

Dedos muy robustos, de sección triangular, algo comprimidos, correspondiendo su mayor anchura al borde funcional, de mutuo contacto. Este borde ofrece una superficie muy dura, como embaldosada, más o menos lisa, según sea el desgaste. En los individuos más jóvenes—y hacia el extremo de los dedos también en los adultos—dicha superficie aparece ligeramente tuberculada.

Carpo granuloso, con todos sus bordes romos. Su articulación con el própodo es muy oblicua en relación con el plano sagital del cuerpo.

Meros con granulaciones bien marcadas sólo hacia el borde inferior, bastante afilado, de su cara interna. La superficie restante es lisa y el borde superior es romo."

Pasan de 60 las piezas reconocidas. Todas se reducen a restos más o menos enteros de la pinza izquierda. Sólo tres llevan anejos sendos carpos y uno de éstos conserva también parte del meros. Proceden de las regiones de Gerona (44 piezas), Vich (seis íd.), Berga (diez íd.) e Igualada (una íd.).

DROMILITES PASTORIS n. sp.

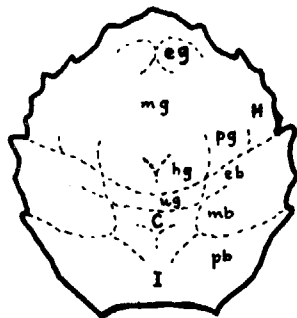


Fig. 6.—*Bromilites pastoris* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 2$).

eg = región epigástrica; mg = región mesogástrica; pg = región protogástrica; hg = región hipogástrica; ug = región urogástrica; eb = región epibranquial; mb = región mesobranquial; pb = región postbranquial; H = área hepática; C = área cardíaca; I = área intestinal.

“Pequeño caparazón de contorno subcircular, ligeramente alargado, notable y regularmente abombado, con las regiones dorsales perfectamente delimitadas y particularmente acusadas en la mitad posterior del cuerpo.

Frente laminar, triangular, muy deprimida.

Orbitas grandes, oblicuas.

Región gástrica ancha y muy dilatada. Los lóbulos urogástricos forman con los epibranchiales una franja transversal ininterrumpida.

Áreas branquiales claramente subdivididas en tres regiones o lóbulos por surcos transversales oblicuos muy marcados, especialmente el posterior, que se prolonga por debajo del caparazón.

Bordes laterales arqueados, armados con varios dientes, más o menos espiniformes: los tres anteriores, muy finos, corresponden a la región hepática, y los tres posteriores, de mayor tamaño, a sendos lóbulos branquiales.”

El único ejemplar de esta hermosa especie procede de los “terrers” de Agost, provincia de Alicante.

LOPHORANINA MARESTIANA (KONIG, 1825)

Es una forma cuyos primeros restos fósiles figurados y descritos procedían del eoceno medio y superior de la región italiana del Vicentino, en donde abundan considerablemente. También son frecuentes sus restos en el luteciense de los Alpes nórdicos, siendo probable su presencia en el eoceno de Egipto y de Rusia.

En España fué ya reconocida y citada por D. JIMÉNEZ DE CISNEROS en 1917. Los restos que hemos podido localizar—incluido el ejemplar de la colección de dicho autor y otros dos de la colección del Museo Nacional de CC. NN. de Madrid—corresponden a ocho caparazones y proceden de varias localidades de la provincia de Alicante.

LOPHORANINA REUSSI (WOODWARD, 1886)

Es una forma cuyo primer ejemplar descrito procedía también de la región del Vicentino y del nivel luteciense. También abunda en los niveles más altos—bartoniense—de la provincia italiana de Verona y de Hungría, siendo probable su presencia en el eoceno egipcio.

Los restos españoles reconocidos corresponden a seis caparazones, dos de los cuales fueron determinados y descritos por el P. RUIZ DE GAONA como una variedad—var. GOÑI—de L. MARESTIANA. Todos proceden de las canteras del Carrascal, en la sierra de Alaiz (prov. de Navarra), yacimiento descubierta por el P. Francisco GOÑI.

LOPHORANINA STRAELI n. sp.

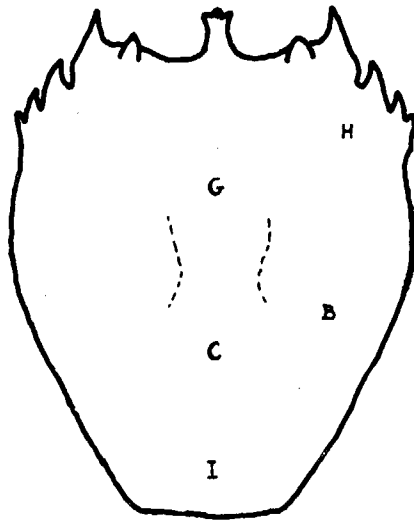


Fig. 7. — *Lophoranina straeleni* n. sp. Contorno y dorso del caparazón (× 1).

G = área gástrica; B = área branquial, etc. (como en las figuras anteriores).

“Caparazón muy robusto, de contorno aovado. Su diámetro transversal máximo pasa por detrás del tercio anterior del cuerpo. Bordes laterales guarnecidos en su parte anterior por varios dientes francamente espinosos. Borde posterior algo convexo, sin reborde alguno. Listas transversales del dorso en general discontinuas y entrecruzadas, especialmente en los dos tercios posteriores. Los dos surcos que separan el área gástrica de la branquial son flexuosos.

Placa esternal anterior con dos filas de orificios capilíferos paralelas a los bordes laterales de la pieza.

Abdomen—único conocido—longitudinalmente trilobado en su conjunto, con el lóbulo central bastante agudo.

Quelípedos muy robustos. Própedo comprimido, alargado, con el borde superior afilado. El borde inferior también es afilado y está recortado en cinco dientes bien desarrollados.

El resto de periópodos (P_2 , P_3 y P_4) son muy robustos a juzgar por los artejos basales que se han conservado.”

Los restos españoles de esta vistosísima especie corresponden a cuatro caparazones. El más completo de todos es el ejemplar de Agost descrito y figurado por VAN STRAELEN como RANINA REUSSI. Su preparación ha puesto al descubierto una gran parte del cuerpo, haciendo necesaria la rectificación específica del mismo.

Otros dos ejemplares proceden del mismo yacimiento de los “terrers” de Agost. Un cuarto ejemplar fragmentario procede del yacimiento de Orcheta, del mismo nivel luteciense y de la misma provincia de Alicante.

Atribuimos a la misma especie tres ejemplares italianos que se guardan en las colecciones de la Sorbona, de París, procedentes del eoceno superior de la región de Bolca, en la provincia de Verona.

NOTOPELLA VAREOLATA LORENTHEY-BEURLIN, 1929

Es una forma pequeña, fundada en el estudio de seis caparazones procedentes de la caliza nummulítica del bartoniense inferior de Hungría.

Los restos españoles reconocidos corresponden a otros tantos caparazones, procedentes de la caliza luteciense del Carrascal, en la sierra de Alaiz, en donde coinciden con los de LOPHORANINA REUSSI.

STENODROMIA CALASANCTII n. sp.

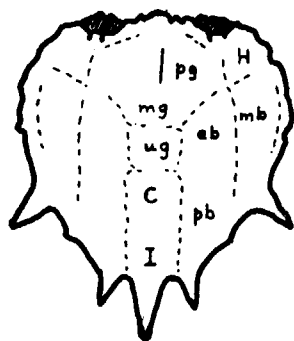


Fig. 8. *Stenodromia calasanctii* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 3$).

pg = región protogástrica, etc. (como en las figuras anteriores).

“Caparazón pequeño, convexo, de contorno piriforme. Sus bordes latero-anteriores son enteros en su trayecto anterior—que discurre por debajo de las órbitas—y recortados en 6-7 dientes en su trayecto lateral. Una fuerte espina branquial muy erguida separa dichos bordes de los latero-posteriores que son rectilíneos. Borde posterior estrecho, caudiforme, laminar, rematado por tres espinas agudas, la mayor de las cuales es la central.

Frente en fuerte declive hacia adelante, reducida a un pequeño arco rostral.

Órbitas muy grandes, como excavadas en las correspondientes áreas hepáticas.

Dorso recorrido longitudinalmente por cinco carenas paralelas, más o menos tuberculadas o espinosas: las tres internas alineadas con las tres espinas caudales y las dos externas prolongadas por las dos grandes espinas laterales descritas.

Quelípedos cortos y robustos. Pinza derecha con el dispositivo triturador característico de muchos calápidos (CALAPPINAE) y de forma parecidísima al de la pinza correspondiente del actual género MURSIA. Própodo plano-convexo. Cara interna de la mano lisa o casi lisa. Cara externa extraordinariamente abombada, guarnecida con tres filas longitudinales de tres espinas cada una. Borde superior de la mano afilado, arqueado, armado con numerosos dientes espinosos muy agudos, en forma de cresta de gallo. Borde inferior afilado

y finamente aserrado. Dedo fijo muy corto, fuertemente inflexionado. Dáctilos comprimido, con el grande tubérculo lateral característico en su base externa, al cual se opone—conjugándose—un fuerte saliente en la cara externa del própodo.”

Los restos estudiados de esta nueva especie corresponden a un mínimo de 16 individuos. Proceden de las regiones de Gerona (nueve piezas), Berga (seis piezas) y Vich (una pieza).

HEPATISCUS POVERELLI n. sp.

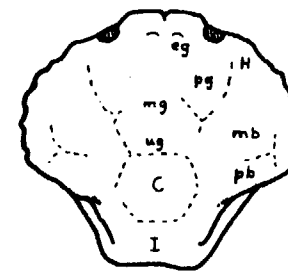


Fig. 9.—*Hepaticus poverelli* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 2$).

“Caparazón pequeño, de configuración cordiforme.

Bordes latero-anteriores del cuerpo ampliamente y regularmente arqueados, enteros y obtusos en su trayecto inicial, inmediato a las órbitas; recortados en 6-7 dientes en su trayecto lateral. Borde posterior estrecho y romo con dos elevaciones transversales en cada ángulo.

Frente formada por dos amplios lóbulos, en conjunto bastante adelantada respecto de la curvatura general del borde anterior del caparazón.

Órbitas pequeñas, circulares.

Regiones del dorso del caparazón muy bien diferenciadas a base de tubérculos grandes y obtusos.

Región pterigostomiana casi vertical a ambos lados del cuadro bucal y todavía muy levantada en sus porciones subhepática y subbranquial. Los dientes antes mencionados del borde lateral del caparazón están como recortados en dicha región pterigostomiana y la cara exterior de los mismos representa su prolongación superior.

Plastron y abdomen muy desarrollados en longitud, incluso en las hembras.

Mxp₃ muy grandes, perfectamente encajados en el cuadro bucal, cuyo contorno es triangular. Sus dos meros, junto con el área pterigostomiana anterior y los artejos basales de las antenas, forman una superficie facial plana, granulosa, casi vertical, de configuración rómbica.

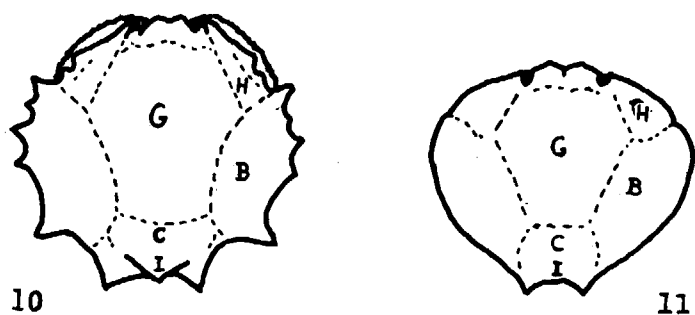
Quelípedos cortos, robustos, aplicados y adaptados a la pared frontal anterior del caparazón.

Pinza plano-convexa, con cinco filas de tubérculos romos muy salientes en la cara externa de la mano. Borde superior de la mano arqueado, formado por una fila de 3-4 tubérculos mayores, plano-convexos. El borde inferior está formado por otra fila de tubérculos romos.

Carpo relativamente grande, con una arista filiforme en su cara externa, fuertemente convexa."

