BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

DE

ESPAÑA

TOMO LXIX

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49
1958

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

Depósito Legal: M. 3.279.—1958

INGENIEROS DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Director: Iltmo. Sr. D. Antonio Almela Samper.
Suddirector: Iltmo. Sr. D. José Meseguer Pardo.
Vocal: Iltmo. Sr. D. Antonio Comba Sigüenza.
— Sr. D. Manuel Pastor Mendivil.
— Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.
— Sr. D. Luis Barrón del Real (Secretario).
— Iltmo. 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. Demetrio Santana Pérez.
— Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez.
Auxiliar: Sr. D. Manuel Zaloña Bances.
— Sr. D. Juan Pérez Regodón.
— Sr. D. Juan Gavala Ruiz.
— Iltmo. Sr. D. Juan Antonio Comba Ezquerra.
— Sr. D. Luis Badillo Diez.
— Sr. D. Rufino Gea Javaloy.
— Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrel.
— Sr. D. Carlos Santiago Muñoz Cabezón.
— Sr. D. Tirso Febrel Molinero.
— Sr. D. Manuel López Linares García.
— Sr. D. José Suárez Feito.
— Sr. D. Carlos Villalón Dávila.
— Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.
— 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. 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. Marino Dávila Vacas.
Sr. D. Joaquín Bertet y Capafons.
Sr. D. Pedro Arsuaga Daban.

AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Iltmo. Sr. D. Enrique Rodríquez 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. Ramón Alfredo Palomo Osorio.
Sr. D. José M.ª García Peña.

PROLOGO

Es norma de antiguo establecida para los trabajos que se publican en el «Boletín del Instituto Geológico y Minero de España», que el director haga una breve presentación de ellos, haciendo resaltar sus más interesantes características.

El presente número LXIX de nuestro «Boletín» viene ocupado en su totalidad por un extenso y notable trabajo de la señorita Carmina Virgili, que es una ampliación de su tesis doctoral, y por la que se concedió el premio extraordinario de la Facultad de Ciencias de Barcelona y el premio «Leonardo Torres Quevedo 1957», del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Como quiera que la dirección de la tesis corrió a cargo del eminente geólogo doctor Solé Sabarís, tan estrechamente vinculado de antiguo a este centro, el director se complace en ofrecerle la presentación del trabajo de la señorita Virgili, en la seguridad de que nadie como él sabrá poner de relieve su valor y las importantes enseñanzas que de él se desprenden.

Madrid, diciembre de 1958.

PRESENTACION

Toda la pena y toda la gloria de la Geología radica en esa facultad tan aparentemente fácil y, en realidad, tan tremendamente difícil que consiste en «saber ver». Sólo el geólogo experimentado conoce exactamente lo que esto quiere decir. Tan sólo él sabe lo que representa volver a ver el mismo terreno al cabo de unos años, de unos días y aún tan sólo de unas horas y ser capaz de descubrir en él nuevos detalles, a veces de trascendental importancia, que antes habían pasado inadvertidos. Comprobación decepcionante para quien pronto se amilana y no siente en lo más profundo de sus carnes el aguijón del descubrimiento de la verdad, pero también aliciente y espoloneamiento únicos para una voluntad firme que siente en lo más vivo el afán de saber.

Naturalmente que la capacidad de percepción de los hechos está en función del perfeccionamiento de nuestra propia personalidad, tanto en lo que respecta a la educación de nuestras facultades de observación como al caudal de conocimientos adquiridos. Quien se asome por primera vez al microscopio o quien sin experiencia alguna contemple una estructura geológica, pocas observaciones objetivas y de provecho será capaz de hacer. La repetición de la experiencia perfecciona, poco a poco, la facultad perceptiva, y así, sin darnos cuenta, aprendemos a ver. El profesor sabe perfectamente que cuando por primera vez enfrenta a un grupo de estudiantes con

una estructura geológica, aun por visible y sencilla que sea, al principio apenas ninguno de ellos ve nada; hay que ir abriéndoles los ojos del espíritu y acostumbrarles a ver. Y si cualquiera de nosotros hace examen de conciencia recordará, seguramente, haber pasado por esa misma dificultad, lo que nos obliga a ser más indulgentes con la ceguera de nuestros discípulos. Yo mismo recuerdo perfectamente que después de haber realizado sobre el mapa el corte geológico del Tibidabo, la montaña barcelonesa, de estructura sencillísima, al recorrerla sobre el terreno con mis compañeros de curso, apenas ninguno de nosotros supo ver aquello que teníamos que encontrar.

Superada esta preparación inicial, la riqueza de enseñanzas que se extrae de la naturaleza depende ya, sobre todo, de nuestros conocimientos, que no son más que la observación y experiencia acumuladas de generaciones enteras. De la misma manera que el provecho de la lectura de un libro depende del grado de cultura del lector. Pero en Geología eso no es todo. La mayor erudición de un especialista no alcanzará a subsanar jamás una observación displicente y superficial. El mejor geólogo no es el que tiene más conocimientos, sino el que sabe observar mejor. El terreno ofrece siempre al geólogo, que va con los ojos del espíritu muy abiertos, novedades insospechadas, sobre las cuales habremos pasado quiza nuestra mirada innúmeras veces sin darnos cuenta, hasta el momento maravilloso en que brilla la luz. Cuántas cosas y cuántos hechos no se han descubierto sobre el mismo corte sobre el que pasaron su mirada sagaz hombres inteligentes y bien dotados. Y cuántas cosas no quedarán, sin duda, por descubrir en esos mismos cortes sobre los que se desliza, a veces fatigada y displicente, nuestra vista. Recordemos la aleccionadora anécdota del gran prehistoriador francés Henri Breuil, quien a pesar de haber descubierto y estudiado infinidad de pinturas rupestres, no supo ver una de las más estupendas y monumentales representaciones del arte prehistórico en la cueva de Rouffignac, a pesar de haber estado allí y, para colmo, aparecer retratado debajo de las mismas pinturas, que tardaron años en descubrirse! El menor aflojamiento de las cuerdas tensas del espíritu supone, a veces, desperdiciar la ocasión única que puede esperar al geólogo a cada recodo del camino.

Quien salve las páginas de esta presentación y entre en la densa selva del libro, que para satisfacer el benevolente deseo de su autora, la doctora Carmen Virgili, gustosamente me veo obligado a presentar, apreciará seguramente la exactitud de estos pensamientos sobre lo que constituye a la vez toda la pena y toda la gloria de la investigación geológica.

El tema elegido como tesis doctoral podía hacer estremecer al espíritu más templado: estratigrafía del Triásico de los Catalánides, el terreno aparentemente más conocido de la región mejor conocida de España. Sólo una vocación decidida e inteligente podía superar este handicap. ¡Y cómo lo ha superado! Presentándonos un Triásico enteramente nuevo, totalmente desconocido aun para aquellos que estábamos cansados de pisarlo. Los ojos muy abiertos de la autora supieron leer en las lajas de areniscas y calizas lo que hasta ahora nadie había sabido leer.

El libro de la doctora Virgili no es, pues, únicamente la revisión y estudio estratigráfico minucioso del Triásico de las Cordilleras Costeras catalanas. Una síntesis de tal naturaleza hubiese sido ya de por sí altamente provechosa. Sobre todo cuando tan faltados estamos de esta clase de estudios estratigráficos de conjunto, que permiten enfocar con amplitud de visión todos los problemas faunísticos relacionados con los cambios de facies, ecología de los biotopos, significación estratigráfica de las biocenosis, bioestratigrafía, etc. Pues el corte geológico detallado, aunque siempre de inapreciable valor, no es más, sin embargo, que un sillar del edificio que el estratígrafo debe reconstruir, y sin el cual se queda en cantero en lugar de llegar a arquitecto. Y esta visión

certera del verdadero objetivo de la estratigrafía, en el libro que comentamos, aparece ya desde las primeras páginas.

Pero el mérito de la obra de la doctora Virgili no es tan sólo ése. Se trata de una renovación total de muchas de las ideas clásicas sobre el Trías catalán, tal como la oposición entre dominio germánico, al Norte, y dominio alpino, al Sur. Lo propio puede decirse de la sucesión estratigráfica, cuya revisión supone la desaparición de numerosas interpretaciones erróneas, determinadas sobre todo por el desconocimiento sobre la existencia de un tramo rojo, similar al del centro de Europa, intercalado en el Muschelkalk, el cual había sido interpretado, ora como Keuper, ora como Buntsandstein, con los consiguientes trastornos tectónicos que tal interpretación exigía. Y para que no quepa duda sobre el particular, se ha considerado que no eran suficientes los cortes ni aun la sucesión faunística, por lo que se ha cartografiado, con la finura que el caso requería, todos los afloramientos del Trías de los Catalánides; aportación documental que enriquece extraordinariamente el trabajo.

Pero en donde destaca mayormente la personalidad de la doctora Virgili, y en donde estriba la mayor originalidad de su trabajo, es en el estudio sedimentológico exhaustivo de los depósitos detríticos. Las conclusiones paleogeográficas y genéticas sobre estos depósitos, obtenidos con el estudio granulométrico, morfoscópico y mineralógico de los conglomerados y areniscas y la investigación rongenológica, la microscopía electrónica y el análisis térmico diferencial de las arcillas, son tan importantes que demuestran que un estudio estratigráfico moderno no puede prescindir de esos recursos de la técnica. Así la distinción entre formaciones marinas y continentales sólo es posible, cuando se trata de formaciones detríticas, con el uso de tales medios, lo que demuestra que muchas de las formaciones tenidas clásicamente como continentales no son más que formaciones marinas de carácter epicontinental. Por eso el interés de

tales conclusiones se sale del marco estrecho de la geología regional para saltar al de los conceptos generales de la ciencia geológica.

Es evidente que la obtención de estos resultados no se alcanza sin esfuerzo, y para lograrlos me consta que su autora no ha vacilado en toda clase de sacrificios hasta obtener una formación completísima: largos viajes y campañas de campo, para el estudio comparativo con el Trías de las regiones vecinas, españolas y extranjeras, estancias en laboratorios especializados en el estudio sedimentológico de los materiales propios del terreno estudiado, numerosas consultas a especialistas de diferentes países, etc., etc. Pero puede sentirse satisfecha y compensada, pues la orientación emprendida por la doctora Virgili abre nuevos horizontes a la investigación estratigráfica de los diferentes terrenos españoles y es una senda que ya no podrá abandonarse. Tanto por ella como por la competencia con que han sido tratados los aspectos estratigráficos, tectónicos, paleontológicos y sedimentarios del Trías catalán y sus relaciones con los problemas generales del Triásico mediterráneo, la obra constituye no sólo una aportación de primer orden al conocimiento de este terreno, sino una monografía ejemplar de lo que debe ser una síntesis estratigráfica.

L. SOLÉ SABARÍS

20 de agosto de 1958

EL TRIÁSICO DE LOS CATALÁNIDES

POR

CARMEN VIRGILI

INTRODUCCION (*)

«No hay sistema que en la clasificación haya tenido y siga teniendo en España mayores modificaciones en extensión y profundidad que el Triásico».

Lucas Mallada.

Al dar comienzo a este trabajo, con las mismas palabras con que Mallada empezaba el estudio de los materiales triásicos en su monumental «Síntesis estratigráfica de la Península Ibérica», pretendo expresar, al mismo tiempo que mi admiración a nuestro gran geólogo, el motivo que me ha impulsado a emprender el presente estudio.

A pesar de los años transcurridos desde que Mallada escribió estas palabras y de la cantidad y calidad de trabajos publicados desde entonces sobre la geología de las Cadenas Costeras catalanas, con la obligada referencia a la estratigrafía de los materiales triásicos, ésta no ha sido aún resuelta, y presenta suficientes incógnitas para que su estudio aparezca lleno de posibilidades e interés. Al mismo tiempo la existencia de una serie de trabajos fundamentales sobre la estructura tectónica de conjunto de los Catalánides, ofrecen actualmente una base segura a partir de la cual se puede emprender el análisis detallado de las zonas que presentan particular interés desde un punto de vista estratigráfico.

En estas primeras líneas que sirven de presentación a

(*) Premio «Leonardo Torres Quevedo, 1957», C. S. I. C.

este trabajo, quiero ante todo hacer constar mi gratitud a todos aquellos que de alguna manera me han ayudado en su realización. En primer lugar debe figurar el Dr. L. Solé Sabarís, catedrático de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona, no sólo por las enseñanzas geológicas que de él he recibido, como alumna en sus clases primero, y como ayudante y profesor adjunto en su cátedra más tarde, ni tan solo por sus precisas orientaciones como director de esta tesis y su constante asistencia en todos los problemas que en el desarrollo de la misma se han planteado, sino principalmente por haber logrado este núcleo de intenso trabajo y profundo compañerismo que es el Laboratorio de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona. En su seno he aprendido a estudiar, a trabajar y, en él y en todos sus componentes, he hallado la ayuda y aliento necesario para emprender y continuar esta tarea.

Mucho debo también al Dr. Noel Llopis Lladó, catedrático de Geología de la Universidad de Oviedo. Su estudio sobre la Morfoestructura de las Cadenas Costeras catalanas, ha sido la sólida base en que se han apoyado mis investigaciones en este trabajo. Sin las precisas y originales soluciones que su obra aporta a los problemas geológicos generales de estas Cordilleras, todos mis análisis estratigráficos de detalle hubieran resultado imposibles. A él y al Dr. J. M.ª Fontboté, de la Universidad de Granada, tengo además que agradecerles el haberme guiado en mis primeros pasos en el campo de la geología. Sus actuales ocupaciones, que los han alejado de nuestra Universidad, no han impedido que siguieran orientándome con su profundo conocimiento de la región.

En primera línea ha de figurar asimismo el Dr. J. F. de Villalta, del cual tan preciosas orientaciones he recibido en el campo de la Paleontología y que ha tenido la bondad de poner a mi disposición un interesante material paleontológico, fruto de largos años de recolección y de inapreciable valor, dada la esterilidad de los yacimientos triásicos.

En el Instituto Geológico y Minero de España, y de manera especial en los Sres. D. Antonio Almela, D. José M.ª Ríos, D. José Manuel L. Azcona y D. José de la Revilla, he hallado también en todo momento una valiosa colaboración y una cordial acogida que me ha permitido sacar el máximo provecho de la importante Biblioteca y Colección Paleontológica del Instituto.

Deseo también expresar mi reconocimiento al Dr. Paul Fallot, del Collége de France, Dr. Corroy, de la Universidad de Marsella, al Dr. J. Ricour, Ingenieur en Chef del Bureau des Recherches Géologiques et Geophysiques de Paris, al Dr. F. Ellemberger, colaborador del Centre National de la Recherche Scientiphique de Francia, y Dr. P. Lemoine, de la Universidad de París, que han puesto a mi disposición sus extensos conocimientos sobre los materiales triásicos de los Alpes, Provenza y NE. de Francia, dato imprescindible para estudiar las correlaciones de la serie estratigráfica española y la del resto de Europa. Mr. J. Ricour ha tenido además la amabilidad de comunicarme los resultados de sus estudios, inéditos muchos de ellos, sobre el Trías francés y orientarme en el enfoque de los problemas paleoclimatológicos y paleogeográficos.

Una valiosa aportación a este trabajo han representado los análisis mineralógicos realizados por el Dr. Oriol Riba, del Instituto de Edafología del C. S. I. C. en Madrid, y el Dr. J. Martín Vivaldi, de la Universidad de Granada, por ello deseo también testimoniarles mi gratitud, así como a las Srtas. Isabel Zamarreño y Francisca Fornell, del Laboratorio de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona, que me han ayudado en los estudios de los sedimentos.

El Dr. J. R. Bataller, catedrático de la Universidad de Barcelona, no puede tampoco dejar de figurar en esta introducción; de él he recibido interesantes indicaciones en el estudio paleontológico y en el conocimiento de la bibliografía geológica española, así como todas las facilidades para el estudio de la Colección Paleontológica del Seminario Conciliar de Barcelona.

Debo también agradecer a los Dres. M. San Miguel de la Cámara y B. Meléndez, el haber podido utilizar las bibliotecas y colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales y a los Dres. A. San Miguel Arribas y J. Marcet, las del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Barcelona.

Especial mención merecen también todos los buenos amigos que pertenecen o han pertenecido a la Sección de Geomorfología del Instituto Lucas Mallada, de Barcelona: Srta. Nuria Solé y Sres. Juan M.ª Ribera, J. Porta, M. Julivert, J. Montoriol y B. García, que me han prestado siempre la más entusiasta y desinteresada colaboración. No puedo tampoco olvidar a todos aquellos con quienes he compartido las maravillosas jornadas de excursiones geológicas, a mi madre y a mi hermano, a los buenos amigos del «Instituto Elcano» del C. S. I. C., Srta. María del Tura Bolós y D. Juan Vilá, a los Sres. Asunción y Antonio Ballester y a tantos otros que con su compañía y observaciones me han facilitado el trabajo de campo, base imprescindible en toda investigación geológica.

De manera muy especial deseo expresar mi reconocimiento al Instituto Geológico y Minero de España por haberse querido encargar de la publicación de este trabajo y por el interés y cuidado que han puesto en esta tarea.

Al Consejo Superior de Investigaciones Científicas debo agradecer las subvenciones recibidas para la realización de diversas partes de este trabajo y el que haya tenido a bien conceder al mismo el Premio Leonardo Torres Quevedo del año 1957. Asimismo a la Academia de Ciencias de París el haber hecho posible mis viajes a Francia.

Mi gratitud en fin a todos aquellos que de una manera u otra han colaborado conmigo en los años dedicados a estos estudios. El resultado de los mismos lo presento hoy, no con la pretensión de haber agotado un tema, ni tan siquiera de haber realizado un trabajo definitivo, pero sí con la esperanza de contribuir en algo al avance de la Geología española.

ANTECEDENTES HISTORICOS PROBLEMAS Y PLAN DE LA OBRA

Antecedentes históricos

Entre todos los sistemas geológicos que constituyen las Cordilleras Costeras catalanas, es sin duda alguna el Triásico el menos conocido. Las palabras de Mallada con que iniciamos este trabajo no han perdido actualidad. No sólo está por hacer una estratigrafía detallada que permita separar una serie de niveles bien caracterizados paleontológicamente, sino que ni siquiera existe seguridad en cuanto a la aplicación de las subdivisiones más generales y al límite superior del Triásico. Como consecuencia de ello, la posición estratigráfica de muchos de los yacimientos fosilíferos existentes no es conocida con seguridad y, por tanto, la documentación paleontológica que se posee no puede ser aprovechada en todo su valor para deducciones paleogeográficas y paleobiológicas. Estos hechos parecen tanto más sorprendentes al considerar que desde un punto de vista estructural, los Catalánides son actualmente muy bien conocidos; pero tienen su lógica explicación al seguir a grandes rasgos el desarrollo de los estudios geológicos sobre dichas cordilleras.

Dejando aparte los primeros trabajos de Maestre, Verneuil, Bauzá y Gombau, de carácter eminentemente descriptivo y que trazan los primeros esbozos, sobre los cuales se construirá la geología de esta región, son las publicaciones de Vezian, Maureta y Thos, las que inician el

estudio de la estratigrafía del sistema Triásico. Almera y Mallada representan el momento álgido de este primer período de análisis estratigráfico, y sus trabajos están repletos de minuciosas y exactas descripciones de indudable interés. En la continuación de esta trayectoria están Bataller, Bofill, Mojsisovics, Schmidt, Tornquist, Vilaseca, Wurm y tantos otros imposibles de enumerar, los cuales, al mismo tiempo que multiplicaron los estudios estratigráficos sobre el Trías, aumentaron el caudal de conocimientos paleontológicos.

Sin embargo, a pesar de la gran cantidad de datos de que se disponía no se llegó en estos trabajos a una definitiva solución del problema estratigráfico, a causa de que la estructura de las Cordilleras Costeras catalanas era entonces prácticamente desconocida. La cartografía y los cortes geológicos se hicieron sin tener en cuenta los accidentes que alteran la sucesión normal, y las repeticiones tectónicas se interpretaron como diferentes niveles estratigráficos. Este hecho, de extraordinaria importancia en el estudio de la estratigrafía de cualquier nivel, viene acentuado en unos materiales que, como el Triásico, casi siempre, o bien están situados en zonas intensamente trituradas, o bien presentan una compleja estructura interna.

Contribuye a aumentar el confusionismo de la estratigrafía del Triásico del NE. de España, el que la fauna hallada en estos materiales está constituída por una mezcla de especies típicas de las cuencas sedimentarias alpinas y germánicas. Por ello a veces se utilizó como término de comparación la sucesión estratigráfica del Trías de los Alpes y otras la de Alemania central, sin tener en cuenta sus correlaciones. Además, en el momento que se realizaron los principales hallazgos paleontológicos de los Catalánides, dichas correlaciones presentaban grandes incógnitas, y se tenían ideas completamente equivocadas sobre el límite del Trías medio y superior de ambas regiones. La datación de los niveles del Trías de los Catalánides se estableció de acuerdo con estas ideas actualmente rectificadas.

En una etapa posterior, los geólogos de la escuela de Stille iniciaron el estudio tectónico de las Cadenas Costeras catalanas. Generalmente estos autores no tuvieron en cuenta los resultados estratigráficos y paleontológicos obtenidos por los geólogos que les precedieron y adoptaron *a priori* una estratigrafía deducida del Trías pirenaico, forzando la estructura de diversas regiones para adaptarla a dicha sucesión estratigráfica, muy diferente de la real. Como consecuencia de ello dichos trabajos representan un retroceso en el conocimiento de la estratigrafía, aunque tienen el considerable mérito de iniciar las investigaciones tectónicas en las Cadenas Costeras catalanas.

A partir de este momento se multiplicaron los estudios sobre la estructura y dinámica de estas cordilleras. Hoy día, gracias a las numerosas publicaciones que existen sobre estos temas y principalmente a los trabajos de Llopis Lladó, las líneas estructurales de los Catalánides son perfectamente conocidas y se dispone de la base segura indispensable para su estudio estratigráfico. Parece por tanto llegado el momento oportuno para emprender el análisis detallado de los materiales triásicos de esta región.

Problemas planteados

El problema fundamental que nos hemos propuesto en este trabajo ha sido el estudio de la estratigrafía de las formaciones triásicas de los Catalánides y la correlación de la misma con las series tipo de los materiales alpinos y germánicos. Las bases para la resolución de este problema consisten en la investigación de las estructuras tectónicas de los afloramientos, en la revisión de la fauna y en el estudio litológico de los materiales.

La solución del problema estratigráfico regional nos ha permitido plantear otras cuestiones no menos interesantes y que caen ya en el ámbito de la geología general, entre las cuales consideramos de particular interés las relacio-

nes faunísticas entre las distintas cuencas europeas y las características paleoclimatológicas del período triásico.

Esquema de la obra

Consta este trabajo de varias partes de muy desigual extensión, la primera y más extensa de las cuales está dedicada al estudio estratigráfico regional. La importancia de este capítulo aparece claramente al considerar que las principales dificultades que se han planteado en el estudio estratigráfico del Trías, y muchas de las falsas soluciones propuestas para el mismo, se deben a interpretaciones tectónicas equivocadas. Si bien es cierto que sin buena estratigrafía no hay tectónica posible, también lo es que en regiones de estructura complicada no hay estratigrafía posible sin una buena tectónica.

En la parte dedicada al estudio regional hemos puesto también un especial interés a la reseña crítica de todos aquellos trabajos que han aportado algún nuevo dato al estudio estratigráfico del Trías, tanto para aprovechar al máximo el inmenso caudal de datos acumulados como para analizar las causas de las múltiples y constantes contradicciones en que se ha incurrido en el estudio de diversos afloramientos. Esta misma finalidad persigue la bibliografía regional que se presenta al final del trabajo y que aspira a ser exhaustiva. Todos los trabajos citados han podido ser consultados en su fuente original gracias a las bibliotecas de Madrid, Barcelona y París.

La base paleontológica, imprescindible en todo trabajo de estratigrafía, ha sido más importante de lo que era de esperar, dada la pretendida esterilidad del Trías español. Se han reconocido y descrito más de doscientas especies diferentes, algunas de ellas nuevas y muchas otras no citadas en el Trías de los Catalánides. El haber podido estudiar el material procedente de diversos museos españoles, ha permitido además una revisión de conjunto de la

fauna, adaptándola a la nomenclatura paleontológica moderna. Dada la finalidad del presente trabajo se han estudiado especialmente las formas de mayor interés estratigráfico y paleogeográfico y la dispersión vertical de las diferentes especies. Así pues, sin pretender constituir una monografía paleontológica, el número de ejemplares determinados ha sido suficiente para caracterizar los diversos niveles estratigráficos y relacionar la serie triásica de los Catalánides con la del resto de Europa.

Se ha dedicado una especial atención al estudio litológico de los materiales detríticos utilizando las técnicas modernas de análisis granulométrico, morfométrico, de minerales pesados, roentgenológico y térmico diferencial de las arcillas, etc., a fin de tener una base segura para la caracterización de los diversos niveles y para las interpretaciones paleogeográficas y paleoclimatológicas.

Después del análisis regional y del estudio paleontológico y litológico, se plantea la correlación de las series estratigráficas parciales, a fin de establecer una sucesión detallada y válida para el conjunto de las formaciones triásicas de las Cadenas Costeras catalanas. Los diversos niveles quedan completamente caracterizados paleontológica y litológicamente y se han nombrado de acuerdo con sus peculiaridades, huyendo tanto de la aplicación de nomenclaturas deducidas para las series estratigráficas de otros países, y cuya adaptación a la sucesión de materiales de la cuenca catalana presenta numerosas dificultades y ninguna ventaja, como de crear nuevos nombres completamente inútiles y que sólo contribuirían a aumentar la confusión. La principal modificación que dicha serie aporta a la admitida tradicionalmente es la identificación de un nivel rojo detrítico en la parte central del Trías medio, constante a lo largo de todas las cordilleras, y que anteriormente había sido casi siempre confundido con el Buntsandstein o con el Keuper.

De acuerdo con los resultados obtenidos se ha intentado establecer la correlación entre la sucesión de los materiales triásicos del NE. de España y los del resto de la

Península y occidente de Europa. La especial posición de la cuenca española en un punto clave entre la cuenca alpina y la germánica la hace especialmente interesante para analizar los tan debatidos problemas de las relaciones estratigráficas, litológicas y faunísticas entre ambas cuencas.

Al estudio del aspecto paleogeográfico y paleoclimatológico de la cuenca catalana se ha dedicado el último capítulo del presente trabajo. Las conclusiones en él alcanzadas modifican en parte las ideas actualmente admitidas, no en cuanto al trazado general de la cuenca, pero sí en lo referente a las condiciones de sedimentación en las diversas zonas de la misma. El estudio litológico de los diversos niveles nos ha permitido comprobar que las zonas de máxima profundidad no han permanecido constantes y limitadas al extremo SW., como habitualmente se ha venido considerando, sino que se han desplazado a lo largo de la cuenca en los diversos momentos del período triásico. Hemos podido además comprobar que la mayor parte de los sedimentos de pretendida facies desértica del Trías, se han depositado en medio acuoso y algunos de ellos son francamente marinos.

I

Descripción regional

GENERALIDADES

Describiremos en esta primera parte la estructura y constitución de los diversos afloramientos triásicos que de SW. a NE. se alinean a lo largo de las Cadenas Costeras catalanas, desde los Puertos de Tortosa hasta el Montseny. Para su estudio los hemos dividido en una serie de unidades, algunas de las cuales poseen una personalidad geográfica (sierra de Prades, sierra de Llavería...), mientras otras coinciden únicamente con una unidad estructural o estratigráfica bien definida (zona de Falset-Pradell, zona Badalona-Mongat...). En resumen, al separar los afloramientos hemos tenido en cuenta exclusivamente las finalidades estratigráficas del presente trabajo. Estas diversas regiones se han agrupado en tres sectores diferentes: Meridional, Central y Septentrional. Cada uno de ellos presenta una cierta «personalidad» en cuanto a la estratigrafía, que se expondrá en las conclusiones estratigráficas parciales de cada sector.

Esta descripción se inicia por el extremo meridional de la región estudiada. Ello es debido a que si bien éstas son las regiones menos conocidas, son las que presentan una serie más completa y mayor número de niveles fosilíferos.

En la descripción regional hemos utilizado las nomenclaturas estratigráficas tradicionalmente admitidas para el Triásico español, los nombres de las tres divisiones de la serie germánica: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Cada uno de ellos, a su vez, lo hemos dividido en tres tramos; inferior, medio y superior; palabras que no supo-

nen más que una posición relativa de los diversos tramos entre sí. La discusión de la edad de los diversos niveles, y la justificación de las divisiones empleadas, será objeto de nuestra atención en la parte de conclusiones estratigráficas.

Se nos podría objetar que utilizamos una nomenclatura estratigráfica antes de haber justificado el empleo de la misma. Creemos sin embargo que esta división de conjunto en tres niveles, general para todo el oeste y centro de Europa, está suficientemente sancionada por la costumbre para que pueda aplicarse sin previas justificaciones. Debemos además insistir en que la estratigrafía de conjunto está precisamente deducida de estos trabajos previos de estudio sobre el terreno. Con especial interés hemos huído de todo apriorismo, que si siempre representa un peligro para la investigación geológica ha demostrado ser esencialmente perjudicial en los estudios de estratigrafía sobre el Trías español.

Nuestro mejor libro de consulta en la deducción de la estratigrafía de los materiales han sido los paquetes de estratos que constituyen los diversos afloramientos. A separar y estudiar cada una de las hojas que constituyen este volumen dedicaremos el capítulo de descripción regional.

No creemos que sea necesario justificar la considerable extensión de esta primera parte de carácter descriptivo, ya que constituye la base sobre la cual se apoyan los siguientes capítulos dedicados al estudio de conjunto de la serie triásica de los Catalánides. Consideramos además que las constantes y múltiples contradicciones que existen entre los diversos autores que han estudiado los materiales triásicos de los Catalánides, hace imprescindible una minuciosa y objetiva descripción de cada uno de los afloramientos, que permita descubrir y valorar los motivos de estas divergencias de opinión.

SECTOR MERIDIONAL

Comprendemos en esta denominación una serie de relieves que forman la terminación meridional de los Catalánides y que el río Ebro corta desde Ascó hasta Tortosa.

No entra en la finalidad del presente trabajo describir su estructura, para ello nos remitimos a los trabajos de Schriel (1929), Teichmüller (1933), Ashauer y Teichmüller (1935) y principalmente al de Llopis Lladó (1947).

Esta zona queda perfectamente individualizada, tanto desde un punto de vista tectónico como estratigráfico. Topográficamente se caracteriza por ásperos y enérgicos relieves estructurales, modelados en las calizas jurásicas. Es únicamente en el fondo de profundos valles, o en la parte inferior de las laderas de los macizos, donde afloran los materiales triásicos, que se presentan en forma de isleos más o menos extensos enclavados entre las moles de calizas jurásicas. Su número es incalculable, pero la mayoría de ellos son breves asomos casi diapíricos. Para nuestro estudio hemos escogido cuatro de ellos, los más desarrollados, menos tectonizados y con niveles fosilíferos. Son el de Alfara, Paúls, Rasquera-Benifallet y Mora-Camposines.

En el capítulo que a cada uno dedicamos expondremos sus características estructurales, prólogo indispensable a todo estudio estratigráfico, pero de todas maneras consideramos interesante citar algunas características tectónicas generales a todos los afloramientos. Los estratos secundarios están dispuestos formando una serie de pliegues

de dirección NE.-SW., tumbados hacia NW. y progresivamente apretados en esta dirección. Los depósitos triásicos, dispuestos entre una rígida mole de calizas jurásicas y el invisible zócalo paleozoico, han actuado de materia móvil. Presentan numerosos pliegues, imbricaciones y vergencias aberrantes y casi siempre se hallan despegados de su cobertera, llegando a veces a una tectónica de «stokbergs».

A causa de esta complejísima estructura, de su poca extensión superficial y de los variados e interesantes problemas de otros órdenes que esta región plantea, la estratigrafía de los materiales triásicos no había sido por completo descifrada. También ha contribuído a ello el que no sea visible el yacente de los mismos y que en general la base de la serie que aflora esté constituída por las arcillas rojas e irisadas con yesos del Muschelkalk medio, nivel cuya presencia en esta zona no era bien conocida y que había sido atribuída alternativamente al Bundsandstein o al Keuper por los diversos geólogos que habían estudiado esta región.

Una de las características de esta zona es la existencia de rocas eruptivas. A estos materiales, que han sido objeto de muy diversas interpretaciones, dedicaremos un capítulo especial.

1. El valle de Alfara

A) REFERENCIAS HISTÓRICAS.

No existe ningún trabajo que dedique una especial atención al Triásico de esta zona.

D'Archiac, en 1860, se refiere muy vagamente a estos materiales (Archiac, 1860, p. 145), pero Gombau (1877), en su «Reseña física y geológica de la provincia de Tarragona», suprime el Trías de la orilla derecha del Ebro.

Es posteriormente Mallada (Mallada, 1890, 1892, 1895) el que interpreta correctamente las líneas generales de la estructura de región (1890, p. 80-81), y propone una sucesión estratigráfica, que coincide en cuanto a la posición relativa de los diferentes niveles con la deducida por nosotros, aunque no en cuanto a la datación de los mismos, ya que Mallada los considera todos como Keuper.

La serie propuesta (Mallada, 1890, p. 81) es la siguiente: 5) Calizas rosáceas de la parte superior del sistema. 4) Calizas dolomíticas. 3) Calizas con fucoides. 2) Calizas arcillosas tubulares. 1) Arcillas rojas yesíferas.

Es interesante hacer resaltar el hecho de que Mallada colocara acertadamente en la base del sistema las margas rojas yesíferas sobre las cuales se asienta el pueblo, ya que en publicaciones posteriores se admite una serie de complicaciones tectónicas a fin de situar estos materiales rojos en la parte superior del sistema. Mallada (1890, p. 81) cita *Daonella lomelli* en el valle del Toscá, pero no hace referencia alguna en la posición de este fósil en la serie. Es también este autor el primero en señalar la existencia de rocas eruptivas en esta región.

Douvillé (1911) se limita a recoger las citas de Mallada. Bataller, Fallot y Faura Sans (Bataller, 1922 y 1926, y Faura, Fallot y Bataller, 1921) en diversos trabajos hacen referencia a esta región, pero dedican especial atención al Jurásico y sólo en segundo término se refieren al Trías. En un corte muy esquemático, Bataller (1922) indica la estructura anticlinal de esta región. Fallot y Bataller, unos años después (1927), dan cuenta del hallazgo de fósiles triásicos y proporcionan los primeros datos concretos y exactos sobre la datación de los distintos niveles del Trías, al indicar que: «en el núcleo del anticlinal de Alfara han observado el Triásico medio con capas de *fucoides* y a 20 minutos al sur de este pueblo de Alfara con las *Daonellas*» (p. 7). En el apartado dedicado al Triásico superior indican que éste «existe sobre el Muschelkalk en los anticlinales de Alfara y Paúls» (p. 8). Es interesante resaltar que en las publicaciones inmediatamente posteriores se prescinde de estos resultados y se cae de nuevo en el

error de considerarlos como Keuper. Así Hahne, en diversos trabajos (Hahne, 1930 y 1930 bis), considera todas las calizas como «carniolas» (Keuper superior) y los niveles margosos como Keuper inferior.

Ashauer y Teichmüller (Ashauer, H., y Teichmüller, R., 1935; Teichmüller, 1935) no se refieren de una manera particular a esta región, aunque hacen una serie de observaciones de carácter general sobre el Trías del sur de la provincia de Tarragona. En uno de los cortes generales del sur de Cataluña (Ashauer y Teichmüller, 1935, lám. 1) y en el mapa que los acompaña, cartografían como Keuper las margas de Alfara (que en realidad corresponden al Muschelkalk medio), y las calizas que las rodean por ambos lados como Muschelkalk. Esta confusión estratigráfica influye extraordinariamente en la interpretación tectónica del afloramiento. Así el pueblo, que en realidad está sobre el mismo eje del anticlinal, queda según ellos situado en una pequeña cubeta sinclinal, formada en el centro del anticlinal general de Alfara. Además, para los autores alemanes, el contacto que se observa en la ladera meridional del valle, en que las calizas del Muschelkalk superior reposan normalmente sobre las arcillas rojas del supuesto Keuper (en realidad Muschelkalk medio), es un cabalgamiento.

Bataller, en un trabajo de conjunto sobre la región del bajo Ebro (1935), indica que «en el Ullal de Alfara se han hallado cefalópodos triásicos».

Es Llopis Lladó (1947) el primero que realiza un estudio detallado y completo de esta zona. Resalta que no se trata de un sencillo anticlinal, más o menos tumbado, sino que esta disimetría es mucho más profunda, ya que (p. 108) si bien «por el SW. los contactos son normales», en la ladera septentrional «las calizas del Muschelkalk, lubricadas por las margas del Keuper, se deslizan sobre las calizas jurásicas de la cuerda Espina-Coscollosa formando una escama». En cuanto a la estratigrafía quedan situadas definitivamente en el Muschelkalk las calizas del Castellar y parte inferior de las laderas Espina-Coscollosa. En el mapa

geológico que acompaña este trabajo se señala la existencia de un «Muschelkalk continental».

San Miguel Arribas, en su estudio petrográfico de la región volcánica del bajo Ebro (San Miguel Arribas, 1950), apunta algunos datos estratigráficos y tectónicos generales que coinciden con las conclusiones expuestas por Llopis y con los resultados por nosotros obtenidos.

En resumen, de acuerdo con los anteriores trabajos, el valle de Alfara se interpreta con un complejo anticlinal, en el interior del cual aparecen unas calizas que acertadamente se colocan en el Muschelkalk por contener *Daonella* y cefalópodos indeterminados, y un complejo de margas y arcillas rojas e irisadas con yeso que se atribuyen al Keuper, cuando en realidad corresponden sólo en parte a este nivel, mientras que su parte más importante pertenece al Muschelkalk medio. Por el contrario, el límite Trías-Jurásico queda perfectamente interpretado en cuanto a su posición y características tectónicas.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La estructura tectónica del afloramiento es relativamente sencilla y existe una serie de cortes naturales que permiten descifrarla fácilmente. Los yacimientos fosilíferos, si bien no son ni extraordinariamente abundantes ni fértiles, son suficientes para la correcta situación de los niveles.

Está constituído por el núcleo de un anticlinal cuyo eje tiene dirección NE.-SW., y que se sigue a lo largo de unos ocho kilómetros, desde que aparece debajo de las calizas jurásicas hasta que queda cortado por una de las fallas que constituyen el límite occidental de la depresión de Tortosa. (Fig 1.)

El eje de este anticlinal está suavemente inclinado hacia el SW , y esta inclinación es la que origina la terminación periclinal del pliegue en esta dirección.

La anchura del afloramiento es variable, tanto por las ligeras undaciones que presenta el eje anticlinal como por

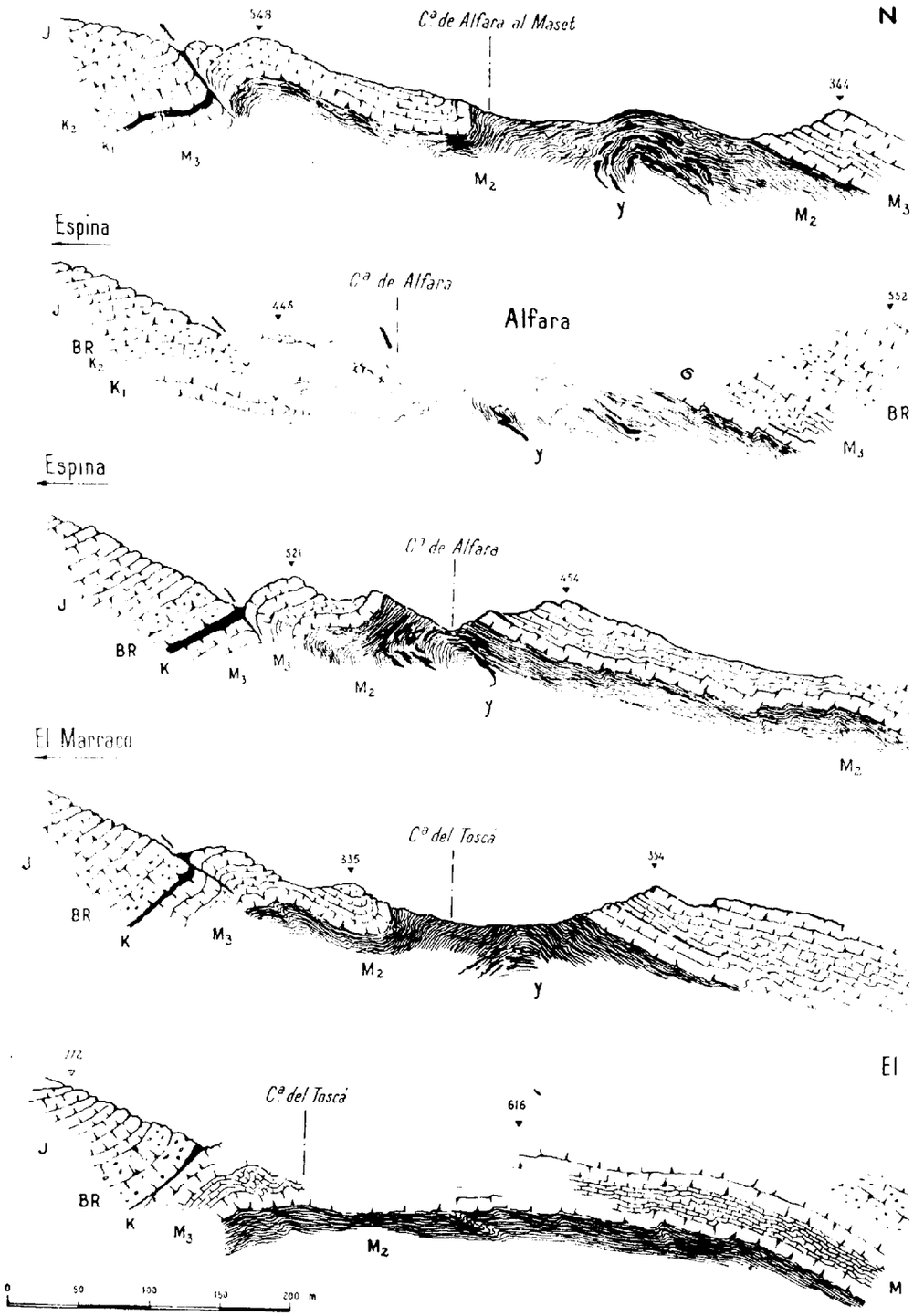


Fig. 1.—El anticlinal de Alfara. Cortes seriados de este a oeste.

(Véase nota explicativa en la página siguiente)

En todas las figuras, excepto cuando se indica exprofeso, los signos con que en los cortes se señalan los terrenos geológicos, significan lo siguiente:

C — Cuaternario.
E — Eogeno.
T — Terciario indiferenciado.
J — Jurásico indiferenciado.
L — Liásico.
BR — Brecha caliza de la base del Jurásico.
K_2 — Keuper superior.
K_1 — Keuper inferior.
K — Keuper indiferenciado.
M_3 — Muschelkalk superior.
M_2 — Muschelkalk medio.
M_1 — Muschelkalk inferior.
M — Muschelkalk indiferenciado.
B_2 — Buntsandstein superior.
B_1 — Buntsandstein inferior.
B — Buntsandstein indiferenciado.
P — Paleozoico.
Y — Yeso y anhidrita

la aparición de algunos accidentes que mecanizan y laminan en parte sus flancos; la máxima anchura es de unos tres kilómetros y la mínima de uno.

En su extremo SW. el anticlinal se continúa entre las calizas jurásicas por dos líneas de cobijadura, que siguen respectivamente por el barranco de la Cunca y del Bosc, y en la cicatriz de las cuales han quedado pinzadas las margas del Keuper.

El núcleo del anticlinal está constituído por los niveles margosos y yesíferos del Muschelkalk medio y es ligeramente diapírico, principalmente en la zona de Alfara. Este pueblo está construído sobre un pequeño pitón formado por la acumulación de los niveles de yesos. En un corte trazado un poco más al norte de Alfara puede verse el nuevo abombamiento producido por la presión del núcleo de yesos, que no llega a aflorar.

Este pliegue no es simétrico, sino que está ligeramente tumbado hacia el NW.; consecuencia de ello es que el flanco occidental presenta frecuentes laminaciones, inversiones y cobijaduras, mientras que el flanco occidental es más sencillo y completo. Esta disimetría se acentúa debido a la alternancia de capas plásticas (Muschelkalk medio y Keuper) y rígidas (Muschelkalk superior y Jurásico), que originan frecuentes discordancias mecánicas.

El contacto Muschelkalk medio-Muschelkalk superior queda casi siempre cubierto por los derrubios; sin embargo, en los alrededores de Alfara es fácilmente observable. Hacia el SE., sobre el camino de Alfara a Aldover, puede comprobarse cómo el tramo rojo se hunde normalmente bajo el Muschelkalk superior con buzamientos que oscilan entre los 15° y 20°; el contacto entre ambos niveles es normal y la serie del Muschelkalk superior, completa. En cambio en el flanco opuesto (NW.), el tramo rojo cobija en muchos sitios el Muschelkalk superior, cuyos estratos están verticales y aun invertidos; este contacto es particularmente visible en la carretera de Alfara, junto al cruce con el camino de Espina.

El contacto Keuper-Jurásico es más complejo; se observa también la disimetría entre la parte oriental y occidental, pero está casi siempre mecanizado. Bajo el pico de Alfara es casi normal, pero al descender hacia el SW., en la vertiente de Peñaflor, la masa de calizas jurásicas ha sido cabalgada ligeramente por el Triásico, de tal manera que en algunos casos llega a entrar en contacto con el Muschelkalk. Más hacia el sur, a lo largo del barranco de Castellar y Valldelafiguera, vuelve a ser sensiblemente normal. El borde nordoccidental del contacto es un frente de cabalgadura de intensidad decreciente hacia el sur. Al N. de Alfara, en el camino de este pueblo a Paúls, que es donde tiene mayor profundidad, la superficie de este contacto está constituída casi siempre por una lámina de Keuper.

El Muschelkalk superior que forma los flancos del anticlinal presenta una estructura interna muy interesante y que resalta aún más la disimetría del mismo. En el flanco SE. las capas están poco replegadas, presentan únicamente ligeras ondulaciones o fracturas, según la rigidez de los niveles, que dan un aumento aparente de potencia. El flanco NW. es más complejo; en conjunto las capas dibujan dos sinclinales tumbados hacia el NW. y separados por un pequeño anticlinal. Un segundo anticlinal se inicia ligeramente, pero queda cortado por el contacto mecánico con los materiales jurásicos. El desarrollo de estos pliegues no es constante, a veces se atenúan y así llegan a desaparecer, y otras se aprietan fuertemente y toman un estilo imbricado. Unos cortes especialmente demostrativos pueden observarse a lo largo del barranco del Llop, junto a Alfara y en el tramo final de la carretera de Alfara al Toscá Son frecuentes además las discordancias mecánicas y despegues entre las calizas dolomíticas que forman la base y la cima del Muschelkalk superior y las calizas arcillosas de la parte central del sistema. Un corte especialmente indicado para observarlas es el que proporciona la trinchera de la carretera de Alfara al Toscá. (Fig. 2.)

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

CARRETERA GENERAL, ENTRE EL BARRANCO DE FARRUBIO Y ALFARA.—La carretera de Tortosa a Alfara proporciona una sección casi completa del anticlinal de Alfara. Después de atravesar la falla que separa el Terciario del Secundario, penetra en los materiales liásicos que forman las cotas de Alfara y Peñaflor y corta finalmente el Keuper, pero éste no es visible oculto bajo el Cuaternario.

En la casa que hay al sur de la carretera junto a Farrubio, afloran dolomías negruzcas, algo cavernosas, que constituyen la parte más alta del Muschelkalk superior y buzan 30° al NE. Encima de ellas descansan unos niveles de margas muy arcillosas y amarillentas de la base del Keuper. Siguiendo el torrente de Farrubio puede observarse el contacto Trías-Jurásico, que está muy mecanizado; el Keuper está casi completamente laminado; aparece únicamente en forma de trozos de carniolas, y a veces de una papilla de margas que se introducen entre las calizas.

Los niveles de dolomías compactas negruzcas afloran también en el lado norte de la carretera, tienen 15 metros de potencia y debajo de ellos aparecen unos niveles más arcillosos, de unos 25 m. de potencia.

En la parte norte hay un pequeño torrente que baja del vértice de Alfara y que ha excavado su cauce en el contacto Keuper-Muschelkalk superior. Los derrubios no permiten una adecuada observación.

La carretera sigue cortando los niveles calizos del Muschelkalk superior y cada vez aparecen niveles más inferiores. Finalmente, en el cruce con el camino de las Codines, las calizas son substituídas por terrenos de labor, bajo los cuales se adivinan los niveles rojos arcillosos del Muschelkalk medio, que constituye el núcleo del anticlinal de Alfara. Detrás de una casa que hay junto al camino, bajo la cota 454, afloran los niveles más superiores del tramo rojo. Son unos cinco a seis metros de margas amarillentas y rojizas con delgadas hiladas de carniolas y yesos.

Entre los Km. 8 y 9, la carretera, ya en el flanco sur del anticlinal, corta nuevamente los niveles del Muschelkalk superior y se observa la siguiente serie:

3 m.—Calizas compactas.
10 m.—Calizas arcillosas.
6 m.—Calizas compactas dolomíticas.

En el «coll» de la carretera, frente a Alfara y junto al horno de yeso, la trinchera occidental proporciona una serie muy completa del Muschelkalk medio, ya que en este punto es donde más profundamente queda hundido el núcleo del anticlinal. (Fig 2.)

TECHO.—Muschelkalk superior calizo.
6 m.—Carniolas.
10 m.—Margas amarillentas.
10 m.—Margas rojas.
50 m.—Yesos blancos y teñidos de rojo, alternando con lechos de arcilla; el conjunto muy triturado y replegado.
20 m. (visibles).—Arcillas muy rojas, algo margosas, pero absolutamente nada arenosas.

En este corte la potencia de los niveles de yesos es extraordinaria, mucho mayor que en ningún otro lugar del afloramiento. En realidad es el único punto del anticlinal en que se dispone de un corte en que aparezca el techo y el muro de esta formación, y que por lo tanto permita medir su potencia; así pues no disponemos de términos de comparación. Sin embargo es muy posible que se trate de una acumulación de tipo secundario, que responda a causas tectónicas. Los repliegues de las capas de yesos y los buzamientos de las capas de calizas que los recubren dan la clara impresión de una estructura diapírica. La potencia de los niveles arcillosos superiores a los yesos es mucho menor de la que puede apreciarse en otros cortes, obtenidos en zonas más tranquilas del anticlinal. Todo ello contribuye a aumentar la impresión de que el núcleo de yesos ha perforado en parte su cobertera.

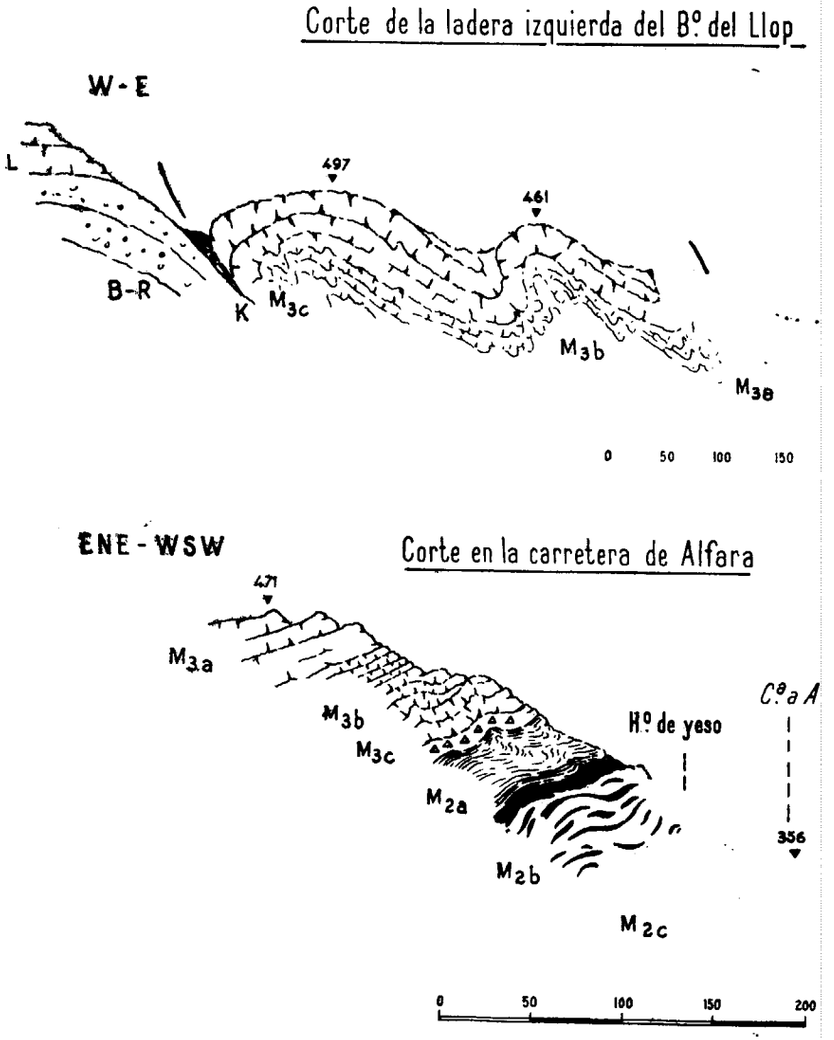


Fig. 2.—Cortes parciales de la zona de Alfara.

M_{3a} *Muschelkalk superior. Dolomías compactas.*
M_{3b} *Idem. Calizas arcillosas con fucoides y Daonellas.*
M_{3c} *Idem. Calizas compactas con un nivel de carniolas en la base.*
M_{2a} *Muschelkalk medio. Arcillas grises con intercalaciones de carniolas.*
M_{2b} *Idem. Yeso compacto con niveles de arcillitas rojas.*
M_{2c} *Idem. Arcillas rojas.*

Corte del barranco del Llop.—Un sendero que remonta la cabecera del barranco del Llop y cruza la carretera entre el Km. 8 y 9, pone de manifiesto la estructura interna del flanco occidental del anticlinal, en uno de los puntos en que es más compleja, y permite estudiar el contacto Trías-Jurásico. No tiene en cambio gran interés estratigráfico, ya que los niveles están bastante laminados.

Un abrupto escarpe, constituído por las calizas del Liásico medio subhorizontales, domina la cabecera del torrente. Debajo de ellas vienen unos niveles de dolomías rojizas, cada vez más inclinadas al acercarse al contacto con el Triásico, hasta buzar 35° ESE. El contacto es una línea de cabalgamiento muy clara y bastante tendida (unos 50°), en cuya cicatriz quedan pinzadas margas y carniolas de Keuper completamente trituradas. (Fig. 2.)

El labio oriental de la cabalgadura está formado por dolomías negras y cavernosas de la parte alta del Muschelkalk superior, que aquí tiene unos 40 m. de potencia. Junto al contacto buzan 22° NNE., pero después se repliegan formando dos anticlinales tumbados hacia el NNW. En el núcleo del más oriental aparecen los niveles de calizas margosas de la parte central del Muschelkalk superior. El último sinclinal está completamente tumbado y su flanco occidental se ha convertido en una falla inversa, a favor de la cual las margas rojas del Muschelkalk medio montan sobre los niveles calizos. En la trinchera de la carretera afloran las calizas arcillosas de la parte central del Muschelkalk medio y con fucoides, buzando 35° ESE., reducidas a unos 5 m. de espesor y directamente en contacto con las arcillas rojas del Muschelkalk medio. En el fondo del torrente afloran los niveles de calizas grises de la base del Muschelkalk superior. La superficie de cabalgamiento es de pendiente variable, pero no rebasa nunca los 60°.

El pueblo.—Alfara está edificado sobre el mismo núcleo de anticlinal, constituído por un pitón de yesos que emerge de entre las margas rojas. En el extremo SSE. del

pueblo estos yesos buzan con bastante regularidad 30°SE., pero en general están replegados.

Camino de Alfara a la fuente d'en Solá.—Un corte particularmente interesante es el que se obtiene ascendiendo desde el pueblo hasta la fuente d'en Solá, situada aproximadamente un kilómetro al SE. del mismo. Este camino corta el flanco oriental del anticlinal de Alfara, que es el menos tectonizado, y por lo tanto el más favorable para la obtención de una serie estratigráfica. La pendiente regular que tiene este camino hace muy fácil evaluar los espesores de las capas y además corta un yacimiento de *Daonellas*. Este fósil, si bien tiene poco interés desde un punto de vista estrictamente paleontológico por su abundancia y deficiente estado de conservación, es en cambio extraordinariamente interesante desde un punto de vista estratigráfico, ya que caracteriza con gran exactitud y constancia la base del Muschelkalk superior de Cataluña.

La serie obtenida es la siguiente:

Techo.—Calizas liásicas fosilíferas.
Dolomías rojizas.
10 m.—Carniolas y calizas negruzcas compactas y brechoides.
1 m.—Arcilla roja irisada.
1 m.—Arcilla negra azulada.
1,5 m.—Yeso gris veteado en negro.
2 m.—Carniolas amarillas.
1 m.—Arcillas grises.
1 m.—Margas arcillosas.
1,5 m.—Arcillas margosas amarillentas.
32 m.—Dolomías cristalizadas cavernosas; en la parte superior tiene intercalados niveles de carniolas rojizas.
10 m.—Calizas margosas algo azuladas.
4 m.—Calizas esponjosas algo fétidas.
18 m.—Calizas muy arcillosas y amarillentas, pizarreñas, casi arcillas en la parte central.
3 m.—Calizas grises y duras en capas delgadas.
2 m.—Calizas negruzcas y duras, onduladas y con fucoides.
3 m.—Caliza margosa en capas delgadas con fucoides.
4 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas con algún fucoide, *Daonella* y otra fauna.

5 m.—Calizas grises compactas,
Yacente.—Muschelkalk medio.

El camino corta por tanto toda la serie, desde el Muschelkalk medio, en el fondo del barranco, hasta el Liásico. La fuente brota precisamente en el contacto Keuper-Jurásico,

El buzamiento de las capas es, a lo largo de toda la serie, de 15° al SE.

Carretera de Alfara al Toscá.—Siguiendo la carretera de Alfara al Toscá puede obtenerse un corte longitudinal del anticlinal de Alfara. No es tan demostrativo como los anteriores, pero permite cortar todos los niveles y además observar el Keuper en una zona en que está menos laminado y en la que además existen afloramientos de rocas eruptivas.

El fondo del valle, por el que al principio discurre la carretera, está constituído por tramo rojo cubierto por Cuaternario. Después ésta asciende por la ladera occidental y corta los niveles calizos del Muschelkalk superior; en general, para el trazado de la misma se han aprovechado los niveles margosos que constituyen la parte central del Muschelkalk superior. En conjunto las capas presentan buzamientos NW., que oscilan entre los 30 y 45°, pero dibujan una serie de repliegues, principalmente los niveles de calizas margosas. Son particularmente visibles bajo la cota 443. A veces se observan pequeñas discordancias mecánicas.

El contacto Muschelkalk-Keuper sigue aproximadamente el camino de Cerdans paralelo a la carretera, pero situado unos 500 metros más al NW. y unos 200 metros por encima de ella; este contacto es de características análogas al observado en el torrente del Llop, aunque algo menos mecanizado, y en su extremo SW., junto al caserío del Toscá, llega a ser casi normal. Este contacto viene jalonado por un nivel de fuentes (Font de la Canaleta, Font de l'Estudiant, Font dels Ullals...). El agua de la Font dels

Ullals, la más caudalosa de todas ellas, se aprovecha para la producción de energía eléctrica (fábrica de papel).

El castillo de Carles y las ermitas de Sant Juliá y Santa Magdalena.—El castillo de Carles se levanta sobre las dolomías del Muschelkalk superior, que forman un pequeño cerro puntiagudo casi aislado en el centro del valle Estas dolomías buzan hacia el sur, con una inclinación que oscila entre los 5 y 35°. Forman una serie de repliegues y ondulaciones y cabalgan ligeramente las arcillas irisadas del Keuper, que se extienden hacia el SW. en la cabecera del barranco del Bosc Negre. El Keuper continúa por el fondo del barranco del Bosc y la cabecera del de la Cunca, a favor de dos líneas de cabalgamiento en las que la masa de calizas jurásicas se vuelca hacia el NW. Precisamente por este contacto mecanizado se ha introducido la erupción. Los basaltos entran directamente en contacto con los niveles dolomíticos, produciendo en ellos un ligero metamorfismo. El contacto puede observarse en una pequeña garganta que limita el cerro del castillo por el WSW. Los materiales eruptivos forman un pequeño pitón redondeado, que unen el cerro del castillo con la ladera del Bosc Negre y sobre el cual se levanta la ermita de Sant Juliá. Este pitón tiene aproximadamente unos 100 metros de ancho por 30 de largo y destaca claramente del resto del paisaje por su colorido. La carretera lo corta por la parte meridional y permite observar en su trinchera los materiales basálticos.

Junto a la ermita de Santa Magdalena, que está emplazada sobre las margas del Keuper, aparece otra erupción basáltica muy diferente de la del castillo de Carles. No existen aquí materiales de tipo explosivo. La erupción está en gran parte cubierta por derrubios cuaternarios y aparece en forma de numerosos y pequeños afloramientos a lo largo del camino de la ermita de Santa Magdalena a la Cova Pintada. La emisión basáltica se ha introducido por el contacto mecánico del Keuper y las calizas jurásicas. En algunos puntos (alrededor de la casa del Toscá) el basalto

entra directamente en contacto con las calizas jurásicas, pero en otros aparece entre ambos una cuña de margas del Keuper.

Esta erupción es mucho más extensa que la anterior, pero mucho menos visible, ya que está recubierta por derrubios cuaternarios. Por tanto, el trazado y extensión de la erupción es difícil de determinar, y al cartografiarla hemos tenido en cuenta lo señalado en publicaciones anteriores (San Miguel Arribas, 1950).

El cabalgamiento se continúa entre las cotas 1.047 y 801, y es precisamente en esta línea que brota la fuente de la Cova Pintada. Hacia el SE. el contacto Trías-Jurásico se prosigue por el collado que queda entre las cotas 723-631, hasta la fuente de las Cubias, y después por el barranco de Vall de la Figuera hasta alcanzar la carretera de Alfara a Tortosa, por la vertiente occidental de Penyaflor. Este contacto (de manera semejante a lo que sucede en el otro flanco del anticlinal) es casi normal en su extremo meridional y está en cambio fuertemente mecanizado en la parte septentrional.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

Puede obtenerse una serie estratigráfica completa en el corte del camino desde el pueblo de Alfara hasta la fuente d'en Solá. Este corte, como ya se ha indicado en el capítulo anterior, está muy poco tectonizado y es por tanto el que ha servido de base para la obtención de la serie.

Como comparación para la parte inferior de la serie, hemos utilizado el corte que proporciona la trinchera de la carretera junto al horno de yeso, y para la parte superior el del valle del Toscá, ya que en la fuente d'en Solá los niveles margosos del Keuper se presentan muy laminados.

Techo. –Calizas dolomíticas con vetas rojizas de la base del Liásico, nivel de la Cova Roja y Cova del Adella.

Keuper.

10 m.—Carniolas y dolomías compactas, algo brechoides.

10 m. - Arcillas grises, rojas e irisadas.
2 m.—Yesos negruzcos con lechos de arcillas azuladas.
2 m. - Carniolas.
3 m.—Arcillas y margas grises y amarillentas.
2 m. Margas amarillentas con intercalaciones de carniolas.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

40 m.—Dolomía cristalizada negruzca.
10 m.—Calizas margosas azuladas.
4 m. - Dolomías esponjosas fétidas.
18 m. - Calizas muy arcillosas.
2 m.—Calizas grises y compactas en capas finas.
2 m.—Calizas compactas onduladas con algunos *fucoides*.
3 m.—Calizas margosas con *fucoides*.
4 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas con *Daonella*.
10 m. - Calizas grises compactas.

MUSCHELKALK MEDIO.

60 m.—Margas amarillentas con niveles de carniolas.
15 m. Arcillas rojas.
20-50 m. - Yesos rojos con niveles arcillosos intercalados. Es imposible determinar la potencia exacta.
20 m. (visibles).—Arcillas rojas.

2. El valle de Paúls

A) REFERENCIAS HISTÓRICAS.

Los datos geológicos de la zona de Paúls son más abundantes que las que poseemos sobre Alfara. Aunque Verneuil (1855), en la explicación del mapa geológico de España, se refiere a «las margas yesíferas del Trías», los primeros datos concretos corresponden a los trabajos de Mallada (Mallada, 1890, 1895). En el primero de ellos Mallada (1890, p. 79) hace una detallada descripción del corte de la carretera de Xerta a Gandesa, entre los Km. 24 y 21. Aunque se limita a citar los materiales por el orden en que van apareciendo, sin intentar interpretación tectónica alguna, es muy interesante, ya que es el primer intento de serie estratigráfica de esta región.

1.º Margas rojas y grisverdosas, alternando con calizas cavernosas.
2.º Yesos.
3.º Calizas arcillosas y margas tabulares fosilíferas.
4.º Arcillas rojas.
5.º Calizas dolomíticas.

Tiene un extraordinario paralelismo, en cuanto a la posición relativa de los materiales, con la deducida por nosotros.

Bataller (1922, 1926 y 1935) se refiere principalmente al problema del contacto Trías-Jurásico, pero en un corte muy esquemático de esta zona, indica la estructura anticlinal de este valle (1922, p. 50) y señala un yacimiento fosilífero al NW. de Paúls (1935, mapa).

En otro trabajo que este geólogo realiza en colaboración con Fallot (Fallot y Bataller, 1927) se indica que en el centro del anticlinal de Paúls se hallan las capas con *fucoides* y *Daonella* del Triásico medio y sobre ellas las margas irisadas, yesos, carniolas y dolomías del Keuper.

Hahne (1930, 1933) publica un corte muy esquemático del valle, que si bien refleja exactamente la estructura del mismo, en cambio es completamente equivocado en cuanto a la datación de los niveles. Las calizas compactas que forman el núcleo del anticlinal las considera en la base de la formación y las sitúa acertadamente en el Muschelkalk, pero las arcillas rojas con yesos, inmediatamente superiores, que pertenecen también al Muschelkalk, las coloca en el Keuper, y los niveles más altos del Trías en la base del Jurásico.

Ashauer y Teichmüller (1935) empiezan ya a complicar las cosas y hacen aparecer una serie de contactos anormales que falsean la sucesión real; cartografían todos los niveles arcillosos, tanto el verdadero Keuper como el Muschelkalk medio, como Keuper, y por tanto, en aquellos lugares en que la superposición de las calizas del Muschelkalk a este pretendido Keuper es evidente, invocan la existencia de un cabalgamiento.

El trabajo de Llopis Lladó (1947) representa también aquí una aportación definitiva para el conocimiento de la

estructura y de los materiales. Advierte claramente que las calizas del Estret de Paúls pertenecen al Muschelkalk, constituyen el núcleo del anticlinal y vienen por debajo de los niveles rojos arcillosos que los rodea (figs. 15-17), aunque en algunos puntos han «sufrido un ligero deslizamiento» sobre los mismos (p. 109). Cita también un yacimiento de *Daonellas* en el Km. 6,2 de la carretera de Xerta a Paúls, y publica un corte del mismo (fig. 16). En el mapa que acompaña señala la existencia de un «Muschelkalk continental». Este mismo autor, en un trabajo de carácter paleontológico (Llopis, 1952), estudia la zona de Paúls. Señala nuevos yacimientos de *Daonella* e indica una serie estratigráfica de los materiales del Muschelkalk inferior y superior y del Keuper.

San Miguel Arribas, en unos trabajos de índole petrográfica dedicados al estudio de materiales eruptivos (1949-1950), proporciona también algunas indicaciones sobre la estratigrafía y tectónica.

En resumen, al igual que en el afloramiento de Alfara, de acuerdo con los trabajos anteriores, si bien se conocía perfectamente el límite superior de los materiales triásicos y su contacto con el Trías, las ideas que existían sobre la estratigrafía de aquellos materiales eran algo confusas. La totalidad de los niveles margosos se atribuían al Keuper, cuando en realidad sólo en pequeña parte corresponden a este nivel, ya que la mayoría pertenecen al Muschelkalk medio. Las calizas triásicas, según unos autores correspondían en su totalidad al Muschelkalk y según otros en parte al Muschelkalk y en parte al Keuper.

La confusión estratigráfica influía en la interpretación tectónica, ya que era preciso invocar a una serie de accidentes, para explicar en capas la estratigrafía supuesta con la realidad de los afloramientos.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Al igual que el valle de Alfara es una amplia «combe» algo diapírica. Pero aquí la excavación ha sido mucho más

profunda de tal manera que ha llegado a exhumarse el Muschelkalk inferior. (Fig. 3.)

Es quizás el más bello ejemplo de valle anticlinal que puede hallarse en toda la Cadena Costera catalana, ya que presenta la particularidad de que la parte más interna del núcleo, por estar constituída precisamente por unos niveles muy resistentes (Muschelkalk inferior), no ha sido cortada por la erosión y se levanta a manera de hito en el centro del valle, mudo testigo de la estructura del mismo.

Es por tanto extraordinariamente interesante la serie estratigráfica que esta zona proporciona, ya que permite verificar la conclusión obtenida en Alfara de que los niveles rojos subyacentes a las calizas con *Daonellas* pertenecen al Muschelkalk medio. En efecto, estas capas calizas que aparecen por debajo de los niveles continentales acaban de demostrar que éstas no pertenecen al Buntsandstein.

Por lo tanto, el valle de Paúls, aunque no permite obtener cortes muy completos, es extraordinariamente interesante para el conocimiento de la estratigrafía de conjunto del Triásico. Además, su estudio se completa con el realizado en Alfara, ya que la constitución estratigráfica de estas dos zonas es muy parecida.

Como ya se ha dicho, en sus líneas generales, el valle de Paúls podría definirse como una «combe» anticlinal, cuyo núcleo, dirigido sensiblemente de NE. a SW. se hunde en esta dirección bajo una potente mole de calizas jurásicas.

De manera parecida al valle de Alfara, su flanco oriental es casi normal, mientras que el occidental está fuertemente mecanizado y ligeramente invertido, como puede observarse en los cortes adjuntos. La inversión y ligeros cabalgamientos que se observan en los contactos de este flanco del anticlinal, son quizá los responsables de que los niveles que nosotros situamos en el Muschelkalk medio hayan sido colocados repetidas veces en el Keuper, ya que efectivamente en algunos puntos aparecen claramente sobre el Muschelkalk superior. Las calizas de este Mus-

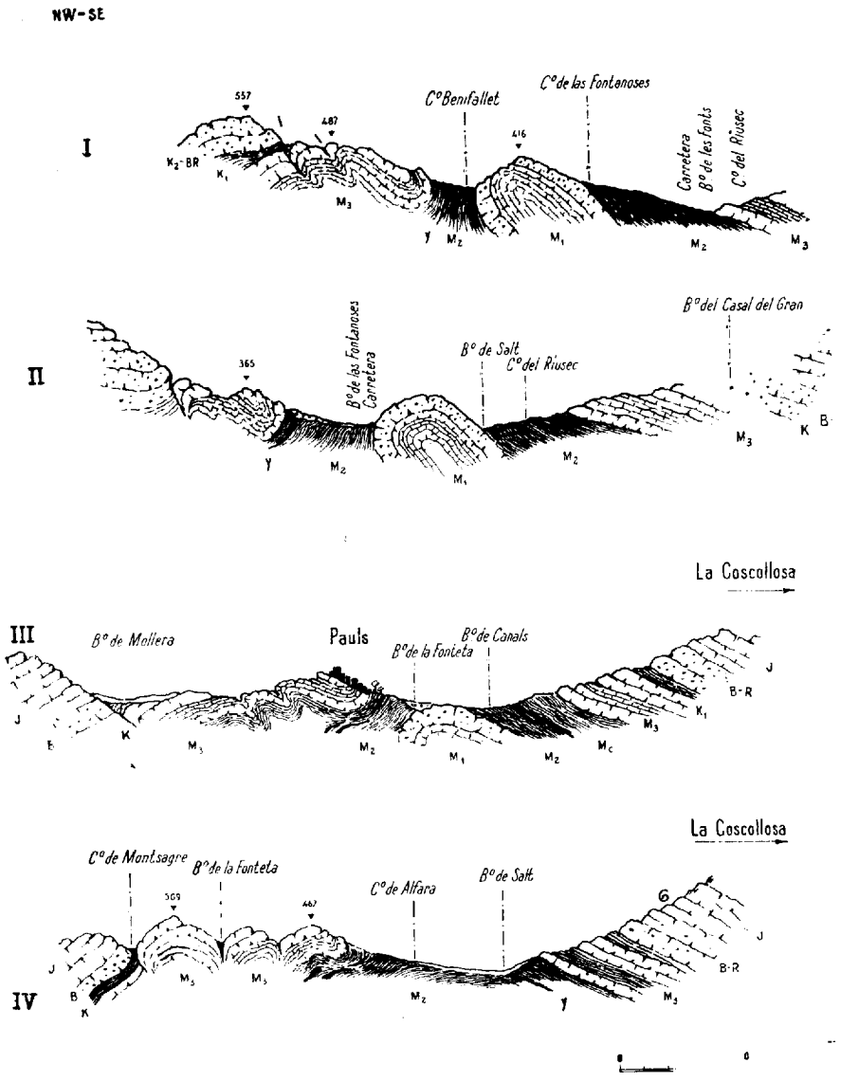


Fig. 3. El anticlinal de Paúls. Cortes seriados de este a oeste.

chelkalk superior, colocadas entre dos niveles extraordinariamente plásticos: el Keuper y el tramo rojo, presentan una estructura interna bastante compleja. Forman tres sinclinales tumbados hacia el NW., bastante laxos en la parte oriental del afloramiento y que se hacen apretados hacia el SE., hasta transformarse en unas imbricaciones en cuyo núcleo quedan pinzados unos retazos de Keuper (cota 509).

El contacto con los niveles jurásicos está casi siempre mecanizado, lo que impide el estudio de los niveles más superiores del Keuper; éstos aparecen únicamente en el extremo SW. del afloramiento, junto a la ermita de Sant Roc.

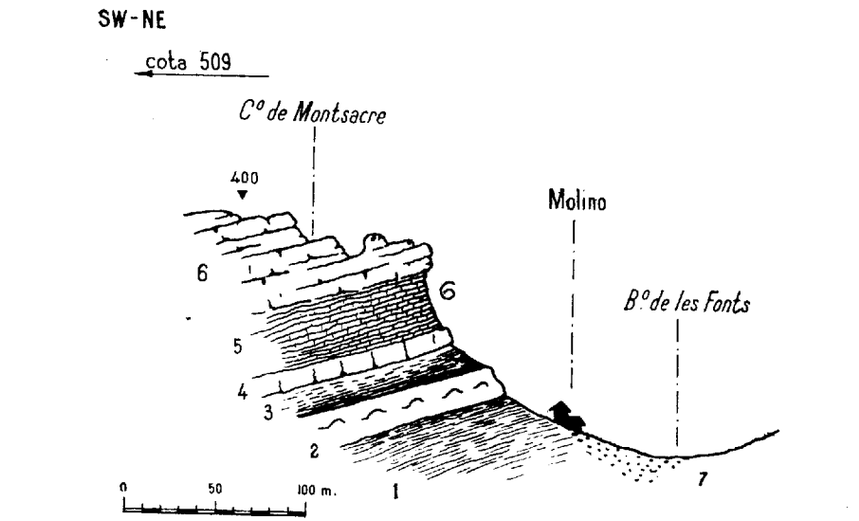
El núcleo visible del anticlinal está formado por las calizas del Muschelkalk inferior. Su dureza ha impedido que fueran desmanteladas por la erosión y forman una cresta alargada que se extiende desde la cota 329 hasta el Puig. El torrente de las Fonts ha hendido la masa caliza en una estrecha y profunda garganta que permite obtener un corte muy interesante, tanto para conocer la estratigrafía del Muschelkalk superior como para descifrar la estructura.

Hacia el SW. el eje anticlinal se hunde más profundamente y por tanto en superficie se resuelve en una serie de líneas de cabalgamiento que se internan en el macizo jurásico de la Coscollosa-Tossa-Joan Gran, y en la cicatriz de las cuales afloran las margas del Keuper y a veces algunos asomos de rocas eruptivas.

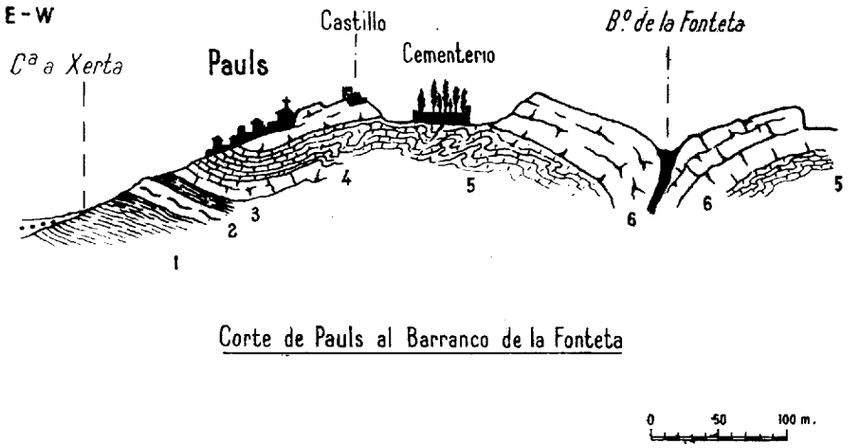
El estudio de este afloramiento se ha limitado únicamente a la parte SW., en que el anticlinal tiene un desarrollo más simple. Consideramos que la zona más septentrional del mismo, aunque de indudable interés desde un punto de vista tectónico, no tienen utilidad para un estudio estratigráfico, ya que presentan frecuentes inversiones y laminaciones que hacen difícil obtener buenas series.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

EL PUEBLO.—Paúls se asienta en casi su totalidad sobre calizas del Muschelkalk superior del flanco occidental del



Corte desde la cota 509 al Molino.



Corte de Pauls al Barranco de la Fonteta

Fig. 4.—Paúls. Cortes parciales.

7, Cuaternario. - 6, Muschelkalk superior. Dolomías. —5, Calizas con fucoides y Daonella. *—4, Calizas compactas. —3, Muschelkalk medio. Arcillas grises y rojas. — 2, Yeso y anhidrita. —1, Arcillas y margas rojas.*

anticlinal, que en la parte más alta del mismo, junto a la iglesia, buzan 45° al SE. Delante de la iglesia quedan unas enormes losas calizas que presentan esta inclinación.

El cerro del Castillo, situado sobre la iglesia, es una cuesta muy degradada, completamente desnuda de vegetación, por lo que permite obtener un corte parcial de la serie:

8 m.—Dolomías negras brechoides cavernosas que forman la parte alta del cerro y buzan 12° S.

8 m.—Calizas en capas delgadas con restos fosilíferos completamente indeterminables y algún fucoide.

?—Calizas arcillosas que quedan cubiertas muy pronto por derrubios y escombros del pueblo. Buzan 18° SW.

Bajando hacia el fondo del barranco de las Fonts por el camino del Aubada, aparece el Muschelkalk medio. Afloran unos 20 m. de arcillas rojas con bancos de yeso, a veces en delgados filoncillos y otras en capas de más de 1,5 metros. (Fig. 4.)

Las laderas del valle están cubiertas por brechas calizas, restos de un antiguo relleno, que impiden una adecuada observación de los niveles. Sin embargo, en el fondo del barranco afloran unos asomos eruptivos; el primero antes de atravesar el barranco del Tomasol (cabecera del barranco de les Fonts), y el segundo inmediatamente después de haberlo atravesado. Están casi completamente cubiertos por los derrubios de pendiente y los materialmente arrastrados por el barranco, pero parece que se hallan emplazados en el contacto entre las calizas del Muschelkalk superior y el tramo rojo, contacto que en esta zona está bastante mecanizado y completamente invertido.

Fueron citados por Llopis Lladó en 1947 y también ampliamente descritos por San Miguel Arribas (1949, 1950 y 1952).

El barranco de la Fonteta recibe su nombre de una pequeña fuente que hay en la cabecera del mismo; se ha excavado en el eje de un sinclinal extraordinariamente apretado y tumbado hacia el NW., en cuyo interior quedan

pinzadas las margas amarillentas del Keuper con carniolas; por el contacto, muy mecanizado, brota la «fonteta».

Poco antes de llegar a la fuente se encuentra la «roca encantada». Según la leyenda hay escrita en ella unas fórmulas mágicas, que encierran el secreto de un tesoro escondido en la montaña. En realidad son unas losas de los niveles más altos del Muschelkalk superior, ya en contacto con los niveles arcillosos, con unas impresiones constituídas por moldes externos de fucoides.

Camino de Paúls a la Cova Roja.—Al salir del pueblo se toma el camino que pasa por debajo del cementerio y se corta la misma serie que antes se ha descrito. Se sigue el camino de Montsagre, siempre dentro del Muschelkalk superior, cuyas capas están replegadas y cortadas por pequeñas fallas, pero conservando siempre la misma dirección NE.-SW. El conjunto de pliegues y fallitas va hundiendo estos niveles en dirección NW., hasta que encima de los mismos aparecen las arcillas irisadas del Keuper. El contacto está cubierto por derrubios.

En este punto el Keuper no tiene yesos; en el fondo del torrente, en el mismo talwec, hay un asomo eruptivo, introducido entre las margas del Keuper, que ocupan el fondo del valle. En la vertiente izquierda del barranco de la Morella aparece el Liásico inferior; son unas calizas duras, compactas, algo rosadas y cristalinas, que en su base están muy carniolizadas. En los huecos y concavidades se acumulan las arcillas de decalcificación, que dan al conjunto un color rojo anaranjado muy típico a distancia y que es el que ha dado el nombre a la Cova Roja.

El contacto Keuper-Jurásico está mecanizado y no aparecen unos niveles de calizas, y carniolas superiores a las margas del Keuper, que se observan en otros lugares.

Corte de la vertiente NE. de la cota 509 desde el camino de Montsagre hasta el Molino.—En la ladera NE. de la cota 509 puede observarse un corte muy interesante desde un punto de vista estratigráfico, ya que el brusco desnivel permite medir los espesores (véase figura adjunta).