Hasta el presente hemos reconocido 23 ejemplares, consistentes en restos de cefalotórax, más o menos completos, procedentes exclusivamente del yacimiento de Vilada, en la región de Berga.

TYPILOBUS BOSCOI n. sp.



Figs. 10 y 11.—*Typilobus boscoi* y *Typilobus modregoi* n. sp. Contorno y dorso de los respectivos caparazones ($\times 5$).

"Caparazón muy pequeño, globoso, de contorno redondeado o longitudinalmente ovalado, totalmente cubierto de gránulos romos, apretados, de variado tamaño según las regiones, en general más finas hacia la parte anterior del cuerpo.

Frente estrecha, erguida, claramente bilobada. Los dos lóbulos rostrales que la integran son anchos, ligeramente espinosos, algo divergentes.

Orbitas relativamente grandes. Su borde superior externo queda cortado por tres pequeñas cisuras longitudinales, la segunda de las cuales es prolongación del surco gastro-hepático.

Regiones pterigostomianas anteriores abultadas, formando un margen anterior saliente que sobrepasa ampliamente la fila de dientes que delimita externamente la región hepática.

Áreas dorsales no subdivididas en regiones, pero netamente delimitadas por surcos finos, lineales, muy definidos. Área gastrocardíaca muy grande, de contorno sensiblemente exagonal, algo piriforme. Áreas branquiales anchas, con 5-6 espinas en el margen externo o borde del caparazón. La última de tales espinas es mucho mayor que las restantes y destaca notablemente en la silueta del cuerpo. El área intestinal, de base exagonal ensanchada, forma una notable protuberancia a modo de montículo cónico.

Borde posterior del caparazón reducido, formado por dos fuertes espinas de base ancha, ampliamente separadas."

Ascenden a 28 los restos más o menos completos de caparazones estudiados. Todos ellos proceden de las cercanías de Sarriá de Dalt, provincia de Gerona.

TYPILOBUS MODREGOI n. sp.

"Caparazón muy pequeño, de contorno redondeado, ligeramente más ancho que largo, poco globoso, con la superficie dorsal totalmente cubierta de gránulos circulares muy romos, casi aplanados y muy apretados.

Frente poco saliente, muy poco erguida, bilobada, con los dos lóbulos planos y obtusos.

Orbitas pequeñas, estrechas, muy adentradas a ambos lados de la frente.

Relieve del dorso bastante acusado, con las áreas separadas por anchos valles, en cuyo fondo destacan surcos lineales bien definidos. Áreas hepáticas muy pequeñas, inermes. Áreas branquiales grandes, también sin espinas. Área intestinal protuberante, roma, de contorno exagonal.

Borde posterior del caparazón muy reducido, delimitado lateralmente por dos espinas de base ancha, ampliamente separadas."

Sólo conocemos un caparazón de esta especie, asociado a los restos de *TYPILOBUS BOSCOI*, en el mismo yacimiento de Sarriá de Dalt.

MICROMAIA TUBERCULATA BITTNER, 1875

Es una forma italiana descrita por BITTNER a base de once restos de caparazón procedentes de las tobas calcáreas lutecien-ses de San Giovanni Ilarione, en el Vicentino, región en la que dichos restos son bastante frecuentes.

LORENTHEY ha reconocido numerosos restos—moldes internos de caparazón—en las calizas con microfauna del eoceno superior de Hungría y también atribuyó a esta especie un ejemplar del eoceno medio de Egipto.

Es dudosa la referencia de SCHLOSSER a propósito de dos ejemplares incompletos de la región de Kressenberg, en los Alpes nórdicos.

El material español se reduce a dos caparazones con la costura parcialmente conservada, recogidos por el P. GOÑI en el bartoniense de la región de Igualada.

MICROMAIA MARGARITATA FABIANI, 1910

Especie italiana establecida por FABIANI sobre un solo ejemplar del luteciense de las cercanías de San Giovanni Ilarione, en el Vicentino.

El material español es bastante más abundante, aunque en su mayor parte—23 restos de caparazón—procede del yacimiento de Vilada, en la región de Berga.

D. JIMÉNEZ DE CISNEROS cita repetidamente la presencia de *M. TUBERCULATA* en los "terrers" de Agost, provincia de Alicante. Se refiere siempre a un pequeño caparazón que hemos tenido ocasión de reconocer personalmente entre los materiales de la colección de dicho autor y que, por su forma y tama-

ño, coincide completamente con los ejemplares catalanes de *M. MARGARITATA*.

MICROMAIA BATALLERI, n. sp.

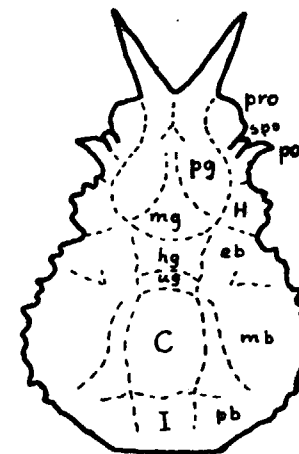


Fig. 12.—*Micromaia batalleri* n. sp. Contorno y dorso del caparazón (×3).

pro = visera preorbital; spo = espina supraorbital; po = espina postorbital.

“Caparazón pequeño, algo globoso, de contorno sensiblemente triangular, con las estrangulaciones orbital-hepática y hepática-branquial angulosas y profundas. Bordes laterales espinosos y borde posterior ampliamente arqueado.

Frente con dos espinas rostrales robustas, muy divergentes, desarrolladas en un plano horizontal.

Artejo basal de las antenas libre, fuerte, ligeramente tuberculado.

Orbitas grandes, poco profundas. Visera preorbital grande, algo abombada. Lóbulo supraorbital estrecho, largo, algo puntiguado. Diente postorbital muy abierto, espinoso, flanqueado posteriormente por algunos denticulos.

Dorso del caparazón cubierto de tubérculos redondeados, poco elevados, de variado tamaño, con predominio de los pequeños, todos ellos muy espaciados. Hacia el borde lateral del caparazón los tubérculos son algo más espinosos y algunos, más destacados, se disponen en fila marginal.

Áreas y regiones dorsales muy bien delimitadas por surcos estrechos bien definidos. Destaca por su abombamiento la porción anterior—casi circular—del área gástrica, integrada por los lóbulos meso y protogástricos, desarrollados a expensas de las áreas hepáticas que son reducidísimas.”

Los restos de esta nueva especie se reducen a dos caparazones bastante completos y a un fragmento de un tercero, todos ellos recogidos en las cercanías de Sarriá de Dalt, provincia de Gerona.

PERIACANTHUS HORRIDUS BITTNER, 1875

Los restos de esta especie hasta ahora reconocidos se reducen a los cinco caparazones más o menos completos estudiados y descritos por BITTNER, procedentes del luteciense de las cercanías de San Giovanni Ilarione, en el Vicentino, y a dos ejemplares húngaros del bartoniense superior de Piszke.

El material español se reduce a los restos de dos caparazones, uno de ellos bastante completo, encontrados inesperadamente por M. GUERIN en el yacimiento de Vidrá, provincia de Gerona.

PERIACANTHUS DALLONII n. sp.

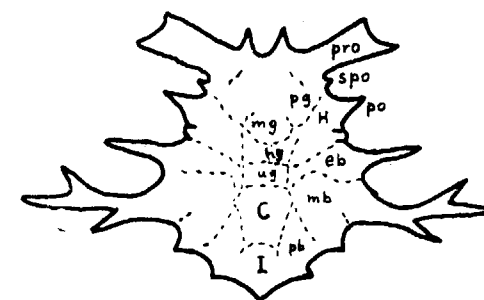


Fig. 13.—*Periacanthus dallonii* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 2$).

“Caparazón deprimido, alargado, de contorno más o menos hexagonal con expansiones espinosas de aspecto algo sarmentoso en todos sus bordes. Los bordes laterales están armados con tres de dichas expansiones: la primera y tercera tienen forma de simple espina; la intermedia, mucho más desarrollada, se subdivide en tres o cuatro ramas espinosas. Borde posterior estrecho, guarnecido con dos espinas laterales y una central, impar, algo obtusa.

Espinas rostrales largas, agudas, recurvadas hacia arriba.

Órbitas oblicuas, muy poco excavadas. Visera preorbital extraordinariamente larga. Espina supraorbital, muy pequeña. Diente post-orbital muy desarrollado, flanqueado posteriormente por un pequeño denticulo. Borde inferior de la órbita reducido a una orla filiforme continua, de amplia curvatura.

Superficie dorsal del caparazón cubierta de gránulos, pequeños y espaciados en los dos tercios anteriores; más numerosos e irregularmente distribuidos en el resto. Regiones dorsales bien destacadas. El conjunto de las áreas gástrica y cardíaca forma una carena longitudinal sagital muy prominente, obtusa, que culmina en la región cardíaca.”

Los restos que han servido para establecer la nueva especie se reducen a tres caparazones, dos de ellos bastante completos, y proceden del yacimiento de Vilada, región de Berga.

MONTEZUMELLA AMENOSI n. sp.

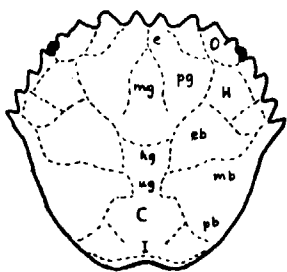


Fig. 14. *Montezumella amenosi* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 1$).

“Caparazón ligeramente más ancho que largo, ampliamente arqueado y dentado en su mitad anterior. Bordes latero-anteriores recortados en cuatro dientes más o menos espinosos.

Región frontal muy ancha, recortada en cuatro dientes laminares, ligeramente denticulados: los dos medianos muy próximos y paralelos entre sí; los dos extremos divergentes.

Orbitas pequeñas, oblicuas, poco avanzadas. Borde supraorbital con una sola entalladura. Diente postorbital obtuso, a un nivel más bajo que el de los dientes del borde latero-anterior contiguo.

Relieve dorsal extraordinariamente pronunciado, con las áreas y regiones delimitadas por surcos angostos y profundos. Salvo en el fondo de los surcos y de las depresiones toda la superficie del dorso es granulosa, incluso la cara superior de los dientes de la frente y de los bordes latero-anteriores. Esta granulación consiste en tubérculos redondeados en la parte anterior del dorso y transversalmente dilatados en las áreas branquial y cardíaca, en las cuales forman unas como rugosidades transversales algo escamiformes.

Plastrón estrecho y alargado, especialmente en los individuos machos, cuyo abdomen—también estrecho y muy alargado—está longitudinalmente trilobado, especialmente a partir del tercer anillo.

Maxilípedos (Mxp_3) grandes y alargados.

Quelípedos grandes, macizos, con la superficie externa del carpo y de las pinzas fuertemente granulosa.”

Los restos en que se fundamenta la nueva especie corresponden a un mínimo de catorce individuos y consisten en caparazones más o menos completos, algunos muy bien conservados, con

gran parte de los pereópodos anejos. Salvo un resto de quelípedo que procede en Sarriá de Dalt, región de Gerona, todos los demás ejemplares provienen de varias localidades de la región de Igualada.

LOBOCARCINUS CATALAUNICUS

VAN STRAELEN, 1927

Especie española establecida por VAN STRAELEN fundándose en los caracteres bastante imprecisos del dorso de un solo caparazón, en gran parte reducido al molde interno.

A pesar de nuestra insistencia no hemos llegado a localizar el ejemplar original. Tampoco hemos encontrado ningún otro resto referible a la nueva especie en las repetidas exploraciones efectuadas tanto en el yacimiento de origen—Puigsec-Sant Llorenç, en la región de Vich—como en los numerosos yacimientos carciníferos vecinos, sitios en las cercanías de Sant Julià de Vilatorrada.

GONIONEPTUNITES nov. gen.

“Caparazón abombado, de contorno sensiblemente exagonal. Bordes latero-anteriores del mismo recortados en seis dientes triangulares; el más externo, mayor que los restantes, fuertemente espinoso y orientado transversalmente.

Artejo basal 2-3 de las antenas bastante desarrollado, prolongado hacia el interior de la órbita y encajado en el hiato del ángulo interno de la misma.

Relieve dorsal del caparazón muy acentuado, con las áreas subdivididas en lóbulos y regiones bien diferenciados.