50 m.—Calizas dolomíticas duras y compactas (junto a la iglesia).
45 m. - Calizas arcillosas con restos de *Daonellas*. más duras y compactas en la base.
17 m.—Arcillas rojas.
15 m.—Yesos algo rojizos con intercalaciones de arcilla roja.
Más de 30 m.—Arcillas irisadas y amarillentas sobre las que se asienta la casa del Molino y se excava el talwec del barranco.

Camino de Paúls a la ermita de Sant Roc.—Corta al principio el tramo rojo, pero a partir de la desviación del camino de Sant Roc, a unos metros del pueblo, empiezan las calizas del Muschelkalk superior, que buzan 30° SSE. Estan cubiertas casi por completo por derrubios cuaternarios formados a expensas del Keuper.

Dejando el camino que se dirige directamente a la ermita y tomando el que sigue hacia Alfara, los primeros niveles que se cortan son las dolomías superiores del Muschelkalk, y más adelante aparecen las calizas onduladas inferiores. El camino sigue sobre derrubios de pendiente, y algo más adelante afloran por debajo de los mismos unos niveles negruzcos y dolomíticos que buzan ESE. 20°.

Hacia el final de la subida, las capas calizas están cada vez más inclinadas, hasta llegar a la vertical; llegan incluso a invertirse (80-75°), pero la dirección se mantiene constante. Son calizas duras y compactas en capas delgadas. Algo más arriba recuperan el buzamiento anterior, y continúan los mismos niveles de calizas arcillosas.

Poco antes de llegar a la desviación del camino de Campo, se cortan los niveles de dolomías negras y cavernosas. En el fondo del barranco que queda a la izquierda aparecen las margas del Keuper, que el camino atraviesa después del barranco.

Sobre estas arcillas quedan las dolomías rojas del Liásico inferior y, sobre ellas, las calizas fosilíferas del Lías medio. Pueden recogerse abundantes fósiles en los derru-

bios de pendientes, formados a expensas del Jurásico y que descansan sobre las margas del Keuper. Un yacimiento está en Can Valero, junto al camino de Alfara, y otro más al oeste, en el Tosal del Portal.

Regresando al pueblo por el camino de Canals, a unos 500 m. de la ermita, se corta un importante asomo de doleritas que se han introducido por el contacto entre las margas del Keuper y las calizas del Muschelkalk. La erupción, bastante extensa, está casi cubierta por derrubios cuaternarios y aflora únicamente a lo largo del camino.

Este afloramiento fue citado por primera vez por Mallada, que lo describe como una ofita, pero más tarde San Miguel de la Cámara (1924 y 1936) demuestra que se trata de un meláfido. San Miguel Arribas (1949, 1950 y 1952), en un estudio más extenso y detallado, da una amplia descripción del mismo. Indica que tienen «un aspecto macroscópico distinto de los basaltos que afloran por esta zona, estando constituído por una masa alterada, aunque dura y compacta, de color terroso, limonítico, atravesado por abundantes vetas de calcita» (1947, p. 64), «los incluímos, como consecuencia de su estudio petrográfico, en el grupo de las rocas denominadas doleritas» (1949, p. 65). En cuanto a la forma de erupción indica que es «de claro tipo explosivo» (1952, p. 184).

Carretera de Paúls a Xerta.—En su primer tramo está excavada en los materiales del tramo rojo, pero a la salida del barranco de Moneja, casi junto a la carretera, afloran calizas dolomíticas duras y compactas que buzan 20° al sureste.

El eje del anticlinal del Estret tiene dirección NE.-SW. y la carretera da un corte magnífico del mismo.

La trinchera de la carretera permite obtener un corte del Muschelkalk inferior que es el más meridional de los Catalánides; la serie no es completa, ya que no afloran los niveles inferiores.

Techo.—Tramo rojo.

4 m.—Dolomía compacta gris oscuro con algún nódulo de sílex.

20 m.—Dolomías negras compactas con impresiones de fucoides en blanco.

30 m.—Calizas en capas más delgadas.

5 m. (visibles).— Caliza gris compacta que forma la parte más profunda del barranco.

El núcleo anticlinal está ligeramente tumbado hacia el noroeste. En la charnela las capas están horizontales, pero bastante trituradas. En el contacto NW., que puede observarse siguiendo el camino de Benifallet, las calizas del Muschelkalk inferior están verticales y llegan a cabalgar al tramo rojo; en cambio, en el contacto oriental, el Muschelkalk inferior se hunde bajo el Muschelkalk medio con buzamientos poco superiores a los 43°. El Muschelkalk superior tiene, en el corte de la carretera, idéntica constitución a la que se observa en el corte del pueblo, si bien la existencia de pequeñas fallas hace que no sea muy favorable para la obtención de una serie estratigráfica. Tiene en cambio la ventaja de que en la trinchera de la carretera se hallan con mucha frecuencia restos de *Daonellas,* aunque en muy mal estado de conservación. En realidad, siempre que se corta el nivel de calizas margosas amarillentas, aparecen restos de este fósil, de tal manera que toda la carretera, desde el Km. 5 al 6, puede decirse que es un «yacimiento».

Junto al Km. 6 aparecen los materiales del Keuper, y sobre ellos las calizas jurásicas que cierran el anticlinal.

Estos contactos, muy mecanizados, no pueden observarse claramente, ya que están en gran parte cubiertos por los derrubios del barranco del Canal del Grau y de la Vall d'Infern.

Al sur de la carretera, en la cota 229, hay un importante asomo de rocas eruptivas. El Cuaternario, que enmascara parte del afloramiento, impide observar el detalle de las características tectónicas del mismo; sin embargo, puede verse el basalto en contacto con las margas irisadas del Keuper. Este afloramiento, ya citado por Llopis (1947),

es ampliamente estudiado por San Miguel Arribas (1949, 1950 y 1952) que lo define como «una masa basáltica oscura bastante alterada, representada por tres diques o emisiones que forman parte con toda probabilidad de una misma erupción» (p. 65). La emisión ha tenido lugar por el contacto Keuper-Jurásico, que está mecanizado.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE PAÚLS.

Como ya se ha indicado anteriormente uno de los mejores cortes del valle, tanto por la facilidad de observación como por dar una serie muy completa y poco tectonizada, es el que puede obtenerse siguiendo la carretera de Xerta a Paúls, desde el Km. 8 hasta el pie de este último pueblo, y de allí subir, no por el camino principal, cuyo suelo queda cubierto por las construcciones y derrubios, sino por una cualquiera de las sendas que suben por la ladera derecha del mismo. Una vez en la cima del pueblo, junto al castillo, se ha coronado el Muschelkalk superior, y siguiendo por el camino de Montsagre se continúa por los mismos niveles hasta alcanzar el Keuper y después el Jurásico.

El contacto Trías-Jurásico está muy mecanizado y los materiales del Keuper laminados; por tanto, la parte alta de la serie es preciso completarla en otra zona, en que el citado contacto sea más normal. La que consideramos más favorable es la de los alrededores de la ermita de Sant Roc. Puede obtenerse un corte siguiendo un pequeño sendero desde el cruce del camino de Alfara con el de Canals hasta la ermita, cruzando por el extremo SW. de la cota 516, donde pueden observarse los niveles de dolomías, que forman la parte alta del Keuper.

TECHO.

5 m.—Dolomías blanquecinas algo cavernosas que pasan a carniolas en la parte más inferior. Su límite superior está formado por un nivel brechoide.

10 m. ? —Margas amarillentas e irisadas con yesos blanquecinos bastante puros y sacaroideos.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

50 m.—Calizas dolomíticas duras y espáticas, algo cavernosas; los niveles más superiores pasan a veces a carniolas.

45 m.—Calizas arcillosas y amarillentas en capas delgadas, contienen fucoides en algunos de sus niveles y *Daonella* en la parte basal de la formación.

10 m.—Calizas grises y duras algo carniolizadas en la base.

MUSCHELKALK MEDIO.

17 m.—Arcillas rojas, algo amarillentas y margosas en la parte superior.

15 m. —Yeso cristalino, con intercalaciones de arcilla roja, que a veces tiñen toda la masa salina.

50 m. ? —Arcillas irisadas, amarillentas y rojizas, en capas alternando de manera irregular.

MUSCHELKALK INFERIOR.

40 m.—Dolomía compacta gris oscuro con algún nódulo de sílex.

20 m.—Caliza dolomítica negra muy compacta, con impresiones de fucoides en blanco.

30 m.—Calizas arcillosas en lajas delgadas con algunos fucoides.

Más de 5 m.—Caliza gris compacta.

3. Rasquera-Benifallet

A) REFERENCIAS HISTÓRICAS.

Las referencias más antiguas de este afloramiento corresponde a los trabajos de Verneuil (1855) y D'Archiac (1860). Los datos que proporciona el trabajo de Bauzá (1876, p. 118) no son mucho más precisos.

Tampoco Mallada (1890-95) dedica una especial atención a la zona de Rasquera. Describe una serie estratigráfica que anotamos a continuación (Mallada, 1890, p. 78):

6.—Grandes bancos de yeso de diversos colores, principalmente blanquecino y grisazulado, alternando en algunos sitios con margas y delgados lechos de areniscas rojas.

5.—Calizas dolomíticas de colores oscuros al exterior, amarillentas con manchas grises y rojizas en la fractura fresca.

4.—Calizas grises arcillosas tabulares con fucoides.

3. —Margas y yesos rojos.
2.—Calizas arcillosas, cavernosas, amarillentas.
1. Calizas dolomíticas compactas.

Como puede comprobarse comparando esta serie con la que nosotros describimos al final del capítulo, los tres niveles inferiores corresponden respectivamente al Muschelkalk medio y a la base y centro del Muschelkalk superior; la parte alta de la serie está en cambio completamente alterada.

Muy posteriormente a los trabajos antes citados, Vilaseca (1920) se refiere a esta zona y cita un afloramiento ofítico en el barranco del Adous. En un pequeño esquema del afloramiento indica una sucesión que está plenamente de acuerdo con nuestras observaciones (Vilaseca, 1920, p. 51):

d.—Lías.
c.—Calizas dolomíticas compactas y brechoides. Supracarniense.
b.—Margas y arcillas abigarradas.
a.—Yesos de colores.

Bataller, Fallot y Faura y Sans, en diversos trabajos (Faura y Sans, Fallot y Bataller, 1921; Bataller, 1922 y 1935; Fallot y Bataller, 1937) se refieren al problema del contacto Trías-Jurásico en esta zona. Admiten, aunque no es posible comprobarlo paleontológicamente, que deben atribuirse «al comienzo del Liásico las calizas dolomíticas con vetas rojas de Benifallet» (Fallot y Bataller, 1927, p. 8). Indican también que en «los niveles arcillosos tabulares es frecuente el hallazgo de *Daonella lommeli* Viss.» (Bataller, 1935, p. 12).

También en esta zona, Ashauer y Teichmüller atribuyen al Keuper (*) todos los niveles arcillosos rojo-irisados (véase mapa y cortes), tanto si corresponden verdaderamente a este nivel como si se trata de arcillas rojas y yesos del Muschelkalk medio. Esta confusión tiene consecuencias de orden tectónico y paleogeográfico, ya que según estos autores todos los afloramientos margosos corresponden a núcleos sinclinales y, por tanto, aparecen en los cortes más pliegues de los que realmente existen; además es precisamente, basándose en la existencia de esta «facies roja del Keuper», que deducen la vecindad del Macizo del Ebro (Ashauer y Teichmüller; 1935, p. 52).

(*) En el mapa señalan un afloramiento de Buntsandstein al que no hacen referencia ni en los cortes ni en el texto; suponemos que se trata de un error de imprenta y que este afloramiento corresponde en realidad al Keuper.

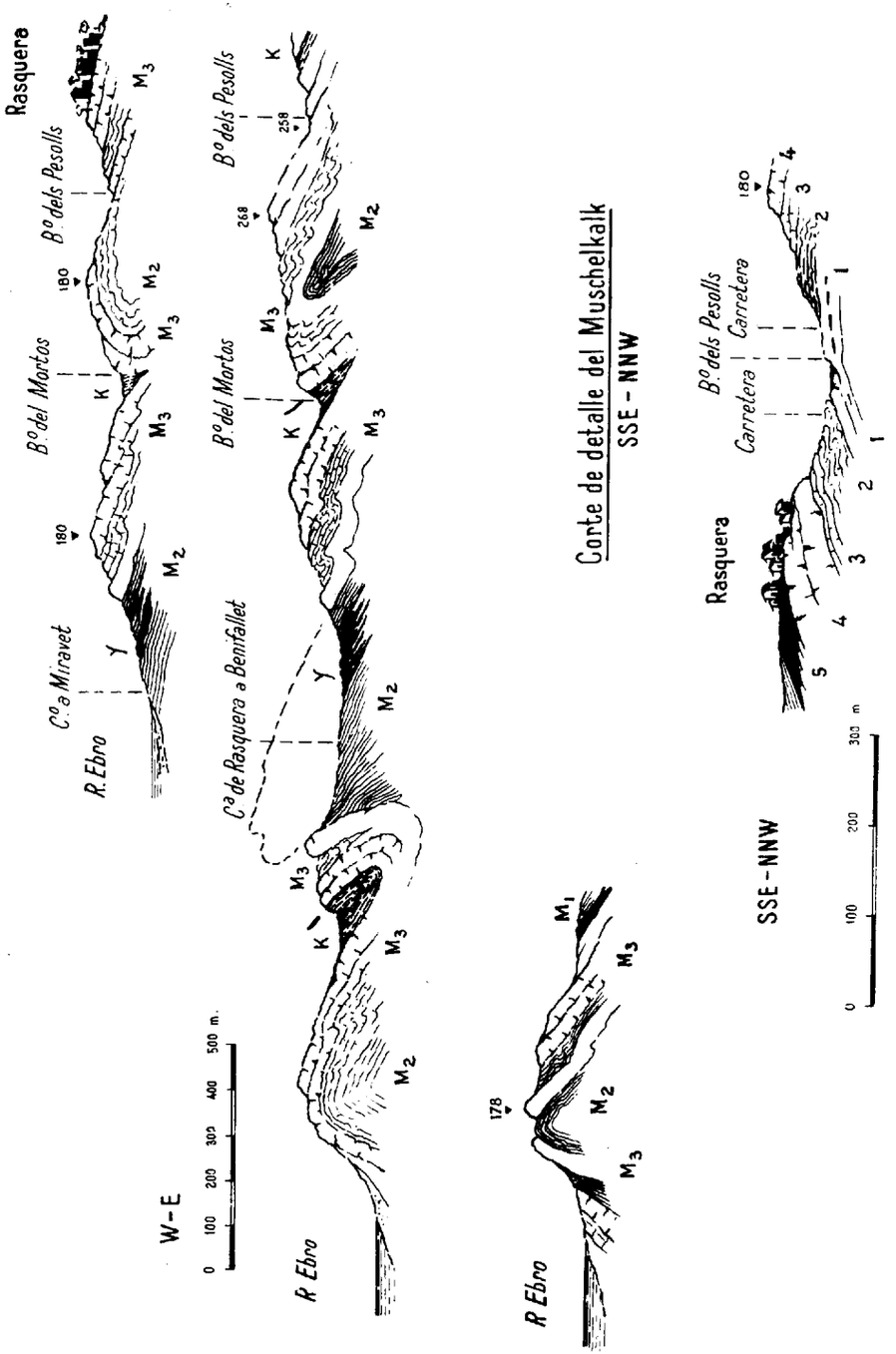
Llopis Lladó (1947) establece definitivamente los rasgos fundamentales de la estructura de la región. A él nos referiremos repetidas veces cuando en los próximos párrafos describamos la tectónica del afloramiento. San Miguel Arribas (1950, 1952) y San Miguel de la Cámara (1923, 1924, 1936, 1936 bis), en diversos trabajos de indole petrográfica, se refieren a la constitución de los materiales.

Pero tampoco en esta zona quedaba resuelta la estratigrafía de los materiales triásicos, ya que si bien en una primera etapa se llegó a descifrar la posición relativa de los distintos niveles, aunque no su exacta datación, en las publicaciones posteriores en que se dijo la edad exacta de algunos de los tramos de la serie, se falseaba la sucesión del conjunto.

B. CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Dicha zona está formada por un zócalo de materiales triásicos intensamente plegados, sobre el cual se apoya la mole jurásica de la sierra de Cardó. Topográficamente podríamos definir esta zona como la ladera septentrional del mencionado macizo. (Fig. 5.)

Presenta una gran complejidad estructural, y por lo tanto es muy poco apropiada para un análisis estratigráfico. Sin embargo hemos creído necesario emprender su estudio, ya que desde un punto de vista estratigráfico representa el enlace entre las zonas de Alfara y Paúls y la de Camposines-Mora, que estudiaremos en el próximo capítulo. Los materiales de esta zona son completamente



estériles; no existe ni un solo yacimiento paleontológico. Sin embargo, los distintos niveles quedan perfectamente datados por comparación con los otros tres afloramientos descritos.

La superficie cartografiada se reduce al triángulo comprendido entre Rasquera-Camp de la Basa-Río Ebro-B.° de Mortos y a una estrecha banda que se prolonga hacia el SW. entre los macizos liásicos del Casmull-La Mola-La Tosa y el citado río Ebro. Consideramos que esta zona es la más apropiada, no sólo porque presenta una tectónica menos compleja, sino también porque permite obtener un corte que alcanza desde la base del Liásico hasta los niveles más bajos que afloran en la región (Muschelkalk medio).

El siguiente párrafo define perfectamente la constitución del afloramiento: «Tres largos anticlinales imbricados de dirección NE.-SW. constituyen en resumen la tectónica de esta zona. Los contactos son casi siempre mecánicos entre las calizas y las margas, actuando también el Keuper de elemento móvil y las calizas del Muschelkalk de masa resistente» (Llopis, 1947, p. 126).

Estos tres anticlinales, vergentes hacia el W., no tienen el mismo desarrollo, sino que están progresivamente tumbados y comprimidos a medida que se acercan a la masa jurásica de Cardó. El más occidental, y también el más regular, es el de las cotas 224-200-174. Es ligeramente disimétrico y su charnela ha sido ligeramente hendida, lo que permite aflorar al núcleo de Muschelkalk medio. El segundo anticlinal es el más desarrollado e intensamente disecado, y proporciona un amplio afloramiento de Muschelkalk superior. El tercero y más oriental está completamente tumbado. El núcleo visible está constituído únicamente por Muschelkalk superior. Sobre su flanco normal se halla emplazado el pueblo de Rasquera. (Fig. 5, I.)

En los núcleos sinclinales se han conservado las margas del Keuper. En ellos puede también observarse perfectamente la disimetría de estos pliegues, ya que en ambos el flanco oriental está completamente invertido y

ligeramente laminado. El Keuper, conservado en estos núcleos, se escapa a todo intento de estudio estratigráfico, ya que está completamente triturado.

El contacto entre el Triásico y el Jurásico es sensiblemente normal, aunque existen pequeñas discordancias mecánicas. Está jalonado por erupciones basálticas que pertenecen al grupo de las doleritas (San Miguel Arribas, 1952), carecen de aparatos volcánicos y se han consolidado en el interior o muy cercanas a la superficie.

El relieve de esta zona es de tipo estructural. Los afloramientos calizos han formado agudas crestas, separadas por depresiones excavadas en las margas del Keuper y del Muschelkalk medio. Puede considerarse que «se trata de un relieve prepontiense exhumado por la excavación reciente del Ebro» (Llopis, 1947, p. 156). Junto a Benifallet, en las laderas del barranco del Recó d'en Mas, aparecen unos conglomerados calizos muy cementados oligocenos (Llopis, 1947) que fosilizan el relieve.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

El pueblo.—Rasquera está situado en el contacto antre el Keuper y el Muschelkalk superior.

El Keuper forma al este del pueblo una banda de dirección NNE.-SSW. que se extiende a lo largo del camino dels Pesolls y en él se hallan emplazados varios afloramientos de rocas eruptivas.

Junto al cementerio hay uno muy reducido que forma un pequeño centro de unos cinco metros de altura. Está constituído por una roca basáltica de tipo dolerítico, enormemente alterada (San Miguel Arribas, 1949, 1950, 1952).

Por debajo de las margas irisadas del Keuper aparecen, buzando al SSE. 15°, los niveles calizos del Muschelkalk superior. Los niveles más altos están constituídos por dolomías grises muy compactas. El barranco dels Pesolls corta estos niveles y permite obtener un corte de los mismos. El fondo del barranco está constituído por dolomías rojizas y duras, base del Muschelkalk superior.

La parte central de este tramo se halla formado por unos niveles de calizas arcillosas mucho más plásticos que los niveles inferiores y superiores. Consecuencia de ello son los numerosos repliegues que presentan y los fenómenos de discordancia mecánica que aparecen en los contactos.

La serie que puede obtenerse en el valle del barranco dels Pesolls, junto al puente de la carretera, es la siguiente:

40 m.—Dolomías duras y compactas sobre las cuales se asienta el pueblo y que forman la loma de cota 180.
15 m.—Calizas arcillosas amarillentas muy tableadas.
28 m.—Calizas con fucoides, en general muy arcillosas y en capas finas, pero hay intercaladas unas capas más compactas.
15 m. (visibles).– Dolomías muy compactas negras con vetas rojizas.

Los niveles más inferiores de la serie se cortan junto a la carretera una vez pasado el puente y buzan 28° SE.

La carretera de Rasquera a Benifallet.—Los numerosos repliegues que presentan las capas y las revueltas de la carretera hacen difícil obtener buenas series estratigráficas. Sin embargo, el corte de la carretera es muy interesante para comprenderlas. En su primer tramo la carretera corta alternativamente los diferentes niveles del Muschelkalk superior. Es difícil observar el buzamiento, ya que hay numerosos repliegues, pero en conjunto las capas buzan unos 40° al SW. y aparecen niveles cada vez más superiores. Sobre el barranco dels Mortos las calizas dolomíticas de la parte alta del Muschelkalk superior buzan 85° al oeste y encima vienen los niveles margosos del Keuper.

Estas margas forman una banda orientada de NNE. a SSW. y que la carretera corta repetidas veces. Sobre ella se ha instalado en su mayor parte el curso del barranco dels Mortos.

Las capas del Keuper están verticales y muy trituradas. Está constituído por unas arcillas amarillentas, algo irisadas, sin yesos y con niveles de carniolas. En total, pre-

senta una potencia aparente de unos 25 m., pero claramente se observa que está laminado.

Por debajo del Keuper aparecen de nuevo las calizas del Muschelkalk superior buzando 65° E. (Fig. 5, II.)

Se trata, pues, de una charnela sinclinal muy apretada y volcada hacia el E.

La carretera corta de nuevo todo el Muschelkalk superior. Las capas están bastante trituradas y cortadas por una serie de fallas directas de dirección NE.-SW., de salto no superior a un metro, pero que en conjunto producen un aumento muy notable de la potencia de las capas.

Formando una serie análoga a la anterior, y por debajo del nivel de calizas duras y compactas, rojizas y algo arenosas, que buzan 65° al SSE. y forman un potente cantil de más de 50 m., aparecen las arcillas rojas del Muschelkalk medio, que se extiende hasta el fondo del valle del Ebro.

El cantil del río permite obtener la siguiente serie estratigráfica del Muschelkalk medio:

TECHO.—Dolomías negruzcas y rojizas del Muschelkalk superior.
2 m.—Arcillas rojas y amarillentas.
5-6 m.—Yeso gris.
6 m.—Yeso arcilloso rojo.
14 m.—Margas rojas con filoncillos de yeso cristalizado.
4 m.—Yeso gris y arcilla roja.
1 m.—Arcilla roja con capitas de yeso interestratificado.
5 m.—Arcillas rojas.
30-40 m.—Yeso gris muy compacto y puro. Es el nivel que se explota en las numerosas yeseras que existen en esta zona.

El contacto entre el Muschelkalk medio y superior parece algo mecanizado, ya que, en general, el nivel de arcillas rojas que constituye la parte alta del tramo rojo es más potente. Parece que los yesos se han acumulado en el núcleo del anticlinal presentando una potencia mayor que la real, y en cambio las arcillas se hallan laminadas.

La carretera está trazada sobre el Muschelkalk medio, hasta que en el Km. 31 aparecen de nuevo los niveles calizos de la base del Muschelkalk superior. Este contacto está fuertemente mecanizado y las capas aparecen completamente verticales e incluso ligeramente invertidas, formando una cresta que se extiende de norte a sur a lo largo de más de un kilómetro.

A lo largo de unos 100 m. la carretera corta éstas perpendicularmente a su dirección y las capas, casi verticales y poco replegadas, permiten observar la siguiente sucesión estratigráfica:

4 m.—Calizas arcillosas con fucoides.
2 m.—Calizas compactas con fucoides.
10 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas con restos de fucoides.
10 m.—Dolomías duras algo arenosas, negruzcas y con vetas rojizas.
YACENTE.—Arcillas rojas del Muschelkalk medio.

La serie es pues análoga a la obtenida junto al puente, en el talud del valle del barranco de Pesolls.

Los niveles de calizas con fucoides dibujan una serie de repliegues, con frecuentes discordancias mecánicas entre niveles de diferente plasticidad. Finalmente, sobre unas capas de calizas arcillosas, blancas, pulverulentas y tableadas, cuyo espesor no puede apreciarse, aparecen las calizas dolomíticas del Muschelkalk superior y, finalmente, de nuevo las arcillas irisadas del Keuper.

Estos materiales forman una banda de dirección NE.-SW., dispuesta en el núcleo de un sinclinal de características y desarrollo muy semejante al del barranco dels Mortos. Hacia el oeste este afloramiento se continúa con una franja de Keuper, que se hunde normalmente bajo las calizas liásicas del macizo de Casmull.

La cota 200-224, que se yergue junto al Ebro, está constituída por un anticlinal de calizas del Muschelkalk superior, cuyo flanco oriental surge de debajo de las arcillas irisadas del Keuper a que antes nos hemos referido. Este anticlinal, también disimétrico y ligeramente tumbado hacia el oeste, es de desarrollo mucho más regular que el anterior. El flanco oriental presenta pendientes de unos 40° y el occidental de unos 70 a 80°. El pliegue se continúa por la cota 174; allí la erosión ha hendido ligeramente la

cumbre, que coincide casi con el eje del anticlinal y ha permitido asomar las margas rojas del Muschelkalk medio.

A partir del Pla de la Basa la carretera cambia de dirección y sigue paralelamente el eje de los pliegues. Se ha trazado aprovechando los materiales arcillosos del Keuper, que constituyen un relleno entre los cantiles liásicos de la mole liásica del Casmull-la Tosa-la Mola y el talud de calizas del Muschelkalk superior que desciende hasta el río.

Este tramo de carretera permite estudiar los contactos entre los tres niveles y la estratigrafía de detalle del Keuper. Este último nivel aparece aquí menos mecanizado, y es la única zona del afloramiento en que puede intentarse un análisis estratigráfico. La serie observada es la siguiente:

TECHO.—Dolomías con vetas compactas rojizas, que, de manera análoga a la zona de Alfara y Paúls, consideramos constituyen el Liásico inferior (Faura, Fallot y Bataller, 1921).
5 m.—Dolomías, con niveles de calizas arcillosas y carniolas.
20 m.—Arcillas rojizas e irisadas.
15 m.—Yesos rosáceos, grises y blanquecinos, con intercalaciones de arcillas.
10 m.—Arcillas irisadas y amarillentas, más calcáreas en la parte inferior.

En esta banda de Keuper hay varios asomos de rocas eruptivas que son cortados por la carretera; son rocas basálticas muy alteradas.

Estos afloramientos son citados como ofitas por Ashauer y Teichmüller (1935), pero San Miguel de la Cámara demuestra que en realidad se trata de rocas basálticas, y San Miguel Arribas, al estudiar la región volcánica del bajo Ebro, los describe como basaltos melafídicos.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

La serie descrita no procede de un único corte, ya que en esta región no nos ha sido posible obtener ninguno lo suficientemente regular y completo. La parte alta

de la serie corresponde a la ladera de Casmull-La Tosa; en cambio la parte inferior ha sido obtenida en el núcleo del anticlinal central. De todas maneras no se trata de una interpolación convencional, ya que la continuidad estratigráfica del Muschelkalk superior que forma el yacente de la primera parte de la serie, con el que forma el techo de la segunda, es evidente.

TECHO.
Dolomías compactas con vetas rojizas que constituyen la base del Liásico (Faura, Fallot y Bataller, 1921; Bataller, 1922).

KEUPER.
5-8 m.—Dolomías con niveles de calizas arcillosas y carniolas.
20-22 m.—Arcillas rojas irisadas.
12-15 m.—Yesos rosáceos, grises y blanquecinos, con intercalaciones arcillosas.
15-20 m.—Arcillas irisadas amarillentas, más calcáreas en la parte inferior.

MUSCHELKALK SUPERIOR.
35-40 m.—Dolomías grises compactas.
12-15 m.—Calizas arcillosas tableadas.
12-14 m.—Calizas arcillosas con algunos fucoides.
2 m.—Calizas compactas con impresiones de fucoides.
15-17 m.—Calizas arcillosas con grandes fucoides.
14-18 m.—Dolomías compactas negruzcas con vetas rojizas.

MUSCHELKALK MEDIO.
5-6 m.—Arcillas rojas.
12-14 m.—Yeso y anhidrita gris y rojo.
18-20 m. Margas y arcillas rojas con filoncillos de yeso.
5-7 m.—Arcillas rojas, amarillentas e irisadas.
10 m. (visibles).—Anhidrita gris muy compacta y pura.

4. Mora-Camposines

A) REFERENCIAS HISTÓRICAS.

El estudio del Trías español empezó la descripción con este afloramiento, ya que precisamente aquí se halló un

yacimiento de fósiles extraordinariamente fértil, que cronológicamente fue el segundo de España (*). Las citas sobre esta región se multiplican a través de los años, y es de tal forma abundante la bibliografía existente que nos hemos visto obligados a citar únicamente los trabajos más importantes y significativos.

La primera referencia que poseemos data de 1854. Es una breve nota de Verneuil en que se da cuenta del descubrimiento del yacimiento. «Uno de los descubrimientos más interesantes... ha sido la de fósiles característicos del Muschelkalk, a dos o tres leguas de Mora de Ebro. Estos fósiles son *Ceratites* de lóbulos denticulados y sillas redondeadas, como el *Ceratites nodosus* del Muschelkalk» (Verneuil, 1854, p. 676). En un trabajo posterior (Verneuil, Collomb y Lorière, 1855) se refiere de nuevo a este yacimiento y cita el hallazgo de *Myophoris laevigata, M. curvirrostris, Mytilus eduliformis* y dos especies de *Ceratites* próximas a *C. nodosus*.

D'Archiac, unos años más tarde, recoge la cita de Verneuil y es más explícito sobre la situación del yacimiento, que según él se halla: «Entre este punto (Mora de Ebro) y Corbera, 30 Km. al norte de Tortosa» (Archiac, 1860, página 245). Describe los *Ceratites* como *C. pradoi* n. sp. y *C. vilanovae* n. sp., así como otros fósiles que indicaremos más adelante al dar la lista completa de formas halladas en la región.

Neumayr (Neumayr, 1868) estudia y clasifica los ejemplares hallados por Verneuil, llegando a resultados completamente distintos que D'Archiac, ya que considera que los amonoideos corresponden a *Ceratites* cf. *strombecki* Neu. y *Amonites* af. *furcatus* Munst. En un primer intento de estratigrafía paleontológica señala la existencia de tres niveles fosilíferos diferentes: el más superior de «calizas con bivalvos», el medio de «calizas con Amonítidos»

(*) El primer yacimiento triásico citado en España fué el de Hombardos (Teruel), con *Nautilus cidorsatus* (Verneuil y Lorière, 1851, p. 669).

y el inferior constituído por las «capas de Halobia». Como veremos en los siguientes capítulos, estos tres niveles faunísticos coinciden exactamente con los señalados por nosotros, si bien entre el segundo y el tercero añadimos un nuevo nivel que corresponde al de la microfauna.

Bauzá (1876) se limita a recoger las anteriores citas, y Gombau (1877) ni siquiera se refiere a este yacimiento, que además en el mapa de Alcibar (Gombau, 1877) queda cartografiado como Jurásico.

Mallada dedica especial atención al Triásico de esta zona, y se refiere al mismo en varias de sus publicaciones. En la sinopsis paleontológica (Mallada, 1880) cita la presencia de *Nautilus bidorsatus* Schlot., nuevo para esta región en la Vall dels Lladres.

Aparecen en este momento los trabajos de Mojsisovics (1881 1882). De carácter exclusivamente paleontológico, tienen un gran interés, ya que este autor proporciona la exacta clasificación de los tres amonoideos hallados en el yacimiento, describe una nueva especie y además establece la exacta datación de los niveles fosilíferos. Las especies descritas son:

Trachiceras vilanovae (D'Arch.) n. sp., descrita por D'Archiac y Mallada como *Ceratites vilanovae* D'Arch., y por Neumayr como *Ammonites* aff. *furcatus* Munst.

T. hispanicum n. sp., descrita por Verneuil como *Ceratites* cf. *nodosus* n. sp.

T. ibericum n. sp.

Huganites pradoi (D'Archiac) n. sp., descrita por D'Archiac como *Ceratites pradoi* n. sp., por Neumayr como *C.* cf. *strombecki* Neu., y por Mallada como *C. pradoanus* Vern.

Considera que esta fauna debe corresponder al nivel de *Trachyceras reitzi* (Buchestein), o sea Ladiniense inferior, posición que coincide con la admitida actualmente.

Unos años después, Mallada (1890) realiza el primer

estudio estratigráfico y tectónico del afloramiento, pe no llega a ninguna conclusión, y sus descripciones so bastante confusas, de tal manera que han sido interpreta das de muy distinta manera por los posteriores geólogos Afirma Mallada que las capas fosilíferas son superiores unos niveles de arcillas rojas con yesos, y de esto dedu jeron algunos geólogos (Wurm, Mojsisovics, Schmidt... que Mallada situaba el yacimiento en el Keuper. Sin em bargo, como ya hace resaltar Vilaseca (1920), Mallada se limita a hacer constar un hecho, cierto y real: la posición relativa de las calizas y arcillas rojas, sin hacer afirmación alguna sobre la edad de estas margas. Esta observación de que las margas rojas se colocan *normalmente* debajo de las calizas del Muschelkalk no fue recogida por muchos de los geólogos posteriores, que creyeron que los niveles margosos representaban el Keuper, admitiendo la existencia de repliegues y cabalgamientos cuando este supuesto Keuper se colocaba debajo del Muschelkalk.

En este mismo trabajo y publicaciones posteriores (1892, 1895), Mallada recoge las citas paleontológicas de los anteriores autores, describe los ejemplares por él hallados y descubre nuevos yacimientos. El primero situado «en la vertiente de la sierra de Sant Geroni» (1890, p. 77), y los restantes de manera muy imprecisa «en las vertientes de la citada sierra, en el Vall dels Lladres y en los desmontes de la carretera próximos a Camposines» (p. 77).

Palacios (1898), en una breve nota comenta y extracta las publicaciones de Mojsisovics. Haug (1908) y Douvillé (1911), se limitan a referirse a los trabajos anteriores. Douvillé insiste en que «Esta fauna debe situarse en la parte más alta del Muschelkalk, en el Ladiniense», y en que «Es interesante resaltar que el Trías de Mora de Ebro presenta una facies petrográfica de tipo germánico asociada a una fauna de tipo alpino» (p. 43).

Wurm, en sus trabajos sobre el Triásico de España (1913, 1919), dedica especial atención a esta zona. Está de acuerdo con Mojsisovics en colocar estas capas en el «Buchestein». Consideramos muy interesante su afirmación de que la fauna de Mora presenta «curiosas relaciones» con la de Pontóns (bloque del Gayá) (Wurm, 1919), ya que es el primer intento de correlación estratigráfica entre estas dos zonas.

En el primero de estos trabajos dedica un capítulo especial a la «fauna de los niveles de *Trachyceras* de Mora de Ebro» (pp. 561-592). Puede decirse que esta publicación es uno de los aportes más importantes para el conocimiento del Triásico de esta zona. Proporciona la exacta situación del yacimiento, los rasgos generales de la estructura de la región e interesantes y originales ideas sobre la representación paleogeográfica y paleobiológica de la fauna. Son particularmente importantes sus consideraciones sobre el «nanismo» observado en las formas de Mora, y la relación de este yacimiento con el Trías de Menorca y las capas de Sant Cassian. A ello nos referiremos en la parte paleontológica del trabajo. La fauna recogida por Wurm es abundantísima. Además de casi todas las especies citadas por los anteriores autores describe y figura veintiocho nuevas para el yacimiento.

Señala además la existencia de peces, constituídos por los restos de una mandíbula con fragmentos de dientes; describe su estructura microscópica y los atribuye a formas del grupo de los ganoideos. En los niveles arcillosos finamente estratificados encontró unas pequeñas señales que atribuye a foraminíferos, pero indica que por su mal estado de conservación son inclasificables. En una nota más reciente (1920, p. 166) completa la relación de la fauna.

Vilaseca (1920) no dedica especial atención a la zona de Mora de Ebro, pero señala que «más que el Buchestein, como cree Wurm, las capas tarraconenses de *Protrachyceras* tienen que ser referidas al Ladiniense superior» (p. 44).

Bataller (Bataller y Guerin, 1930) señala dos nuevos yacimientos, uno «enfrente de Camposines» (p. 83), con *Protrachyceras vilanovae* (D'Archiac) Mojs. y *Daonella*, y otro en «las primeras estribaciones de la sierra de Santa

Magdalena», que contienen «restos de amonítidos, *Megalodon hispanicum* Wurm y una forma que recuerda a *Avicula iberica* Wurm» (p. 83-84).

El geólogo alemán M. Schmidt dedica varias publicaciones a esta región. En la primera de ellas (1930) describe un perfil de la sierra de Santa Magdalena, que desde un punto de vista litológico concuerda con el descrito por nosotros; sin embargo este autor sitúa los niveles de calizas con cefalópodos en el Ladiniense superior, las capas de *Daonella* en el Ladiniense inferior, los niveles de calizas grises algo dolomíticas inmediatamente inferiores en el Anisiense y las margas rojas basales en el Buntsandstein. Por tanto, si bien estamos de acuerdo con la posición de la parte superior de la serie, no lo estamos con la de la parte inferior.

En un trabajo publicado al año siguiente, Schmidt (1931) se refiere de nuevo a este perfil, e insiste en la edad anisiense de las capas basales. En otras publicaciones posteriores (1932 y 1932 bis) en que estudia los problemas paleogeográficos y paleobiológicos que plantean las faunas de ammonites procedentes de este yacimiento, indica que representan una ingresión de fauna batial, de carácter análogo, aunque muy posterior a la fauna de Olesa.

Bataller y Fallot (Bataller, 1933; Fallot y Bataller, 1927) en unos trabajos de conjunto sobre el Trías de Cataluña, se muestran de acuerdo con lo expuesto por Schmidt en los trabajos antes citados.

Con una breve nota de Teichmüller (1933) se inicia una serie de trabajos «tectónicos», esto es, que dedican especial atención al estudio estructural. Se produce entonces el curioso fenómeno de que la serie estratigráfica establecida tras minuciosos estudios estratigráficos y paleontológicos no es utilizada en las interpretaciones tectónicas.

A partir de este momento se niega la existencia del Buntsandstein en la región del Ebro, y todos los materiales margosos y arcillosos con yesos se incluyen en el Keuper. Así puede comprobarse en los cortes geológicos que acompañan el trabajo de Teichmüller (Teichmüller,

1933, fig. 1). Esta nueva interpretación tiene una gran trascendencia desde un punto de vista paleogeográfico, ya que por una parte reduce el espesor de la serie triásica, y por otra crea «una facies de Keuper roja, arenoso-arcillosa» (Teichmüller, 1933, p. 2) que se creyó indicio de la proximidad del borde de la cuenca.

En otro trabajo que este mismo geólogo realiza en colaboración con Ashauer (Ashauer y Teichmüller, 1935) exponen más extensa y claramente la anterior interpretación. Textualmente dicen: «en Mora de Ebro, al oeste de este río, hay señalado un Röt yesífero de gran espesor. En este caso, sin embargo, estos sedimentos pertenecen al Keuper» (nota pie de pág. 60). Aquellos contactos en que la superposición del Muschelkalk a este pretendido Keuper es evidente, se interpretan como cabalgamientos. La tectónica de esta zona se hace pues extraordinariamente complicada.

En un corte más detallado de este afloramiento (fig. 44) señala la existencia de tres núcleos sinclinales de dirección N.-S., que corresponden a otras tantas bandas de Keuper. En realidad, los dos pliegues de los extremos son anticlinales, en cuyo núcleo afloran las margas del Muschelkalk medio. Señala, además de los yacimientos conocidos, otras localidades fosilíferas en la vertiente oriental de La Picosa, con *Protrachiceras,* y en la vertiente occidental del Águila (16,5 Km.) *Mentzelia mentzeli* (p. 51).

Schmidt, en unos trabajos que se apartan por completo de estas tendencias, prosigue con el estudio de la fauna y de los problemas paleogeográficos y paleobiológicos que ésta plantea. En el primero de ellos (Schmidt, 1935) cita doce especies halladas en el yacimiento de Camposines. Al final del mismo (1935, p. 140) da un esquema de la serie triásica española y su comparación con el Trías europeo. En él sitúa los niveles de *P. hispanicum* y *P. vilanovae* (o sean los del yacimiento de Camposines) en el Fasaniense (Ladiniense inferior), o sea algo más bajo que la posición admitida por Mojsisovics y por el mismo Schmidt en los trabajos anteriores.

En una publicación algo posterior (Schmidt, 1937) insiste en la facies batial y el carácter alpino de la fauna de Mora de Ebro.

El trabajo de Llopis Lladó (1947), igual que para los otros afloramientos antes estudiados, representa un aporte importantísimo, podríamos decir definitivo, para el conocimiento de su estructura. Señala y dibuja la presencia del cabalgamiento del Muschelkalk-Keuper, que es en realidad el único accidente de este tipo que existe en la región (p. 149). En el mapa que acompaña la anterior publicación, señala en esta zona, al igual como lo hizo en la de Paúls y Alfara, la existencia de un «Muschelkalk continental».

Creemos interesante reseñar a continuación todos los fósiles que han sido hallados en esta zona. Las iniciales y los números colocados al lado del nombre de cada especie corresponden al autor y publicación en que se hizo la cita, según la clave adjunta (*):

(*) VCL.—Verneuil, Collomb, Lorière, 1856.
A.—D'Archiac, 1860.
N.—Neumayr, 1868.
M1.—Mallada, 1880.
J1.—Mojsisovics, 1881.
J2.—Mojsisovics, 1882.
M2.—Mallada, 1890.
M3.—Mallada, 1892.
M4.—Mallada, 1895.
P.—Palacios, 1898.
H.—Haug, 1908.
D.—Douvillé, 1911.
W1.—Wurm, 1913.
W2. Wurm, 1919.
W3.—Wurm, 1920.
V.—Vilaseca, 1920.
F.—Fallot y Bataller, 1930.
B1.—Bataller, 1930.
S1.—Schmidt, 1932.
B2.—Bataller, 1933.
S2.—Schmidt, 1935.

VERTEBRADOS.

Restos de peces indeterminables.—W1.
Ichtyodorulites.—M1.

CEFALÓPODOS.

Protrachyceras vilanovae (D'Arch.) Mojs.—J1, J2, M2, M3, M4, P, D, W1, W2, B1, S1, S2.
P. hispanicum Mojs.—J1, J2, M2, M3, M4, P, H, D, W1, W2.
P. ibericum Mojs.—J1, J2, M2, M3, M4, P, D, W1, W2, S2.
Protrachyceras sp.—W1.
Nautilus bidorsatus Schlot.—M1.
N. langobardicus Mojs.—M2.
Nautilus sp.—W1.
Ammonites sp.—W1.
Hunganites cf. *yatesi* Hyat & Smit.—W1.
H. pradoi (D'Arch.) Mojs.—J1, J2, M3, M4, P, H, D, W1, W2, S2.
Ceratites cf. *nodosus.*—VCL; corresponde a *Protrachyceras* sp.
C. pradoi.—A, M1; corresponde a *Hunganites pradoi.*
C. vilanovae. — A, M1; corresponde a *Hunganites pradoi.*
Ammonites cf. *furcatus* Munst.—N; corresponde a *Protrachyceras vilanovae.*

LAMELIBRANQUIOS.

Avicula iberica Wurm.—W1, S2.
Cassianella sp.—W1.
C. af. *transiens* Wilok.—W1, S2.
Gervilleia (Hoernesia) socialia Schlot.—N.
G. costata v. *conctacta* Schau.—W3.
G. costata Schlot.—N.
Posidonia oblicua Hauer.—W1.
Daonella lommeli Viss.—M3, M4, V, F, B1, B2, S2.
Pecten (Entolium) dicites Schlot.—N, W1; corresponde a *Entolium discites.*

P. inaequistriatus Goldf.—W1; corresponde a *Chlamys (Velata) inaequistriatus*.
P. alberti Goldf.—N; corresponde a *Ch. (V.) alberti* Goldf.
Mytilus eduliformis Schlot.—VCL.
Paralelodon cf. *verneuilli* Wurm.—W1.
Lima cf. *costata* Munst.—M2.
Lima vilasecai Schmidt.—S2.
Terquemia sp.—W1.
Modiola (Septiola) cf. *pygmaea* Munst.—W1.
Nucula goldfussi Alb.—W1.
Macrodon (?) *verneuilli* Wurm.—W1; corresponde a *Paralelodon verneuilli*.
Macrodon (?) sp.—W1; corresponde a *Paralelodon* sp.
Myophoriopsis camposinensis Wurm.—W1, S2.
Myophoria sp.—W1.
M. cardisoides Schlot.—N.
M. sp. aff. *harpae* Munst.—S2.
M. goldfussi Alb.—N, M1, M3.
M. laevigata Zieth.—N, M1, VCL.
M. vulgaris Schlot.—N.
M. curvirrostris Alb.—VCL.
Opis (Coelopis) affinis Laube.—W1,
O. tarraconensis Wurm.—W1.
Megalodon hispanicus Wurm.—W1, S2.
M. malladae Wurm.—W1.
? *Pleuromya* cf. *oblicua* Bitt.—W1.
Nucula gregaria Munst.—A, M2. Especie no admitida. Los ejemplares de Mallada (Col. Inst. Geológico y Minero) corresponden a *N. goldfussi*.
Cardita domestica n. sp.—A.
Solenomya sp.—A.
Ostrea decemcostata Munst.—N; corresponde a *Enatiostreon difforme*.

Gasterópodos.
? *Hologyra elongata* Munst.—W1; corresponde a *Naticopsis elongata*.

Cryptonerita elliptica Kittl.—W1.
? *Amaropsis (Prostyfer)* sp.—W1.
Loxonema (Zygopleura) cf. *tenuis* Munst—W1.
L. (Polygyrina) cf. *lommeli* Munst.—W1.
Tripanostylus sp.—W1.
Omphaloptycha (Coleostylina) sp.—W1.
O. (Coleostylina) cf. *conica* Munst.—W1.

Braquiópodos.
Halorella decurtata Gira.—M1.
Coenothiris stoppanii Sues.—M1.
Lingula cf. *tenuisima* Bra.—W1.
Terebratula vulgaris Schlot.—M1, M3, A; corresponde a *Coenothiris vulgaris*.
T. (Valdheimia) angusta Schlot.—M3; corresponde a *Aulacotiris angusta*.
T. (Waldheimia) stoppani Sues.—M1.

Equinodermos.
? *Cidaris* sp.—W1.

Celentéreos.
? *Scyphia* sp.—S2.

Protozoos.
Foraminíferos.—W1, S2.

Fósiles dudosos.
Stomatopodo ahneiides Gebilde.—S2.

B) CARACTERISTICAS GENERALES.

El afloramiento triásico de Camposines está constituído por una banda de materiales secundarios limitados en su parte oriental y occidental por unos accidentes tectónicos que lo ponen en contacto con el Terciario, por sus

extremos NE. y SW.; estos materiales se introducen debajo del Jurásico del macizo de Pico d'Aguila y sierra de Caballs, respectivamente. (Fig. 6.)

Este afloramiento queda cortado transversalmente por la carretera general de Tarragona a Alcolea del Pinar, que proporcionan un magnífico corte al mismo tiempo que un cómodo acceso, ya que de ella parten numerosos caminos que lo cruzan en todas direcciones. Precisamente en la trinchera de esta carretera se ha hallado el célebre yacimiento de fósiles a que hemos hecho referencia.

Corresponde a los niveles de calizas arcillosas de la parte central del Muschelkalk superior. Estas capas son fosilíferas en otros muchos puntos de este afloramiento, pero el yacimiento del kilómetro 321,4 es el más conocido y fácil de explotar.

Este yacimiento ha sido llamado tradicionalmente «Yacimiento de Camposines», nombre que le da una venta situada al borde de la carretera, unos dos kilómetros en dirección a Gandesa, junto a las bifurcaciones de Flix y la Fatarella. En realidad, la localidad más próxima al yacimiento es una casa situada unos 200 metros en dirección a Mora, en el borde de la carretera: Can Peret de la Guixera, cuyo nombre hubiera podido también darse al yacimiento. Algunos geólogos han utilizado como nombre de referencia del mismo el de Mora de Ebro, que es el pueblo más próximo, situado a unos ocho kilómetros de distancia. Sin embargo, lo más frecuente ha sido utilizar como referencia la venta de Camposines. Así, a lo largo de nuestro trabajo adoptamos este nombre, aunque en las descripciones locales y en la parte paleontológica, siempre que pueda surgir alguna confusión con los otros yacimientos existentes en este mismo afloramiento, tomaremos el nombre de Can Peret como referencia para el mismo.

La banda triásica de Camposines, que como ya hemos dicho se extiende de NE. a SW., queda limitada en su parte oriental por una falla que pone en contacto los materiales secundarios con el Oligoceno de la depresión de

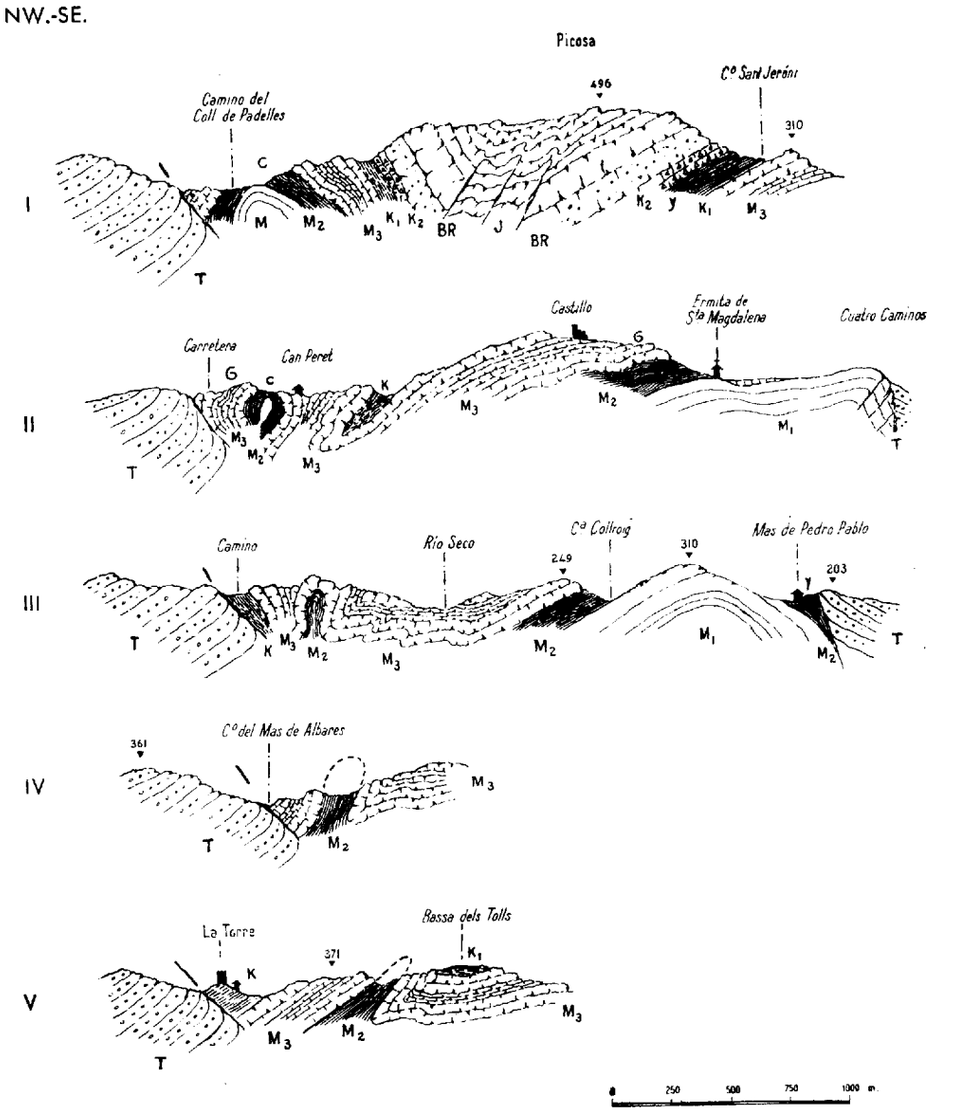


Fig. 6.—Camposines. Cortes generales seriados de norte a sur.

Mora y que es claramente anterior al depósito de estos materiales (Llopis, 1944). El Oligoceno está constituído por unas arcillas algo arenosas, de colores amarillentos y anaranjados, con señales de haber sido tectonizadas. No hemos podido hallar ningún punto en que estos sedimentos fosilicen el pleno de falla, pero hay que tener en cuenta que la zona estudiada es muy reducida y además que puede haber sido posteriormente exhumada. Puede observarse la falla en la parte norte de la carretera en varios puntos: Más de Pedro Pablo, cota 203, 223, Cuatro Camins..., en cambio, a partir de la carretera hacia el sur, queda cubierta por derrubios cuaternarios.

El límite occidental del afloramiento está marcado por una superficie de cabalgamiento con los materiales oligocenos de la depresión del Ebro (Llopis, 1944) Esta línea tectónica, extraordinariamente visible, ha tenido mucha más influencia en el modelado y en el paisaje que la falla antes citada. Separa dos zonas completamente distintas, tanto desde el punto de vista físico como humano.

Los materiales secundarios, intensamente plegados, cabalgan el Terciario con ángulo que a veces llega a superar los 45°. Los depósitos terciarios están junto al contacto fuertemente enderezados y a veces invertidos, pero al alejarse unos centenares de metros hacia el oeste se colocan subhorizontales. La facies cambia también bruscamente en relación con la proximidad al accidente; los niveles basales de la formación, que son los que afloran en contacto con el secundario, son unos conglomerdos calizos brechoides de 5 a 15 cm. de diámetro y fuertemente cementados, con todo el aspecto de un sedimento sintectónico. En cambio, al penetrar en la depresión y ascender en la serie aparecen cuñas de areniscas y margas intercaladas entre los conglomerados, que poco a poco van adquiriendo más importancia hasta que llegan a sustituirlos por completo.

Esta banda de conglomerados marginales de la depresión del Ebro ha dado lugar a la existencia de un pequeño reborde montañoso, una «cordillera externa», que si bien

a una escala más reducida, tiene el mismo significado que la sierra de Montsant y de la Llena. Esta pequeña alineación montañosa tiene la misma dirección de los estratos, esto es, NE.-SW. En la parte meridional es la sierra de la Vall de la Torre (cotas 424, 361, 332, 300 m.), y en la parte septentrional la sierra de Sant Bartomeu (cotas 371, 380, 340). Estas dos alineaciones son en realidad una continuación de otra, pero quedan separadas por el congosto que forma el río Seco al cortarlas. Estas pequeñas sierras tienen únicamente unos dos kilómetros de anchura, pero desde un punto de vista geográfico constituyen una verdadera cordillera que ha actuado como barrera, no sólo por su altura, que es relativamente escasa, sino por su continuidad y falta de valles transversales.

El relieve de conglomerados terciarios está separado de la zona secundaria por una depresión paralela a la cresta, y en la que se han instalado caminos que pasan casi exactamente por encima de la línea de cabalgamiento y permiten por tanto su estudio.

La estructura de la zona secundaria es bastante compleja. En líneas generales puede decirse que de este a oeste existen dos alineaciones anticlinales separadas por un amplio sinclinal; el eje de los mismos tiene dirección NE.-SW., o sea sensiblemente paralela a las fallas a que nos hemos antes referido. (Fig. 6.)

El anticlinal más oriental, cuyo flanco SE. queda cortado por la falla de la depresión de Mora, es el que llamamos «anticlinal de Santa Magdalena», ya que la ermita de este nombre se halla aproximadamente emplazada sobre la charnela del mismo. Es un pliegue recto y sencillo, aunque ligeramente disimétrico, ya que mientras el flanco SE. presenta inclinaciones de 20 a 30°, en el flanco NW. las hay de más de 50°. El núcleo visible de este anticlinal está constituído por el Muschelkalk inferior, que aflora en las cotas 323-310, formando una magnífica cúpula. Debido a la dureza de los niveles superiores de este Muschelkalk inferior no ha sido disecado por la erosión y

no permite observar su parte basal ni mucho menos el Buntsandstein (*).

Hacia el norte este anticlinal se continúa unos dos kilómetros, hasta que en Quatre Camins es cortado por la falla de la depresión de Mora; desconocemos su continuación hacia el SE.

El anticlinal de Santa Magdalena enlaza lateralmente con un amplio sinclinal que llamaremos «sinclinal de la Picosa», por hallarse la cota más alta de este pico situada en su charnela. En este sinclinal se acentúa la disimetría; el flanco oriental presenta inclinaciones de 20 a 40°, mientras que el flanco occidental está completamente vertical o incluso ligeramente invertido. El desarrollo longitudinal del mismo no es uniforme; en el extremo septentrional es muy amplio y en su núcleo quedan encerrados los niveles calizos de la base del Liásico (cumbre de la Picosa). Hacia el SW. se estrecha fuertemente, de tal manera que queda reducido a una banda de Keuper de unos 200 m. de anchura. Al mismo tiempo se acentúa la inversión de las capas y el Muschelkalk superior cabalga sobre las margas del Keuper (Llopis, 1947).

Hacia el sur de la carretera se continúa este pliegue, aunque mucho menos marcado; en su núcleo se han conservado los afloramientos del Keuper de Salvaterres y la Bassa dels Tolls.

El segundo anticlinal, que denominamos «del Coll de Padelles», tiene un desarrollo mucho más complejo. En realidad más que por un eje anticlinal está constituído por varios pliegues en «relais». En la parte meridional (Salvaterres) tiene un desarrollo bastante regular y se manifiesta como una banda de Muschelkalk medio que surge entre las calizas del Muschelkalk superior. Está algo tumbado hacia el SE., y el flanco occidental, que entra en contacto con el Oligoceno, ligeramente laminado. En la trinchera

(*) El Buntsandstein que algunos autores citan en esta zona es, en realidad, el tramo rojo del Muschelkalk medio, que viene por encima de estos niveles calizos.

de la carretera puede observarse perfectamente este anticlinal; es precisamente en la zona de la charnela, aquí constituída exclusivamente por calizas del Muschelkalk superior, donde se halla el yacimiento de fósiles. Hacia el NE., en Coll de Padelles es mucho más complejo y adquiere carácter diapírico, de tal manera que en algunos puntos el núcleo queda reducido a unas cuñas de yeso del tramo rojo del Muschelkalk medio, que se introducen de una manera casi perforante en la charnela formada por calizas del Muschelkalk superior. Estos bancos de yeso se explotan en una yesera, que es precisamente la que ha dado el nombre a Can Peret de la Guixera. Las canteras proporcionan unos magníficos cortes, de más de 10 m. de altura, que permiten observar muy bien las estructuras. Hacia el norte, este anticlinal se continúa en dirección al Mas del Rano, pero por hallarse a mayor profundidad su eje no vuelven a aflorar los materiales del Muschelkalk inferior y medio.

Es el flanco más occidental del pliegue de Padelles el que queda cortado por una falla inversa, bastante tendida, que se pone en contacto con el Terciario de la depresión del Ebro.

Como puede deducirse de la descripción general que acabamos de realizar, el afloramiento triásico de Camposines tiene una complejidad estructural muy diferente de la simplicidad de líneas de los valles de Paúls y Alfara. Esto viene además complicado por el relieve, que en aquellos afloramientos estaba condicionado por la estructura y aquí muestra una completa independencia con la misma. Es verdad que los valles se orientan en general de NE. a SW., o sea paralelamente a las líneas directrices de la estructura, pero se instalan igualmente sobre el fondo de las charnelas sinclinales en que se ha conservado el Keuper, que cortando el núcleo de los anticlinales en que aflora el tramo rojo del Muschelkalk medio, o sea que aprovechan los afloramientos margosos, cualquiera que sea su posición tectónica. En cuanto a las cumbres más elevadas corresponden indiferentemente a domos anticlinales de

calizas del Muschelkalk, o a sinclinales suspendidos, en cuyo núcleo se han conservado las calizas del Liásico. Sin embargo, en general se observa una cierta inversión de relieve.

Mayor independencia entre el modelado y la estructura se aprecia aún en el trazado de la única arteria fluvial de esta zona, el río Seco. Este valle, como ya se ha indicado, corta transversalmente las estructuras y de una manera constante abandona el fácil camino que podrían ofrecerle los afloramientos margosos para introducirse en los niveles calizos, en los que ha excavado hoces bastante profundas. En conjunto, el curso de este río parece sobreimpuesto y podría muy bien suponerse que la epigénesis se ha realizado sobre los materiales terciarios de la hoya de Mora, que habrían fosilizado, por lo menos en parte, los relieves secundarios.

C) DESCRIPCIONES LOCALES

El corte de la carretera entre los Km. 321 y 524.— Esta carretera es perpendicular a las estructuras. (Fig 6, II.)

Desde la Venta de Camposines hasta el Km. 321,5 corta los materiales terciarios, unos conglomerados calizos muy duros y cementados, que buzan más inclinados a medida que se acercan al contacto con el Secundario.

A favor de este contacto se ha excavado un pequeño vallejo, cuyos derrubios impiden una detallada observación del accidente; los conglomerados oligocenos están junto al contacto completamente invertidos (más de 60°). El labio superior del cabalgamiento está formado por las dolomías del Muschelkalk más superior, que junto al contacto buzan N 120° E. 56° y están bastante trituradas. Por debajo de ellas afloran unos niveles de calizas arcillosas.

Una revuelta de la carretera permite cortar estas capas siguiendo su misma dirección. En este punto (Km. 321,8) contienen abundantes fósiles y constituyen el célebre yacimiento de Camposines, cuya constitución detallada expondremos más adelante. La parte alta del cerro que domina el yacimiento está constituído por unos niveles de calizas grises, dolomíticos, que buzan N. 120° W. 54° y vienen inmediatamente por debajo de los niveles fosilíferos. Estas capas dibujan una serie de repliegues, pero unos 100 m. antes de Can Peret se colocan completamente verticales con dirección N. 10° W.-S. 10° E. y forman el núcleo de un anticlinal (anticlinal de Pardellas).

El flanco oriental de éste queda invertido y está muy triturado, pero en líneas generales se observan los mismos niveles antes descritos.

En el núcleo del sinclinal han quedado pinzadas las margas grises e irisadas del Keuper. Debajo de estas arcillas afloran nuevamente las calizas del Muschelkalk superior, que se continúan con los niveles que forman el cerro del castillo. Se inicia con ellos un anticlinal mucho más profundo y regular (anticlinal de Santa Magdalena), cuyo desarrollo se expondrá más adelante.

Cerca del Km. 324 la carretera corta la falla que pone en contacto los materiales secundarios con el Terciario de Mora. Los depósitos oligocenos son muy diferentes de los de Camposines. Se trata de una potente masa de arcillas anaranjadas con algunas intercalaciones calcáreas y arenosas y a veces lechos de finos conglomerados muy rodados. En conjunto estos materiales buzan hacia el SE. con inclinaciones que oscilan alrededor de 30°; junto a la carretera la superficie de falla queda oculta bajo los depósitos cuaternarios.

El yacimiento.—El yacimiento más importante y conocido está situado en el Km. 321,8 (*) de la carretera de Alcolea del Pinar. Las capas fosilíferas, dispuestas según el esquema que acompaña, se cortan en diversos puntos y

(*) El kilometraje señalado en la carretera no coincide exactamente con el señalado en el mapa a 1 : 50.000; así este yacimiento según el mapa, quedaría aproximadamente en el Km. 321,5.

son fértiles en casi toda la extensión de la zona cartografiada.

En conjunto estas capas forman parte del flanco occidental del anticlinal del Coll de Padelles. En el esquema puede verse, en el extremo NE., el nucleo de arcillas roja (Muschelkalk medio), y en el extremo SW. el Keuper, que forma el techo de la formación ya en contacto con el Secundario. El yacimiento pertenece, pues, al Muschelkalk superior.

En los esquemas adjuntos puede comprobarse la sucesión estratigráfica y posición exacta de los niveles fosilíferos. (Figs. 7 y 8.)

La sucesión observada es la siguiente:

TECHO. $M_3 a$.—Dolomías grises muy duras, algo cavernosas; pueden observarse en la cumbre del espolón situado al oeste de la carretera, sobre el río. Se continúan al otro lado del río Seco; allí puede comprobarse cómo quedan inmediatamente debajo del Keuper.

20 m. $M_3 b$.—Calizas grises duras, en lajas de unos 10 cm.; contienen *Avicula* y otros *lamelibranquios*.

15 m. $M_3 c$.—Calizas blanquecinas muy arcillosas, con algún fucoide y abundante microfauna.

5 m. $M_3 d$.—Calizas bien estratificadas y amarillentas. Es el nivel de los *amonitidos* y *braquiópodos*.

2 m. $M_3 e$.—Calizas muy compactas con *fucoides*.

30 m. $M_3 f$.—Calizas muy arcillosas en capas delgadas, con abundantes *fucoides* y *Daonellas*.

YACENTE. $M_3 g$.—Calizas dolomíticas negruzcas, duras, en capas de 30 cm.; buzan N. 120° W. 54°; cerca de la carretera situada al oeste de Can Peret puede comprobarse cómo estos niveles vienen sobre las arcillas del Muschelkalk medio.

La relación total de la fauna hallada es:

CEFALÓPODOS.

Protrachyceras vilanovae (D'Arch.) Mojs.
P. hispanicum Mojs.
P. ibericum Mojs.
Protrachyceras sp.
Hunganites pradoi (D'Arch.) Mojs.

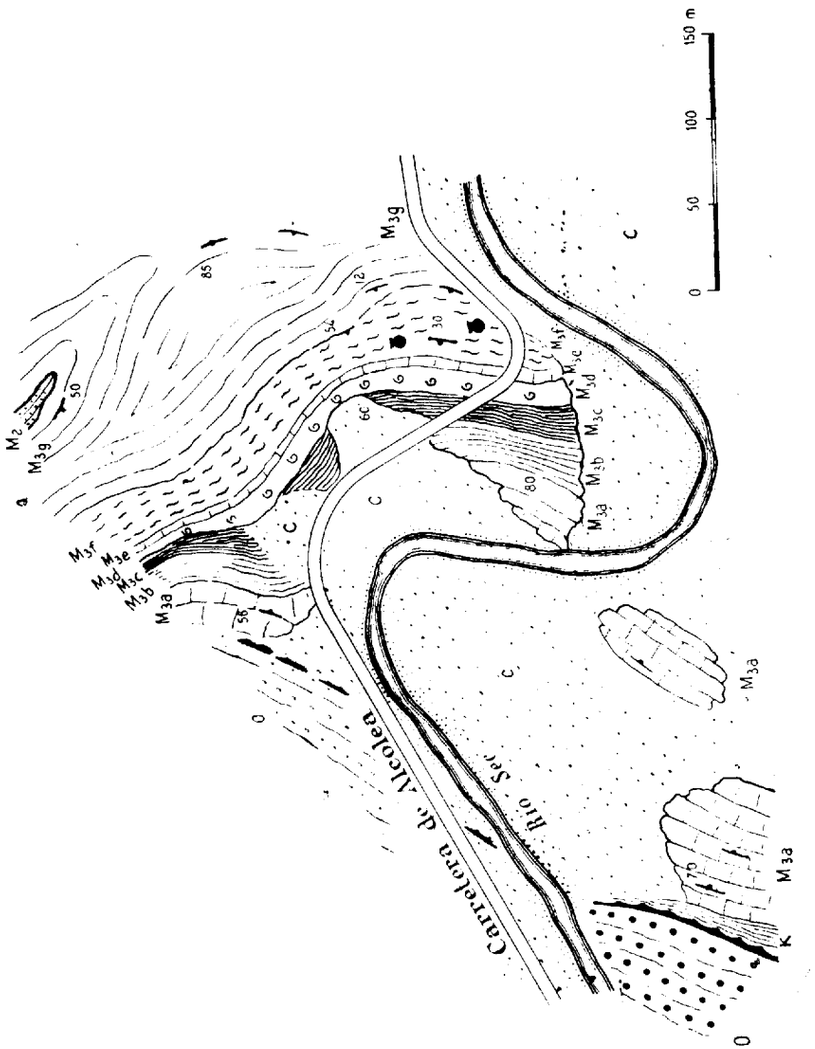


Fig. 7.—Esquema geológico del yacimiento de Camposines.
C *Cuaternario.*—O *Terciario de la hoya de Mora.*—K *Keuper.*—$M_3 a$ *Muschelkalk superior. Dolomías compactas.*—$M_3 b$ *Musch. superior. Calizas en lajas con Avicula y lamelibranquios diversos.*—$M_3 c$ *Musch. superior. Calizas arcillosas con microfauna.*—$M_3 d$ *Musch. superior. Calizas con cefalópodos y megalodóntidos.*—$M_3 e$ *Musch. superior. Calizas compactas con fucoides.*—$M_3 f$ *Musch. superior. Calizas arcillosas con fucoides y Daonellas.*—$M_3 g$ *Musch. superior. Calizas grises compactas, algo rojizas y cavernosas en la base.*—M_2 *Muschelkalk medio. Arcillas rojas.*

LAMELIBRANQUIOS.

Avicula iberica Wurm.
Cassianella af. *transiens* Wilck.
Posidonia oblicua Hauer.
Paralelodon cf. *verneuili* Wurm.—WI.
Lima cf. *costata* Munst.—M2.
Lima vilasecai Schmidt.
Terquemia sp.
Modiola (Septiola) ci. *pygmaea* Munst.
Nucula goldfussi Alb.
Myophoriopsis camposinensis Wurm.
Myophoria goldfussi Alb.
M. laevigata Zieth.
M. vulgaris Schlot.
Opis (Coelopis) affinis Laube.
O. tarraconensis Wurm.
Megalodon hispanicum Wurm.
M. malladae Wurm.
Halobia (Daonella) lommeli Wism.
Posidonomia wengensis Wism.
Entolium discites Schlot.
Chlamys (Velata) inaequistriatus Goldf.
Myophoria sublaevis Schmidt.
Pleuromya cf. *hispanica* Wurm.

GASTERÓPODOS.

Cryptonerita elliptica Kittl.
L. (Polygyrina) cf. *lommeli* Munst.
Trypanostylus sp.
Omphaloptycha (Coelostylina) sp.
O. (Coelostylina) cf. *conica* Munst.
Naticopsis (Hologyra) cf. *elongata* Must.
Zygopleno tenuis Must.
Ampullospira gregaria Schlot.
~~*Naticopsis (Hologyra) cf. elongata Must.*~~

BRAQUIÓPODOS.

Halorella decurtata Gira.

Coenothiris stoppanii Sues.
Coenothiris vulgaris Schlot.
Lingula cf. *tenuisima* Bra.
~~*L. (Waldheimia) angusta* Schlot.~~
Aulacothiris angusta Schlot.

CAMINO COLL ROIG-ERMITA SANT GERONI Y SANTA MADRONA.—En el Km. 323 de la carretera afloran las arcillas rojas del Muschelkalk medio, y a ellas se debe el nombre de Coll Roig dado al pequeño collado que salva la carretera en este punto.

Estos materiales habían sido considerados hasta ahora como Buntsandstein o Keuper. Esto es completamente inadmisible, ya que claramente se observa cómo se hunde debajo de las calizas con fauna de Muschelkalk superior y descansa sobre los niveles también calizos del Muschelkalk inferior. Este último es el que forma la bóveda anticlinal de la cota 210.

Siguiendo el camino que parte de la carretera junto al kilómetro 323 y se dirige a la ermita de Santa Magdalena, puede tenerse un corte del Muschelkal medio: (Fig. 8.)

TECHO.—Calizas fosilíferas del Muschelkalk superior.
45 m.—Arcillas y margas amarillentas.
22 m.—Arcillas rojas.
8-10 m.—Yesos rojos con vetas de arcilla.
10 m.—Arcillas y margas rojas.
YACENTE.—Calizas grises dolomíticas del Muschelkalk inferior. Potencia visible, 15 m.

El camino sigue por la parte basal de la serie, corta los niveles de yesos y permite comprobar cómo las capas calizas se hunden con absoluta regularidad bajo los lechos de arcillas rojas.

Junto a la ermita de Santa Magdalena (que está sobre los niveles rojos basales del Muschelkalk medio) el Muschelkalk inferior buza N. 25° W. 12°. Pasada la fuente, el camino se introduce en el Muschelkalk inferior, formado por calizas dolomíticas duras, grises, compactas y algo

cavernosas, cada vez más trituradas a medida que se acercan a Quatre Camins; unos 100 m. antes de llegar al cruce, el camino pasa exactamente por la línea de fractura, de tal manera que la ladera izquierda del camino está formada por la superficie de falla en las calizas, y la derecha por las areniscas oligocenas, que buzan 50° N. 160°. Esta falla tiene dirección NE-SW., es directa y muy poco inclinada; entre sus labios se han quedado láminas de arcillas y yesos.

Desde Quatre Camins puede tomarse un sendero que asciende hacia la Picosa y corta el Muschelkalk medio y superior; la potencia de este último tramo es menor que en otros sitios, ya que su parte central está algo laminada. Abundantes derrubios impiden observar los contactos y por tanto calcular exactamente los espesores. (Fig. 8.)

TECHO.—Junto al cruce con el camino de La Solana. Margas amarillentas y blanquecinas, a veces algo irisadas, con un banco de yesos rosáceos de más de 10 m. Keuper.
100 m.—Dolomías muy duras, algo cavernosas; buzan 32° NNW.
50 m.—Calizas arcillosas en lajas, con fucoides. Junto al camino contienen restos de *Daonella*.
75 m.—Calizas grises compactas.
YACENTE.—Arcillas amarillentas sin yesos, del Muschelkalk medio.

El total del Muschelkalk superior tiene unos 100 m. de potencia.

El camino de la ermita de Sant Geroni bordea el contacto Keuper-Muschelkalk superior y permite comprobar la normalidad del mismo. Pasa por la ladera occidental de la cota 310. Aquí puede tenerse una serie muy detallada de los materiales del Keuper. (Fig. 6, I.)

TECHO.—Dolomías liásicas.
24 m. Dolomías cavernosas, 10 m.
10 m.—Arcillas amarillentas.
17 m.—Arcillas amarillentas algo irisadas con vetas de yesos.
10 m.—Yesos rosáceos con intercalaciones de margas amarillentas y arcillas negruzcas.

40 m.—Arcillas amarillentas con manchones irregulares de tonos rojizos.
16 m.—Margas calizas blancoamarillentas.
8 m.—Calizas blancas pulverulentas, margosas y tableadas. Buzan N. 105° W. 45°. Afloran en la trinchera izquierda del camino.
YACENTE.—Dolomías del Muschelkalk superior.

Las ermitas de Santa Madrona y Sant Geroni están emplazadas sobre la banda de Keuper que se extiende entre el Muschelkalk superior y el Liásico de la Picosa. Esta banda se ensancha formando una amplia llanura al oeste de las ermitas y se continúa después hacia el sur por la charnela sinclinal que corta la carretera en el Km. 322.

En el contacto Keuper-Muschelkalk superior, junto a la ermita de Santa Madrona, las capas calizas buzan N. 110° W. 35°.

El camino de las Guixeres permite obtener un corte detallado de estos materiales, aunque con los espesores disminuídos por laminaciones.

TECHO.—Arcillas del Keuper.
CONTACTO NO VISIBLE, CUBIERTO POR CUATERNARIO.
20 m.—Calizas blancas en lajas, algo pulverulentas.
15 m.—Calizas margosas con manchas rojizas y algunos niveles brechoides.
5 m.—Calizas dolomíticas azuladas con manchas amarillentas y vetas rojizas.
10 m.—Dolomías negruzcas.
20 m.—Calizas compactas grises y amarillentas con fucoides. En este nivel hemos hallado *Lima vilasecai*. Quizá procede del mismo yacimiento que Wurm cita en la ladera septentrional de La Picosa (Wurm, 1920). No da ningún detalle sobre el yacimiento ni dibujo del ejemplar, pero la forma descrita se parece a la hallada por nosotros.
YACENTE.—Margas amarillentas del Muschelkalk medio.

Pasado el núcleo anticlinal en que afloran los materiales arcillosos del Muschelkalk medio, y en los que se ha excavado un pequeño valle transversal al camino, aflora de nuevo el Muschelkalk superior, que en el cruce con el camino de las Guixeres se hunde definitivamente bajo las arcillas del Keuper con buzamiento de 32° N. 140° W.

Puede aquí observarse la parte superior del Trías medio, constituído por calizas dolomíticas grisamarillentas, muy duras y nodulosas, a veces algo cavernosas.

El Keuper de esta zona tiene una estratigrafía análoga al de la Picosa. El nivel de yesos es más potente (15-20m.) y se explota en varias yeseras que han dado el nombre a esta zona (Las Guixeres); sobre estos materiales descansan las capas liásicas de la Rovellonera.

Las Guixeres de Can Peret y el Coll de Padelles.—El camino que de Can Peret se dirige hacia el Coll de Padelles y después hacia Mas del Rano (camino de Sant Geroni), permite realizar interesantes observaciones de detalle gracias a varias canteras abiertas para explotar los yesos del Muschelkalk medio. Estas canteras son tres, una situada 300 m. al oeste de Can Peret, otra 500 m. al NW., bajo la cota 340, y otra un kilómetro al norte, junto al camino de Sant Geroni. Las tres están emplazadas en núcleos anticlinales en que se han acumulado los yesos, pero la estructura es diferente en cada caso.

La cantera más próxima a Can Peret está abierta en las calizas del Muschelkalk superior. Los niveles más inferiores de las mismas son unas calizas negras algo dolomíticas, teñidas de rojo. El Muschelkalk medio que viene inmediatamente por debajo está constituído por unas margas rojas e irisadas. Los yesos, dispuestos en masas irregulares, entran a veces directamente en contacto con las capas calizas. Es ésta una posición anormal, originada por causas tectónicas. (Fig. 6, II.)

El camino del Coll de Padelles sigue por un pequeño valle excavado en los niveles de calizas arcillosas del Muschelkalk superior, bastante replegadas; buzan 50 a 100° W.

Una desviación del camino hacia el este conduce a la segunda cantera, situada bajo la cota 340; las capas conservan la dirección, pero se colocan cada vez más inclinadas, hasta llegar a la vertical; la cantera está situada en un núcleo anticlinal isoclinal un poco tumbado hacia el oeste y muy mecanizado. El afloramiento del Muschelkalk me-

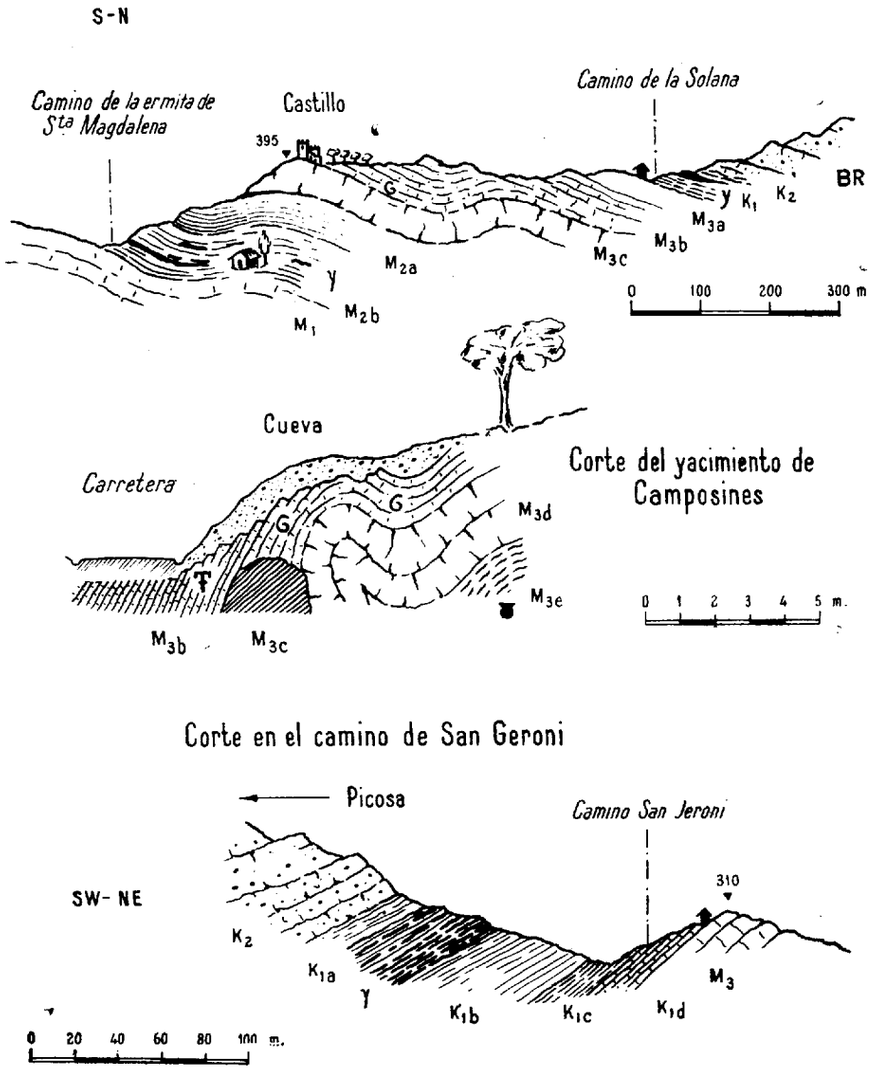


Fig. 8.—Cortes parciales de la zona de Camposines.