Quelípedos fuertes, esbeltos, con pocas carenas longitudinales en el própodo.

Especie tipo: *Gonioneptunites hungarica* (LORENTHEY)

GONIONEPTUNITES HUNGARICA

(LORENTHEY, 1898)

Especie húngara, fundada al principio en sólo un ejemplar bastante defectuoso encontrado en las calizas grises, con carbón, del luteciense superior—nivel de ORBITOLITES COMPLANATUS—de las cercanías de Budapest. En 1929 apareció en el mismo yacimiento un segundo ejemplar—un caparazón fragmentario—junto con dos pinzas sueltas.

El material español es abundantísimo. DALLONI en 1930 ya señaló la presencia de esta especie con varias denominaciones—*Portunidae*, *Lupinae*, *Allogoneplax Dalloni*—debidas a V. VAN STRAELEN. En 1941 tuvimos ocasión de reconocer multitud de nuevos ejemplares recogidos en varios yacimientos. El número de restos de caparazón que hemos determinado hasta la fecha asciende por lo menos a 166, los cuales, junto con el total de restos de quelípedos sueltos, implican un mínimo de 185 individuos.

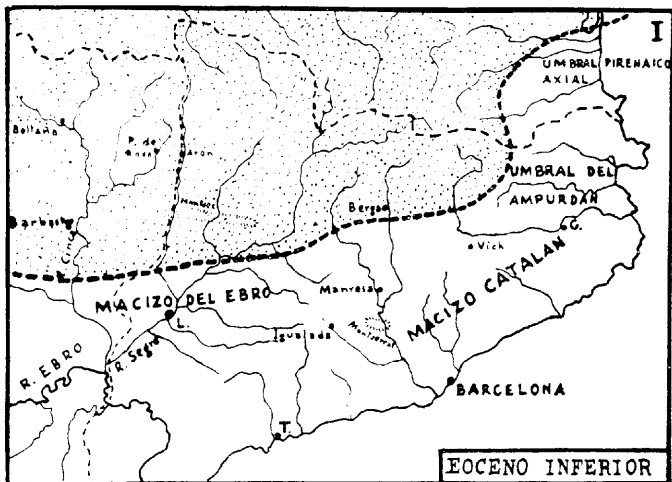
Una tal abundancia y la buena conservación de muchos ejemplares nos han permitido completar y fijar la descripción primitiva de la especie y precisar la determinación genérica, dando lugar a la creación del género GONIONEPTUNITES, muy afín al actual GONIONEPTUNUS de las costas surafricanas.

Los restos españoles proceden de las regiones de Vich (mínimo de 80 individuos), Gerona (ídem de 46) y Berga (id. de 57).

NEPTUNUS CATALAUNICUS VÍA, 1941

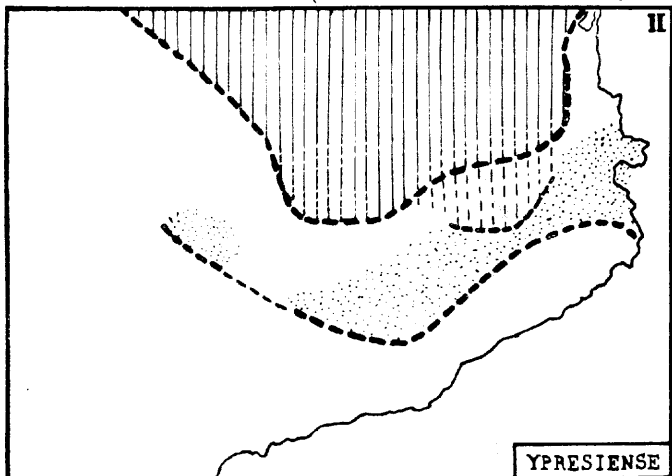
Forma catalana, descrita en un principio a base de muy pocos ejemplares, luego desdoblada en dos formas—NEPTUNUS CATALAUNICUS y NEPTUNUS STRAELENI—a raíz del hallazgo de ejemplares más completos y numerosos (VÍA, 1948).

	CUENCA DE TREMP	ZONA LIMITROFE DEL MONTSECH	BANDA SUBPIRENAICA MARGINAL (Serie de Petraforca)	BANDA PIRENAICA AXIAL (Serie pirenaica)	EVOLUCION PALEO GEOGRAFICA	SUCCESION DE FAUNAS
BARTONIENSE	REGION SUBPIRENAICA OSCENSE Horizonte limnico de conglomerados de la cuenca de Tremp. Margas y conglomerados altos—de Santa Liestra al sur de Aren y de Roda de Isabena. (Almela-Rios.)	Pudingas superiores de Corsà y Terradets.	Conglomerados marinos superiores, alternantes con margas fosilíferas en Sant Llorens de Morunys. Arrecifes coralinos y margas arenosas fosilíferas de Sant Llorens de Morunys y de Oliana, carciníferas al S. de Sant Llorens de Morunys. FAUNA CARCINICA DE GURB	Pudingas entre Berga y Pobla de Lillet.	Formación continental, con predominio de conglomerados, en toda la zona sur pirenaica. El régimen marino persiste hacia el sur de la cuenca, en Sant Llorens de Morunys y Oliana, hasta la total colmatación de la misma por dichos conglomerados.	Moluscos continentales (<i>Ischurostoma formosum</i> y <i>Planorbis castrensis</i>) junto con <i>Palaeotherium magnum</i> (Sosis) en las intercalaciones margosas de los lignitos de la base de los conglomerados ludenses. Fauna marina francamente mediterránea en las formaciones de Sant Llorens de Morunys y de Oliana.
LUTECIENSE SUPERIOR	Formación continental de la Sierra de Montllobar (cuenca de Tremp) y de Capella (Huesca). Flysch luteciense-bartoniense del Ribagorzana, Isabena y Santa María Lanuez, con <i>Alveolina elongata</i> , <i>Assilina exponens</i> y <i>Harpactocanthopsis quadrilobata</i> , en Santa María Lanuez.	Flysch luteciense-bartoniense con gastropodos abundantísimos (<i>Potamides montsecanus</i> , <i>Timpanotonus orengae</i>), <i>Alveolina</i> y <i>Callianassa Vidali</i> . Arrecifes coralinos cerca de Agulló.	Margas fosilíferas del Coll de Jou, Sant Lléhi, etc.; carciníferas en Coll de Jou. FAUNA C. DE COLLBAS	Grueso lentejón de yeso cerca de la Pobla de Lillet. Plaquetas arenisecas con restos vegetales, cubiertas por minúsculas conchas de bivalvos, en la misma localidad. (Dalloni.)	El levantamiento de la zona axial pirenaica se acentúa y se extiende hasta el Pirineo aragonés. La regresión marina empieza por el nore de Cataluña, en donde la cuenca marina mediterránea queda reducida a la zona centro-meridional. Por el norte de Aragón también se reduce la cuenca marina atlántica, y al sur de la cuenca de Tremp se establece un régimen de sedimentación continental. (Depósitos de la Sierra de Montllobar y de Capella con restos de mamíferos.) Deposición del flysch luteciense-bartoniense en el umbral del Montsec.	Cataluña: Fauna marina mediterránea con <i>N. ataccicus-subataccicus</i> , <i>N. globulus-guettardi</i> y <i>N. conortus-striatus</i> en St. Llorens de Morunys y Coll de Jou; <i>Archaeolithothamnium</i> , etc., de Sant Lléhi. Aragón y cuenca de Tremp: Formación continental con <i>Almoqver conditi</i> , <i>Adapis priscus</i> , etc., en las calizas de la Sierra del Montllobar y en los lignitos de Capella. Montsec: Fauna carcinica peculiar (<i>Callianassa Vidali</i>) y fauna malacológica con rasgos de ambas cuencas (<i>Potamides</i> , <i>Timpanotonus</i>).
LUTECIENSE MEDIO	Margas grises-azuladas con <i>Turritella</i> , <i>Ostrea</i> y foraminíferos: <i>N. globulus-guettardi</i> ; <i>Assilina granulosa</i> , <i>A. Leymeriei</i> , <i>Operculina subgranulosa</i> , <i>Discocyclina</i> , de Figols, Eroles y Aren. Margas azules de Roda de Isabena, con <i>N. globulus-guettardi</i> ; <i>Assilina praespirata</i> , <i>Discocyclina</i> y <i>Xanthopsis Dufouri</i> . Arrecifes coralinos en Vilamolad de Març, Figols, Eroles (cuenca de Tremp).	Margas azuladas y maciños fosilíferos con <i>Echinoconus</i> , <i>Lucina</i> , <i>Ostrea</i> , etc., entre Coll de Ager y Ager.	Formación marina con <i>N. perforatus</i> y <i>N. lucasani</i> , entre Ripoll y Borredà, (Cazex). Margas muy fosilíferas margas de Bañolas de Pedra, Vilada, Borredà, con un reducido nivel de <i>Assilina exponens</i> y gastropodos, determinados por Dalloni. Margas con <i>Schizaster spado</i> de la Baells, Berga y Castellar del Riu. FAUNA C. DE SARRIA DE TER en Vilada y Pedra.	Margas, margas arenosas y calizas margosas de la Sierra del Cadi—vertiente sur de Greixa, Pobla de Lillet, con <i>Assilina praespirata</i> , <i>A. spira</i> , <i>A. granulosa</i> , <i>A. exponens</i> , <i>Nummulites ataccicus</i> , <i>N. lucasi</i> , <i>N. laevigatus</i> , <i>N. uro-niensis</i> y <i>Alveolina elongata</i> . Calizas y margas con <i>Ostrea strictipliata</i> .	Invasión mediterránea por el este, como consecuencia del hundimiento del umbral del Ampurdán y parte de los maciños catalán y del Ebro. Aislamiento de la nueva cuenca catalana—golfo mediterráneo norte-occidental por el levantamiento inicial del umbral axial pirenaico y del umbral del Montsec.	Cataluña: Fauna marina esencialmente mediterránea, con persistencia de alguna forma atlántica (<i>Assilina exponens</i> asociada a <i>Nummulites perforatus</i>) hacia el centro de la cuenca, en las margas azuladas de Borredà, Vilada y Sant Llorens de Morunys. En la zona pirenaica—litoral norte de la cuenca mediterránea—persisten numerosas formas del anterior régimen atlántico. Aragón y cuenca de Tremp: Fauna marina totalmente atlántica. Montsec: Fauna marina poco caracterizada.
LUTECIENSE INFERIOR	Caliza con <i>Alveolina subpirenaica</i> ; calizas y margas con <i>Lucina corbarica</i> , <i>Assilina Leymeriei</i> , <i>N. ataccicus-subataccicus</i> , de Figols y Aren, con <i>Xanthopsis Dufouri</i> en Aren. (Ypresiense según Dalloni y otros autores.)	Nivel inferior de calizas con <i>Alveolina</i> (<i>A. subpirenaica</i> , <i>Flosculina globosa</i>) y miliólidos al pie de la vertiente N. de la Sierra de Sant Mamet y en la cresta de la Sierra al S. de Ager.	Conglomerados brechoides y maciños con <i>Alveolina</i> , <i>N. laevigatus</i> , <i>N. uro-niensis</i> y <i>Assilina exponens</i> , del santuario de Queralt y (sin <i>Assilina</i>) de Castellar del Riu. SIN FAUNA CARCINICA RECONOCIDA	Calizas con <i>Alveolina subpirenaica</i> , miliólidos, <i>Nummulites ataccicus-subataccicus</i> , del Cadi. Margas y areniscas con <i>N. laevigatus</i> , <i>N. uro-niensis</i> , <i>N. granifer</i> , <i>Assilina exponens</i> , <i>A. granulosa</i> y <i>Orthophragmina archiaci</i> , al sur de Greixa. Calizas de cemento de Clot del Moro.	Transgresión atlántica sobre los depósitos epicontinentales del Eoceno inferior-Ypresiense del dominio aragonés y de la cuenca de Tremp. Con la extensa nueva zona sumergida, el anterior recodo catalán se convierte en un amplio dominio marino catalano-aragonés.	Fauna marina exclusivamente atlántica del dominio catalano-aragonés, en la costa meridional del gran golfo de Aquitania.
YPRESIENSE	Limos rutilantes, areniscas y pudingas de Figols y Aren. (Tanetiense-Esparnaciense, según Dalloni.)	Margas rojas inmediatamente inferiores a la caliza de <i>Alveolina</i> suprayacentes. (Rios-Almela.)	Calizas de miliólidos y de alveolinas del Portet y Castellar del Riu. Margas con <i>Assilina Leymeriei</i> , <i>Ostrea</i> , etcétera, de Queralt y S.ª de Aubens. Calizas de alveolinas del Monte Subirà, Sierra de Odén, Cambrils (<i>Alveolina</i> en margas rojas) y de la Sierra de Aubens. FAUNA C. YPRESIENSE en Castellar del Riu.	Calizas y margas con <i>Assilina Leymeriei</i> , <i>Operculina ammona</i> , <i>Ostrea</i> y calizas de miliólidos y <i>Alveolina</i> en la vertiente norte del Cadi.	Transgresión atlántica sobre el área pirenaico-catalana de los depósitos continentales del Eoceno inferior. La nueva costa meridional del golfo atlántico de la Aquitania forma una profunda escotadura o recodo en su extremo oriental.	Fauna marina exclusivamente atlántica de la escotadura pirenaico-catalana, en el extremo sur-oriental del golfo de Aquitania.
EOCENO INFERIOR		Calizas lacustres, tanetienses-esparnacienses, de Agulló. (Dalloni.)	Margas y calizas de Castellar del Riu y Sierra del Portet, con <i>Vivipara aspersa</i> .	Calizas y margas rutilantes al norte de la Pobla de Lillet.	Régimen epicontinental.	Fauna continental con <i>Vivipara aspersa</i> (Tanetiense) o de carácter más o menos salobre (Esparnaciense).



Tanetiense-Espernaciense (Garumnense superior, según ASHAUER, ALMELA, etc.)

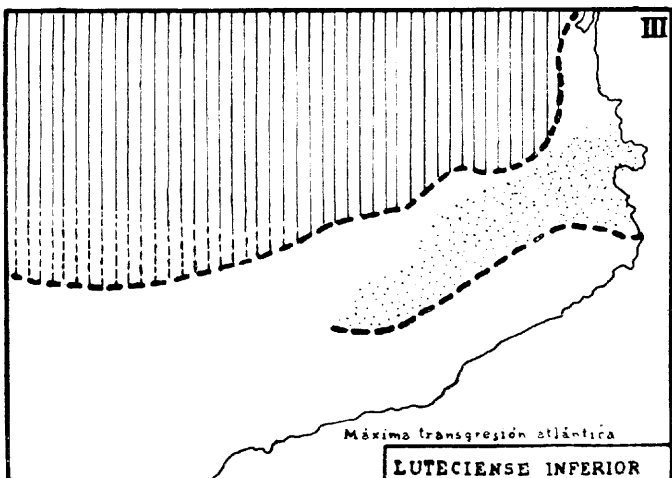
□ Area de sedimentación más o menos continental.



||||| Transgresión marina atlántica.

▨ Areas de sedimentación epicontinental. Formaciones lateríticas. BULIMUS GERUNDENSIS en Gerona, Riells...

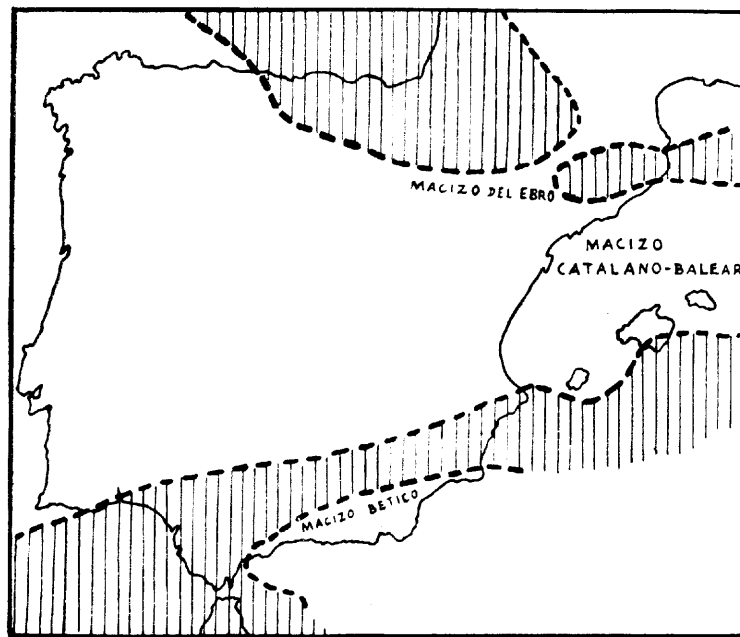
||||| Incurción marina esporádica (Depósitos calcáreos con ALVEOLINA)



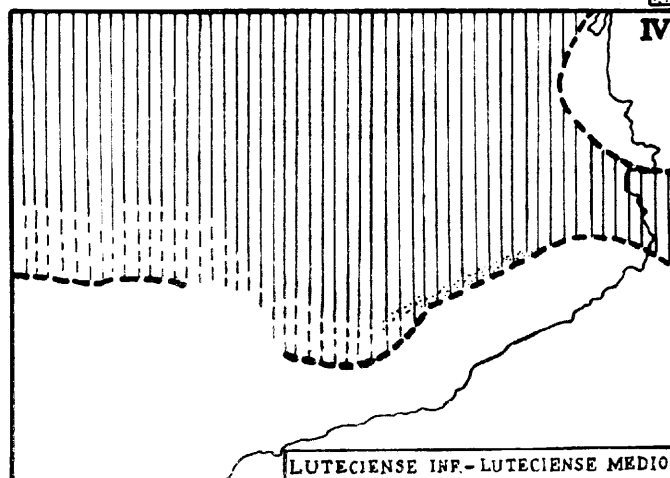
||||| Ampliación del dominio marino hacia Aragón

▨ Aguas someras, generalmente con ALVEOLINA.

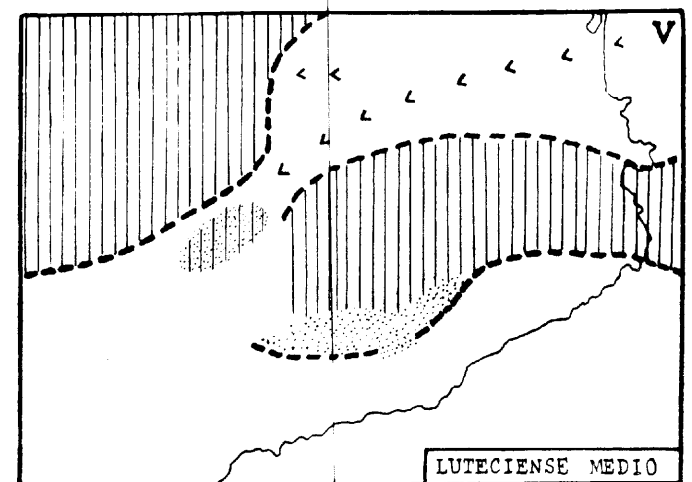
▨ Formaciones epicontinentales con predominio de conglomerados.



PALEOGEOGRAFIA DE LA PENINSULA IBERICA DURANTE EL LUTECIENSE MEDIO Y PROBABLE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL DOMINIO MARINO DEL NE. DE LA MISMA EN LAS SUCESIVAS FASES DEL EOCENO

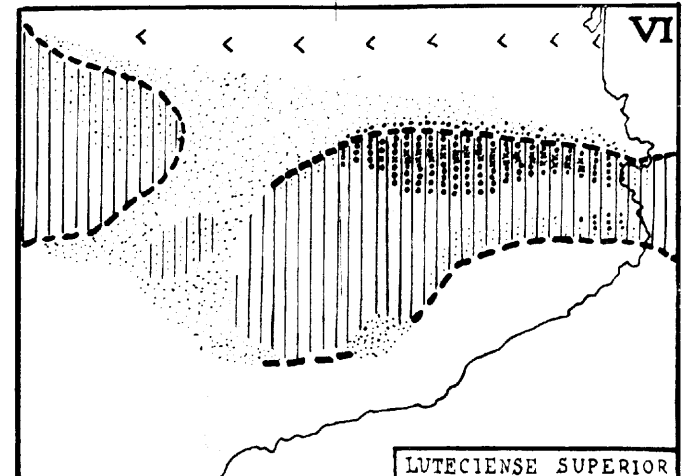


Irrupción mediterránea y comunicación de cuencas por hundimiento del umbral del Ampurdán. Hacia el sur las aguas someras con ALVEOLINA alcanzan gran extensión.



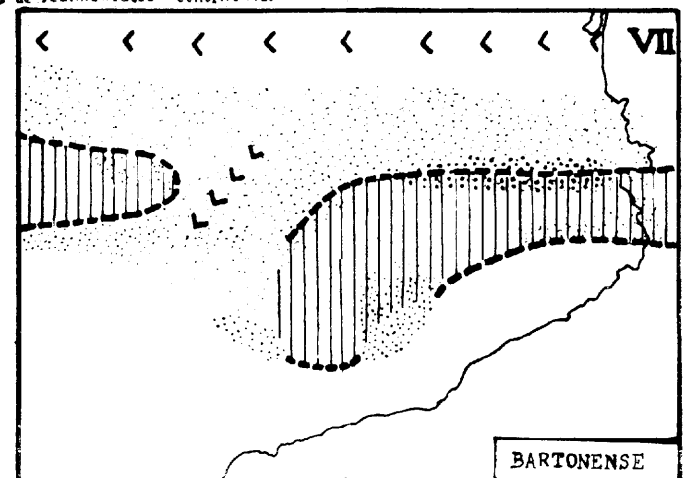
Separación de cuencas por levantamiento simultáneo de los umbrales axial-pirenaico y del Montsec

▨ Sedimentación epicontinental. ▨ Margas y maciños



El levantamiento de la zona axial progresa hacia el W. y provoca una notable reducción de la cuenca marina atlántica y el desplazamiento al S. de la c. mediterránea

▨ Flysch marino margoso-areniscoso y maciños ▨ Tramo rojo intermedio ▨ Areas de sedimentación continental



Disminución progresiva de las áreas marinas a favor del dominio continental, en el que predominan los conglomeraos, a lo largo de la zona sur pirenaica y en el umbral del Montsec

A los materiales anteriores deben añadirse todavía muchos más, hasta un total de 220 restos de cefalotórax más o menos completos, sin contar una multitud de restos aislados de quelípedo—fragmentos de pinza, generalmente—, de cuyo conjunto puede fácilmente deducirse la existencia de un mínimo de 250 individuos. Una tal abundancia ha permitido efectuar un estudio biométrico partiendo de una muestra de 135 ejemplares sexualmente bien determinados, con un mínimo de partes homólogas bien conservadas y, por tanto, comparables. Teniendo en cuenta que las diferencias que inducían a creer en la duplicidad de formas se refiere sólo a caracteres de tipo cuantitativo, el resultado del nuevo estudio no deja lugar a dudas respecto de la homogeneidad de la población.

La mayor parte de los ejemplares proceden de varios yacimientos que se extienden a lo largo de la sierra de Collbás—en la región de Igualada—, de donde proceden 207 restos de cefalotórax y 144 restos sueltos de quelípedo. Siguen los yacimientos de la región de Vich (nueve restos de cefalotórax) y los de la región de Manresa, con cuatro restos de cefalotórax y siete fragmentos sueltos de quelípedo.

MENIPPE ALMERAI VÍA, 1941

Especie española que describimos en 1941 a base de tres restos de cefalotórax—uno de ellos bastante completo—y de numerosos fragmentos sueltos de quelípedo. A dichos ejemplares deben añadirse 15 restos más de cefalotórax y una multitud de fragmentos de quelípedo. El conjunto de todo el material reconocido supone un total de individuos no inferior a 40. Proceden de las regiones de Igualada (15 restos de cefalotórax y 25 restos sueltos de quelípedo), Vich (tres *íd.* y 23 *íd.*, respectivamente) y Manresa (cinco restos de quelípedo).