El yacimiento de la ermita de Sta. Magdalena: BR, Brecha calcárea. K_2 Keuper superior. Dolomías y carniolas.—K_1 Keuper medio. Arcillas grises y abigarradas.—M_{3a} Muschelkalk superior. Dolomías grises y compactas.—M_{3b} Musch. superior. Calizas arcillosas con fauna y fucoides. M_{3c} Musch. superior. Dolomías grises algo rojizas.—M_{2a} Musch. medio. Arcillas y margas grises y amarillentas.—M_{2b} Musch. medio. Arcillas y margas rojas con intercalación de yesos (γ).—M_1 Muschelkalk inferior.

Serie estratigráfica del Keuper en el camino de Sant Geroni: K_2 Keuper sup. Dolomías cavernosas y carniolas.—K_{1a} K. inf. Arcillas amarillentas e irisadas con yesos (γ).—K_{1b} K. inf. Arcillas amarillentas margosas con lechos rojizos.—K_{1c} K. inf. Margas calcáreas blanquecinas.—K_{1d} K. inf. Calizas blancas pulverulentas.—M_3 Muschelkalk superior. Calizas dolomíticas compactas.

dio está reducido casi exclusivamente a una cuña de ye inyectado entre dos flancos calizos casi paralelos y m próximos.

La tercera cantera tiene una estructura mucho más r gular. Es un núcleo anticlinal en el que llegan a aflorar l capas calizas del Muschelkalk inferior. Estos niveles f man un pequeño domo anticlinal de unos 30 m.² de s perficie, que termina periclinalmente con buzamientos 40-50°. Sobre el Muschelkalk inferior, constituído por ca zas dolomíticas duras y cristalizadas, descansan los niv les de arcillas rojas con yesos del Muschelkalk medio, q son los que se explotan. Por encima vienen los niveles arcillas blanquecinas y finalmente las calizas del Musch kalk superior de la cota 340.

La Picosa.—Siguiendo el camino que desde Coll de P delles asciende a la Picosa se corta el gran sinclinal, cu núcleo de calizas liásicas forma este macizo. (Fig. 6, I.)

Los niveles basales del Muschelkalk superior buza 40-50° N. 160° E., pero a medida que se asciende aumen la inclinación de las capas. En el contacto con el Keup los niveles de dolomías están completamente verticale

Consecuencia de esta brusca inflexión es que las cal zas arcillosas de la parte central del Muschelkalk superi están completamente despegadas de sus salbandas. As o bien han sido laminadas o bien se han replegado ac mulándose en espesores bastante considerables.

Una vez debajo de la Picosa, el camino se ha trazad por los niveles arcillosos de la base del Keuper. Al sur d camino el sinclinal de la Picosa se prosigue por el abrupt barranco excavado en el núcleo de arcillas del Keupe que ya ha sido descrito en el corte de la carretera.

Pasado este accidente, el camino de las Solanas per mite comprobar la serie estratigráfica del Keuper, obteni da en la ladera septentrional de este macizo (junto a l cota 310).

Techo.—Liásico de la Picosa. Son los niveles de dolomías duras, rojizas y cavernosas, que constituyen la base del Liásico inferior.

20 m. - Calizas y dolomías cavernosas con lechos de carniolas.

30 m.—Arcillas amarillentas e irisadas con capas de yesos en la parte basal. La potencia total de los niveles de yesos es de unos 8 a 10 m.

40 m.—Arcillas irisadas y rojizas con finas vetas de yesos.

10 m.—Margas blanquecinas y calizas arcillosas tableteadas.

Yacente.—Dolomías grises del Muschelkalk superior.

El camino que del Mas de Albarés se dirige a la Basa dels Tolls corta de nuevo el núcleo del anticlinal en que aflora el Muschelkalk medio; a lo largo de este afloramiento se ha excavado un valle. El flanco oriental del pliegue está invertido y las capas calizas del Muschelkalk superior buzan N. 110° W. 60°; la cota 383 de Salvaterres es un amplio sinclinal bastante disimétrico y en cuyo núcleo se han conservado las arcillas de la base del Keuper.

La Vall de la Torre y Salvaterres.—El camino de Can Albarés arranca del Km. 321,5 de la carretera y sigue por el fondo de la Vall de la Torre, casi junto al contacto Trías-Oligoceno. Las capas calizas del Muschelkalk superior, completamente verticales, forman «hog-back». Junto al contacto con el Terciario afloran las arcillas del Keuper. (Fig. 6, IV y V.)

El camino de Les Candioles permite obtener un corte transversal de la estructura. Las capas calizas forman el flanco de un anticlinal ligeramente tumbado hacia el oeste; buzan al N. 130° E. con pendiente variable, junto al Keuper 70° y en contacto con el Muschelkalk medio completamente verticales.

Las arcillas y margas del Muschelkalk medio afloran en el núcleo del anticlinal, en una banda que se sigue hacia el sur a lo largo de más de 25 kilómetros. El flanco oriental de este anticlinal está constituído por las capas calizas de la cota 278; a continuación aparecen las arcillas del Keuper, que continúan el núcleo sinclinal del Km. 322 de la carretera.

Si se toma de nuevo el camino de Albarés puede se guirse el desarrollo longitudinal de este pliegue. El Keu per ha desaparecido y las calizas del Muschelkalk entra directamente en contacto con el Oligoceno. El flanco oc cidental del anticlinal se normaliza; bajo la cota 361 la capas buzan 70° N. y 100° W. Cuando más al sur, junto la Torre y el Mas del Albarés, aparece de nuevo el Keu per, las capas del Muschelkalk superior se hunden bajo e mismo con buzamientos de 50-60° N. 100° W.

Los niveles del Keuper quedan a su vez cubiertos po las capas liásicas de la sierra de Caballs.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

El corte más favorable para la obtención de una deta llada serie estratigráfica es el que proporciona la lader oriental de la Picosa, junto a la ermita de Santa Magdale na (*). Tiene la ventaja de que las capas se hallan poco in clinadas, y además de que en una distancia de sólo dos ki lómetros se corta desde el Muschelkalk inferior (el nivel má bajo observado en la región) hasta el Liásico. Además e este perfil las capas de la parte central del Muschelkalk su perior son fértiles. Si bien los fósiles hallados son muy es casos, son los suficientes para poder paralelizar estos nive les con los del yacimiento de Can Peret.

Como tema de comparación para la serie del Muschel kalk medio se ha utilizado lo que puede obtenerse en el Coll Roig, y para el Keuper la obtenida en el camino de Sant Geroni, junto a la cota 310. La serie del Muschelkalk medio se ha comparado con la obtenida en el yacimiento de Can Peret. Esto ha permitido, además, una más clara separación de los distintos niveles paleontológicos.

(*) Este corte ha sido descrito, en líneas generales, por M. Schmidt (1930), pero este autor colocó los niveles de margas rojas del Muschelkalk medio en el Buntsandstein y no citó las calizas que aparecen por debajo de ellas. Bataller (1930) se refiere también a este perfil y es el que descubre el yacimiento fosilífero que en el mismo existe.

TECHO.—Liásico inferior. Potentes bancos de dolomías, muy duras, cavernosas y con vetas rojizas.

KEUPER.

1-25 m. -Calizas y dolomías cavernosas con lechos de carniolas.
2-10 m. —Arcillas amarillentas.
3-15 m.—Arcillas amarillentas e irisadas con vetas de yesos.
4-10 m.—Yeso rosáceo con finas intercalaciones de margas amarillentas y arcillas negruzcas.
40 m.—Arcillas irisadas y rojizas.
15 m.—Margas calizas amarillentas.
8 m.—Calizas blancas pulverulentas y tableteadas.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

90-100 m. -Calizas muy dolomíticas, principalmente en la parte central del tramo, a veces algo cavernosas y cristalizadas. De color gris negruzco y muy duras.
20 m.—Calizas grises, duras, en lajas de unos 10 cm.; con *Avicula iberica* Wurm, *Cassianella* c f. *transiens* Wilch., *Megalodon hispanicum* Wurm...
15 m.—Calizas blanquecinas muy arcillosas eon algún *fucoide* y abundante *microfauna*.
5 m.—Calizas bien estratificadas y amarillentas. Es el nivel de los *amonítidos* y *braquiópodos*.
2 m.—Calizas muy compactas con *fucoides*.
30 m.—Calizas muy arcillosas en capas delgadas con abundantes *fucoides* y *Daonella*.
15 m.—Calizas dolomíticas azuladas con manchas amarillentas en la parte alta.
30 m.—Calizas grises compactas, a veces con algún fucoide; cerca de Sant Geroni contienen *Lima vilasecai* Schm.
20 m.—Dolomías y calizas dolomíticas cavernosas; en la base tienen vetas rojizas y terminan por unos niveles de carniolas.

MUSCHELKALK MEDIO.

45 m. -Arcillas y margas amarillentas.
22 m.—Arcillas rojas.
10 m.—Yesos blancos con vetas de arcillas rojas, que a veces tiñen de este color.
15 m.—Arcillas rojas con finas vetas y filoncillos de yeso cristalino.
4 m.—Arcillas y margas amarillentas y blanquecinas.

MUSCHELKALK INFERIOR.

30 m. (visibles).- Dolomías grises y duras, a veces algo cavernosas

5. Los afloramientos de rocas eruptivas

Uno de los más interesantes problemas que presenta el Trías de esta región es el que plantea la existencia de numerosos asomos de rocas eruptivas. Estas formaciones han sido interpretadas de muy diferentes maneras y hasta hace pocos años no se ha conocido su exacto significado.

Los primeros autores que las estudiaron las creyeron ofitas, tanto por su localización, ya que casi siempre se hallan entre los materiales del Keuper, como por su aspecto macroscópico, que en un examen superficial es parecido a estas rocas triásicas. Sin embargo, en cuanto se ha prestado mayor atención, tanto a las características tectónicas de los afloramientos como a su constitución y estructura, se ha comprobado que en realidad se trata de afloramientos de tipo basáltico, que no tienen con el Trías más relación que la de su localización topográfica, lo que nos exime de dedicarles una especial atención. Consideramos sin embargo necesario reseñar, aunque brevemente, los hechos y opiniones en que nos apoyamos para adoptar este criterio.

Mallada, en 1890, en su síntesis estratigráfica de la provincia de Tarragona, se refiere a estos afloramientos con el nombre de «ofitas» (p. 79) y más tarde de «asomitos hipogénicos» (p. 80), sin hacer alusión alguna a su edad, pero más adelante vuelve a citarlas en el breve capítulo que dedica al estudio de las rocas modernas básicas. En un apéndice petrográfico a esta obra, Gonzalo Tarín (p. 169) se refiere a una «diabasa de Paúls» y a una «diabasa de Alfara». Por tanto, parece que Mallada admite una edad triásica, o por lo menos secundaria, para estas formaciones.

Esta denominación y esta edad se continúan admitiendo en los trabajos posteriores (Vilaseca, 1920; Faura y Bataller, 1919). Este criterio es también aceptado en 1936 por Ashauer y Teichmüller. Creen además estos autores

haber hallado un argumento a favor de la edad triásica de estas rocas, ya que en ningún sitio son atravesadas las dolomías jurásicas por las «ofitas», y creen observar cantos de ofitas en el Triásico.

Sin embargo, con anterioridad al trabajo de estos dos últimos autores, el Dr. San Miguel de la Cámara (1923, 1924) había realizado el estudio petrográfico de algunos de estos afloramientos (el Toscá de Alfara, el Castell de Alfara y Benifallet), y llegó a la conclusión de que no se trataba de ofitas, sino basaltos y meláfidos muy semejantes a los de otras regiones españolas (Olot, Mallorca, Castellón) y de edad muy posterior al Triásico.

Más tarde, Parga Pondal, Burri y San Miguel de la Cámara (Parga Pondal, 1935; Burri y Parga Pondal, 1935; San Miguel de la Cámara, 1936 y 1936 bis) ratificaron esta opinión mediante el estudio petroquímico de estos materiales y las características de los afloramientos (San Miguel de la Cámara, 1936).

En un trabajo posterior, San Miguel de la Cámara (1942) insiste nuevamente en el problema que plantea la exacta datación de estas erupciones y en la imposibilidad de resolverlo basándose en razones puramente estratigráficas: «La falta de terrenos posteriores al Trías encima de estas erupciones y sus afloramientos hace difícil basar la determinación de la edad en razones exclusivamente estratigráficas, y a falta de ellas podemos guiarnos, en busca de argumentos, por otras de otra índole distinta, pero muy razonables» (p. 13). Refiriéndose a la erupción del castillo de Carles indica que «no es nada aventurado admitir que esta erupción no se ha producido antes del Mioceno» (p. 14), en cambio «los afloramientos de la carretera de Tortosa a Rasquera, los de la de Chera a Paúls y de la zona de Paúls» «son indudablemente anteriores a la orogenia alpina» (p. 14).

Llopis Lladó, al estudiar esta región en un trabajo de índole no petrográfico (Llopis, 1947), se refiere sólo muy ligeramente a esta cuestión, pero hace resaltar el hecho de que estas erupciones han aprovechado las superfi-

cies de discontinuidad creadas por los plegamientos pirenaicos.

Finalmente, San Miguel Arribas, en tres trabajos dedicados a este problema alcanza la solución. En el primero de ellos (1949), en que estudia las erupciones de la zona Prat de Compte-Paúls, llega a la conclusión de que a las erupciones más antiguas se les puede asignar una edad neocretácea (p. 82).

En el segundo trabajo (1950) indica que en la zona volcánica del bajo Ebro «queda descartada la existencia de ofitas en el Trías de esta región, cuando menos en el sentido que en la petrografía hispana se da a la denominación de ofita» (p. 5). Considera que «la edad de estas erupciones basálticas es terciaria, post-miocena, correspondientes a las fases pasadénica y neowaláquica o layetánica, excepto los basaltos melafídicos, que pudieran corresponder a las fases sávica y estaírica, y las doleritas, que creemos que son neocretácicas, correspondientes a la fase larámica» (p. 6).

En el tercero y más reciente trabajo (San Miguel Arribas, 1952) realiza un detallado estudio petroquímico de los materiales, que le permiten confirmar las conclusiones de los anteriores trabajos.

6. Conclusiones estratigráficas parciales

Creemos interesante dar un resumen general de la constitución estratigráfica del Triásico del macizo del Ebro y exponer brevemente las características de los distintos niveles que lo constituyen. Nombraremos los diferentes pisos con unos signos puramente convencionales, ya que consideramos prematuro cualquier intento de datación antes de haber realizado el estudio paleontológico. Utilizaremos, igual que hemos venido haciendo en el estudio de los afloramientos, únicamente las denominaciones de las tres grandes divisiones del Trías de facies germánica: Bunt-

Signos convencionales

- Yeso anhidrita
- Margas rojas y azules
- Margas grises y amarillentas
- Areniscas
- Conglomerados
- Carniolas
- Calizas arcillosas
- Calizas compactas
- Calizas compactas con fucoides
- Calizas arcillosas con fucoides
- Dolomías
- Nódulos de silex
- Myophoriopsis keuperino
- Myophoria goldfussi - M. vestita
- Cassianella
- Protrachiceras
- Daonella lommeli
- Dipploporas
- Paraceratites
- Spiriferina Mentzelia mentzelli

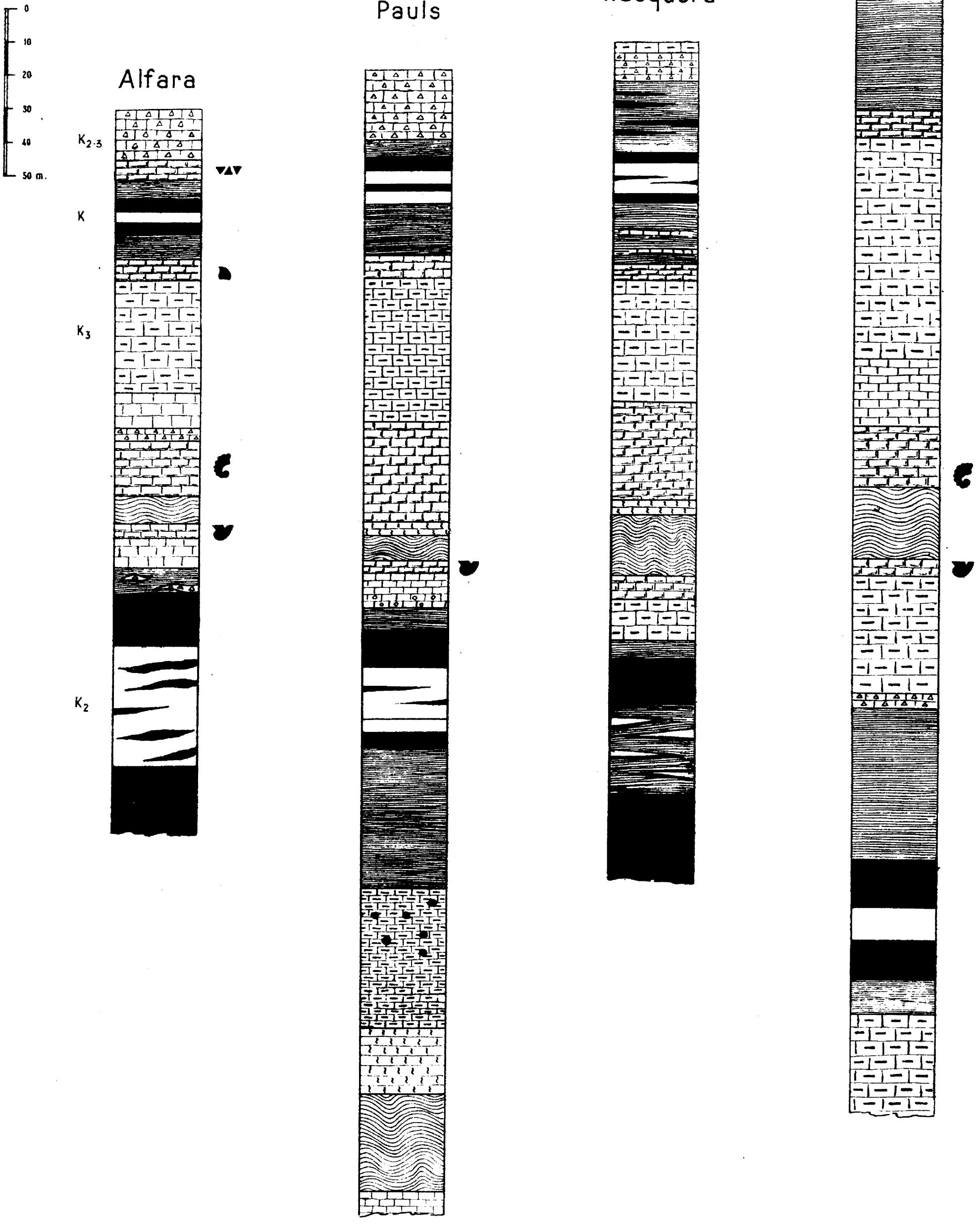


Fig. 9.—Series estratigráficas de conjunto. Sector meridional.

sandstein, Muschelkalk y Keuper, denominaciones que consideramos suficientemente justificadas y consagradas por el uso. El límite entre los distintos niveles se ha adoptado siguiendo un criterio exclusivamente litológico, y también este criterio es el que se ha seguido al subdividir los tres tramos fundamentales.

La justificación de estas divisiones y la discusión sobre la posición de los límites y de la posibilidad y conveniencia de utilizar una nomenclatura estratigráfica más completa, se realizará en la tercera parte de este trabajo, dedicado al análisis estratigráfico de los materiales.

Tampoco creemos conveniente en este capítulo el estudio del desarrollo lateral de los distintos niveles en cuanto a su facies y potencia, ya que las cuatro columnas que en la figura adjunta quedan colocadas sobre un mismo plano no están en realidad dispuestas sobre un perfil rectilíneo. Por tanto no es posible en nuestro esquema reconocer si se trata de variaciones orientadas longitudinal o transversalmente con respecto al eje de la cuenca catalana. Además, las series representadas, una por afloramiento, no permitirían apreciar las variaciones de facies que existen dentro de cada uno de ellos, que a veces son considerables.

TECHO.—Dolomías liásicas grises con vetas rojizas.

KEUPER SUPERIOR

Carniolas y brechas rojizas .. .. 5-15 m.

Dolomías grises arcillosas con lechos de carniolas. Contienen en Alfara *Myophoriopsis (Pseudocorbula) keuperina* Que. ... . 10-85 m.

KEUPER INFERIOR.

Margas grises .... 15-20 m.

Yeso rosáceo y blanquecino con lechos de arcillas irisadas y rojizas .... 7-25 m.

Arcillitas amarillentas blanquecinas y margosas..... 10-45 m.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

Dolomías grises algo cavernosas .... 30-70 m.

Calizas grises algo más arcillosas que en Camposines; contienen *Avicula iberica* Wurm.....

Calizas grises arcillosas y tableteadas, en Camposines

contienen *Protrachiceras, Hunganites, Halorella decurtata* Gir., *Alaucotiris angusta* Schlot	10-20 m
Calizas grises tableteadas. En la parte superior existe un nivel más compacto de 1 a 2 m., muy constante, y constituye un horizonte guía. La parte central es más arcillosa y los fucoides son mayores, contienen *Daonella;* es el nivel fosilífero más completo, ya que ha sido identificado en todos los afloramientos, excepto en el de Rasquera-Benifallet	15-40 m
Calizas grises, algo dolomíticas en la parte inferior; en el contacto con los materiales rojos subyacentes presentan vetas rojizas. En el afloramiento de Camposines, en la parte más alta, este nivel contiene *Lima vilasecai* Schmidt	10-40 m
MUSCHELKALK MEDIO (*).	
Margas grisamarillentas e irisadas.	2-5 m
Arcillas amarillentas o ligeramente rojizas.....	5-50 m
Anhidrita y yeso blanco o teñido de rojo con intercalaciones de arcilla de este color..... ..	18-60 m
Arcillas rojizas que a veces contienen venillas de yeso...	10-50 m
MUSCHELKALK INFERIOR (**).	
Dolomías arcillosas en lajas	5 m
Calizas compactas dolomíticas grises, que en Paúls contienen nódulos de sílex	40 m
Calizas duras y compactas en la parte superior y arcillosas en la base; contienen trazas de *fucoides*	30 m
Calizas grises . ... visibles	5 m

YACENTE.—No visible.

(*) La extraordinaria variación lateral en la potencia de los distintos niveles, a pesar de que el grosor total del Muschelkalk medio se conserva casi constante, es debido a que los yesos, más que una capa, forman un sistema de cuñas desarrollado en el seno de la formación margosa.

(**) La serie del Muschelkalk inferior corresponde a lo observado en la zona de Estret de Paúls, único lugar en que es puesto al descubierto por la erosión, exceptuando algunos puntos de la zona d Camposines.

SECTOR CENTRAL

Comprendemos bajo esta denominación un conjunto de relieves mesozoicos que forma la orla montañosa que rodea la depresión que Llopis (1947) ha llamado de Reus-Valls, y que aproximadamente coincide con la región geográfica del campo de Tarragona.

Estos relieves empiezan en su parte más septentrional por el bloque del Gayá. Incluímos en este capítulo únicamente la parte occidental de este macizo, lo que nosotros denominamos zona de Querol-Montagut-Saumella, ya que el extremo occidental de este bloque, tanto por sus características tectónicas como estratigráficas, hemos considerado preferible estudiarlo en el siguiente capítulo, dedicado a los relieves del borde del Vallés-Penedés.

Hacia el sur, el bloque del Gayá se prolonga por los relieves del Montmell y Juncosa. Ni la compleja estructura, ni el modelado, es apropiado para un estudio estratigráfico; por tanto, estos afloramientos no serán particularmente descritos.

Hacia el oeste del bloque del Gayá se continúa por el arco montañoso de Miramar, que lo enlaza con la sierra de Prades.

La mesa de Prades es sin duda alguna el mejor afloramiento triásico de Cataluña. Su estructura tabular y consiguiente relieve en cuestas y muelas, permiten un detenido y fácil estudio de los diferentes niveles triásicos.

La parte meridional está constituída por un irregular afloramiento triásico, que con vistas a su estudio considera-

mos dividido en tres zonas: Muela de Llavería-Colldejo el más extenso y a la vez de estructura más compleja; zo de Masroig-Guiamets y sierra de Pradell; este último es mismo tiempo el de estructura más sencilla y más inter sante por los yacimientos que contiene.

Queda finalmente un último afloramiento, el de la zo Molá-Lloá-La Figuera. En realidad este relieve, en senti exclusivamente tectónico, deberíamos considerarlo con nuación de los relieves del Ebro, pero lo incluímos en es capítulo por las razones que expondremos a continuació

La estructura de todo el sector es sencilla y sin las i bricaciones y pliegues del bajo Ebro. El tipo dominante la estructura tabular, cuyo más perfecto ejemplo es mesa de Prades. Claro está que los relieves más meridi nales, sierra de Llavería y Molá-La Figuera, tienen cará ter de tránsito y presentan pliegues e imbricaciones, con nuación de los accidentes de los puertos. Pero incluso estos casos los relieves están «realmente en desacuer morfológico y estructural con las montañas del otro la del Ebro» (Llopis, 1947, p. 142), como dice Llopis refirié dose a la citada zona Lloá-Molá.

En la zona del Ebro era el Jurásico el elemento do nante en el modelado y el Trías aparecía únicamente co zócalo del mismo. En la región cuyo estudio vamos a e prender, el Triásico es el nivel mesozoico más ampliame te desarrollado.

Consecuencia de la más intensa erosión y menor p tencia de la serie secundaria, es que el zócalo paleozoi sea visible en casi todos los afloramientos triásicos de es zona.

Podríamos por tanto resumir en dos puntos fundame tales las características de los afloramientos triásicos q vamos a analizar en este capítulo; estructura sencilla serie estratigráfica visible en toda su extensión, desde base que descansa discordante sobre el zócalo paleozoic hasta los niveles más altos, cubiertos por el Jurásico Eoceno.

Estas dos características, que no se dan ni en la regi

del bajo Ebro ni en los niveles periféricos del Vallés-Penedés, son extraordinariamente favorables para un análisis estratigráfico. Por esta causa fue en ella donde primero se conoció el desarrollo estratigráfico del Trías.

1. La Figuera-Les Vilelles

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Situado en el extremo W. del Priorato, mereció pocas veces la atención de los numerosos geólogos que han estudiado el Trías de la provincia de Tarragona, y son muy escasas las referencias históricas que sobre él poseemos.

Las primeras noticias las hallamos en los trabajos de Bauzá (1876). Este autor se refiere exclusivamente a la estratigrafía de la parte meridional de este afloramiento. Describe la parte basal de la serie triásica, Buntsandstein y Muschelkalk, la única que se observa en los alrededores del Molá: «Los cerros de las Comas están constituídos en su base por las areniscas rojas y en sus cumbres por las calizas, entre las que vienen capas de yesos» (p. 118).

Mallada (1890-1895) proporciona ya algunos datos sobre la estructura de esta zona: «se desarrollan las calizas onduladas con distintas inclinaciones NNE.» (Mallada, 1890, p. 75). Señala también, aunque de una manera esquemática, el trazado del afloramiento de un nivel de arcillas yesíferas irisadas que corresponden al Muschelkalk medio.

Después de Mallada no volvemos a encontrar referencia alguna sobre esta zona hasta los trabajos de Schriel, Ashauer y Teichmüller (Schriel, 1929; Teichmüller, 1933; Ashauer y Teichmüller, 1935). El primero de ellos se refiere principalmente al contacto secundario-terciario, e insiste en su carácter normal y transgresivo (p. 154). Ashauer y Teichmüller publican un corte de esta zona, y en el último de los trabajos citados un mapa a escala 1 : 200.000. En ellos se señalan las líneas generales de la estructura de la región, pero al interpretar como Keuper los niveles margo-

sos del Muschelkalk medio, aparece una cabalgadura de
rección NNE.-SSW., que no existe en realidad.

Son los trabajos de Llopis Lladó (Llopis, 1947, 19
los que dan la exacta interpretación tectónica de esta zo
En el capítulo siguiente nos referiremos ampliamente a
mismos, pero creemos interesante hacer resaltar que se
la la presencia de la falla Molá-Lloá, continuación de la
más al sur limita la hoya de Mora, y de las cobijaduras
dirección N.-S. entre los materiales triásicos y jurásicos
cerro de Sant Pau de la Figuera (Llopis, 1947, p. 152). D
cubre tres interesanres yacimientos fosilíferos, con *Dao*
lla lommeli (1947, p. 53; 1952, p. 41) que le permiten sit
definitivamente en el Muschelkalk los niveles calizos
los contienen.

Como resultado de sus trabajos propone la siguiente
cesión estratigráfica (1952, p. 41):

ANISIENSE:
7 m.—Calizas compactas con fucoides.

FASANIENSE:
10 m.—Calizas claras en capas delgadas con *Daonella* cf. *lom*
alternando con capitas margosas amarillentas de pocos
tímetros.
8-10 m.—Calizas dolomíticas en capas de hasta un metro.

LANGOBARDIENSE-KEUPER:
40 m.—Margas irisadas yesíferas.
20 m.—Calizas y dolomías claras.

Esta serie coincide con las observaciones por nosot
realizadas, aunque discrepamos en la cronología de
misma, ya que consideramos que los niveles atribuídos
Anisiense representan el Muschelkalk superior. En o
trabajo (1947, p. 53) señala por debajo de las calizas
fucoides la existencia de calizas con *Myophoria interme*
y de «margas rojas del Röt» que nosotros situamos e
Keuper.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Su estructura general es muy sencilla, pero presenta numerosas complicaciones de detalle. Ha sido muy exactamente definida como «una magnífica y perfecta cuesta, perfecta y normalmente desarrollada entre Vilella y Molá; y hundida por falla contra el Paleozoico entre Molá y Lloá» (Llopis, 1947, p. 152). Hacia el norte, esta cuesta se continúa atravesando el río Montsant, hasta que desaparece fosilizada por los conglomerados terciarios. Su límite occidental es mucho más complejo. Las capas que en el borde oriental buzan regular y suavemente hacia el oeste, pronto se doblan formando dos sinclinales; hasta que junto a la ermita de Sant Pau las capas triásicas, completamente verticales y a veces ligeramente invertidas, entran en contacto mecánico con las calizas jurásicas, que cabalgan a su vez los conglomerados terciarios de la depresión del Ebro (fig. 10, I). La dirección de los accidentes es sensiblemente N.-S., excepto la falla Lloá-Molá, que en realidad es continuación de las que forman el límite occidental de la hoya de Mora. El límite de esta falla no marca el límite del afloramiento triásico, ya que se ha conservado también la cobertera secundaria del labio hundido de la misma. Precisamente el pueblo de Molá está edificado sobre las capas del Buntsandstein, que descansan normalmente sobre el Paleozoico que forma el labio hundido de la falla; en realidad el salto de la misma es muy escaso, y junto al Lloá casi desaparece.

Este afloramiento, muy poco extenso, es sin embargo extraordinariamente interesante, ya que constituye el punto más occidental de Cataluña en que puede observarse el Buntsandstein.

Los niveles fosilíferos no son muy abundantes, pero sí suficientes para una correcta datación de las capas.

La parte cartografiada se limita a la zona oriental del afloramiento, única que permite un análisis estratigráfico.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

El Molá.—Este pueblo está edificado sobre materiale del Buntsandstein; debajo de la iglesia pueden observars las areniscas rojas micáceas con algunos cantos de cuarz y cuarcita, de tamaño comprendido entre 2 y 10 centíme tros. Siguiendo el camino que se dirige en dirección a l mina «Linda Mariquita», se corta un pequeño barranco d dirección E.-W. que permite observar el yacente paleozoi co del Buntsandstein. El Trías descansa normalment sobre el granito, pero existe un sistema de fallas paralela de dirección aproximada NE.-SW., de pequeño salto, qu hunden el Trías en relación con su zócalo.

En conjunto, todo el Trías inferior está bastante tritu rado y es imposible determinar su espesor. Encima d los niveles superiores del Buntsandstein, constituídos po margas rojas, descansan las calizas del Muschelkalk in ferior que forman los cerros cotas 403-301, al norte d pueblo. Estas calizas están bastante replegadas y rotas po pequeñas fallas. Tienen de 20 a 30 m. de espesor visible

La serie estratigráfica queda interrumpida por la fall antes citada, que pone en contacto el Muschelkalk inferio con la base del Muschelkalk superior del bloque septen trional (fig. 10, II). Puede observarse en la trinchera de l carretera junto al Km. 3. Es ligeramente inversa y tiene di rección WSW.-ENE. El plano de falla ha sido lubricad por los yesos del Muschelkalk medio. El labio meridiona de la falla está constituído por las calizas, en las que e Dr. Llopis (Llopis, 1947, 1952) descubrió un yacimiento d *Daonella*. El yacimiento se encuentra en una cantera si tuada junto al Km. 0,5 de la carretera. El hallazgo de est fósil es extraordinariamente importante, ya que caracteriz estas calizas como Muschelkalk superior. A partir del nive de *Daonella* se cortan niveles cada vez más altos del Mus chelkalk superior (las capas buzan al NW. 45°), hasta qu finalmente un kilómetro al norte del pueblo se entra en e Keuper. La sucesión de materiales que se observa es l descrita por Llopis (Llopis, 1952, pp. 41-42).

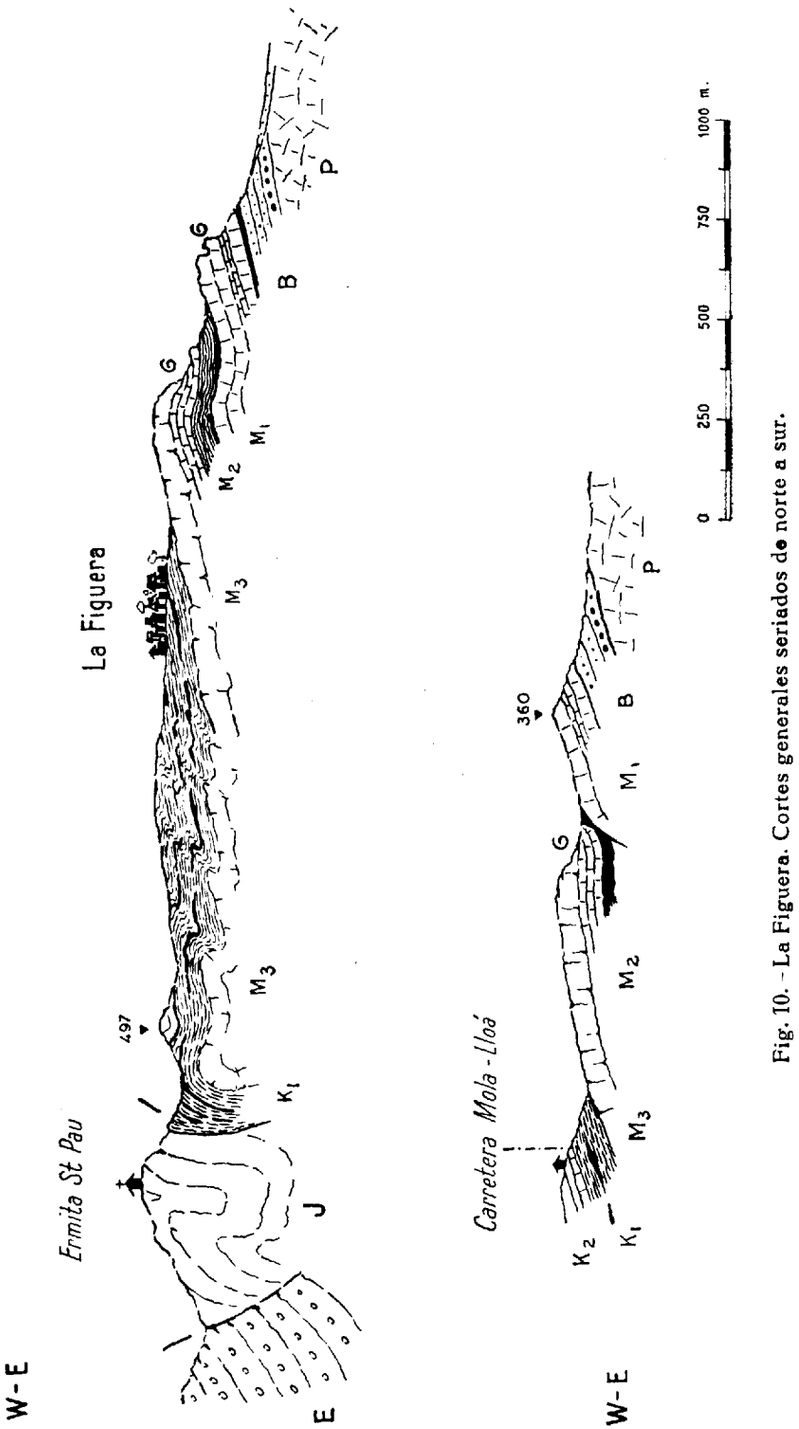


Fig. 10. - La Figuera. Cortes generales seriados de norte a sur.

Carretera Molá-La Figuera.—Después de cortar la falla antes descrita y la banda de Muschelkalk superior, la carretera discurre por los materiales del Keuper. Lar margas del Keuper son de color rojo anaranjado en la base e irisadas y amarillentas en la parte superior, con capas de yesos en el centro; tienen unos 60 metros de potencia y están cubiertas de un nivel calizo que forma los relieves más elevados que quedan al SW. de La Figuera. Este nivel corresponde al Keuper superior, las calizas son dolomíticas, blancas, friables y algo cavernosas en la base; constituyen la parte más alta de la serie observable en esta zona. No existen buenos cortes que permitan obtener una estratigrafía detallada.

La Figuera-Sant Pau.—La Figuera está situado en el contacto de las calizas del Keuper con los niveles de arcillas yesíferas irisadas subyacentes. El buzamiento general es en dirección W. unos 12 a 20°, pero las capas trazan una serie de ondulaciones, que en líneas generales se reducen a los dos sinclinales que hemos citado anteriormente.

En el núcleo de estos pliegues se han conservado los niveles calizo-dolomíticos del Keuper superior. Es precisamente en el contacto entre el Keuper superior y el inferior donde surge la fuente de La Figuera, situada a unos 500 metros del pueblo, sobre el camino.

Esta estructura tan sencilla queda bruscamente interrumpida junto al cerro de Sant Pau. (Fig. 10, I)

La ermita está edificada sobre los niveles dolomíticos jurásicos; son dolomías cristalizadas muy duras y compactas, que en la parte inferior son rojizas y brechoides, con el típico aspecto que presenta el Liásico inferior en la zona del bajo Ebro y relieves del sur del campo de Tarragona.

El buzamiento de las capas es bastante variable junto a la ermita, WNW. 50°; pero al dirigirse hacia La Figuera es más acentuado y las capas llegan a estar verticales e incluso invertidas; la dirección SSW.-NNE. es constante. Al descender desde el cerro de San Pablo hasta la carretera que se dirige hacia el Molá, las calizas jurásicas entran

en contacto con los materiales del Keuper. El contacto está fuertemente mecanizado y en algunos sitios es un cabalgamiento, ya que las calizas, dolomías y carniolas del Keuper superior llegan a sobreponerse a las dolomías jurásicas.

El sendero que desde la ermita desciende a la carretera corta este contacto y permite obtener una serie muy detallada del complejo calizo-dolomítico del Keuper superior.

Esta serie tiene el peligro de posibles laminaciones, pero creemos interesante describirla porque es en el único lugar del afloramiento donde puede obtenerse un corte detallado de estos niveles, y que además tiene la ventaja de ser observable desde su yacente de margas irisadas hasta el techo de dolomías rojas cavernosas del Lías

Techo. – Dolomías rojizas y brechoides jurásicas.
1,5 m.—Dolomías brechoides y cavernosas.
1,5 m.—Calizas margosas en capas delgadas.
0,5 m.—Calizas rojizas.
2 m.—Arcillas y margas amarillentas en fina alternancia.
12 m.—Margas calcáreas grises y amarillentas, algo rojizas en la base.
3 m.—Caliza dolomítica gris, compacta, con vetas rojizas.
15 m.—Dolomía negruzca y dura algo brechoide.
10 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas.
Yacente.—Arcillas grises e irisadas del Keuper con intercalaciones de yesos, y carniolas en la parte superior.

Camino de La Figuera a Vilella Baixa.—Este camino proporciona un corte extraordinariamente favorable para un estudio estratigráfico, puesto que corta una serie isoclinal y muy poco inclinada. El único inconveniente es que la serie no es completa en su parte superior, ya que se inicia con los niveles más altos del Muschelkalk, y la parte basal de la misma, contacto Trías-Paleozoico, queda algo enmascarada por los derrubios del río Montsant.

Techo.—Arcillas irisadas con yesos, sobre las cuales está edificado La Figuera.