PALAEOCARPILUS SIMPLEX STOLICZKA, 1871

El primero y único ejemplar descrito por STOLICZKA procedía del eoceno medio del Pakistán.

Con la denominación de PALAEOCARPILUS ANODON, BITTNER en 1875 describió como forma distinta de la de STOLICZKA un caparazón procedente del luteciense de la región italiana del Vicentino, y DI SALVO, en 1933, atribuyó a la nueva especie de BITTNER un molde bastante completo del luteciense de Sicilia.

LORENTHEY, en 1909, reconoció 23 ejemplares de la especie india de STOLICZKA entre los materiales carcínicos procedentes de la región egipcia de Mokattam. La abundancia y la calidad de dichos ejemplares permitieron a LORENTHEY precisar y ampliar la primitiva descripción de STOLICZKA.

El material español se reduce a los restos de cinco individuos procedentes del yacimiento de Vilada, en la región de Berga. Gracias a la excelente conservación de tres de dichos ejemplares, la descripción primitiva—ya precisada y ampliada por LORENTHEY—ha podido fijarse todavía más y justificarse la identidad entre la forma india y la italiana, la cual debe pasar lógicamente a sinonimia.

XANTHOPSINAE nov. subfam.

“Caparazón medianamente abombado, de contorno subcircular o transversalmente ovalado.

Frente ancha, guarnecida con cuatro tubérculos dentiformes o espinosos.

Bordes latero-anteriores del caparazón más o menos desarrollados, generalmente dentados, lobulados, o espinosos.

Relieve dorsal, en general, poco acentuado, formado por elevaciones o protuberancias romas.

Orbitas con el borde superior resaltado, sin entalladuras; borde inferior también entero.

Anténulas bastante grandes. El artejo basal 2-3 es alargado y alcanza el borde frontal.

Plastron esternal alargado. La placa anterior del mismo presenta un marcado relieve. En los individuos ♀ desarrollados sólo son visibles los bordes del plastron y los de dicha placa anterior, por quedar casi totalmente cubierta por el abdomen la casi totalidad de los plastron.

Abdomen de los ♂ lingüiforme, alargado, con los anillos 3-4-5 fusionados.

Heteroquelia mareada. Pinzas plano-convexas, generalmente con una fila de tubérculos espiniformes en el borde superior del própodo y con uno o varios tubérculos más o menos espinosos en la cara externa de la mano, cerca de la articulación carpo-propoidal. Artejos de los restantes pereópodos—P₂ a P₅—sin crestas longitudinales.”

Grupo de XANTHIDAE a colocar entre las subfamilias MENIPPINAE y CARPILINAE, integrado exclusivamente por formas fósiles predominantemente eocénicas, algunas extraordinariamente difundidas. Se reparten en tres géneros: HARPACTOCARCINUS, XANTHOPSIS y HARPACTOXANTHOPSIS, este último también de nueva creación y de posición sistemática intermedia entre los dos primeros.

HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS

(DESMAREST, 1822)

Es el *Cancer punctulatus* descrito por DESMAREST basándose en varios ejemplares italianos. Son muy numerosos los ejemplares procedentes de las regiones italianas de Verona, Mosano, Priabona y Tirol meridional, descritos por autores posteriores y que pueden verse en las colecciones de muchos museos.

Más restos de esta especie han sido también señalados en la península yugoslava de Istria (REUSS, TONIOLO), en Albania (LORENTHEY), Suiza (A. MILNE-EDWARDS, MAYER-EYMAR, GLAESSNER), Hungría (LORENTHEY) y en los Cárpatos (GLAESSNER).

El material español es abundantísimo y conocido desde muy

antiguo por haberlo citado y estudiado en 1862 A. MILNE-EDWARDS, quien incluso creó una nueva forma—*Harpocarcinus ovalis*—a base de uno de los ejemplares recogidos por VEZIAN en la provincia de Barcelona. Con todo, los caracteres de dicho ejemplar—cuyo molde se conserva y hemos examinado en el Museum de París—no rebasan en modo alguno los límites de la variabilidad específica de la forma de DESMAREST. Pasan de 850 los individuos cuyos restos—cefalotórax más o menos completos—hemos examinado personalmente y proceden de las regiones de Igualada (518 ejemplares), Vich (234 id.), Manresa (un ejemplar) y Berga (5 id.). Un solo ejemplar, molde interno, atribuido por VAN STRAELEN a la pretendida forma *H. ovalis* de A. MILNE-EDWARDS y que no hemos logrado localizar, procedía del Barranco de Aguas, provincia de Alicante.

HARPACTOCARCINUS JACQUOTI A. MILNE-EDWARDS, 1865

A. MILNE-EDWARDS estableció esta nueva especie basándola en “muchos ejemplares” procedentes de las cercanías de Biarritz, dos de los cuales hemos podido examinar en el Museum de París. En la Facultad de Ciencias de Toulouse hemos visto y examinado once nuevos ejemplares procedentes del yacimiento originario, ubicado en el valle de Mouligna, junto al Molin de Larralde.

MAYER-EYMAR ha señalado la presencia de restos de esta especie, asociados a los de *H. punctulatus*, en las orillas del lago Thun, en Suiza.

El material español se limita a un cefalotórax bastante incompleto, recogido por M. MENGAUD en la arenisca de la Acebosa, término de San Vicente de la Barquera, provincia de Santander. Dicho autor lo determinó como *H. jacquoti*, por comparación directa con los mencionados ejemplares de la Facultad de Ciencias de Toulouse, en donde se encuentra también depositado el ejemplar español.

XANTHOPSIS DUFOURI (H. MILNE-EDWARDS)
in D'ARCHIAC, 1850

Los primeros ejemplares estudiados y determinados por H. MILNE-EDWARDS procedían del SW. de Francia, principalmente de la comarca denominada “Chalosse de Montfort”, entre Dax y Saint Séver, en donde los restos de esta especie son abundantísimos. A. MILNE-EDWARDS en 1865 dice haber estudiado los restos de más de 500 individuos de dicha procedencia, la mayoría de los cuales se conservan en el Museum de París. Dichos restos son generalmente moldes de cefalotórax, pues su costra es farinácea y muy deleznable. Posteriormente se han encontrado numerosos restos, de costra más persistente, en otras localidades norpirenaicas: en Gan, cerca de Fau (Bajos Pirineos); Aurignac (Alto Garona), Varilhes (Ariège) y SE. de Carcassonne (Aude). Un solo ejemplar, no muy bien conservado, fué reconocido por el propio A. MILNE-EDWARDS en el eoceno de la cuenca de París. (REMY, 1954.)

Los yacimientos españoles de X. DUFOURI se encuentran bordeando el Pirineo aragonés, desde Boltaña a Arén, en la provincia de Huesca. Los ejemplares reconocidos—una treintena—presentan la costra bien fosilizada y están bastante bien conservados. (DALLONI, 1910.)

XANTHOPSIS BRUCKMANNI MEYER, 1862

Es una forma nortealpina cuyos restos, bastante numerosos, proceden de varias localidades bávaras (Sonthofen, Kressenberg), austríacas (Salzburg, Gmunden) y suizas (Einsiedeln).

El material español se reduce a cuatro caparazones más o menos completos: tres proceden de la región de San Vicente de la Barquera—dos de la Acebosa y uno de la Punta del Castillo—, y el cuarto ha sido encontrado junto al Santuario de Nuestra Señora del Munt, en la provincia de Gerona, a unos

600 kilómetros de distancia de la región santanderina. Es muy probable que los ejemplares de la Punta del Castillo de la Barquera y del Cabo Oriambre, encontrados por QUIROGA y determinados por MALLADA, como XANTHOPSIS DUFOURI, correspondiesen a la especie de MEYER. (QUIROGA, 1887.)

HARPACTOXANTHOPSIS nov. gen.

“Caparazón bastante abombado, con los bordes latero-anteriores arqueados, afilados, generalmente armados con varias espinas o lóbulos espinosos en número no superior a cuatro, excluidos el diente extraorbital y la espina lateral extrema, siempre presente.

Relieve dorsal del caparazón generalmente reducido a dos surcos longitudinales branquio-gastro-cardíacos o a lobulaciones muy amplias, más o menos acentuadas según la edad y el sexo.

Frente ancha, con el borde anterior recortado en cuatro lóbulos más o menos dentiformes.

Pinzas robustas, plano-convexas, de contornos romos, con marcada heteroquelia. Borde superior del própodo generalmente guardado con una fila de tubérculos, aunque en alguna especie aparece inerme. La cara externa del própodo puede ser lisa, aunque generalmente presenta un tubérculo espinoso único cerca de la articulación carpo-propodial.”

Especie tipo: *Harpactoxanthopsis quadrilobata* (DESMAREST)

HARPACTOXANTHOPSIS QUADRILOBATA

(DESMAREST, 1822)

Tanto los primeros ejemplares descritos por DESMAREST como los “numerosos ejemplares” utilizados más tarde por A. MILNE-EDWARDS para revisar y definir la especie con mayor precisión, procedían de varias localidades—Dax, Nourse...—de la “Chalosse de Montfort”, en donde dichos ejemplares se encuentran asociados a los restos—mucho más numerosos—de XANTHOPSIS DUFOURI.

En Italia los restos de *H. QUADRILOBATA* son bastante fre-

cuentes, y de ellos se han ocupado diversos autores (MICHELOTTI, 1861; A. MILNE-EDWARDS, 1862; BITTNER, 1875; AIRAGHI, 1905...). Proceden principalmente de la región del Vicentino y de las cercanías de Priabona.

LORENTHEY en 1926 determinó siete ejemplares del eoceno medio del norte de Albania.

También en la península yugoslava de Istria han sido reconocidos muchos ejemplares en numerosos yacimientos (BITTNER, 1875; TONIOLO, 1909).

De Hungría ya fué determinado un ejemplar del luteciense inferior de Halimba por BITTNER en 1893. Posteriormente han sido reconocidos numerosos restos en otros yacimientos del mismo nivel (DORNYAY, 1913; LORENTHEY-BEURLIN, 1929).

El material español se revela abundantísimo y su estado de conservación es excelente. El yacimiento más abundante está situado junto al pueblo de Santa María Lanuez, en la provincia de Huesca. Fué descubierto y dado a conocer por GARRIDO en 1943 como yacimiento de HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS, y hasta el presente se llevan recogidos y estudiados 123 ejemplares, muchos de ellos con los quelípedos anejos. Cinco ejemplares más, guardados en la colección del Instituto Geológico y Minero, proceden de otros varios yacimientos, apenas explorados, de los alrededores de Boltaña, también en la región surpirenaica aragonesa.

HARPACTOXANTHOPSIS KRESSENBERGENSIS

(MEYER, 1862)

Es una forma nortealpina fundada en el estudio de cuatro ejemplares incompletos procedentes de las formaciones eocénicas de Kressenberg, Baviera. Aunque A. MILNE-EDWARDS en 1863 la calificó de “especie extraordinariamente rara” por no haber localizado ningún ejemplar en las principales colecciones de Francia, Inglaterra y Alemania; SCHLOSSER en 1925, afirmaba que en alguno de los yacimientos de dicha región bávara de Kressenberg—en Hinterhöt, cerca de Neubeuern—los ejem-

plares se encuentran "en masa" en la superficie del estrato. También ha sido citada por MAYER (1877) en la región suiza nor-tealpina de Einsiedeln.

El material español estudiado sobrepasa la veintena de ejemplares. Proceden éstos de cinco yacimientos, dos de ellos en la provincia de Gerona—Gombreny y Nuestra Señora del Munt—, que han dado, por lo menos, cuatro ejemplares, y tres en la provincia de Santander—Punta del Castillo de la Barquera, La Acebosa y Cabo Oriambre—, de los cuales proceden los restantes ejemplares. Es de notar que algunos de estos últimos, junto con algún ejemplar de XANTHOPSIS BRUCKMANNI, fueron atribuidos por VAN STRAELEN a XANTHOPSIS DUFOURI. (VAN STRAELEN, 1927.)

HARPACTOXANTHOPSIS VILLALTAE n. sp.