10 m. Calizas dolomíticas compactas, grises, con vetas rojizas; buzan 15° E.
3 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas.
15 m.—Dolomías negruzcas bien estratificadas.
2 m.—Calizas compactas en lajas con algunos restos de fucoides. Sigue el buzamiento al E., pero más acentuado; oscila entre 15 y 20°.
10 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas con restos de fucoides y *Daonella;* estas capas, mucho más blandas que las superiores, forman un pequeño rellano que se ha aprovechado para el cultivo.
7 m. —Calizas duras compactas; buzan 12° WNW.
40 m.—Arcillas rojas, que en la parte superior tienen intercalaciones de yeso de unos 5 cm. como máximo, y en la base lentejones de arenisca, verdosos y azulados. Este nivel da lugar a un rellano mucho más desarrollado, que forma el collado que queda al E. de las cotas 426 y 527.
40 m. —Dolomías grises algo cavernosas en la parte superior; en la parte central contienen nódulos de ágata. Son muy duros, tienen gran importancia en el paisaje y constituyen un abrupto «cinglo», caracterizado además por relieves ruiniformes. Contienen restos de *Myophoria* sp.
25 m. —Calizas compactas con restos de fucoides.
2 m.—Calizas grises compactas.
30 m.—Dolomías negras con intercalaciones rojizas arenosas.
5 m. —Arcillas rojas irisadas.
30 m. (visibles).—Arenisca roja.
YACENTE. —Paleozoico.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

La serie descrita corresponde casi al corte Vilella Baixa-La Figuera-Sant Pau, ya que es el mejor que puede obtenerse en toda la región. Visible desde su yacente paleozoico al techo jurásico está, excepto en la parte superior, muy poco tectonizado.

El estudio de los niveles basales, que en el corte La Figuera-Vilella no presentan buenos afloramientos, se ha completado con las observaciones realizadas en los alrededores del Molá. La serie obtenida para el Keuper en la zona Sant Pau-La Figuera se ha verificado en los afloramientos de la carretera Molá-La Figuera, que si bien no permiten

obtener una estratigrafía excesivamente detallada, son más seguros para la obtención de potencias, ya que su estructura es más sencilla.

TECHO. —Dolomías rojizas del Lías.

KEUPER SUPERIOR.
3 m.—Dolomías brechoides y cavernosas con intercalaciones rojizas y margosas.
14 m.—Margas calcáreas rojizas y amarillentas con niveles de carniolas.
15 m.—Dolomías negruzcas y caliza dolomítica gris, brechoide, con vetas rojizas.
10 m.—Calizas arcillosas y carniolas en alternancia irregular.

KEUPER INFERIOR.
35 m.—Margas irisadas y amarillentas.
25 m.—Margas irisadas y rojizas. En la parte superior con intercalaciones de yesos en bancos poco potentes, 30 cm. como máximo, y niveles de carniolas en la base.

MUSCHELKALK SUPERIOR.
10 m.—Calizas dolomíticas compactas, grises, con vetas rojizas.
3 m. —Calizas arcillosas en capas delgadas.
15 m. —Dolomías negras compactas.
12 m. —Calizas arcillosas en capas delgadas con restos de fucoides y *Daonella lommeli* Viss.
7 m. —Calizas grises compactas, algo dolomíticas y cavernosas en la base.

MUSCHELKALK MEDIO.
25 m. —Arcillas rojas y amarillentas con intercalaciones de yeso en capas potentes.
15 m.—Arcillas rojas e irisadas con finos lentejones de arenisca.

MUSCHELKALK INFERIOR.
40 m.—Dolomías grises. Algo cavernosas en la parte superior, contienen nódulos de ágata y *Myophoria* sp.
25 m. —Calizas compactas con restos de fucoides.
2 m.—Calizas arcillosas en capas finas.
30 m.—Dolomías negras con vetas rojizas arenosas.

BUNTSANDSTEIN.
5 m.—Arcillas rojas irisadas.
45 m.—Areniscas rojas micáceas.
10 m. —Conglomerados de cemento rojizo y arenoso, constituídos por cantos de cuarzo y cuarcita de 2 a 10 cm.

YACENTE. —Paleozoico o granito.

2. Masroig-Guiamets

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Apófisis septentrional del manchón triásico de Llavería no contiene yacimientos fosilíferos que hayan llamado la atención de los numerosos geólogos que han trabajado en el Triásico tarraconense. Las primeras referencias sobre esta zona las encontramos en la obra de Bauzá (1876, p. 117). Este autor se refiere únicamente a la parte norte del afloramiento y esboza la sucesión estratigráfica del mismo; indica que «la arenisca del Trías descansa en estratificación discordante sobre las pizarras, faltando el miembro de las margas y arcillas yesosas, y existiendo la caliza superior que remata la cúspide de los cerros». Aunque indica que esta caliza presenta vestigios de fósiles (p. 117), en ningún trabajo posterior se hace referencia a los mismos ni nosotros hemos podido hallarlos.

Gombau (1877) da algunos datos sobre la composición litológica del Buntsandstein. Mallada (1890, 1902) cita también brevemente este afloramiento, pero no aporta ningún otro dato al conocimiento de la estratigrafía del mismo.

Es preciso llegar a los trabajos de los geólogos alemanes para encontrar nuevas referencias sobre esta zona. Referencias que se limitan a un mapa y un corte a escala 1 : 20.000 (Teichmüller, 1933; Ashauer y Teichmüller, 1935). Estos autores observan que las capas calizas que coronan las areniscas del Buntsandstein no constituyen la parte más alta de la serie, sino que por encima de ellas viene un nivel margoso que atribuyen al Keuper, que en realidad es Musch. medio. Como sobre este supuesto Keuper vienen de nuevo calizas del Muschelkalk, Ashauer y Teichmüller imaginan un cabalgamiento que no existe en la realidad.

Las más recientes y completas referencias las proporciona el trabajo de Llopis Lladó (1947). En líneas generales admite la estructura propuesta por los autores alemanes, pero cartografía como Muschelkalk continental el nivel margoso superior a las calizas del Muschelkalk, que aquéllos situaban en el Keuper. La sucesión estratigráfica propuesta es (p. 153):

15 m.—Dolomías friables blancas.
40 m.—Margas irisadas yesíferas.
45 m.—Calizas dolomíticas, margas amarillentas y calizas compactas alternantes.
15 m.—Calizas con fucoides.
40 m.—Calizas compactas con nódulos de ágata.
20 m.—Calizas compactas con fucoides.
40 m.—Calizas compactas con fucoides.
10 m.—Margas rojas del Röt.

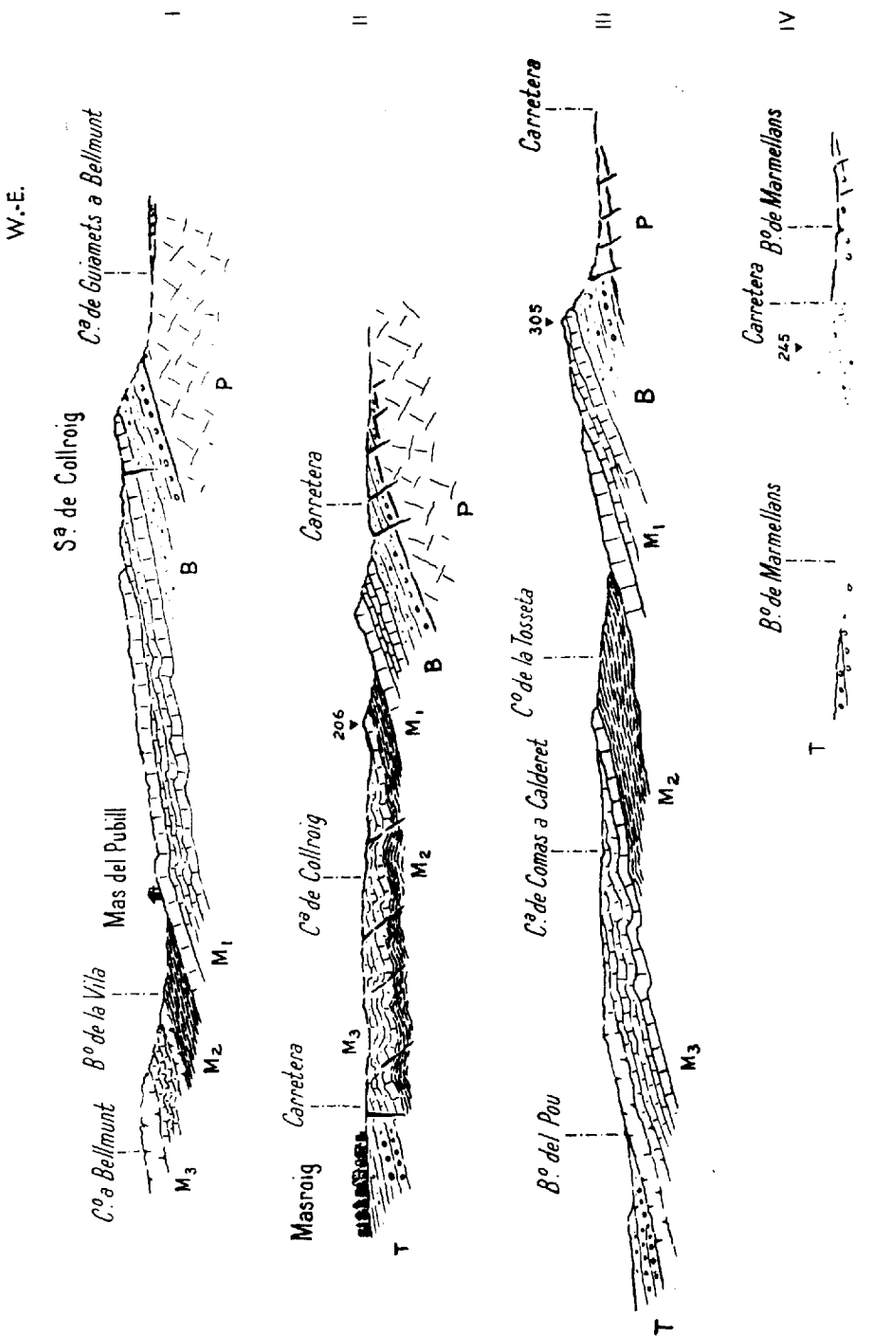
B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Esta zona forma parte de los relieves periféricos de la depresión de Mora y constituye el tránsito y enlace de la sierra de Llavería y las del Molá-La Figuera.

Su estructura es extraordinariamente sencilla y adecuada por tanto para un análisis estratigráfico. A pesar de no existir en ella ni un solo yacimiento fosilífero, la datación de los diferentes niveles no ofrece dificultad por comparación con otras zonas muy próximas (de 3 a 5 Km.) y perfectamente datadas.

En líneas generales está constituída por una banda de materiales triásicos, subhorizontales y orientados sensiblemente de norte a sur desde Bellmunt a Guiamets. El cabalgamiento descrito por los geólogos de la escuela alemana no existe, y excepto pequeñas discordancias mecánicas los diversos niveles son perfectamente concordantes.

Hacia el este limita con los materiales granítico-paleozoicos del Priorato, el contacto es normal y permite observar los niveles basales del Triásico. En la parte occidental el Trías queda recubierto por depósitos terciarios transgre-



sivos. Sin embargo, en el contacto existe también una pequeña dislocación que forma el límite occidental de la hoya de Mora. Esta falla, fosilizada por el Terciario más moderno, ha sido exhumada posteriormente en parte y es visible en el Masroig, junto a la entrada del pueblo. El contacto del Terciario transgresivo sobre el Triásico es en general difícil de delimitar, ya que está cubierto de derrubios actuales. Cuando existen cortes verticales, como por ejemplo en el barranco del Pou, junto al camino de Masroig a Guiamets y en La Figuera, puede observarse una potente zona de meteorización entre ambas formaciones.

Las capas triásicas forman un sistema de cuestas inclinadas hacia el oeste, que contrastan extraordinariamente con los suaves relieves modelados en el zócalo primario situado al este y el relieve, también muy poco enérgico, del Terciario de la hoya de Mora, que forma su límite occidental.

El límite morfológico de la depresión de Marsá no coincide exactamente con el límite del contacto granito triásico. La cuesta desarrollada a favor del Buntsandstein inferior ha retrocedido más de 200 m., y los niveles basales de conglomerados del Buntsandstein, extraordinariamente duros y compactos, están arrasados por una pequeña rampa de erosión que continúa la depresión de Marsá.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Carretera de Marsá.—Esta carretera proporciona uno de los cortes más completos e interesantes de este afloramiento El corte se inicia junto al Km. 10. Aparece la base del Buntsandstein, que descansa sobre el granito, con un buzamiento de 8° WSW. Estos niveles están constituídos por conglomerado rojo cuarzoso, cuyos cantos tienen un diámetro comprendido entre 1-7 cm., predominando los de cinco centímetros. La potencia de este conglomerado basal es de 10 m. y a él se sobreponen bancos de areniscas rojas muy micáceas, que son más arcillosas a medida que se asciende en la serie. (Fig. 11, I.)

La parte alta del Buntsandstein está constituída por un

nivel arcilloso muy potente, para los que anotamos la s guiente sucesión estratigráfica.

TECHO. -Calizas del Muschelkalk.
8 m. -Arcilla blanquecina amarillenta con intercalaciones de ma gas calcáreas.
4 m. -Arcilla rojiza irisada.
8 m. -Arcilla roja.
14 m. -Arenisca roja muy arcillosa alternando con bancos de arcill roja. Estos últimos tienen intercaladas finas vetas de yes
YACENTE.—Areniscas rojas compactas, más arcillosas en la part superior. Tiene unos 30 a 35 m. de potencia y descansa s bre los conglomerados de base.

El buzamiento de las capas se mantiene constante, éstas vienen cortadas por numerosas fallas de salto inferio a un metro y dirección aproximadamente norte-sur. Lo planos de falla son sensiblemente verticales, y las diversa dovelas, que tienen de uno a dos decámetros de longitud están alternativamente elevadas y hundidas. Esta tectoni zación se acentúa en el contacto entre el Buntsandstein las calizas del Muschelkalk, seguramente por causas mecá nicas de diferencia de plasticidad.

A pesar de estos pequeños accidentes, el contacto entre Muschelkalk y Buntsandstein puede decirse que es nor mal. El buzamiento de las capas se acentúa ligeramente gira hacia el norte pasando a 28° WNW. La serie que puede obtenerse del Km. 8,9 hasta el 9 es la siguiente:

TECHO.—Arcillas rojas yesíferas.
15 m.—Dolomías grises y duras algo cavernosas con nódulos.
10 m.—Calizas dolomíticas grises en capas delgadas con intercalaciones rojizas.
12 m.—Dolomía negruzca.
2 m.—Caliza dolomítica arcillosa en lajas, color gris azulado.
8 m. -Dolomía negruzca azulada.
2 m.—Dolomía rojiza y brechoide.
10 m.—Dolomía compacta negruzca.
6 m.—Caliza margosa gris amarillenta.
3 m.—Caliza margosa rojiza, en delgadas lajas.
6 m. - Dolomía compacta negruzca con vetas rojizas.

20 m. - Dolomía muy cristalina de color gris negruzco, pero con manchas rojizas. En la base fuertemente arenosa, en la parte superior con pequeñas geodas de calcita.
YACENTE.—Arcillas rojas irisadas del Buntsandstein.

El contacto entre las calizas del Muschelkalk inferior y su techo de margas rojas está también bastante triturado; en conjunto presenta una estructura análoga al contacto entre el Buntsandstein y el Muschelkalk antes descrito. Las margas rojas se introducen en las grietas y diaclasas de las calizas subyacentes. Sin embargo, en conjunto puede observarse claramente cómo las capas calizas y dolomíticas del Muschelkalk inferior se introducen de manera normal y concordante bajo el complejo rojo arcilloso del Muschelkalk medio.

El Muschelkalk medio tiene unos 35 m. de potencia. La parte basal está constituída por arcillas muy rojas, y la parte superior por arcillas blanquecinas e irisadas, que en su base tienen finas vetas de yeso. El yeso es en esta zona relativamente poco abundante e inaprovechable para la explotación. Se dispone en pequeños lentejones que no sobrepasan los 20 cm. de espesor. La potencia total de la capa de yeso no alcanza a dos metros.

Cerca del Km. 7,5 se apoyan concordantemente sobre las arcillas amarillentas e irisadas que constituyen la parte superior del tramo rojo, unas capas calizas de características muy diferentes a las del Muschelkalk inferior; como dice Llopis son unas «calizas en lajas margosas, grises y amarillentas; semejantes a las de los niveles de *Daonella*» (Llopis, 1947, p. 137). En el contacto entre estas calizas y los niveles margosos del Muschelkalk medio aparecen también signos de mecanización análogos a los observados en esta zona siempre que se ponen en contacto niveles calizos y arcillosos.

Este contacto fue interpretado por Ashauer y Teichmüller (Teichmüller, 1933; Ashauer y Teichmüller, 1935) como un cabalgamiento Creemos sin embargo que esto fue consecuencia de un apriorismo estratigráfico, ya que estos autores partían de la base de que todo nivel margoso su-

perpuesto a calizas del Muschelkalk debía ser Keuper. por lo tanto era imprescindible admitir una superposici tectónica para explicar la intercalación de este supues Keuper entre dos niveles calcáreos cuya colocación en Muschelkalk era indudable.

Las calizas del Muschelkalk superior forman una segu da cuesta, paralela pero menos desarrollada que la Muschelkalk inferior. Las capas calizas presentan buz mientos WSW. comprendidos entre 10° y 30° y forman p queños repliegues que se van acentuando en direcci oeste. A la entrada del Masroig, junto al cementerio, Muschelkalk superior, constituído por calizas arcillos amarillentas y con algunos fucoides, entra en contacto p falla con los materiales oligocenos. Esta falla, cuyo sal es imposible determinar, pero que parece poco importan tiene dirección NE.-SW., y según Llopis «tal vez corr ponda a la terminación meridional de la falla de Ciuran (Llopis, 1947, p. 157). Esta falla puede observarse úni mente en una longitud de unos 200 m., ya que en los más puntos queda fosilizada por los mismos material oligocenos que recubren normalmente los materiales tr sicos. (Fig. 11, II.)

El corte de la carretera no es muy favorable para obt ner un corte del Muschelkalk superior, pero en líneas g nerales se observa la siguiente estratigrafía.

TECHO.—No visible.
Dolomías cavernosas grisnegruzcas.
Calizas arcillosas en lajas, grises o amarillentas, con algunos ni les de fucoides.
Dolomías grises con algunas vetas rojizas en la base.
YACENTE.—Arcillas amarillentas e irisadas.

BARRANCO DEL POU.—El barranco del Pou, al sur Masroig, permite cortar el contacto secundario-terciario observar interesantes detalles sobre la estratigrafía Muschelkalk superior.

En el fondo del barranco no existe falla entre el Tría. el Oligoceno; el Terciario fosiliza un suave relieve exca

do en el Triásico. Apenas hay discordancia; el Triásico buza 22° SSW. y el Terciario 12° al W., pero ambos están separados por una intensa zona de meteorización de más de 6 metros. (Fig, 11, III y IV.)

El Oligoceno está constituído por arcillas margosas con disminución en bolas, que tienen intercalados delgados niveles calcáreos. Estos materiales tienen color rojo anaranjado. Son bastante difíciles de distinguir de las calizas margosas del Muschelkalk superior, sobre todo cuando no hay cortes recientes. Por lo tanto es bastante difícil en la cartografía delimitar ambas formaciones. En algunos lugares resulta además completamente imposible y artificial esta delimitación, ya que el Oligoceno forma una delgada y discontinua película sobre las formaciones triásicas.

El barranco del Pou proporciona también un magnífico corte del Muschelkalk superior.

TECHO.—Oligoceno discordante.
? —Margas irisadas del Keuper; se han conservado en muy pocos lugares.
20 m. (visibles).—Dolomías compactas algo cavernosas.
5 m.—Calizas margosas.
8 m.—Calizas margosas rojizas en capas delgadas con la superficie ondulada.
7 m.—Calizas grises y nodulosas algo dolomíticas.
3 m.—Dolomías cavernosas.
12 m.—Calizas dolomíticas algo negruzcas con superficies onduladas y algunos fucoides.
5 m.—Calizas en finas lajas con fucoides.
8 m. (visibles).—Caliza arcillosa en lajas.
YACENTE.—No visible.

CAMINO DE COLL ROIG.—El camino de Coll Roig, desde el Mas Roig hasta el pie de la cota 2, permite obtener un corte análogo al de la carretera.

El primer tramo sigue sobre las arcillas nodulosas y anaranjadas que descansan en forma de una delgada película sobre las calizas del Muschelkalk superior. Como ya hemos dicho, el límite secundario-terciario es muy impreciso y difícil de fijar. En los escasos lugares en que puede

observarse el buzamiento del Terciario éste es de 5-8° N junto al pequeño torrente que desemboca en el barran del Pou, frente al Km. 8, aparecen las margas rojas ye feras del Muschelkalk medio normalmente por debajo las calizas del Muschelkalk superior y por encima de l del Muschelkalk inferior; la constitución de este tramo análoga a la observada en la carretera. Esta banda de m teriales rojos yesíferos se continúa hacia el norte por Mas de Pubill.

A continuación el camino remonta una nueva cuesta Muschelkalk inferior que culmina en la cota 341 (Coll Roi El frente de la cuesta está tallado en las calizas muy dur de la parte basal del Muschelkalk inferior y parte alta d Buntsandstein.

Este camino permite verificar la serie estratigráfica o tenida en la carretera. Permite además comprobar la exi tencia de un delgado nivel de carniolas entre la base d Muschelkalk y el Keuper, e interesantes fenómenos de c ñas e indentaciones entre las areniscas y conglomerad de la base del Buntsandstein, fenómenos que han sido citados por Llopis (Llopis, 1947, p. 48). En conjunto se o serva un aumento del carácter detrítico de estos material de sur a norte.

Carretera de Guiamets.—Esta carretera corta a las c pas siguiendo su misma dirección, y por tanto no permi realizar casi ninguna observación. En el tramo final, a p tir del Km. 2, puede comprobarse cómo las calizas del Mu chelkalk inferior descansan sobre el Buntsandstein con buzamiento de 15° SW.

El Terciario transgresivo se pone en contacto con es Muschelkalk inferior y oculta los niveles superiores. Sol mente en el fondo del barranco de Marvellans quedan un pequeños retazos de arcillas rojas del Muschelkalk med sobre las calizas.

Carretera de Alcolea.—Esta carretera no permite ta poco añadir nuevas observaciones a las ya realizada

Creemos necesario anotar la existencia de una cantera situada poco antes del Km. 478, junto al camino de la Toseta.

En el corte de la carretera la serie observada es:

1 m.—Calizas arcillosas.
0,5 m.—Calizas dolomíticas grises compactas.
2 m.—Dolomías negras compactas.
0,5 m.—Calizas margosas en capas delgadas zonales.
1 m.—Calizas duras rojizas algo arenosas.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

Esta sucesión corresponde a la obtenida en el corte de la carretera de Masroig, completada en su parte superior con el corte del barranco del Pou. Los otros cortes observados han servido para comprobar los espesores y constancia de los niveles litológicos.

Para las capas basales de conglomerado cuarzoso y arenisca roja damos unos espesores máximos y mínimos, ya que como se ha dicho anteriormente la variación lateral de estos niveles es considerable. La máxima potencia de los conglomerados, y por tanto la mínima de las areniscas, corresponde a la zona septentrional.

El nivel más superior que es posible observar es el de las arcillas irisadas de la base del Keuper, el resto ha sido barrido por la erosión anteoligocena o bien cubierto por los materiales de este piso.

Techo.—Oligoceno discordante.

Keuper inferior.
? —Arcillas irisadas amarillentas.

Muschelkalk superior.
30 m.—Dolomías grises y finas algo cavernosas.
13 m.—Calizas margosas en capas delgadas con la superficie ondulada.
10 m.—Calizas grises compactas algo dolomíticas.
12 m.—Calizas dolomíticas compactas algo negruzcas, con fucoides.
15 m.—Calizas arcillosas en lajas delgadas con fucoides.
5 m. Dolomías grises con algunas vetas rojizas en la base.

MUSCHELKALK MEDIO.

18 m.—Arcillas blanquecinas e irisadas.
5 m.—Arcillas amarillentas y rojizas con vetas de yeso no su riores a 20 cm. de potencia.
12 m. Arcillas rojas.

MUSCHELKALK INFERIOR.

38 m.—Dolomías grises o negruzcas compactas, pero bien estrati cadas, con nódulos silíceos.
10 m.—Caliza dolomítica de color gris azulado, más arcillosa, y tratificada en la parte superior.
12 m.—Dolomía compacta gris negruzca, con niveles algo bi choides.
10 m.—Calizas margosas en finas capas grisamarillentas y con i veles algo rojizos.
25 m.—Dolomías compactas cristalinas de color grisnegruzcas manchas rojizas, en la base fuertemente arenosas.

BUNTSANDSTEIN.

8 m.—Arcillas blanquecinas con intercalaciones de margas c cáreas.
10 m.—Arcilla roja irisada.
20 m.—Arenisca roja muy arcillosa alternando con bancos de ar lla roja, que contiene finas vetas de yeso.
20-60 m.—Arenisca roja compacta.
10-20 m.—Conglomerado rojo cuarzoso.

3. Sierra de Llavería

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

La primera cita sobre el Triásico de esta sierra provie de Verneuil (1855). Este autor se limita a dar cuenta d hallazgo de *Myophoris laevigata* y *M. curvirrostris* en u localidad que sitúa él «entre Tivisa y Bellmunt» y de existencia de Triásico en Coll de Fatxes.

Bauzá (1876) es aún más escueto e impreciso, y se mita a decir que «desde el Coll de la Texeta hasta el r Ciurana se extiende una gran zona triásica» (p. 117).

Es en el trabajo de Gombau (1877) donde hallamos l

primeras referencias concretas sobre esta zona, si bien no puede deducirse de ellas ninguna conclusión estratigráfica. Son interesantes las observaciones que hace sobre la constitución litológica del Buntsandstein; indica que «se ven pudingas alternantes con las arcillas rojas y moradas, muy micáceas» y que «el espesor de aquéllas (las pudingas) disminuye para las capas más elevadas».

Mallada, en su Sinopsis paleontológica (1891) y Catálogo de especies fósiles (1892), recoge las citas de D'Archiac, a las que añade *Natica gregaria* Schlot. (1880, páginas 224-245).

En sus dos trabajos de carácter estratigráfico: «El Triásico de la provincia de Tarragona» y «Síntesis estratigráfica de la península Ibérica», dedica varias páginas a la descripción de esta zona. El Buntsandstein lo observa en la parte oriental del afloramiento en una banda que se extiende «entre Montroig y Pratdip» (1890, p. 70), y también en «la base de las sierras de Cabrils, el Calaf y las Taules de Marsá, serrijones derivados de la montaña de Llavería». Sobre estas areniscas existen, según Mallada, unos «tramos calizos constituídos por tres niveles bien individualizados: 1.° «Dolomías algo cavernosas, de colores blanquecinos»; 2.° «Calizas arcillosas tabulares con abundancia de fucoides»; 3.° «Dolomías compactas rojizas que constituyen la base del Muschelkalk en esta mancha» (1890, p. 71). El nivel 3.° corresponde realmente al Muschelkalk inferior. Pero con los niveles 1 y 2, Mallada indica indistintamente la parte alta del Muschelkalk inferior y superior, ya que ambas formaciones tienen una constitución litológica bastante parecida.

En el nivel segundo cita en Colldejou la presencia de daonellas (p. 72). Sobre el Keuper no se halla ninguna referencia clara en los trabajos de Mallada. Se refiere este autor ciertamente a unas «arcillas rojas yesíferas», pero en esta denominación engloba indiferentemente los materiales del Muschelkalk medio, que cita en el valle de Pratdip y Santa Marina, como el Keuper del Coll del Guix, entre la Mola y Llavería.

Después de los trabajos de Mallada, que dan fin a un primera fase en la historia del conocimiento de esta zona hay un período de más de 30 años, durante el cual no s producen nuevas aportaciones, ya que Wurm (1913), en s descripción del Trías de la provincia de Tarragona, se limi ta a recoger las citas de Mallada.

El segundo período en que podemos considerar dividi da la bibliografía de esta zona se inicia con el trabajo d Vilaseca (1920). Es verdaderamente impresionante la can tidad de detalles y observaciones acumulados en esta pu blicación. Desde el punto de vista estratigráfico es si duda alguna el trabajo más interesante que existe sobr esta región. Se señalan en él los principales yacimiento fosilíferos, se anotan numerosos detalles sobre las caracte rísticas de los diversos niveles triásicos y, finalmente, s establece una serie estratigráfica de conjunto que transcri bimos a continuación y coincide por completo con la ob servada por nosotros.

a, b.—Conglomerados y arenisca inferior.
c.—Calizas dolomíticas del Muschelkalk inferior.
d.—Faja de arcillas y yesos de colores.
e, f.—Calizas de *Daonella lommeli*, *Natica gregaria*, *Anaulocidari* etc. (corresponden al yacimiento de Mas Monet, que coloc acertadamente en el Ladiniense).
g, h.—Keuper.
i, j.—Jurásico (pie fig. 9, pág. 33).

Resulta difícil de comprender cómo estos interesante resultados a que llegó Vilaseca no fueron aprovechado por los geólogos posteriores y por qué razón la escuel alemana, al emprender la interpretación tectónica de est sierra, recurrió a una serie de contactos mecánicos y cabal gamientos para explicar la existencia de margas rojas yesí feras intercaladas en el Muschelkalk, a pesar de que ya partir de Vilaseca quedaba completamente demostrad que esta intercalación responde a un hecho estratigráfico

Vilaseca consideró muy acertadamente las calizas co *Daonella* equivalentes a las capas fosilíferas de Mora d

Ebro y las coloca en el Ladiniense. Cita los yacimientos fosilíferos de Mas Monet (Pratdip), camino de Coll de Jou a la Torre de Fontaubella, pueblo Colldejou, fuente d'en Coll (Pratdip) y Mas de la Vall, en el camino de Capsanes a Llavería (Capsanes). En el mapa geológico que acompaña este trabajo señaló además otro yacimiento situado junto al pueblo de Llavería, todos ellos en el Muschelkalk superior y con la fauna que se ha indicado.

En el mapa geológico a escala 1:200.000 que acompaña el trabajo, quedan esbozados la distribución de los tres niveles triásicos, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Sin embargo, la falta de una interpretación tectónica de los contactos hace que de su observación se deduzca una estructura excesivamente simplista para la sierra de Llavería.

A propósito, hemos diferido la cita de dos breves notas publicadas sobre esta zona, el año anterior que el trabajo de Vilaseca a que hemos hecho referencia, ya que, en realidad, las consideramos como avances del mismo.

En una de ellas, Vilaseca, Bataller y Faura (1919), dan cuenta del hallazgo de «Una especie de equínido en Mas Monet, entre Coll de Jou y Pratdip, y otro ejemplar al sur de Capsanes», especie que Lambert describió como *Anaulocidaris faurai* n. s.

En la otra, Vilaseca (1919) resume algunos de los resultados previos del estudio que estaba realizando sobre el Trías de la provincia de Tarragona, y cuya exposición detallada realiza en la publicación antes citada (1920).

También como una continuación de los trabajos de Vilaseca pueden considerarse las notas de Wurm (1920) y Lambert (1927). En la primera de ellas, Wurm da una más amplia referencia sobre el material recogido en el Mas Monet de Colldejou, y describe detenidamente (183-164) unos ejemplares de *Daonella lommeli* y *Halobia* sp.

Lambert cita y describe detalladamente *Anaulocidaris faurai* Lamb. y *Encrinus monentesis* Lamb., ambos en el «Muschelkalk superior (Ladiniense)», también en el Mas Monet de Coll de Jou (1927, p. 7-8).

Bataller (1922), en una memoria dedicada al estudio

de los terrenos jurásicos de la provincia de Tarragona, s refiere a las formaciones triásicas subyacentes y a la es tructura general de la sierra. En unos cortes (figs. 5, 6 y 7 extraordinariamente esquemáticos, representa las sierra de Llavería y Coll de Jou, unas «muelas» formadas por un serie subhorizontal que abarca desde el Trías al Jurásic superior. Sin embargo, en el texto se hace referencia contactos entre granito y Trias medio y superior, y a uno «depósitos triásicos superiores» sobre los que se hall emplazado el pueblo, y que, aparentemente por lo meno descansan sobre el Jurásico, indicio todo ello de una te tonización de las capas. Este trabajo es particularment interesante para la delimitación de los depósitos triásico y jurásicos. El autor traza un esquema en que puede o servarse un nivel de «calizas rojas compactas (Batalle 1922, pág. 59), que se superponen al Triásico superior son recubiertos por el Liásico, o sea que, análogamente lo que sucede en el bajo Ebro, sirven de límite entre Trías y Lías.

Con la obra de Bataller queda establecida en sus ra gos generales la estratigrafía de esta zona y se inicia un tercera y última época en que se dedica especial atenció a las características estructurales. Esta época comienz con los trabajos de la escuela de Stille y culmina con l publicación de la gran monografía de Llopis sobre la mo foestructura de los Catalánides (1947).

De manera semejante a lo que decíamos al estudiar l zonas de Alfara, Paúls y Camposines se produce aquí u curioso fenómeno. Los autores que emprenden el estudi estructural de esta zona no lo hacen tomando como bas los resultados a que llegaron los geólogos anteriores, sin que dejando de lado por completo todo lo que se habi hecho anteriormente, vuelven a empezar de nuevo y est blecen una serie estratigráfica completamente aprioristi e influída por la composición estratigráfica del Trías pir naico y europeo. Llega a darse la paradoja que de much de los más característicos yacimientos triásicos de es zona: Mas Monet, pueblo de Llavería..... descritos p

numerosos autores y señalados en el mapa de Vilaseca, son cartografiados como jurásicos.

Schriel (1929, fig. 22), se limita a reproducir con ligeras modificaciones un corte de Bataller a través de la sierra de Llavería. Teichmüller publica en 1933 una breve nota a la que acompañan unos cortes de la ladera NW. de la sierra de Llavería, los cuales, aunque muy esquemáticos, permiten observar claramente la estructura de conjunto de la misma. Sin embargo, como ya hemos dicho anteriormente, este autor incluye gran parte de los niveles del Muschelkalk superior en el Jurásico, con lo que la potencia de este último queda muy exagerada.

En un trabajo posterior, Ashauer y Teichmüller (1933) reproducen el corte antes citado, que acompañan además de un mapa geológico a escala 1:200.000. En este mapa, que representa un considerable avance en el conocimiento de esta región, quedan perfectamente interpretados los conceptos Trías-Paleozoico, pero debido a la ya antes citada atribución al Keuper de todos los niveles margosos yesíferos del Muschelkalk medio y de buena parte de las calizas del Muschelkalk superior al Jurásico, deben recurrir a una serie de cabalgamientos y contactos mecánicos para explicar superposiciones que en la realidad son completamente normales.

Schmidt, en su «Sintesis paleontológica del Trías español» (1935), recoge las citas de Vilaseca. Una breve nota de Llopis (1936), aunque encaminada al estudio de los fenómenos cársticos de «la Muntanya Blanca de Pratdip», da interesantes referencias sobre la estructura de la misma e insiste en que estas sierras «tienèn una gran complejidad tectónica, medio encubierta por una aparente uniformidad morfológica».

Llegamos finalmente al trabajo de Llopis (1947), de importancia decisiva para el conocimiento estructural de esta zona, ya que en él se establecen y definen perfectamente los rasgos tectónicos fundamentales.

La finalidad eminentemente tectónica de este trabajo hace que no se extienda en el detalle sobre la serie estra-

tigráfica ni yacimientos fosilíferos. El mapa a esca 200.000 no permite representar exactamente todos los a cidentes a que se hacen referencia en la descripción.

La explicación de la hoja de Reus, del Mapa Geológi de España (Instituto Geológico, 1952), tiene un especi interés como síntesis de todos los trabajos precedente En conjunto sigue la estratigrafía propuesta por Vilasec y en tectónica se admiten por completo los resultados o tenidos por Llopis. La aportación de mayor importancia constituye el situar en el Muschelkalk los amplios aflor mientos margosos del valle de Santa Marina, Pratdip, T rre de Fontaubella y Colldejou (p. 26), antes atribuídos Keuper.

Las especies fosilíferas citadas para esta zona, la may parte de ellas por primera vez, son:

Physoporella sp.—Las Pedreras-Montroig.
Anaulocidaris faurai Lambert.—Mas Monet, Pratdip.
Daonella lommeli Wissmann.—Mas Monet (Pratdip), M Vicent, Racó de la Dubia (Pratdip), Colldejou, B rranco de la Grallera, Carretera de Llavería, Carr tera la Torre-Colldejou.
Pecten (Entolium) discites v. Schlotheim.—Las Pedrera Montroig.
Myacites mactroides.—Las Pedreras-Montroig.
Pleuromya musculoides v. Schlotheim.—En lo alto de carretera de Torre de Fontaubella a Colldejou.
Loxonema (Zypopleura) aff. *obliquecostatum* v. Matr. s Font Aladern (Llavería).
Natica gregaria v. Schlotheim sp.—Mas Monet.
Protrachyceras hispanicus Mojsisowics. —En lo alto d primer collado, en la carretera de Torre de Fonta bella a Colldejou.
Encrinus monetensis Lambert.—Mas Monet, Pratdip.

En el mapa 1:50.000 se señalan los principales ya mientos y se indica el trazado de los afloramientos triás

sicos. En la cartografía no se han separado los diferentes niveles del Muschelkalk.

Las publicaciones más recientes que hacen referencia a esta zona son un trabajo de Bataller sobre las especies nuevas del Triásico español (1954), en el que recoge las citas de *Encrinus monetensis* Lam. y *Anaulocidaris faurai* Lam. de Mas Monet y unas notas de Virgili (1954, 1955), en que se describe la serie estratigráfica obtenida en el camino Montroig-Pratdip-Coll de Fatxes (1955).

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Dada la extensión y complejidad de esta zona es muy difícil realizar una descripción de conjunto de su estructura.

Bajo la denominación de sierra de Llavería-Colldejou, comprendemos no sólo estos dos nudos orogénicos, sino también sus relieves circundantes. Hacia el sur de la zona estudiada queda limitada por el amplio valle de Santa Marina-Pratdip. El límite oriental queda señalado también muy claramente por la terminación de la zona montañosa en el borde del campo de Tarragona. El límite occidental es menos preciso y un poco subjetivo. La zona estudiada termina en la línea Coll Roig-Montalt, ya que a partir de este límite la complejidad tectónica se hace mayor y es casi imposible el estudio estratigráfico.

El límite septentrional lo hemos señalado teniendo en cuenta la estructura, ya que en la sierra de la Argentera, que continúa hacia el norte el afloramiento triásico, si bien puede considerarse como relieve periférico del macizo de Llavería en un sentido puramente morfologico, tiene una estructura completamente diferente.

Geográficamente esta zona está constituída por dos macizos dominantes: las muelas de Llavería y Colldejou, típicas «mesas limitadas por altos cantiles calizos sensiblemente horizontales» y separados por una profunda hoz, «el Coll del Guix» (Llopis, 1947).

Estos macizos descienden tanto hacia el E., en dirección al campo de Tarragona, como hacia el W. en dirección

al Priorato, por medio de dos escalones progresivament hundidos. En la zona oriental el primer escalón de esto relieves periféricos lo constituye la serreta de Colldejo la Mola de Valls, Montaña Blanca y Plana Serena, y segundo, ya en contacto con el campo de Tarragona, p las Rocas de Maseras, Roca de la Verge y Sierra P drera.

En el borde occidental estas dos líneas están constitu das respectivamente por «Les Taules», magnífica cuest desarrollada sobre las calizas del Muschelkalk inferior por la línea sierra de la Espasa-La Miluquera.

La morfología relativamente sencilla de esta zona n deja a primera vista sospechar su complejidad estructura y como dice Llopis «excusa completamente las primera concepciones de sencillez estructural, concordancia entr los niveles y normalidad absoluta emitidas sobre esta montañas». (Fig. 12).

Llopis ha definido muy acertadamente esta zona com un complejo horst limitado por dos líneas de fractura d dirección sensiblemente NE.-SW. que la levantan con re pecto a las depresiones de Reus y de Mora (Llopis, 194 p. 171). La parte central de este horst está constituída po una compleja zona de plegamiento con unos accidente tales que son, según el antes citado autor, «en todo com parables a las cabalgaduras pirenaicas» (1947, p. 164).

Para el análisis estructural de esta zona describiremo primeramente la parte central de los mismos, y nos refer remos a continuación a los relieves periféricos.

Si observamos en la adjunta lámina cualquiera de lo cortes geológicos trazados en dirección E.-W., estos m cizos aparecen como unas plataformas estructurales lige ramente inclinadas hacia el este. El zócalo lo forma el Pa leozoico y granito que aflora en Vilanova de Escornalbo y la cobertera sedimentaria una serie que abarca desde l base del Triásico hasta el Liásico, dispuesto en estrato perfectamente concordantes. (Fig. 12, I y II.)