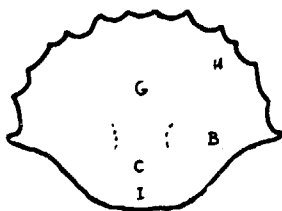


Fig. 15.—*Harpectoxanthopsis villaltae* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 1$).

“Caparazón relativamente pequeño, bastante abombado, de contorno transversalmente ovalado, ampliamente y muy regularmente arqueado en su mitad anterior. El abombamiento es particularmente notable en el tercio anterior del dorso, por detrás de la región frontal.

Bordes latero-anteriores del caparazón afilados, muy desarrollados, sobrepasando por detrás la línea media transversal del cuerpo. Sin contar el diente extraorbital están guarnecidos con cinco espinas de tamaño y forma algo irregulares. La última o lateral es la que más destaca, ya por su tamaño, ya por constituir la prolongación—en algunos ejemplares—de una ligera carena mesobranquial.

Frente ancha, en fuerte declive.

Orbitas relativamente pequeñas, con su borde superior muy resaltado hacia el recodo interno de las mismas.

Relieve del dorso bastante marcado en los individuos mayores, casi imperceptible en los más pequeños. Con todo, aun en individuos de talla media se observa una notable diferencia en la intensidad del relieve.

Quelípedos cortos y robustos, con heteroquelia poco acentuada. Própodo alto, corto, grueso, sin ninguna espina en el borde superior ni en la cara externa de la mano.

Carpo corto y grueso, con los bordes completamente lisos. Angulo antero-interno del mismo bispinoso.”

Los restos estudiados de esta nueva especie corresponden a quince caparazones, cinco de los cuales son bastante completos. Seguramente se trata de exuvias, pues ninguno conserva el menor indicio de plastrón ni de abdomen. En cambio no son raros los restos de pinzas en estrecha relación con los caparazones. Todo el material procede exclusivamente del yacimiento de Terrades, en la región de Gerona; cuyo descubrimiento y comunicación se debe a nuestro colega Dr. VILLALTA.

GLYPHITYREUS WETHERELLI

(BELL, 1858)

Forma muy frecuente en la arcilla ypresiense—London Clay—de Inglaterra, de la que procedían los numerosos ejemplares en que se funda la primitiva descripción de BELL, cuya denominación genérica hemos rectificado por la sencilla razón de que la palabra PLAGIOLOPHUS había sido ya empleada en 1847 por POMEL para designar un nuevo género de paleotridos.

También se encuentra en el ypresiense del norte de Alemania, de donde procedía el ejemplar descrito por REUSS en 1859, como GLYPHYTYREUS FORMOSUS por considerarlo distinto de la forma inglesa recién descrita por BELL en 1858 con el nombre de PLAGIOLOPHUS WETHERELLI, y que REUSS, inadvertidamente, redescubrió como GLYPHYTYREUS AFFINIS. Luego se ha visto (GLAESSNER, 1929) que las tres denominaciones es-

pecíficas corresponden a una única forma, debiendo subsistir solamente la de BELL por prioridad. Pero dado que la denominación genérica de *Plagiolophus* debe retirarse por ser *nomen praeoccupatum*, queda revalorizado automáticamente la de GLYPHITHYREUS, aplicada por REUSS—a través de la especie-tipo—, al mismo género creado un año antes por BELL (REUSS, 1859).

En el ypresiense de Bélgica G. WETHERELLI es abundantísimo, encontrándose sus restos por "centenares". (DELVAUX, 1885.)

También se ha citado en el ypresiense de Dinamarca (RAVN, 1907), y recientemente han sido reconocidos cuatro ejemplares en el mismo nivel del Senegal. (REMY, 1954.)

El material español se reduce a un sencillo caparazón encontrado por el Sr. ALMELA en el yacimiento ypresiense de Pont de Llinás, en la región de Berga. (VÍA, 1949.)

PILUMNOPLAX URPINIANA n. sp.

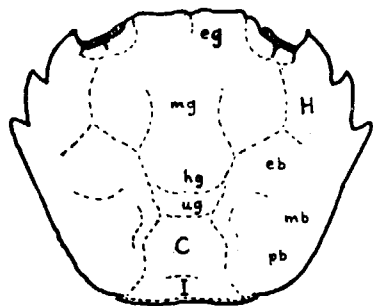


Fig. 16.—*Pilumnoplax urpiniana* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 2$),

"Caparazón bastante pequeño, bastante abombado, de contorno más o menos exagonal. Bordes latero-anteros del mismo, cortos, recortados en tres dientes, incluido el diente extraorbital. Borde posterior muy ancho.

Frente ancha, plana, con el borde anterior recto, ligeramente entallado en su mitad.

Orbitas no muy grandes, ovaladas, con dos cisuras en su borde superior.

Áreas dorsales del caparazón notablemente diferenciadas, destacando por su prominencia las regiones o lóbulos branquiales.

Abdomen del macho estrecho y alargado a partir del cuarto anillo. El tercer anillo cubre toda la anchura del plastron a la altura del quinto episternito. Todos los anillos están libremente articulados.

Quelípedos macizos y fuertes. Heteroquelia no exagerada. Pinza alta, gruesa, de bordes romos. Cara externa de la mano abombada, particularmente convexa hacia el ángulo posterior-inferior de la misma. Borde inferior del própodo liso, rectilíneo, muy grueso y romo en su origen y progresivamente más afilado. Borde superior de la mano muy corto, liso y romo en su trayecto anterior; afilado en su mitad posterior.

Carpo liso, poco abombado, de contorno cuadrangular, con una prolongación espinosa en el ángulo interno.

Meros corto y grueso. Su borde inferior es romo, con una prolongación condilar bastante saliente en su extremo."

El total de restos estudiados corresponde a una veintena de individuos como mínimo. Consisten en cuatro cefalotórax—uno de ellos muy completo—y numerosos fragmentos sueltos de pinza. Proceden de la región de Gerona (20 piezas), Vich (2 ídem) y Berga (6 ídem).

OMMATOCARCINUS ZARIQUIEYI n. sp.

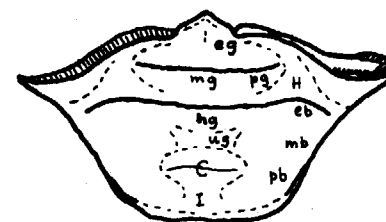


Fig. 17.—*Ommatocarcinus zariquieyi* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 2$).

"Caparazón pequeño, deprimido, de contorno sensiblemente pentagonal, mucho más ancho que largo.

Bordes laterales del caparazón notablemente divergentes. Borde posterior ancho, definido por un finísimo reborde.

Frente estrecha, reducida a un rostro triangular ligeramente escotado en su base.

Orbitas extraordinariamente desarrolladas, extendidas desde el rostro hasta el extremo de la dilatada espina antero-lateral del caparazón. Bordes supraorbitales laminares, ampliamente ondulados, notablemente elevados a la altura del globo ocular y definidos por un finísimo reborde subgranuloso. Juntamente con el rostro forman el amplio borde triangular de la parte anterior del caparazón.

Relieve del dorso constituido esencialmente por tres carenas transversales paralelas. La anterior, continua y rectilínea, corresponde a los lóbulos meso y protogástricos y forma como la base del amplio triángulo anterior del caparazón. La siguiente, más acusada y obtusa, corresponde a los lóbulos hipogástrico-epibranquiales; es rectilínea en su trayecto central—área gástrica—, y en sus extremos—área branquial—forma dos suaves ondulaciones, aparentando el conjunto un amplio yugo. La tercera, muy reducida, corresponde al límite anterior de la región cardíaca.

Plastron de los machos notablemente plano y alargado. El abdomen de los mismos es alargado y agudo, con sus anillos 3-4-5 coalescentes.

Quelípedos robustos, con heteroquelia bastante acentuada en los machos. La pinza mayor en éstos es relativamente corta y muy esbelta. Própodo de perfil lateral trapezoidal. Cara externa de la mano convexa y lisa; la interna es casi plana, con una ligera convexidad longitudinal rematada anteriormente por una espina, situada cerca de la base de los dos dedos. El borde inferior de la mano es romo, y el superior—algo más afilado—termina también anteriormente con una aguda espina. Dedos comprimidos, con los bordes funcionales dentados. La pinza pequeña de los machos y las dos de las hembras—también relativamente pequeñas—, son bajas y alargadas. Sus bordes son más afilados, y en la cara interna de la mano, la espina anterior antes descrita, es prolongación de una carena longitudinal bien destacada.

Carpo globoso, de bordes romos, con una diminuta espina en su parte latero-anterior.

Meros muy largo, de sección transversal triangular, casi equilátera, con todos sus bordes inermes."

En total son treinta los restos más o menos fragmentarios de cefalotórax reconocidos y estudiados. Los fragmentos sueltos de quelípedos—generalmente pinzas más o menos completas—son mucho más numerosos. Tres de los cefalotórax proceden de la región de Vich. Los veintisiete restantes proceden

de la región de Gerona, en la cual se han recogido, además, unos sesenta fragmentos sueltos de quelípedo.

PALAEOGRAPSUS GUERINI n. sp.

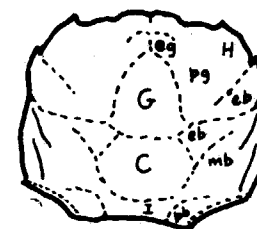


Fig. 18. — *Palaeograpsus guerini* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 4$).

"Caparazón muy pequeño, abombado, de contorno rectangular, bastante más ancho que largo.

Bordes laterales muy ligeramente convergentes, con una pequeña espina epibranquial detrás del ángulo orbital externo.

Frente no muy ancha, laminar, avanzada, de contorno trapezoidal, con los ángulos anteriores romos y con un surco longitudinal muy fino en su parte dorsal media.

Orbitas anchas, altas, profundas. Borde supraorbital suavemente arqueado. Ángulo orbital externo poco saliente, obtusamente espinoso.

Relieve del dorso suave, aunque suficientemente acusado para permitir la identificación de las diversas áreas y regiones. En el conjunto de dicho relieve destaca la presencia de un surco delgado, lineal, pero muy conspicuo, que cruza de parte a parte toda la superficie determinando una ligera escotadura marginal y pasando a la cara inferior del caparazón a la manera de un típico surco subcecrvical."

Siete pequeños caparazones de esta pequeña especie proceden exclusivamente del yacimiento de Sarriá de Dalt, en la provincia de Gerona. En las colecciones de la Sorbona, de París, hemos reconocido un ejemplar italiano—idéntico de tamaño y forma—procedente de las cercanías de San Giovanni Ilarione, en el Vicentino. Probablemente se trata de exuvias, ya que en ninguno de los ejemplares se observa el menor resto de plastron ni de abdomen.

RETROPLUMA EOCENICA n. sp.

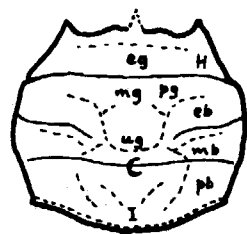


Fig. 19.—*Retropluma eocenica* n. sp. Contorno y dorso del caparazón (x 2).

“Caparazón subcuadrilateral, de contorno lateral y posterior arqueados, bastante alto y ligeramente más ancho que largo. Bordes del mismo angulosos, muy bien definidos. Borde posterior muy ancho, notablemente resaltado por un reborde ancho y obtuso.

Frente reducida a un rostro muy estrecho.

Espacio orbital ancho, extendido a toda la parte anterior o frontal, cuya anchura representa sólo los 2/3 de la anchura máxima del caparazón. Angulo extraorbital en forma de proceso dentiforme laminar, bastante adelantado.

Relieve dorsal muy acentuado y bien definido. En él destacan notablemente dos carenas transversales que cruzan ininterrumpidamente toda la superficie del dorso: la anterior—gastro-hepática—es angulosa, bastante elevada, ligeramente arqueada; la posterior—cardio-branquial—, es algo más obtusa.

Regiones subhepática y branquiostegas muy abultadas e irregularmente obtusas.

Hemisternitos (he_2 , he_3 y he_4) del plastron cruzados, casi en diagonal, por sendas carenas; la de he_2 es angulosa, y las demás, progresivamente, más obtusas.”