Es preciso recurrir a un corte trazado en direcció SSE.-NNW. para representar la real estructura de esto

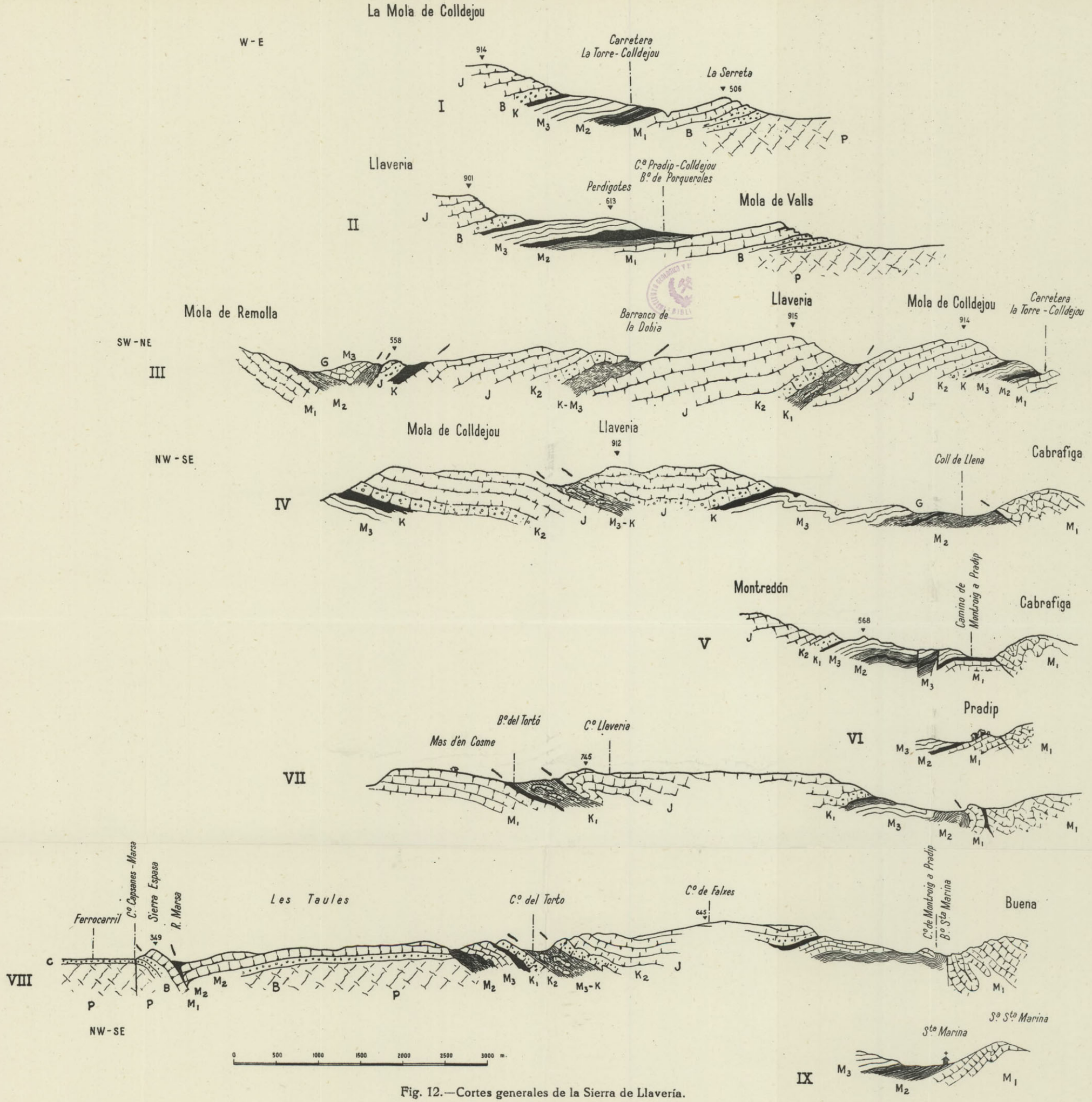


Fig. 12.—Cortes generales de la Sierra de Llavería.

macizos. Se observa entonces cómo en realidad las sencillas plataformas estructurales están constituídas por una serie de escamas separadas por importantes líneas de cabalgamiento, extraordinariamente tendidos y bastante profundos. Las macizas capas liásicas han sido poco trastornadas por estos accidentes y aparecen únicamente dislocadas en las inmediaciones de los mismos, pero los materiales triásicos, mucho más plásticos, adquieren una estructura interna complejísima. (Fig. 12. III-VII.)

Describiremos a continuación las cuatro escamas que de norte a sur constituyen esta región.

La más septentrional y al mismo tiempo más sencilla es la muela de Colldejou. El flanco norte de la misma se presenta un poco tectonizado, y los niveles calizos del Muschelkalk superior tienen una estructura interna que puede estudiarse en la carretera de la Torre a Colldejou. El Keuper está muy laminado y la base del Jurásico aparece ligeramente despegado de los niveles triásicos subyacentes. La ladera oriental es mucho más sencilla y está constituída por dos niveles de cuesta excavados respectivamente en las calizas del Muschelkalk superior e inferior. Ashauer y Teichmüller (1935), que fueron los primeros en estudiar la tectónica de esta zona, consideraron que las dos cuestas estaban modeladas sobre un único nivel calizo y achacaban la repetición del mismo a un cabalgamiento de dirección N.-S. Un análisis detallado de esta zona muestra la normalidad de la sucesión. La presencia de fósiles *(Daonella* principalmente) en la base de la serie caliza superior demuestra que las dos capas calizas corresponden a edades diferentes. (Fig. 12, I.)

El límite S. y SE. de este suelo lo constituye un profundo valle que le separa de la sierra de Llavería. El origen tectónico de este valle es evidente y fue ya intuído por Mallada (1890). Está excavado en margas arcillosas y arcillas irisadas con abundantes niveles de yesos y algunos bloques de carniolas, que pertenecen indudablemente al Trías superior. Estos materiales, hacia el sur se hunden más o menos normalmente bajo los cantiles liásicos de

Llavería, pero hacia el norte cabalgan el Liásico de Muela de Colldejou. (Fig. 12, III.)

Este importante accidente fue señalado por primera v por Llopis (1947), aunque ya geólogos anteriores habí señalado la mecanización de los niveles triásicos en es zona (Vilaseca, 1920; Mallada, 1890; Bataller, 1922). En l trabajos de Ashauer y Teichmüller (1933) no se hace, s embargo, ninguna referencia al mismo

Este cabalgamiento tiene dirección sensiblemen ENE.-WSW.; desde Coll del Guix se prolonga hacia orie te por el barranco de la Font del Nogué, hasta Colldejo y hacia occidente por el barranco del Estrets. En las figur adjuntas pueden apreciarse las características de este a cidente; para un estudio acabado de la misma remitim al antes citado trabajo de Llopis (1947, p. 166-176).

La segunda escama forma una cresta que cae sob Coll del Guix con un abrupto de algo más de 400 metro y desciende suavemente hacia el sur hasta los barranc del Tortó y de la Dobia. En esta escama los estratos est bastante más inclinados y por término medio present una inclinación de unos 20-25° al S. o SSW.; está cons tuída exclusivamente por materiales liásicos perfectamen datados por varios yacimientos.

El final de esta segunda escama viene señalado p otro accidente, de análogas características al anterior: u línea de cobijadura que monta los materiales triásicos q afloran sobre el pueblo de Llavería sobre las capas del Li sico medio y superior. Sobre este Triásico descansan l capas liásicas y jurásicas que forman los relieves de Mol y Cruz de Llavería.

En realidad, el cabalgamiento se realiza entre las d masas de calizas jurásicas, y el Triásico forma una pul que asciende de una manera casi diapírica por la super cie de fricción. En el mapa que acompaña, estos materi les se han cartografiado como Keuper en la imposibilid de representar su complejísima estructura interna. Sin e bargo, en realidad están constituídos por una brecha arcillas y margas del Keuper y del Muschelkalk medio

calizas arcillosas del Muschelkalk superior. Así lo demuestra el hallazgo de *Daonella* en la ladera septentrional de la cota 834, y *Zigopleua* en la fuente del Aladern.

Este yacimiento triásico en el seno de la masa de calizas jurásicas es extraordinariamente importante, ya que hace más patente la existencia de este cabalgamiento. El yacimiento es ya conocido desde antiguo (Vilaseca, 1920; Bataller, 1928; Instituto Geológico, 1953...), pero creemos no había sido debidamente valorada su significación estructural.

La línea de cabalgamiento pasa unos 200 m. al norte del pueblo de Llavería, donde está cubierta por derrubios cuaternarios y se continúa hacia el este por el barranco de la Dobia. En el fondo del Recó de la Dobia va perdiendo importancia y se pierde finalmente en el contacto entre Muschelkalk superior y medio. La continuación oriental de este accidente es más importante. Puede seguirse claramente por la ladera derecha del barranco del Tortó, hasta el fondo del barranco de la Vall. En este punto la cuña triásica casi ha desaparecido y el contacto se realiza directamente entre los materiales jurásicos intensamente triturados. (Fig. 12, VII.)

Consideramos interesante observar el desarrollo lateral de esta segunda escama (Llavería-Ricorb). En el extremo oriental los cabalgamientos pierden importancia y la disposición de las capas se hace cada vez más normal. Debajo de los niveles liásicos aflora toda la serie triásica concordante y subhorizontal que constituye las plataformas estructurales de Perdigotas-Els Trosos y Mola de Valls-Montaña Blanca-Plana Serena, a que nos hemos ya referido.

Hacia occidente la estructura no es tan sencilla. Por debajo de las capas jurásicas afloran también los niveles triásicos, pero el contacto entre ambos niveles está fuertemente mecanizado, como puede comprobarse en el trayecto del camino de Capsanes a Pratdip. El contacto Muschelkalk medio a inferior es también otra línea de mecanización; los niveles margosos del Muschelkalk medio están en algunos puntos completamente laminados y las calizas

del Muschelkalk superior entran en contacto con los d Muschelkalk inferior que forman la cuesta de Les Taule presentan un buzamiento completamente opuesto.

La tercera unidad la constituye la escama Las Mol Cruz de Llavería, de estructura bastante más compleja q los anteriores. Las capas liásicas están en conjunto fuert mente inclinadas al SSW. y por tanto no forman una pl taforma estructural, ni siquiera una cuesta. Los buzamie tos son además poco constantes y en la parte septentri nal de la escama las capas se inclinan bruscamente hac el NNE. y se deslizan ligeramente sobre el substrato tri sico. Consecuencia de estos buzamientos es que la term nación septentrional de la escama no venga marcado p un abrupto en el relieve, como sucedía en los casos prec dentes. Así pues, el accidente tectónico barranco del To tó-Llavería-barranco de la Dobia, tan importante como del Coll del Guix, ha tenido menos influencia en el mod lado y quizá por ello no había sido reconocido. Ademá el especial buzamiento de los estratos jurásicos dan a est zona una falsa apariencia de cubeta sinclinal, en cuyo ce tro quedan los depósitos triásicos.

El afloramiento de materiales triásicos que jalona el c balgamiento tiene una forma falciforme. Estos depósito mucho más blandos que las calizas liásicas circundante han sido intensamente disecados por la erosión, dand lugar a una depresión «semejante a una hoz, en cuy parte interior está colocado el pueblo de que toma nombr la sierra» (Bataller, 1922, p. 38).

La continuación occidental de esta escama no entra y dentro de la zona estudiada. Hacia el este su desarrollo s simplifica y por debajo de los estratos jurásicos afloran lo niveles triásicos que enlazan con los de la escama Riucorb Llavería.

El frente meridional de esta unidad es quizá la zon más tectonizada de toda esta región. El contacto entre e Liásico y el Triásico subyacente se realiza por una serie d pequeñas cobijaduras que pueden observarse en la trinche ra de la carretera de Coll Roig a Coll de Faches.

Los niveles triásicos subyacentes, Keuper y Muschelkalk medio y superior, presentan también una compleja estructura interna. La parte basal de esta serie está constituída por las capas de arcillas rojas y yesíferas del Muschelkalk medio, en las que se ha excavado el barranco de Santa Marina. Este barranco señala en nuestro concepto el límite geográfico y estructural de las sierras de Llavería.

La ladera meridional de este valle la constituye otro importante accidente de características algo diferentes y que monta una escama constituída exclusivamente por calizas del Muschelkalk inferior sobre las arcillas rojas y abigarradas del Muschelkalk medio.

Llopis señala la existencia de este importante accidente y lo define como «una línea sensiblemente O.-E. alterada por flexiones secundarias que desde Tivisa llega hasta la depresión de Reus y a las que denominamos por su situación "cabalgadura septentrional"»(Llopis, 1947, p. 167-168).

Esta cabalgadura septentrional puede estudiarse a lo lergo del camino de Montroig a Pratdip y de la carretera de Pratdip a Coll Roig. Creemos interesante referirnos brevemente a su desarrollo lateral, que queda esquematizada en los cortes adjuntos. Al pie de Cabrafiga este accidente aparece con toda claridad y las calizas del Muschelkalk inferior, fuertemente inclinadas al SSW., montan sobre las arcillas rojas del Muschelkalk medio. Hacia el este, este accidente pierde rápidamente importancia y queda en Coll de la Llena reducido a una dislocación interna en las calizas del Muschelkalk inferior. (Fig. 12, V y VI.)

Su continuación oriental es más interesante. El accidente continúa con análogas características, pasa unos 200 m. al sur de Pratdip y sigue hasta el Km. 30 de la antes citada carretera. A partir de este punto se hace menos inclinada y se transforma en una falla vertical que a su vez va perdiendo salto hasta desaparecer totalmente. A partir de la ermita de Santa Marina las calizas del Muschelkalk inferior se hunden normalmente bajo los niveles del Muschelkalk medio.

El accidente no coincide exactamente con el contac-

to Muschelkalk inferior y medio, ya que junto a Pratdi por debajo de las arcillas irisadas del Muschelkalk med afloran unos niveles calizos que constituyen su zóc normal. Estos niveles, completamente verticales e inclu invertidos, son cabalgados por el macizo Cabrafiga-Coll Marqués, y a su vez cabalgan ligeramente los niveles Muschelkalk medio del valle de Sta. Marina.

Los relieves de Cabrafiga-Coll del Marqués-Santa rina, modelados en las calizas del Muschelkalk inferi constituyen lo que nosotros consideramos como cuarta cama. Su estructura interna es mucho más compleja q los antes descritos, y su estudio escapa del fin propues en el presente trabajo.

Como ya se ha dicho al iniciar la presente descripció este macizo, de materiales secundarios intensamente p gados, se levanta a manera de horst entre las depresion del Priorato y campo de Tarragona.

Las dos fracturas que limitan estos bloques son de racterísticas análogas y han sido ya indicados y descrit en anteriores trabajos (Llopis, 1947; Instituto Geológi 1952), pero consideramos interesante referirnos a ellos, que las zonas por ellas afectadas son de un indudable terés para el estudio de la estratigrafía de los niveles in riores del Triásico.

La línea de fractura oriental pasa unos 4 Km. al e de Montroig y tiene dirección sensiblemente E.-W. Po en contacto el Paleozoico de Vilanova de Escornalb substrato del Secundario de Llavería, con los relieves cundarios de sierra Pedrera y Rocas d'en Maseras, que a vez quedan cortados por otra falla paralela, pero muc más importante que la anterior, que los pone en conta con el Terciario del campo de Tarragona.

Estos pequeños relieves son pues, como dice Llopis, bloque hundido de la cuesta oriental de Llavería, un « calón» entre el macizo montañoso y el campo de Tarra na (Llopis, 1947, p. 171). Las líneas de fractura que lo li tan tienen una dirección casi perpendicular a los pliegu y cabalgamientos y decapitan claramente estas estruc

ras. Se trata por lo tanto de «un accidente póstumo y renegado con respecto al plegamiento» (Llopis, 1947, p. 171).

El accidente que forma la terminación noroccidental del macizo es de características bastante más complejas. En el mapa adjunto ha sido únicamente cartografiada la zona más septentrional del mismo.

También aquí hay una doble línea de fractura que aisla una dovela entre el macizo de Llavería y la depresión del Priorato. La falla principal pone en contacto el Paleozoico de Marsá-Falset con los niveles triásicos al SE. de la sierra de la Espasa y la Miluera; otra falla pone en contacto estos niveles triásicos con los que constituyen la parte basal de Llavería (Les Taules). (Fig. 12, VIII.)

La segunda de estas dislocaciones tiene poca importancia; en realidad es sólo un accidente satélite de la falla principal que pasa por Marsá y pone en contacto el Triásico con el Paleozoico y a la que nos referiremos de manera especial.

La complejidad del accidente aparece en el momento en que se intenta reconstruir el juego vertical de estas dislocaciones. En efecto, como dice Llopis, «el labio hundido de esta dislocación es evidentemente el SE., lo que está en completo desacuerdo con el relieve, pues los cerros triásicos que se encuentran entre Marsá y Capsanes se elevan a más de 100 m. sobre la superficie del granito» (Llopis, 1947, p. 143). Schriel, que fue el primero en señalar claramente esta dislocación (1920, p. 162 y fig. 22) interpreta este fenómeno como una inversión por la distinta dureza del granito y materiales triásicos.

Sin embargo, hay dos importantes datos que hacen pensar que las causas son más complejas. Uno es la escasa altura de la falla, poco más de 20 a 25 m. en relación a su extraordinario desarrollo superficial de más de 20 Km. de longitud, la intensa trituración de sus labios y la existencia de accidentes satélites mucho más importantes que el principal.

Por todo ello es preciso admitir que la dislocación de Marsá, desde su origen, ha tenido dos períodos de juego

inversos. Pudo iniciarse en época presenoisiense con hundimiento del labio SE., pero poco antes del Sanoisie se empezó a hundirse el labio NW., mientras se elevab el SE., permitiendo la ocupación del primero por la sed mentación oligocena y continuando hundiéndose a trav de todo este período. Esto explicaría el escaso salto de falla en Marsá, pues el labio SE. habría ascendido de nu vo casi hasta el nivel de partida. Esta interpretación coi cide con los resultados obtenidos por Fontboté (1954, 195 y Julivert (1954) al estudiar la evolución de otras depresi nes de características análogas en la zona septentrional los Catalánides y en la Cordillera Ibérica.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Montroig-Ermita de la Virgen de la Roca.—Montro está situado sobre los depósitos cuaternarios del extren oriental del campo de Tarragona. Siguiendo por el cami que se dirige a la ermita de la Virgen de la Roca se cort estos materiales y los conglomerados terciarios suby centes. Pasada la ermita de Pairó, a un kilómetro Montroig, aparece el granito en contacto por la falla c los niveles de conglomerados inferiores. (Fig. 13.)

Esta falla es claramente anterior a la sedimentación d Terciario, ya que los niveles más altos la fosilizan, y l niveles inferiores directamente en contacto con el grani son unos conglomerados groseros y brechoides que pas lateralmente, en dirección SE., a materiales más finos con intercalaciones de areniscas y arcillas.

El granito está junto al contacto muy triturado; la zo de trituración tiene más de 500 m. de ancho y la erosión excavado en ella un amplio valle que separa la depresi cuaternaria de los relieves secundarios de la cordillera.

El cerro de la Ermita proporciona una serie de los m teriales del Buntsandstein que anotamos a continuació Las capas triásicas buzan 10-12° SSW.

Techo.—No existe.

5 m. (visibles).—Arenisca roja compacta, que forma en la parte más alta del cerro un alero sobre el que está construída la ermita de San Ramón.

7 m.—Areniscas blanquecinas con nódulos blancos calcáreos y pequeños núcleos arcillosos. Formas de corrosión en «encaje».

1 m.—Margas rojas muy arcillosas forman el rellano de la ermita de la Virgen.

7 m.—Arenisca roja y compacta.

13 m.—Arenisca roja blanquecina con cemento algo calcáreo. Es el tramo en que son más frecuentes las formas de erosión alveolar.

4 m.—Arenisca roja compacta.

4 m.—Arenisca roja compacta con bastantes cantos de cuarzo y cuarcita.

7 m.—Conglomerado con abundante cemento arenoso.

5 m.—Niveles de conglomerado y arenisca alternante.

8 m.—Conglomerado formado por elementos de cuarzo y cuarcita de 1 a 4 cm. Muy duro y compacto, casi sin cemento.

5 m.—Parecido al anterior, pero con cemento arenoso más abundante.

7 m.—Parecido al anterior, pero el cemento arenoso representa un 50 % de la masa total.

1 m. Arcilla arenosa.

Yacente. Granito.

El afloramiento triásico que forma el cerro de la Ermita se extiende hacia el oeste y forma los relieves de las rocas de Maseras. El buzamiento de los estratos hace que en la parte más alta de las mismas (c. 395 y 361) aparezcan los niveles del Muschelkalk. En la ladera SW. hay algunos bloques calcáreos que parecen haber resbalado por acción de la gravedad. Tanto el buzamiento de las capas a favor de la pendiente como el yacente margoso favorecen este deslizamiento.

La potencia visible del Muschelkalk es de unos 15 metros. Debajo de ellos aparecen los niveles más altos del Buntsandstein, superiores a los observados en el cerro de la Ermita.

El camino que asciende desde la carretera a las rocas, pasando por el valle que forman las cotas 395-361, permite

obtener un corte que completa el obtenido en el cerro d la Ermita.

TECHO.—No visible.
3 m. (visibles).—Calizas grises.
12 m.—Calizas dolomíticas brechoides y con vetas rojizas.
0,5 m.—Carniolas.
20 m.—Margas rojas con vetas azuladas e intercalaciones margosa
15 m.—Arenisca roja arcillosa.
YACENTE.—Areniscas rojas compactas que forman una pequeñ cuesta, que se continúa con la cumbre del cerro de l ermita de la Virgen.

La terminación oriental de estos relieves coincide cas exactamente con el trazado de una falla de dirección N.-S que pone en contacto el Triásico con el granito de Vila nova. En resumen, esta zona constituye una pequeña do vela colocada a manera de escalón intermedio entre e campo de Tarragona y el gran horst tectónico de Llavería

SIERRA PEDRERA.—La sierra Pedrera forma un pequeñ relieve (c. 285) situado al SW. de Montroig. Morfológica-mente es una cuesta perfectamente desarrollada, con el abrupto orientado hacia el este y la pendiente suave hacia el suroeste. El límite noroeste lo constituye una falla, continuación de la que limita las rocas de Maseras. Estructuralmente forma parte de la dovela intermedia entre la sierra de Llavería y campo de Tarragona a que antes nos hemos referido. Está separada de las rocas de Maseras por el amplio valle de Rifá. Probablemente existe una dislocación transversal a lo largo de este valle, que explicaría las diferencias de buzamiento y el desnivel que existe entre las formaciones de sus laderas, y al mismo tiempo la anchura del valle; sin embargo, es posible que su forma se deba a que está excavado en los niveles margosos del Buntsandstein superior, y las diferencias de altura y pendientes de los estratos están ocasionadas por pequeñas ondulaciones de las mismas. El relleno cuaternario que cubre el valle impide dilucidar la cuestión. (Fig. 13.)

La parte del afloramiento más favorable para un estudio estratigráfico es el frente de la cuesta, que además está cortado por pequeños valles obsecuentes.

No es visible la parte basal del Triásico, ya que está fosilizado por los conglomerados del campo de Tarragona. Los niveles más bajos que afloran son los tramos margosos del Buntsandstein superior, con una potencia visible máxima de 7 u 8 metros. Sobre éstas descansan las calizas del Muschelkalk inferior con una potencia visible de 60 metros. La serie estratigráfica de los materiales es:

TECHO.—No visible.
3 m. (visibles).—Calizas en capas delgadas arcillosas.
1 m.—Dolomías duras y compactas.
4 m.—Calizas dolomíticas algo pulverulentas con restos fosilíferos.
6 m.—Dolomía gris marrón muy dura y bien estratificada, fétida.
12 m. Dolomías con nódulos de ágata rotos en pequeños fragmentos.
10 m—Dolomías grises.
3 m.—Dolomías con nódulos de ágata.
10 m.—Caliza dolomítica gris negruzca con algunos niveles más arcillosos y trazas de *fucoides*.
12 m.—Calizas rosadas cristalizadas.
5 m.—Calizas brechoides.
YACENTE.—Margas rojas del Buntsandstein.

El yacimiento fosilífero de sierra Pedrera, citado por primera vez en la memoria explicativa de la hoja de Reus (I. G , 1952), a pesar de su pobreza y mal estado de conservación de los fósiles tiene una importancia extraordinaria, ya que es el único que conocemos en el Muschelkalk inferior de la sierra de Llavería. Contiene:

Pleuromya mactroides Schlot.
Entolium discites Schlot.
Physoporella sp.

CARRETERA DE MONTROIG A PRATDIP Y COLL DE FATXES.—El primer tramo de la carretera desde Montroig hasta el Km. 22, discurre sobre los depósitos cuaternarios del cam-

po de Tarragona y corta después los niveles calizos y dolomíticos del Muschelkalk inferior, intensamente plegados, que forman los relieves de Cabrafiga, Coll del Marqués y sierra de Santa Marina.

La estructura de esta zona es extraordinariamente compleja; en conjunto las capas forman un anticlinal tumbado hacia el NW. que cabalga los niveles rojos arcillosos del Muschelkalk medio que forman el valle de Pratdip y Santa Marina. La dirección de las capas es NE.-SW.

La complejidad estructural de estos relieves dificulta y casi imposibilita el estudio de la estratigrafía de los materiales, que por lo demás es análogo a la de la zona del Coll de Llena (tres kilómetros al NE.) que ya ha sido descrita.

Para un estudio tectónico de estos relieves remitimos a los trabajos de Llopis (1947, p. 160-170), donde esta zona es amplia y detalladamente descrita.

Pratdip está situado sobre las mismas calizas del Muschelkalk inferior que buzan 35° al NNE. y se hunden normalmente bajo los niveles de arcillas rojas del Muschelkalk medio del valle de Santa Marina. (Fig. 13.)

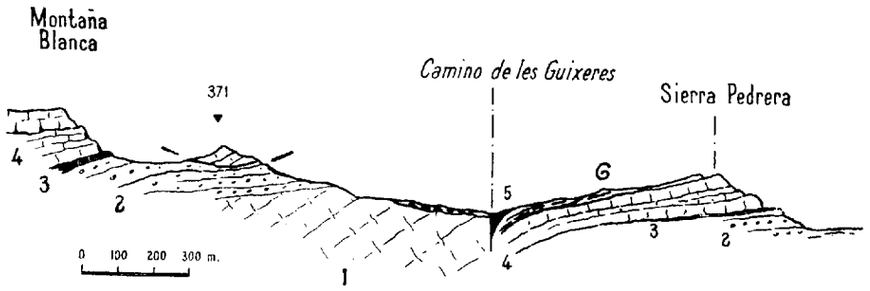
Este conjunto queda separado del macizo Santa Marina-Cabrafiga por una línea de cabalgamiento.

El Muschelkalk medio está constituído por niveles rojos arcillosos extraordinariamente replegados, aunque conserva una dirección constante este-oeste.

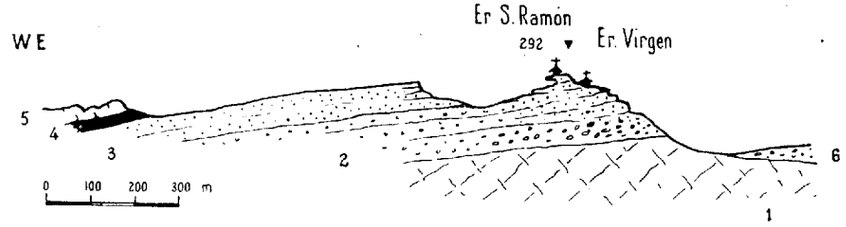
En el Km. 28,5 aparece un nivel de yesos de unos 10 m. de potencia. Es muy impuro y tiene intercalaciones de arcilla negruzca, azulada y rojiza.

Un corte transversal a la carretera permite obtener una serie de los materiales del Muschelkalk medio. Con pocas variaciones locales la sucesión de materiales es:

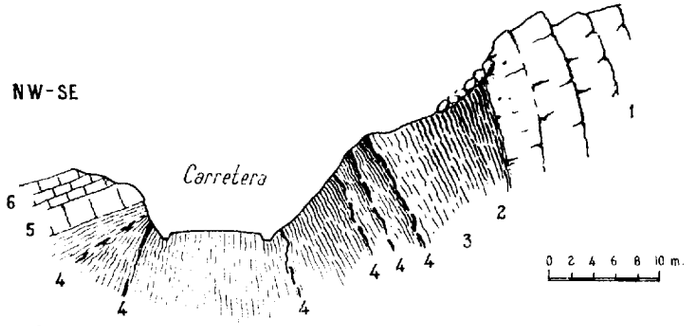
Techo.—Dolomías cristalizadas negruzcas y rosáceas de la base del Muschelkalk superior.
9 m.—Margas grises y azuladas.
3 m.—Calizas amarillentas y margosas.
2 m.—Calizas rojizas cavernosas que muchas veces pasan a carniolas.
20 m.—Arcillas rojas.



Corte de Sª Pedrera y ladera W. de la Montaña Blanca



Corte geológico del cerro de la Ermita y rocas de Maseras (Montroig)



Corte de detalle en la Trinchera de la carretera de Pradip a Coll de Faixes, Km 29

Fig. 13.—Llavería (sector SE.). Cortes parciales.

Corte de sierra Pedrera.—5. Margas rojas e irisadas del Muschelkalk medio. 4. Calizas y dolomías del Musch. inferior.—3. Areniscas micáceas y arcillas del Buntsandstein.—2. Conglomerados del Buntsandstein.—1. Granito y Paleozoico.

Corte del cerro de la Ermita.—6. Cuaternario.—5. Calizas del Musch. inferior.—4. Arcillas rojas del Buntsandstein.—3. Areniscas micáceas del Buntsandstein.—2. Conglomerados cuarzosos del Buntsandstein.

Corte de detalle en la trinchera de la carretera de Pratdip a Coll de Fatxes.—6. Calizas con Daonella del Musch. superior.—5. Dolomías compactas del Musch. superior.—4. Filones de yeso. Anhidrita del Muschelkalk medio.—3. Margas rojas e irisadas del Musch. medio.—2. Arcillitas rojas del Musch. medio.—1. Dolomías compactas del Musch. inf.

10 m. —Yesos rojos, grises y blancos con intercalaciones de arcill rojas.
5 m. (visibles). —Arcillas rojas.
YACENTE discordante.—Calizas y dolomías del Muschelkalk inferio

En un pequeño cerro que queda al sur de la carreter en el Km. 29, aparecen estas calizas del Muschelkalk inf rior que forman el zócalo de las margas rojas del Musche kalk medio; aquí la serie está ligeramente invertida, la capas calizas basales buzan 80-85° al sur, los niveles d margas y yesos están verticales y muy laminados y la calizas superiores toman ya buzamiento NNW. Los niv les del Muschelkalk que aparecen topográficamente má bajos y que estratigráficamente son los superiores, está constituídos por las típicas dolomías grises cavernosas algo cristalinas. A continuación hay calizas grises amar llentas y compactas en las que se ha abierto una cantera

En este punto es posible apreciar con bastante exacti tud que la potencia total del tramo rojo es de 40-50 metros Está por tanto muy laminado; los niveles yesíferos cas han desaparecido.

Esta cuña de calizas del Musch. inferior entre el anticli norio de Cabrafiga-Santa Marina y la depresión de Pratdip termina junto a la cabecera del torrente de Santa Marina a partir de este punto el contacto entre calizas y marga se hace a favor de la línea principal de cabalgamiento Esta cobijadura puede seguirse hasta el Km. 30; a parti de este punto desaparece la inversión y se convierte e una falla que va perdiendo salto hasta que cerca del Km. 3 desaparece y las calizas del Muschelkalk inferior se hun den normalmente bajo las margas del Muschelkalk medi que forman la llanura de Santa Marina.

La carretera sigue por la depresión excavada en e Muschelkalk medio, hasta que en Coll Roig se introduc definitivamente en las calizas del Muschelkalk superior.

La zona Coll Roig-Coll de Fatxes es extraordinaria mente compleja. Desde Coll Roig al Km. 7 se corta tod la serie del Muschelkalk superior, que tiene la siguient constitución:

TECHO.—Margas arcillosas tableteadas del Keuper.
25 m.—Calizas dolomíticas duras y compactas.
20 m —Calizas y margas alternantes.
20 m. —Calizas arcillosas en lajas finas con fucoides y *Daonella*.
15 m.—Dolomías brechoides negruzcas con vetas rojizas.
3 m. —Carniolas.
YACENTE.—Arcillas rojas del Muschelkalk medio.

Sobre estos niveles margosos del Keuper descansan unos bloques de calizas liásicas, y a continuación se repite de nuevo, gracias a un complejo sistema de fallas y cabalgamientos, las series del Muschelkalk superior y del Keuper, hasta que finalmente, después de los niveles del Keuper de Coll de Fatxes aparecen definitivamente los niveles calizos del Liásico. En una de estas cuñas de Muschelkalk superior, junto a la fuente del Aladern, se hallan restos de *Loxonema (Zigopleura)* aff. *obliquecostata* (Ladiniense).

CAMINO DE PRATDIP A CAPSANES.—Desde el Km. 30 de la carretera de Tivisa a Montroig hasta el Km. 6 de la carretera de Llavería, proporciona un interesante corte de las calizas del Muschelkalk superior y del Keuper.

Al salir de la carretera el camino deja el tramo rojo y entra en las calizas, que buzan 40° NNW. y giran después hacia el NNE.; en conjunto dibujan un núcleo sinclinal tumbado, y a continuación afloran nuevamente las arcillas del Muschelkalk medio. A favor de este afloramiento se ha excavado un pequeño valle.

A continuación afloran otra vez las calizas del Muschelkalk superior que forman toda la ladera, hasta que debajo de la cota 558 aparecen los niveles margosos y calcáreos del Keuper.

Los estratos del Muschelkalk superior tienen constantemente dirección WSW.-ENE., pero el buzamiento es variable; sin embargo, en conjunto las capas están inclinadas hacia el SE.

La serie estratigráfica que puede obtenerse para el Muschelkalk superior es la siguiente:

20 m. —Calizas grises dolomíticas compactas.
15 m. —Calizas dolomíticas grises y negruzcas con manchas rojiz
15 m.—Calizas amarillentas margosas con fucoides y algunas D nellas.
3 m. —Dolomías negras compactas.
3,5 m.—Calizas margosas en lajas con algunos fucoides.
6 m. —Calizas dolomíticas rosadas y negruzcas.
12 m. —Dolomías negras y duras, algo brechoides, cristalizadas c manchas rojizas y vetas de calcita.
5 m. —Dolomías amarillentas y negruzcas alternando con nivel margosos.
1 m. —Margas amarillentas.
5 m. Carniolas.
YACENTE.—Margas grises, amarillentas y azuladas del Muschelka medio.

Sobre los niveles calcáreos del Muschelkalk superi aparece el Keuper margoso, que en esta zona está extrao dinariamente laminado, ya que queda reducido a un 5-6 m.; además existen únicamente los niveles más calc reos y faltan por completo las típicas arcillas irisadas y síferas.

Sobre ellas siguen unos 12 m. de calizas blancas pu verulentas con abundante microfauna y *Cassianella*. continuación vienen ya los niveles jurásicos. El contac está algo mecanizado, ya que la típica brecha «retiense está reducida a unos 5 m. de espesor. Encima siguen y los niveles liásicos fosilíferos con braquiópodos, lamel branquios y belemnites que forman la cota 558.

CAMINO DE PRATDIP A MONTROIG POR EL COLL DE LLENA. Este camino está trazado en su primera parte aprovecha do los materiales margosos del Muschelkalk medio.

A la izquierda queda dominado por el anticlinario tu bado de Cabrafiga, a cuya estructura ya nos hemos ref rido, y a la derecha por los relieves de las calizas del Mu chelkalk superior que forman el zócalo del Jurásico de l Muela de Llavería. (Fig. 12, V, VI y VII.)

El contacto del Muschelkalk medio e inferior es un c balgamiento continuación de la línea Santa Marina-Pra

dip, que termina precisamente junto al Coll de la Llena, donde pasa a ser un accidente interno de las calizas del Muschelkalk inferior.

El contacto del Muschelkalk medio con el superior es mucho más sencillo; en líneas generales puede decirse que las calizas del Musch. superior descansan concordantes sobre las margas del Musch. inferior. Existen pequeñas dislocaciones de detalle. Así las cotas 429 y 412 están formadas por pequeñas dovelas, separadas del bloque principal de Llavería por pequeñas fallas inversas (unos 20 a 50 m. de salto). Este contacto está jalonado por numerosas fuentes, la mayor parte de las cuales no están señaladas en el mapa.

El camino sigue por la parte central del Muschelkalk medio, constituído por arcillas rojas. En el fondo del torrente de la Vall afloran las capas de yesos rojos e irisados con una potencia de más de 10 metros. Quizá se trate de una acumulación de origen tectónico, porque las capas de yesos con intercalaciones margosas están muy replegadas.

En conjunto todo el Muschelkalk medio está profundamente tectonizado y no es posible, por tanto, observar su potencia ni estratigrafía.

Coll de la Llena está sobre este Muschelkalk medio; a partir de aquí este nivel se prolonga hacia el norte a favor de la cabecera del barranco da la Porquerola, formando una banda que separa los niveles del Muschelkalk superior de Perdigota, Partida del Porcho y Els Trosos, donde se halla el célebre yacimiento de Mas Monet, de los niveles del Muschelkalk inferior que forman la Molá de Valls y la Montaña Blanca.

Desde este punto se tiene, pues, una interesante vista de conjunto sobre la serie del Muschelkalk. Los niveles basales, casi horizontales, forman, como ya hemos dicho, las plataformas estructurales de Plana Serena. Montanya Blanca y Molá de Valls. Los estratos están cortados por un sistema ortogonal de diaclasas N.-S. y E.-W que ha facilitado la circulación subterránea, dando origen a una

interesante morfología cárstica que ha sido ampliam descrita por Llopis (1936).

La parte central del Muschelkalk o tramo rojo ti una constitución análoga a la descrita en la carretera Pratdip, aunque aquí está cubierta por derrubios.

Mayor interés ofrecen los niveles del Muschelkalk perior. La parte basal está constituída por calizas brec des y dolomías negruzcas, y sobre ellas descansan cali margosas que contienen *Daonella* y otros fósiles. punto en que este nivel es particularmente fértil se h en los desmontes situados al oeste de Mas Monet. yacimiento es uno de los más ricos y conocidos de la gión de Llavería. Fue descubierto por Vilaseca, Batal Faura (1919) y estudiado posteriormente por el mismo laseca (1919-1920), Wurm (1920), Lambert (1927), Ll (1947), Alvarado, San Miguel y Bataller (1952), y más cientemente por Bataller.

Las especies citadas para este yacimiento son las guientes (*):

Anaulocidaris faurai Lamb.—V 1920, VBF 1919, L 19 ASB 1952, B 1954.
Daonella lommeli Viss.—V 1920, W 1920, ASB 1952.
Natica gregaria Schlot. (**).—V 1920, ASB 1952.
Halobia sp.—W 1920.
Encrinus monetensis Lamb. (**).—L 1927, ASB 19 B 1954.
Physoporella sp.—ASB 1952.
Pleuromya mactroides Schlot.—ASB 1952.
Pecten sp. aff. *P. discites* Schlot.—ASB 1952.

(*) VBF 1919.—Vilaseca, Bataller y Faura, 1919.
V 1919.—Vilaseca, 1919.
V 1920.—Vilaseca, 1920.
W 1920.—Wurm, 1920 bis.
L 1927.—Lambert, 1927.
ASB 1952.—Instituto Geológico, 1952.
(**) Especies no admitidas. Véase el estudio paleontológico.

Esta fauna, aunque no muy variada, es suficiente para permitir la segura datación de estas calizas como Muschelkalk superior (Ladiniense), especialmente la tan característica *Daonella lommeli* y los dos equínidos, sobre cuya edad ladiniense insiste Lambert (1927).

Unos 300 m. después de la bifurcación del camino de las Pedreras, el camino de Montroig penetra en las calizas del Muschelkalk inferior. El suave buzamiento de las capas, 10-12° NNW., hace que el límite entre los diferentes niveles coincida casi con las curvas de nivel.

El fuerte desnivel que salva el camino en poco más de 1 Km., muestra la siguiente serie del Muschelkalk inferior:

Techo.—Arcillas rojas del Muschelkalk medio.
12 m.—Calizas margosas en lajas.
5 m.—Dolomías con nódulos de sílex.
10 m.—Dolomías grises compactas que forman un cantil muy marcado.
1 m.—Dolomía brechoide.
3 m.—Dolomía gris.
1 m.—Dolomía brechoide.
6 m.—Caliza compacta con trazas de fucoides.
5 m.—Calizas arcillosas con fucoides.
20 m.—Calizas dolomíticas grises y rosáceas con vetas rojizas y geodas de calcita.
Yacente.—Arcillas rojas del Buntsandstein.

Los niveles arcillosos y arenosos que forman la parte alta del Buntsandstein quedan muy pronto cubiertas por los sedimentos cuaternarios del campo de Tarragona.

Camino de Marsá a Capsanes.—Este itinerario permite estudiar el borde NW. de la sierra de Llavería y es particularmente favorable para observar la estratigrafía del Muschelkalk inferior, que es el único nivel que aflora completo.

El Buntsandstein está en contacto por falla con el granito de la depresión de Marsá-Falset; las capas buzan al SE., y en cierta manera podemos considerarlas como el flanco oriental del bray de Marsá (Llopis, 1947).