Nunca se habían reconocido explícitamente restos fósiles de ninguna forma de la familia RETROPLUMIDAE. Los restos españoles no ofrecen lugar a duda y consisten en tres ejemplares: un caparazón bastante completo y dos restos más incompletos de cefalotórax. Proceden todos de Vilada, región de Berga.

RETROCYPODA nov. gen.

“Caparazón subcuadrilateral, más ancho que largo, de contorno lateral y posterior más o menos arqueado. Bordes laterales del mismo, convergentes en su trayecto anterior. Borde posterior del cuerpo rectilíneo, formado por el cuarto par de hemisternitos (he_4) junto con el tercer anillo abdominal y más reculado que el borde posterior del caparazón.

Frente muy reducida, en forma de rostro espatuliforme bilobaído.

Orbitas anchas y profundas, extendidas por todo el borde anterior del caparazón.

Relieve dorsal muy acusado, en el que se observan claramente insinuadas dos carenas transversales que corresponden, respectivamente, a las regiones gastro-hepática y cardio-branquial.

Cuadro bucal muy grande, ligeramente trapecial con el lado más ancho en la parte anterior.

Maxilípedos del tercer par (Mxp_3) pequeños, estrechos y muy separados, dejando al descubierto las mandíbulas.

Plastron y abdomen fuertemente escultrados, a base de carenas transversales emplazadas en la parte media de cada uno de los hemisternitos y de los anillos abdominales. Último hemisternito (he_5) siempre cubierto por el abdomen, aun en los machos.

Heteroquelia muy acentuada en los machos, cuyo quelípodo mayor puede alcanzar un extraordinario desarrollo.

El último par de pereópodos tiene su inserción subdorsal junto a la del abdomen.”

Especie-tipo: *Retrocypoda almela* n. sp.

RETROCYPODA ALMELAE n. sp.

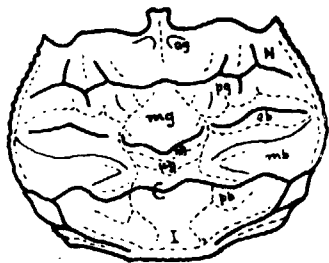


Fig. 20. — *Retrocypoda almelae* n. sp. Contorno y dorso del caparazón ($\times 1$).

“Caparazón subcuadrilateral, mucho más ancho que largo descontando el rostro. Bordes laterales del mismo, rectilíneos, convergentes y netamente denticulados en su trayecto anterior; ampliamente arqueados en su mitad posterior.

Frente reducida a un rostro espatuliforme, muy inclinado, bilobado en su extremo y surcado por una amplia excavación longitudinal.

Orbitas anchas, profundas, muy dilatadas, separadas únicamente por un estrecho tabique subrostral. Borde supraorbital ondulado, formando una amplia escotadura hacia el extremo de la órbita, probablemente a la altura del globo ocular. Diente extraorbital agudo, robusto, de base triangular.

Fosetas antenulares incluídas en el ángulo interno de las órbitas, aunque aisladas del resto de la concavidad orbital por sendos tabiques.

Relieve del dorso extraordinariamente acusado, con las distintas áreas muy diferenciadas en regiones y lóbulos.

Región subhepática muy abultada. Tanto la superficie de esta región como la de la pterigostomía es irregular, en forma de amplias cavidades adaptadas a la forma de los artejos de los pereópodos que se aplican a dichas superficies en la posición de retracción de tales apéndices.

Plastron esternal ancho y convexo, con todas sus piezas notablemente esculpturadas.

Anillos del abdomen también muy esculpturados en los dos sexos

DECÁPODOS FÓSILES EOCÉNICOS
DE ESPAÑA

DISTRIBUCIÓN POR REGIONES Y PROBABLE
NIVEL ESTRATIGRÁFICO DEL CONJUNTO DE
FORMAS RECONOCIDAS

	C A T A L U Ñ A										DISTRIBUCION GLO- BAL, POR PISOS Y NI- VELES, DE TODOS LOS INDIVIDUOS DE CADA ESPECIE																	
	Gerona.	Cataluña.	Santander.	Huesca.	Gerona.	Navarra.	Huesca.	Berga.	Gerona.	Vich.	Alicante.	Huesca.	Montsech.	Berga.	Gerona.	Vich.	Manresa.	Igalada.	Alicante.	Número total de individuos.	Ypresiense.	Luteciense inferior.	Luteciense medio.	Luteciense superior.	Bartoniense.			
	Terrades-Boadella.	Castellar del Riu (Lérida).	San Vicente de la Barquera.	Arén.	Gombreny-Terrades.	Sierra de Alaiz.	Roda de Isabena.	Pedra. Vilada. (Lérida, Barcelona).	Sarriá de Ter. etc.	Sant. Juliá de Vilatorrada, etc. (Barcelona).	Agost, etc.	Sta. Maria Lanuez.	Montsech (Lérida).	St. Llorens de Morunys. (C. de Jou) (Lér.)	Vidrà.	Hostalets de Balenyá, etc. (Barcelona).	Sant Feliu de Codines. (Barcelona).	Sierra de Collbàs. (Barcelona).	St. Llorens de Morunys. (T. de les Valls).	Gurb, C. Floriac, etc. (Barcelona).	Manresa-Colluspina. (Barcelona).	Castellolí-Montbui. (Barcelona).	B.º de Aguas. (Luteciense sup.?)					
<i>CALLIANASSA FRAASI</i>							(7)	(4)					1		(6)	1	(3)		1	(18)		41			11	11	19	
<i>CALLIANASSA PSEUDONILOICA</i>							(14)	(8)	(13)													35			35			
<i>CALLIANASSA VIDALI</i>												98										98			98			
<i>CALLIANASSA EDWARDSI</i>	(3)						(7)	1														11	3		8			
<i>CTENOCHELES</i> <i>cf.</i> <i>CULTELLUS</i>	1		1	(2)			(3)	(2)														10	1	3	5	1		
<i>CTENOCHELES</i> ? <i>cf.</i> <i>BURLESONENSIS</i>							(17)	(27)	(2)													46			46			
<i>PAGURUS MARCETI</i>								1	(4)													5			5			
<i>PAGURUS MARINI</i>																	(5)			1		6			5	1		
<i>EOCALCINUS EOCENICUS</i>							(8)	(44)	(5)						1		1					59			57	2		
<i>DROMILITES PASTORIS</i>										1												1			1			
<i>LOPHORANINA MARESTIANA</i>										5												8			8			
<i>LOPHORANINA REUSSI</i>						6																6			6			
<i>LOPHORANINA STRAELI</i>										4												4			4			
<i>NOTOPELLA VAREOLATA</i>						6																6			6			
<i>STENODROMIA CALASANTII</i>								6	9	1												16			16			
<i>HEPATISCUS POVERELLI</i>								23														23			23			
<i>TYPILOBUS BOSCOI</i>									28													28			28			
<i>TYPILOBUS MODREGOI</i>									1													1			1			
<i>MICROMAIA TUBERCULATA</i>																						2			2			
<i>MICROMAIA MARGARITATA</i>								23		1											2	24			24	2		
<i>MICROMAIA BATALLERI</i>									3													3			3			
<i>PERIACANTHUS HORRIDUS</i>														2								2			2			
<i>PERIACANTHUS DALLONII</i>								3														3			3			
<i>MONTEZUMELLA AMENOSI</i>									1													14			1	13		
<i>LOBOCARCINUS CATALAUNICUS</i>										1							(13)					1			1			
<i>GONIONEPTUNITES HUNGARICA</i>								58	(49)	(65)												172			172			
<i>NEPTUNUS CATALAUNICUS</i>																						233			223	10		
<i>MENIPPE ALMERAI</i>														2	9	1	213			(7)	(3)	55			14	41		
<i>PALAEOCARPILIUS SIMPLEX</i>																	12		(17)	(5)	(19)	3			3			
<i>HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS</i>								3														758			16	742		
<i>HARPACTOCARCINUS JACQUOTI</i>			1												16				5	218	1	518	1		16			
<i>XANTHOPSIS DUFOURI</i>																						1		1				
<i>XANTHOPSIS BRUCKMANNI</i>																						29		11	18			
<i>HARPACTOXANTHOPSIS QUADRILOBATA</i>																						5		5				
<i>HARPACTOXANTHOPSIS KRESSENBERGENSIS</i>			18		5							123										123			123			
<i>HARPACTOXANTHOPSIS VILLALTAE</i>	15																					23		23				
<i>GLYPHITHYREUS WETHERELLI</i>																						15	15					
<i>PILUMNOPLAX URPINIANA</i>	1																					1	1					
<i>OMMATOCARCINUS ZARIQUIEYI</i>								5	(12)	1												18			18			
<i>PALAEOGRAPSUS GUERINI</i>									(42)	3												45			45			
<i>RETROPLUMA EOCENICA</i>									7													7			7			
<i>RETROCYPODA ALMELAE</i>								3														3			3			
													3	2	1		(50)					56			56			
	Ypre- siense.	Luteciense inferior	Luteciense medio			Luteciense superior				Bartoniense																		

Las cifras indican el número aproximado de individuos a que corresponden los restos determinados de cada especie. Los paréntesis indican, además, que el cómputo de los individuos se ha
sado, en todo o en parte, en restos sueltos de quelípedos.

a base de dos carenas—longitudinal y transversal—cruzadas. El último anillo del abdomen en los machos es largo, estrecho, casi cilíndrico.

Heteroquedia muy acentuada en los machos, cuya pinza mayor—generalmente derecha—suele sobrepasar la longitud máxima del caparazón.

Los tres pares siguientes de pereiópodos— P_2 , P_3 , P_4 —son muy largos y robustos. El último par (P_5) es muy reducido, y su inserción es claramente subdorsal.”

El primer ejemplar de esta interesantísima forma fué recogido por el Sr. ALMELA en Coll de Jou, cerca de Sant Llorens de Morunys, en la región de Berga. Posteriormente hemos reconocido muchos otros restos en otras regiones catalanas, hasta alcanzar un total de unos cincuenta cefalotórax más o menos fragmentarios; muchos de ellos con parte de los correspondientes pereiópodos. Además de dicha región de Berga (3 ejemplares) proceden de las regiones de Igualada (46 ejemplares) y de Vich (2 ídem).

BIBLIOGRAFÍA (*)

- AIRAGHI, C., 1905: "Brachiuri nouvi o poco noti pel Terziario Veneto." Atti Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Milano, v. 44, pp. 202-208, lám. 4. Milán, 1905.
- ALMELA, A., y RÍOS, J. M., 1943: "La edades de los yesos del eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo." Segunda parte del trabajo "Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana". Bol. I. G. M. E., v. 56, pp. 391-452, 1 fig., 2 láminas y 3 fotos. Madrid, 1943.
- ALMERA, J., 1889: "C. R. de l'excursion du jeudi 29 septembre á Olesa, la Puda et Montserrat". Bull. S. G. Fr., 3.^a ser., t. 26, pp. 690-712, figs. 3-9. París, 1889.
- D'ARCHIAC, A., 1850: "Histoire des progrès de la Géologie de 1843 à 1849, t. 3, Formation nummulitique." Páginas 1-304b. París, 1850.
- ASHAUER, H., 1934: "Die oestliche Endigung der Pyrenäen." Abh. d. Ges. der Wis. zu Göttingen. Phys. kl., v. 3, H. 10, pp. 2-115. Berlín, 1934. Traducción española de J. M. Ríos en "Publicaciones extranjeras sobre Geología de España", v. 2, pp. 203-336, 23 fig., 4 láminas. Madrid, 1943.
- BATALLER, J. R., 1941: "Los Nummulites de Cataluña." Anales de la Esc. Sup. de Agricultura, t. I, pp. 11-26. Barcelona, 1941.
- BELL, Th., 1858: "Crustacea of the London Clay." A Mo-

(*) Trabajos citados en este resumen.

- nograph of the fossil malacostracous Crustacea of Great Britain, part. II, pp. I-VIII, 1-40, 11 láms. Palaeontological Soc. Londres, 1858.
- BITTNER, A., 1875: "Die Brachyuren des Vicentinischen Tertiärgebirges." Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Wien, v. 34, pp. 63-106, lám. 1-5. Viena, 1875.
- BITTNER, A., 1893: "Decapoden des pannonischen Tertiärs." Sitzungsber. k. Akad. d. Wissensch. Wien, v. 102, pp. 10-37, lám. 1, 2. Viena, 1893.
- CAREZ, L., 1881: "Etude des terrains cretacés et tertiaires du Nord de l'Espagne." 327 pp., 72 figs., 8 láms. París, 1881.
- DALLONI, M., 1910: "Etude géologique des Pyrenées de l'Aragon". Ann. Fac. Sci., t. XIX, 444 pp. 56 figs. Marsella, 1910.
- DALLONI, M., 1930: "Etude géologique des Pyrénées catalanes". Ann. Fac. Sci. Marseille, v. XXVI, Fasc. III, 373 pp., 65 figs., XII láms. Alger, 1930.
- DECHASSEAUX, C., 1952: "Paléontologie, Chronologie, Ecologie". Traité de Paléontologie pub. sous la direct. de J. Piveteau, t. I, pp. 65-73. París, 1952.
- DESMAREST, A. G., 1822: "Histoire naturelle des Crustacés fossiles. Les crustacés proprement dits", pp. 67-142, láminas 5-11. París, 1822.
- DORNYAY, B., 1913: "Rózsáhegy környékének földtani viszonyairól." Budapest, 1913.
- FABIANI, R., 1910: "I crostacei terziarii del Vicentino". Boll. Mus. Civ. Vicenza, v. I, fasc. 1, 40 pp., 2 láms. Vicenza, 1910.
- GARRIDO, J., 1943: "Nota sobre el hallazgo de un yacimiento de cangrejos fósiles en la provincia de Huesca". Notas y Com. del I. G. M. E., núm. 11, pp. 223-224, lámina II, III. Madrid, 1943.
- GLAESSNER, M. F., 1929: "Crustacea decapoda." Fossilium catalogus, I. Animalia. Pars 41. 1-464 pp. Berlín, 1929.
- GLAESSNER, M. F., 1930: "Decapodenstudien." Neues Jahrb. für Min., Beil. Bd. 63, Abt. B. pp. 137-176, lám. 6-10. Stuttgart (1929), 1930.
- GLAESSNER, M. F., 1947: "Decapod Crustacea (Callianas-

- sidae) from the Eocene of Victoria". Proc. Roy. Soc. Victoria, v. 59. Part. I (New series), 7 pp., lám. I-II, 1 fig., Melbourne, 1947.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., 1911: "Datos para la geología del SE. de España". Asoc. Progr. Cien., Congreso de Valencia, t. V, pp. 75-79, 1 lám. Madrid, 1911.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., 1917: "Geología y Paleontología de Alicante." Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., ser. geológica, núm. 21, 140 pp., 11 lám. Madrid, 1917.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., s. f.: "Geología y Paleontología", en "Geografía general del Reino de Valencia", dirigida por F. Carreras Candi, pp. 303-420, del tomo "Reino de Valencia". Barcelona, s. f.
- KISHINOUE, K., 1926: "Two rare and remarkable forms of macrourous Crustacea from Japan". Annotationes Zool. Japonenses, v. 11, núm. 1, pp. 63-70, figs. 1, 2. Tokyo, 1926.
- KÖNIG, Ch., 1825: "Icones fossilium sectiles". Londres, 1825.
- LORENTHEY, E., 1898: "Beiträge zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs", Termész-Füzetek, v. 21, pp. 1-133, láminas 1-9. Budapest, 1898.
- LORENTHEY, E., 1909: "Beiträge Zur Kenntnis der eozänen Decapodenfauna Aegyptens". Math. Naturw. Ber. a. Ungarn, v. 25, pp. 106-152, lám. 1, 2. Budapest (1907), 1909.
- LORENTHEY, E., 1926: "Beiträge zur Entwicklung des Eozäns und seiner Fauna in Nordalbanien." Mitt. a. d. Jahrb. d. Ungarn. Geol. Anst., v. 25, H. 1, 20 pp., 2 lám., 4 figs. Budapest, 1926.
- LORENTHEY, E. - BEURLIN, K., 1929: "Die fossilen Decapoden der Länder der Ungarischen Krone". Geolog. Hungarica, ser. palaeont., fasc. 3, pp. 1-420, 16 láms, 12 cuadros y 49 figs. en texto. Budapest, 1929.
- MARCET, J., 1954: "Estudio estratigráfico del Eoceno de Esclañá (Bajo Ampurdán, provincia de Gerona)". Bol. R. S. E. H. N. Tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco, páginas 431-444. Madrid, 1954.
- MARCET, J., 1956: "Sucesión estratigráfica y fósiles del Eo-

- ceno de la zona de Palafrugell-Esclañá-Regencós (Bajo Ampurdán, provincia de Gerona)". *Notas y Com. del I. G. M. de E.*, núm. 42, pp. 25-55, láms. 1-4. Madrid, 1956.
- MAYER, K., 1877: "Paläontologie der Pariserstufe von Einsiedeln und seinen Umgebungen". *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lief., 2 Abt. Anhang*. Berna, 1877.
- MAYER-EYMAR, K., 1887: "Sistematisches Verzeichnis der Kreide und Tertiärversteinerungen der Umgebung von Thun". *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 24 Lief., 2 Teil*. Berna, 1887.
- MENGAUD, L., 1920: "Recherches géologiques dans la Région Cantabrique." *Thèse présentée a la Fac. Sci. Univ. Paris, 374 pp., 87 figs., láms. 1-14, A-D*. Toulouse, 1920.
- MERTIN, H., 1941: "Decapode Krebse aus dem subhercynen und Braunschweiger Emscher Untersenon sowie Bemerkungen über einige verwandte Form in der Oberkreide." *Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, Bd. 10, Nr. 68*, páginas 147-264, lám. 1-8, 30 figs., en texto. Halle, 1941.
- MEYER, H. V., 1862: "Tertiäre Decapoden aus den Alpen, von Oeningen und dem Taunus." *Palaeontogr.*, v. 10, páginas 147-178, láms. 16-19. Stuttgart, 1862.
- MICHELOTTI, G., 1861: "Etude sur le miocène inférieur de l'Italie septentrionale". *Mem. Soc. Holl. Sci. Harlem*, 148 pp., 16 lám. Harlem, 1861.
- MILNE - EDWARDS, A., 1862: "Monographie des Crustacés fossiles de la famille des Cancériens". *Ann. Sci. Nat. Zool.*, sér. 4, v. 18, pp. 31-85, lám. 1-10. Paris, 1862.
- MILNES-EDWARDS, A., 1863: "Monographie des Crustacés fossiles de la famille des Cancériens". *Ann. Sci. Nat. Zool.*, sér. 4, v. 20, pp. 273-324, láms. 5-12. Paris, 1863.
- MILNES-EDWARDS, A., 1865 a: "Monographie des Crustacés fossiles de la famille des Cancériens." *Ann. Sci. Nat. Zool.*, sér. 5, v. 3, pp. 297-351, lám. 5-13. Paris, 1865.
- MILNE-EDWARDS, A., 1865, b: "Histoire des Crustacés Podophthalmaires fossiles." pp. 1-390, lám. 1-36. Paris, 1865.
- NOETLING, F., 1885: "Ueber Crustaceen aus dem Tertiär

- Aegyptens". *Sitz. k. Preuss. Akad. d. Wissensch.*, v. 26, páginas 487-500, lám. 4. Berlín, 1885.
- QUIROGA, F., 1887: "Nummulítico del Castillo de la Barquera y Cabo Oriambre". *Anales de la R. S. E. H. N.*, v. 16, páginas 220-222. Madrid, 1887.
- RATHBUN, M. J., 1935: "Fossil Crustacea of the Atlantic and Gulf Coastal Plain". *Geol. Soc. Amer., New York. Spec. pap.*, núm. 2, 160 pp., 26 láms., 2 figs. en texto. New York, 1935.
- REMY, J. M., 1954: "Contribution á l'étude des Décapodes fossiles. Les Décapodes tertiaires du Bassin Parisien". *Dipl. Et. sup. Sci. Nat. In 4.º*, 175 pp. dactyl., 6 pl. h. t., París, 1954.
- REUSS, A., 1859: "Zur Kenntniss fossiler Krabben". *Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Bd. 17*, pp. 1-90, láms. 1-24. Viena, 1859.
- RUIZ DE GAONA, M., 1943: "Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe (Alsasua)". *Bol. R. S. E. H. N.*, v. 40, pp. 425-433, lám. 28. Madrid, 1943.
- SALVO, G. DI, 1933: "I Crostacei del Tertiario inferiore della Provincia di Palermo". *Giorn. Sci. Nat. Econom.* volumen 37, *Mem. núm. 3*, 48 pp., 2 láms. Palermo, 1933.
- SCHLOSSER, M., 1925: "Die Eocänfaunen der bayerischen Alpen." *Abh. Bayr. Akad. d. Wissensch. Math. Naturw. Abt.* v. 30, *Abh. 7*, pp. 42-43 y pp. 142-145. (Crustacea.) Munich, 1925.
- SOLÉ, SABARIS, L., 1942: "Fauna coralina del Eoceno Catalán". *Mem. R. Ac. C. y A. de Barcelona, tercera época*, volumen 26, núm. 9, pp. 257-284, láms. 1-10. Barcelona, 1942.
- SOLÉ SABARIS, L. - LLOPIS, N., 1939: "Terminación septentrional de la cordillera costera catalana". *Asoc. est. Geol. Medit. Occid.*, v. VI, núm. 1, pp. 1-87, figs. 1-22. Barcelona, 1939.
- STENZEL, H. B., 1935: "Middle Eocene and Oligocene Decapod Crustaceans from Texas, Louisiana and Mississippi". *The Amer. Midl. Naturalist*, v. 16, núm. 3, pp. 379-400, láminas 14-16. Notre Dame (Indiana), 1935.

- STOLICZKA, F., 1871: "Observations on fossil crabs from tertiary deposits in Sind and Kutsch". Mem. Geol. Survey of India, Palaeont. Indica, ser 7, XIV, v. 1, part. 1, 16 páginas, 5 láms. Calcutta, 1871.
- STRAELEN, V. VAN, 1927: "Contribution á l'étude des Crustacés décapodes fossiles de la Péninsule Ibérique". Eos, Rev. Esp. Entom., v. 3, pp. 79-94, láms. 1-4. Madrid, 1927.
- STRAELEN, V. VAN, 1934: "Contribution á l'étude des Crustacés décapodes fossiles de la Catalogne". Géologie des Pays Catalans, v. III, tercera parte, núm. 25 (Géol. de la Médit. Occid.), 6 pp., una lámina. Barcelona, 1934.
- TINTANT, H., 1952: "Principes de la Systematique". Traité de la Paléontologie, publ. sous la dir. de J. Piveteau, volumen 1, pp. 41-64, 3 figs. París, 1952.
- TONIOLO, A. R., 1909: "L'Eocene dei dintorni di Rozzo in Istria e la sua fauna". Palaeontogr. Ital., v. 15, pp. 237-295, lám. 24-26. Pisa, 1909.
- VIA, L., 1941: "Los cangrejos fósiles de Cataluña". Bol. I. G. M. E., v. 55 (15.º ser. III), pp. 55-128, láms. 1-11. Madrid, 1941.
- VIA, L., 1948: "A propósito de dos Braquiuros fósiles del Eoceno de la provincia de Barcelona". Est. Geol. núm. 8, páginas 283-286, 4 láms. Madrid-Barcelona, 1948.
- VIA, L., 1949: "Plagiolophus wetherelli Bell, braquiuro típicamente ypresiense, en el eoceno subpirenaico de la provincia de Barcelona". Anal. Esc. Per. Agric., v. 8, pp. 171-174, 6 figuras. Barcelona.
- VIDAL, L. M.-DEPERET, CH., 1906: "Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña". Mem. R. Ac. C. y A. de B., vol. 5, núm. 19 (3.º época), pp. 311-345, f. 1-6. Barcelona, 1906.
- WOODWARD, H., 1866: "Note on a new species of Ranina (Ranina porifera) from the tertiary strata of Trinidad". Quart. Journ. Geol., Soc., v. 22, pp. 591-592, lám. 26, f. 18. Londres, 1866.