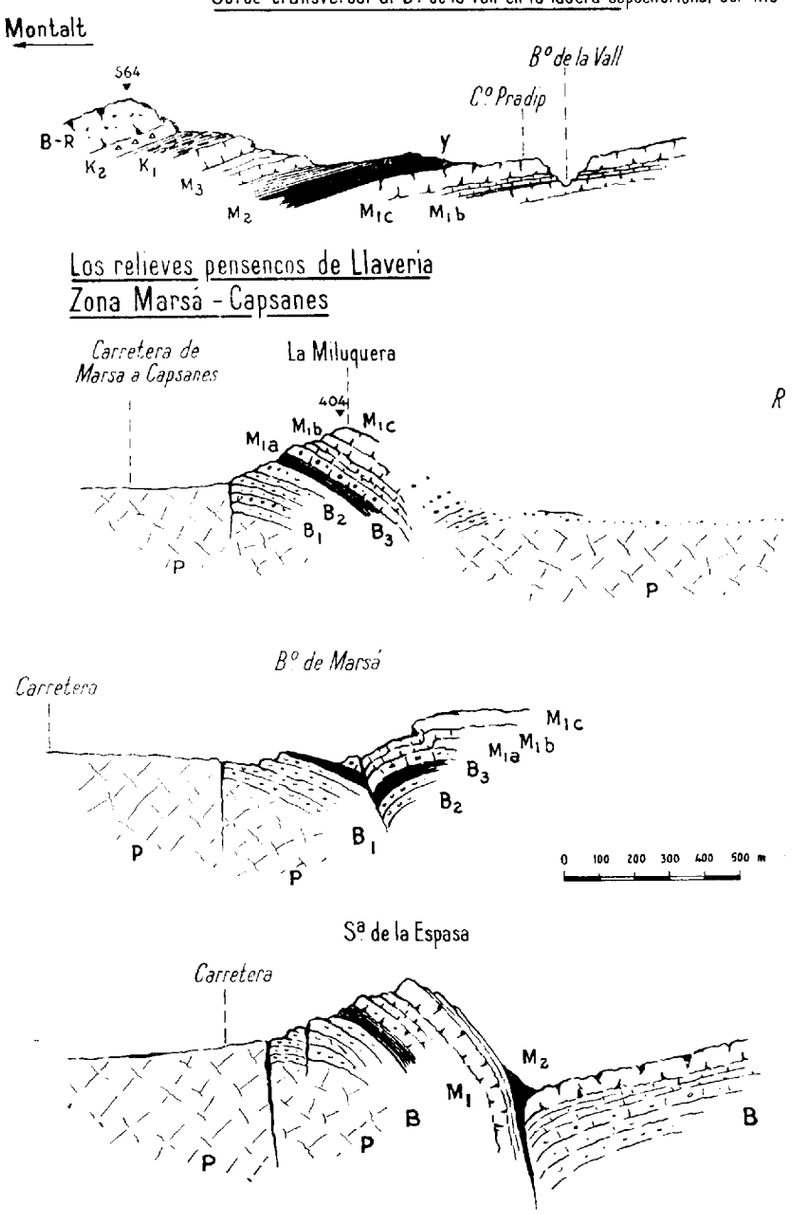


Fig. 14. —Cortes parciales del sector NW. de la sierra de Llavería
BR Brechas. —K2 Keuper sup. Dolomías y carniolas.—K1 Keuper med
cillas grises e irisadas y yesos. —M3 Muschelkalk sup. calizo. —M2 M
kalk medio. Arcillas y margas grises en la parte superior y rojas con int
ciones de yesos en la inferior. —M1c Muschelkalk inferior. Dolomías y
compactas. —M1b Musch. inferior. Calizas con fucoides.—M2a Musc
rior. Dolomías grises y rosadas con intercalaciones arenosas.—B3 Bu
stein. Arcillas rojas e irisadas. —B2 Buntsandstein. Areniscas rojas mi
B3 Buntsandstein. Conglomerados.—P Granito y Paleozoico.

El contacto granito-triásico es una falla de dirección NNE.-SSW. que atraviesa el pueblo de Marsá precisamente por el centro del campo de fútbol. El sendero que desde el pueblo asciende hasta el cerro del Castillo (404), o Miluquera según el nombre local, proporciona un interesante corte de los materiales (Fig. 14.)

El Buntsandstein aflora únicamente en sus 20 a 25 metros superiores y está muy triturado.

Las capas del Muschelkalk buzan 28° SSE. y ofrecen la siguiente sucesión:

TECHO. —No existe.
25. m.—Dolomías grises compactas con nódulos de ágata de más de 30 cm. Forman la cumbre del cerro. Están cortadas por diaclasas y bastante estratificadas.
15 m.—Calizas dolomíticas algo margosas con intercalaciones de calizas brechoides rojizas.
20 m. —Dolomías rojizas y negruzcas con geodas de calcita.
YACENTE.—Arcillas rojas del Buntsandstein.

El cerro de la Miluquera es en conjunto una inclinada cuesta que queda interrumpida bruscamente por una falla paralela al accidente principal que pone en contacto los niveles más altos del Muschelkalk con las areniscas del Buntsandstein; en estas últimas la riera de Marsá ha excavado una amplia depresión. En algunos puntos el Buntsandstein conserva restos de su cobertera caliza y el contacto se hace entre distintos niveles calizos del Muschelkalk.

Esta segunda falla tiene la superficie inclinada hacia el SW. y separan el reborde de Marsá-Capsanes de la zona de Les Taules que describiremos en otro itinerario.

La carretera hacia Capsanes sigue sobre el granito del labio levantado que está cubierto por derrubios. El barranco de Les Taules proporciona otro corte transversal análogo al de la Miluquera, pero aquí la serie del Muschelkalk inferior es más incompleta.

La Sierra de las Espasas, al norte de Marsá, tiene la misma estructura, pero sobre los niveles de dolomías con nódulos de ágata, que era el nivel más alto que podía ob-

servarse en la Miluquera, descansan 5-6 m. de dolomi margosa en lajas finas, y sobre ellas arcillas blanquecina amarillentas e irisadas, que forman la base del Musche kalk medio (Fig. 12, VIII.)

En conjunto se trata de una pequeña dovela hundid entre el bloque granítico del Priorato y el horst de Llav ría, y que por erosión diferencial ha formado un relieve, sea un típico ejemplo de inversión morfológica.

Camino de Marsá a Llavería.—El camino que se diri desde Marsá a Llavería, pasando por el fondo del barra co de la Vall, proporciona un corte interesante, principa mente desde el punto de vista estructural.

La primera parte del camino se apoya sobre las dol mías de la parte alta del Muschelkalk inferior, que form la cuesta de Les Taules de Marsá. La dirección del mism es paralela a la de las capas y no puede, por tanto, real zarse observación estratigráfica alguna. El fondo del vall está cubierto de derrubios cuaternarios y algunas plac de conglomerados poligénicos tapizan las laderas d mismo.

Los niveles calizos se hunden hacia el SW., norma mente bajo las arcillas rojas e irisadas del Muschelkal medio, que forman la parte baja de las laderas del Monta Sobre ellas siguen las calizas del Muschelkalk superio En el sendero que asciende desde el fondo del valle hast el collado 760-637, corta las capas de calizas margosas d Muschelkalk superior, que contienen *Daonella lomme* Viss. y otros restos. Este yacimiento equivale segur mente al que Vilaseca (1920) cita «cerca del Collet, enfre te del Mas de la Vall» (p. 34) y de donde describe las mi mas formas halladas por nosotros. A continuación sigue Keuper y finalmente el Liásico. Tenemos por tanto un serie casi completa y normal de los materiales triásico

Junto al cruce con el barranco del Calar las capas b zan 12° SSW., pero al alejarse de Capsanes el buzamient va aumentando hasta llegar a 18-20°.

Un pequeño afluente de la ladera derecha del barranc

de la Vall permite obtener la siguiente serie del Muschel-kalk inferior:

Techo.—Arcillas rojas e irisadas de unos 80 m. de potencia; en la parte central hay un nivel de yesos de 10-15 m. de grosor.
5 m.—Dolomías y calizas en lajas alternando con niveles margosos.
35 m.—Dolomías grisnegruzcas compactas con nódulos de ágata.
12 m.—Calizas y dolomías bien estratificadas, con algunos niveles arcillosos y con fucoides.
20 m. (visibles).—Calizas dolomíticas grises.
Yacente.—No visible.

Pronto esta estructura tan sencilla queda alterada por un accidente de dirección SSW.-NNE., que corta el camino unos 200 m. antes de llegar al Mas de la Vall. Esta dislocación pone en contacto el Muschelkalk inferior de Les Taules con el Muschelkalk superior de Llavería, que buza 30° SE., o sea casi perpendicular al anterior. En la superficie de falla aparecen retazos de las arcillas rojas yesíferas que se hunden más o menos normalmente bajo las calizas del Muschelkalk superior. (Fig. 12, VIII.)

Este nivel está bastante laminado y replegado, pero se observan las calizas dolomíticas basales, las calizas arcillosas con fucoides y las dolomías cavernosas superiores. En contacto directamente con este nivel aparece, en el cruce con el camino del Mas de la Vall, la brecha retiense. El Keuper queda reducido a unas delgadas láminas de arcillas irisadas y carniolas.

La intensa compresión que presenta esta zona es debida al empuje de la escama de calizas jurásicas que forman la ladera meridional de Llavería. La línea de cabalgamiento pasa unos 200 m. al sur de esta zona. A partir de este punto la tectónica es enormemente complicada e imposible cualquier análisis estratigráfico.

Si desde este punto se asciende a Llavería por el camino del Ramé se sigue este accidente. En la cicatriz entre las dos masas de calizas liásicas queda una «papilla» de Triásico en la que aparecen mezclados las carniolas del Keuper, los niveles margosos y yesíferos del Keuper

y Muschelkalk medio y las calizas margosas en lajas, c
fucoides y *Daonella,* del Muschelkalk superior. Este fó
en efecto, puede hallarse en la ladera norte de la cota 8
unos 200 m. al oeste de Llavería; este yacimiento ha
sido ya citado por Vilaseca (1920), Bataller (1927) y Al
rado, San Miguel y Bataller (Instituto Geológico, 195
En el mapa hemos cartografiado este afloramiento co
Keuper en la imposibilidad de representar la complejísi
estructura interna del mismo.

Este manchón triásico tiene una forma falciforme y
favor de él, las cabeceras de los barrancos del Tortó y
la Bobia han modelado una pequeña depresión, en
que está el pueblo y los pobres cultivos que lo rodean

Hacia el norte el Triásico descansa claramente sobre
Liásico de Ricorb, vértice de Llavería y Mont Redón,
hacia el sur se hunde más o menos normalmente bajo
Liásico inferior de Fatxes y la Creu de Llavería. Este c
tacto meridional está jalonado por varias fuentes, pero
claramente anormal, ya que muchas veces aparecen
contacto los materiales triásicos con los niveles fosilífe
del Lías medio.

La ladera norte de la sierra de Llavería es una im
nente cuesta que termina bruscamente en el Coll del Gu
cortado por otro accidente semejante al que acabamos
describir, pero mucho más desarrollado: el cabalgamie
que pone en contacto la Muela de Llavería con la de C
de Jou. Aquí la zona triásica es mucho más amplia y
erosión la ha disecado activamente aislando por compl
las dos escamas jurásicas. El camino que desde Coll
Guix desciende hasta la carretera de Marsá a la Torre p
mite seguir el desarrollo de la dislocación, pero no apo
ningún detalle interesante en cuanto a la estratigrafía
estos materiales. Está constituída principalmente por K
per, en el que «flotan» bloques de dolomías y carniol

Carretera de la Torre de Fontaubella a Coll de J

Esta carretera no es muy apropiada para un análisis est
tigráfico, ya que además de cortar una zona de estruct

muy compleja lo hace casi paralelamente a la dirección de las capas y principales accidentes.

La Torre de Fontaubella se halla emplazada sobre las calizas del Muschelkalk inferior, que buza al WSW. 8-10°.

Estas calizas son las que están hacia el oeste formando las sierras de la Argentera y Pradell, ejemplo magnífico de cuesta.

En el extremo oeste del pueblo estas calizas se hunden bajo los niveles arcillosos del Muschelkalk medio, que a su vez quedan abiertos para las calizas del Muschelkalk superior de la cota 486, estación de Pradell, el Puig, que corresponden ya a la zona Falset-Pradell. A unos 500 m. de la salida del pueblo, la carretera deja los niveles calizos y se introduce en las margas blanquecinas de la base del Muschelkalk medio. Sin embargo, la sucesión normal queda interrumpida muy pronto por una serie de pequeñas cobijaduras, cuyas superficies tienen dirección sensiblemente E.-W. y vergen al N. o NE.

Estos accidentes producen una serie de laminaciones y repeticiones anormales que hacen imposible el estudio de la serie. Más interesante y claro es el corte que proporciona el atajo que sigue por la ladera septentrional de la carretera (camino de Pradell). Se cortan los niveles dolomíticos superiores de Muschelkalk inferior y las dolomías y calizas con fucoides subyacentes. Junto al pueblo las capas buzan 8° WSW., pero este buzamiento va acentuándose y girando hacia el sur. Antes de la cota 568 buzan 35° SW. y en un pequeño valle que hay entre ésta y la carretera se observa cómo las capas calizas se hunden bajo las margas del Muschelkalk medio, con un buzamiento de 50° al SSW.

Ya en la carretera, en el collado 568-602, el contacto entre el Muschelkalk inferior y Muschelkalk medio está mecanizado y la potencia de este último nivel queda reducido a unos 20 metros.

A partir de este momento la carretera sigue el contacto entre Muschelkalk medio y superior. Los niveles dolomíticos basales de este último están poco desarrollados y

casi en contacto con el tramo rojo aparecen los niveles d calizas arcillosas en finas lajas que contienen *Daonella* e muchísimos puntos, de tal manera que es casi imposibl enumerar los yacimientos.

Cualquier corte transversal desde la carretera hasta e pie de la Mola de Coll de Jou permite observar la consti tución de la parte alta del Triásico. No podemos sin em bargo anotar ningún perfil como especialmente favorable ya que todo está muy cubierto por la vegetación y derru bios de pendiente.

TECHO. Calizas liásicas cuya base la constituye las típicas dolo mías brechoides rojizas, ya citadas por Mallada (1890) y Ba taller (1920).
? —Dolomías pulverulentas y lechos de carniolas bastante tritura dos y espesor muy variable.
? —Arcillas blancas, amarillas e irisadas también muy tectoniza das y espesor variable.
25 m. Dolomías grises compactas y cavernosas.
5 m. Margas blanquecinas.
30 m. Calizas margosas en lajas delgadas con abundantes Daone llas y algún fucoide.
5 m. —Calizas dolomíticas con fucoides alternando en bancos gru sos y finos.
20 m. —Dolomía gris compacta.
YACENTE. Arcillas rojas del Muschelkalk medio.

En conjunto la serie buza 38° SW.; claramente se ob serva que el Keuper está intensamente mecanizado y le minado: produce la impresión de que la masa de calizas dolomías jurásicas se han deslizado sobre él. Llama espe cialmente la atención el poco espesor de la serie y la po breza en yeso si se compara con el afloramiento meridio nal de estas capas en Coll del Guix. El contacto entr Muschelkalk medio y superior está también a veces alg mecanizado, así en el Km. 15 se observa una pequeñ falla transversal en la carretera.

Coll de Jou está construído sobre los niveles calizo del Muschelkalk superior, perfectamente datados por l presencia de *Daonella*.

Desde el Coll de Jou hacia el este se sigue un corte completo del Muschelkalk y Buntsandstein. Debajo del pueblo, en la trinchera de la carretera, se cortan los niveles margosos del Muschelkalk medio. En el fondo del to· rrente de Les Aurenelles aflora el Muschelkalk medio, que se extiende formando una empinada cuesta por las cotas 501-506. Debajo de los nivelas calizos vienen las margas, arcillas y conglomerados del Buntsandstein, que se apoyan sobre el Paleozoico y granito de Vilanova de Escornalbou.

Hacia el sur, esta sucesión tan sencilla queda bruscamente interrumpida por un conjunto de dislocaciones.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

Esta serie corresponde a un corte de dirección sensiblemente E.-W., desde el llano que constituye el campo de Tarragona, en las inmediaciones de Montroig, hasta el borde meridional de Llavería, al NW. de Pratdip.

Se ha obtenido siguiendo el camino de Montroig a Pratdip, por Coll de Llena, y de Pratdip a Coll de Fatxes. Como punto de comparación se utilizan los cortes parciales obtenidos en los alrededores de Montroig y Marsá para el Muschelkalk inferior, y los de la zona de Coll de Jou para el Muschelkalk medio y superior.

TECHO.—Dolomías negruzcas y rojizas brechoides del Liásico inferior (Bataller, 1922; Llopis, 1947).

KEUPER SUPERIOR.
22 m. Dolomías compactas.

KEUPER INFERIOR.
60 m.—Margas rojas e irisadas con algunas intercalaciones, calizas en la parte superior.

MUSCHELKALK SUPERIOR.
35 m.—Dolomías grises, con intercalaciones negruzcas y amari. llentas.
5 m.—Calizas dolomíticas grises, negruzcas y rojizas alternando con niveles margosos.
15 m. – Calizas margosas más o menos compactas con *Protrachiceras*

hispanicum Mojs., *Daonella lommeli* Viss., *Anaulocidaris fau rai* Lamb., y restos de fucoides (Mas Monet).

22 m. -Dolomía gris compacta con algunos niveles brechoides y otros más arcillosos.

3 m.—Carniolas.

MUSCHELKALK MEDIO.

9 m.—Margas grises y azuladas.

5 m. -Margas muy calcáreas amarillentas o rojizas y cavernosas muchas veces pasan a carniolas.

20 m. Arcillas rojas.

10 m. Yesos rojos, grises y blancos, con intercalaciones de arcilla rojas.

7 m.—Arcillas rojas.

MUSCHELKALK INFERIOR.

12 m.—Calizas y dolomías arcillosas en capas delgadas; en sierra Pedrera contienen *Pleuromia mactroides* Schlot., *Entolium discites* Schlot., *Phisoporella* sp. (Sierra Pedrera).

15 m. Dolomías y calizas con nódulos de sílex.

10 m. -Dolomías grises muy duras.

3 m. -Calizas compactas con trozos de *fucoides*.

8 m.—Calizas arcillosas con trazas de *fucoides*.

20 m. Calizas dolomíticas grises y rosadas, brechoides y arenosas con pequeñas geodas de calcita en la parte más alta.

0,5 m. Carniolas.

BUNTSANDSTEIN.

14 m.—Margas rojas con vetas azuladas e intercalaciones margosas

20 m. Arenisca roja arcillosa.

5 m. Arenisca roja compacta.

7 m.—Arenisca blanquecina con nódulos blancos calcáreos y arcillosos.

24 m.—Arenisca roja alternando bancos más compactos y otros más arcillosos.

16 m. Conglomerados con cemento arenoso muy abundante en la parte superior y más escaso en los niveles inferiores.

8 m.—Conglomerado compacto formado por elementos de cuarzo y cuarcita de 1 cm.

12 m. Conglomerado semejante al anterior, pero con cemento arenoso cada vez más abundante en los niveles más inferiores

1 m.—Arcilla arenosa.

YACENTE.—Granito-pizarra.

4. Falset-Pradell

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Constituye una continuación de la sierra de Llavería y como tal ha sido considerado por los numerosos geólogos que a él se han referido. Sin embargo, el afloramiento Falset-Pradell tiene una estructura muchísimo más sencilla y su estratigrafía ha sido más estudiada.

Es Gombau (1877) quien proporciona primeras referencias precisas sobre esta zona. Aunque no presenta ningún corte ni serie estratigráfica, se refiere a los distintos niveles triásicos: «A dos kilómetros al este de Falset hay un gran tajo en las areniscas y pudingas de la base de la formación» (p. 223); «El coronamiento del grupo que describimos lo constituyen las calizas» (p. 223); «Tienen gran desarrollo las margas irisadas, cuya sobreposición a las calizas del Muschelkalk es visible desde Pradell al Coll de la Eulacia (este de Falset)» (p. 226).

Mucho mayor interés tienen los trabajos de Mallada (1890 y 1895). En ellos se establece por primera vez la serie estratigráfica de los materiales al sur de Falset, que en líneas generales coincide perfectamente con la parte inferior de la propuesta por nosotros y que transcribimos a continuación (p. 69-70, 1890):

b. —Areniscas rojas alternantes con conglomerados de cantos pequeños (que descansan sobre las pizarras silúricas).

c. Dolomías compactas y calizas arcillo-magnesianas, blanquecinas y rosáceas.

d. -Zona intermedia de arcillas rojas yesíferas.

e.—Calizas arcillosas, tabulares en gran parte con algunas especies fósiles de los géneros *Daonella* y *Myophoria*.

Es interesante resaltar que Mallada observa ya el hecho de que la *Daonella* es el fósil característico de las ca-

lizas que forman el techo de la «zona intermedia de arcillas rojas yesíferas». No se da ninguna indicación sobre la edad de los distintos niveles, pero en general Mallada considera *Daonella* como fósil característico del Keuper.

Describe también Mallada un interesante corte que abarca desde Falset hasta la Argentera, o sea la totalidad del afloramiento Falset-Pradell. Para la zona oriental del corte (La Torre-Argentera), de estructura muy sencilla, Mallada establece una serie estratigráfica que coincide también en absoluto con los resultados por nosotros obtenidos. Pero en la zona central y occidental, muy tectonizada, surgen las tan frecuentes confusiones entre el Muschelkalk inferior y superior, por un lado, y el Buntsandstein y Muschelkalk medio, por otro.

Posteriormente a estos trabajos no aparece ningún nuevo aporte al conocimiento de esta región, hasta que aparece la interesante obra de Vilaseca; solamente breves citas en algunos trabajos de carácter espeleológico (Font i Sagué, 1900). Wurm (1913) se limita a recoger la cita de Mallada sobre el Trías de la sierra de las Quimeras.

Vilaseca, en su monografía sobre el Trías tarraconense (1920) y en una nota previa sobre el mismo (1920 bis), recoge los datos de Mallada para la zona occidental y los amplía para la zona oriental. Es particularmente interesante un perfil que traza desde Escornalbou hasta La Popia, cerros situados al NW. de Pradell, y que a continuación transcribimos:

C.—Pizarras y areniscas turnesianas atravesadas por pórfidos.
1.—Trías inferior.
2.—Calizas del Muschelkalk inferior.
3.—Faja de yesos y arcillas.
4. Calizas dolomíticas.
5. Calizas oscuras con *Protachycera* y *Daonella*, etc.
6.—Calizas margosas tabulares con fucoides.
7.—Calizas dolomíticas con *Pecten discites*, *Myophoria*, etc.
8-9.—Keuper (p. 31, pie fig. 7).

Señala además la existencia de dos nuevos yacimientos

fosilíferos. El más inferior, que corresponde al nivel (5) situado «entre el Coll de Pinosa y Els Puig (dos kilómetros al SW. de Pradell)», cita: *Cidaris* sp., *Daonella lommeli*, *Nucula cuneata*, *Nucula* cf. *munsteri*, *Posidonomya*, *Turbonilla*, *Myophoriopsis*, *Chemnitzia*, *Protrachyceras*, etc. En el segundo, situado en un tramo estratigráfica y paleontológicamente más alto (nivel 7), *Pecten discites*, *Myophoria goldfussi*, *M. vulgaris*.

En otra parte del mismo trabajo, Vilaseca indica que estas capas «deben ser referidas al Muschelkalk más superior y probablemente a un nivel equivalente de la Letten kohle» (p. 39).

En un nivel superior cita también la presencia de *Daonella* en «unas calizas margosas y amarillentas con fucoides que pueden verse claramente desde la estación de Pradell» (p. 31). La existencia de «dos horizontes de *Daonella*» (p. 40) es sostenida por Vilaseca en otras partes del mismo trabajo y aparece en el resumen estratigráfico general con que encabeza su trabajo (p. 18). Ambos niveles los sitúa en el Ladiniense (p. 30).

En realidad, como Schmidt expone en un trabajo posterior (1931), no existen estos dos niveles bien diferenciados, sino una misma y única zona fosilífera, en la cual los fósiles no están siempre exactamente en la misma capa ni ligados a unas características petrográficas determinadas. Hecho general en cualquier yacimiento y para la mayoría de los fósiles.

En este mismo trabajo Schmidt describe un corte de esta misma zona casi idéntico al estudiado por Vilaseca y aporta algunos nuevos datos, principalmente sobre la datación de los niveles, las condiciones paleogeográficas de los depósitos y la comparación con el Trías europeo.

Las capas con *Deonella* las sitúa en el Ladiniense inferior, los niveles calizo-margosos con *Myophoria* en el Ladiniense medio y las «margas superiores en lajas y con bancos dolomíticos toscos y alveolares» en el Ladiniense superior. Sobre ellos vienen los niveles abigarrados del

Keuper, que «desde un punto de vista paleontológico no pueden separarse de las formaciones salobres del Ladiniense medio» (p. 8).

La edad propuesta para la parte superior de los niveles calizos coincide en líneas generales con los resultados por nosotros obtenidos, pero la parte inferior de la serie está, por el contrario, interpretada de una manera errónea, ya que Schmidt atribuye al Anisiense «las calizas masivas inferiores a las capas con *Daonella*» (p. 81) y al Buntsandstein las arcillas rojas subyacentes a las mismas. Arcillas rojas que, como había ya demostrado Vilaseca, corresponden al Muschelkalk medio, puesto que a poco más de un kilómetro de distancia se superponen de una manera absolutamente normal sobre el nivel calizo de la sierra de la Argentera. En un trabajo algo posterior, Bataller (1933) se refiere brevemente a esta zona y admite la estratigrafía propuesta por Vilaseca.

Schmidt, en su síntesis paleontológica del Trías español, cita por primera vez las siguientes especies provinentes de Pradell: *Avicula iberica* Wurm (p. 46-47), *Lima vilasecai* n. sp. (p. 57 y 58), *Pecten* cf. *liscaviensis* Gieb. (p. 59), *Myophoriopsis camposinensis* Wurm (p. 86-87). Y en un trabajo de conjunto sobre el Trías español (1937) reúne y resume los datos contenidos en sus anteriores publicaciones.

Al mismo tiempo que se realizan estos estudios de carácter paleontológico y estratigráfico, geólogos de la escuela de Stille iniciaban el análisis tectónico de las cadenas costeras catalanas. Esta zona no aparece particularmente descrita en ninguno de ellos, pero es cartografiada a escala 1 : 200.000 por Ashauer y Teichmüller (1935). De este mapa puede deducirse la estratigrafía supuesta por los autores, completamente diferente de la propuesta por los geólogos que habían estudiado anteriormente esta zona desde un punto de vista estratigráfico.

No se presenta ninguna dificultad con respecto a la parte basal de la serie triásica, Buntsandstein y Muschelkalk inferior, niveles que han quedado perfectamente da-

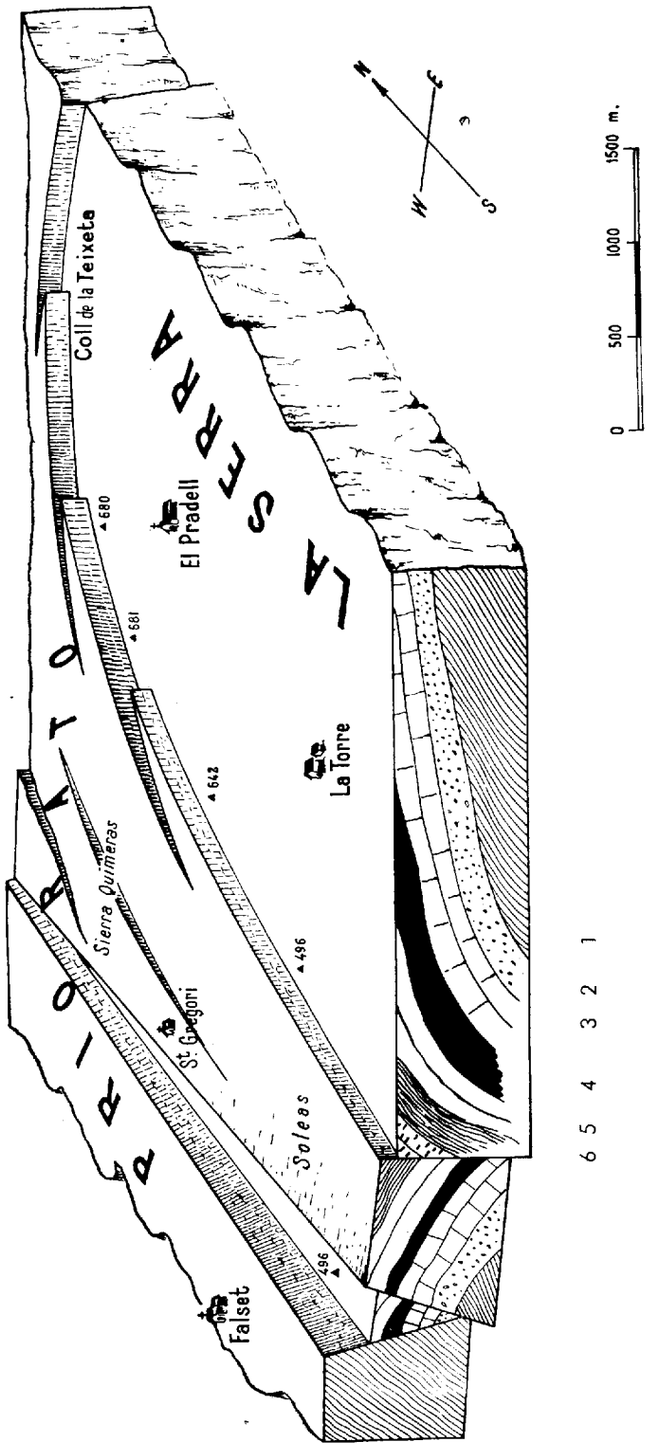


Fig. 15.—Bloque estructural de la zona Falset-Pradell.
1, Paleozoico.—2, Buntsandstein.—3, Muschelkalk inferior.—4, Muschelkalk medio. 5, Muschelkalk superior.—6, Keuper.

tados por su facies desde los trabajos de Mallada. El problema está en la edad de los niveles rojos margosos superiores al primer nivel calizo, nivel que Vilaseca (1920) interpretó acertadamente como una intercalación en el Muschelkalk, y que Schmidt (1931), sin indicar las razones que tenía para ello, colocó en el Buntsandstein. Ashauer y Teichmüller siguen en esta zona el mismo criterio que en el resto de la cadena costero catalana y cartografían estos materiales como Keuper.

Esta opinión es la que había sido propuesta por Mallada, pero aquel geólogo colocaba también en el Keuper los niveles calizos superiores a estas margas y, por tanto, la posición relativa de los distintos niveles, que quedaba alterada. Después de los descubrimientos de Vilaseca y Schmidt la posición en el Muschelkalk de los niveles calizos superiores queda completamente demostrada y, por tanto, Ashauer y Teichmüller se ven obligados a interpretar esta superposición del Muschelkalk real a su supuesto Keuper como un cabalgamiento.

El trazado de este accidente coincide exactamente con el contacto Musch medio-Musch. superior, cuya normalidad y regularidad aparece claramente en un estudio sobre el terreno. (Figs. 15 y 16.)

Llopis (1947), en su monografía sobre los Catalánides, describe esta zona como un relieve periférico de la sierra de Llavería, aunque insiste en que su estado tectónico es muy diferente. Dedica especial atención al aspecto estructural, pero realiza interesantes correcciones de tipo estratigráfico al mapa de Ashauer y Teichmüller, la más importante de las cuales es colocar nuevamente en el Muschelkalk la banda margosa Pradell-La Torre, que aquellos autores colocaban en el Keuper.

En cuanto a la tectónica suprime el cabalgamiento de Pradell, con que los citados autores explican la intercalación de margas rojas entre las calizas del Muschelkalk. Es también muy interesante la interpretación del borde occidental del afloramiento y del complejo sistema de fallas que lo ponen en contacto con el Paleozoico del Priorato,

y a cuyo mecanismo nos hemos referido ya ampliamente al describir la Sierra de Llavería.

En la memoria explicativa de la hoja de Reus (Instituto Geológico, 1952), que abarca la casi totalidad de esta zona, se recogen y compendian las anteriores publicaciones. La interpretación tectónica coincide, en líneas generales, con la expuesta por Llopis, y en la estratigrafía con la serie propuesta por Vilaseca. Es especialmente interesante las descripciones de algunos afloramientos, principalmente de la parte occidental de la sierra de la Quimera y la referencia geológica sobre el túnel de la Argentera.

Con posterioridad a esta publicación no existe más que una breve cita en un trabajo de Bataller (1954) sobre las especies nuevas del Trías español. En él recoge la cita de *Lima vilasecai* Schmidt, de M. Schmidt (1936).

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Constituye la prolongación septentrional del gran manchón de Llavería. Estratigráficamente presenta, pues, grandes analogías con la zona anteriormente descrita; sin embargo, desde un punto de vista estructural tiene características muy diferentes.

Los materiales triásicos, desprovistos del rígido caparazón jurásico, presentan una estructura más sencilla, faltan las fuertes imbricaciones de dirección E.-W. y los materiales constituyen una serie regular con buzamientos uniformes, alterados únicamente por una serie de fallas que lo dividen en bloques dispuestos escalonadamente entre la depresión del campo de Tarragona y el horst de Falset-Priorato. (Fig. 15.)

La línea de cabalgamiento que Ashauer y Teichmüller (1935) señalan en esta zona, no existe. Los autores alemanes se ven obligados a admitirla para explicar la superposición de una serie caliza con fauna indudable del Muschelkalk *(Daonella, Trachyceras.....)* a los niveles rojos margosos de La Torre-Pradell, que ellos consideran Keuper. Dado que el nivel margoso es en realidad Muschel-

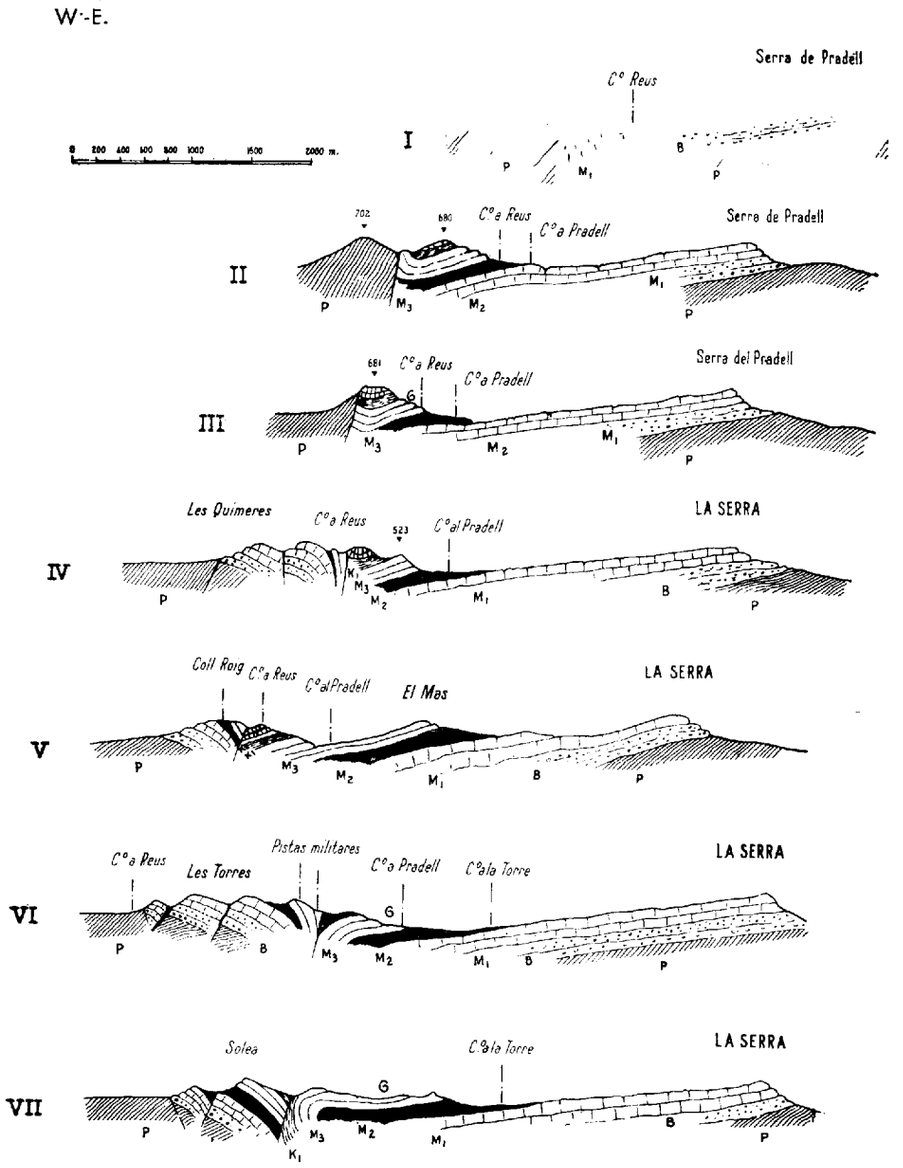


Fig. 16.—Falset. Cortes generales seriados de norte a sur.

kalk medio, no hay ninguna anormalidad en la superposición al mismo de la serie caliza del Muschelkalk superior.

El núcleo orográfico principal lo constituye la sierra de la Argentera o de Pradell. Es una magnífica cuesta formada por los niveles del Muschelkalk inferior, ligeramente inclinados (8-20°) hacia el oeste. El frente de cuesta forma un cantil dirigido de N. a S. y formado por la serie del Buntsandstein y Muschelkalk. Son escasos los valles obsecuentes y el trazado es bastante rígido. La bajada de la cuesta está mucho más degradada que su parte frontal. Profundos valles consecuentes llegan a hendir a veces el caparazón calizo y permite aflorar el zócalo de arcillas del Buntsandstein. El límite occidental de la cuesta viene señalado por la superposición del Muschelkalk medio arcilloso que cubre las capas calizas.

A favor de este afloramiento de materiales más blandos se ha excavado un amplio valle subsecuente, en el que se hallan emplazados los pueblos de Pradell y La Torre de Fontaubella.

Descansando sobre los niveles arcillosos rojos del Muschelkalk medio existen las capas calizas del Muschelkalk superior. Estos niveles calizos, debido a su menor compacidad, mayor inclinación y estructura menos regular, no han originado una cuesta bien desarrollada. En la parte septentrional y alrededores de Pradell quedan reducidos a un cantil más o menos abrupto entre los niveles margosos del Muschelkalk superior y Keuper. En la parte meridional (alrededores de La Torre) han formado dos relieves más acusados: el Puig (c. 539) y la cota 486, últimos restos de la degradación de una pequeña cuesta. Ha intervenido activamente en la erosión el barranco del Pas, que corta oblicuamente las capas. Efecto de su excavación es que junto al Mas de San Rafael, por debajo del Muschelkalk superior que forma el Puig y la cota 486, asoman los niveles rojos del Muschelkalk medio.

Más hacia el oeste el Muschelkalk es recubierto por la serie del Keuper y en algunos lugares por la brecha «retiense». Al mismo tiempo las capas se inclinan y repliegan

al acercarse a una gran dislocación longitudinal. Esto destruye la regularidad en el relieve; sin embargo, las más altas cotas, 647, 681, 680, corresponden a los niveles estratigráficamente más elevados; los dos primeros están modelados sobre la brecha retiense, que en esta zona adquiere un típico modelado monserratino.

En resumen, la zona de la sierra de Pradell-Puig de la Font-La Torre, constituye la cobertera del bloque paleozoico de la Argentera, límite occidental del campo de Tarragona. Este bloque queda limitado por su parte occidental por una importante falla, de características tales que merece una especial descripción.

En realidad, más que una sola fractura es un sistema de fallas en «relais» que van cambiando de dirección desde ENE.-WSW., en el extremo septentrional, hasta el NNE.-SSW. en la parte más meridional en que los hemos estudiado. El conjunto da lugar a una dislocación de forma ligeramente curvada, pero que mantiene su continuidad y salto a lo largo de todo el desarrollo.

La zona más oriental donde la hemos cortado es en el cruce de carreteras del Coll de la Teixeta, y más exactamente en la carretera de Cambrils, a 100 m. del citado cruce. Aquí se trata de una falla ligeramente directa, de dirección N. 70° E.-S. 70° W., que pone en contacto el Carbonífero con el Buntsandstein. Su salto no puede medirse, ya que en el bloque paleozoico falta la cobertera triásica; sin embargo debe ser considerable, ya que las más elevadas cimas paleozoicas están más de 300 m. por encima de la base del Trías. (Fig. 18.)

La zona de trituración, de unos 10-12 m., atestigua la importancia de la dislocación; está constituída por unas arcillas azuladas y rojizas, formadas seguramente a expensas de los materiales paleozoicos.

En la carretera de Reus a Falset, junto al Km. 495, vuelve a cortarse la falla con características muy semejantes. La inclinación de los niveles triásicos hacia el oeste hace que el labio oriental esté formado por niveles cada vez más altos.

Las capas calizas, menos rígidas que las de areniscas, son más afectadas por la falla, y en la proximidad de la misma cambia la dirección e inclinación de los estratos, que se colocan paralelos a la línea de fractura y casi verticales. En este tramo la dislocación es muy neta y puede seguirse fácilmente a lo largo de la carretera.

En el collado 643-675 la falla entra en contacto con el Muschelkalk medio. La terminación del bloque calizo es muy curiosa y las últimas capas, completamente verticales, forman un vistoso «hog-back» que acaba cortado en bisel por la falla. En la zona donde la falla pone en contacto el Paleozoico con el Muschelkalk medio es menos visible, ya que las arcillas rojas de este nivel se confunden con los resultantes de la trituración del Paleozoico. Este Muschelkalk medio está además extraordinariamente laminado, ya que queda reducido a unos 10 m. de potencia. Además en esta zona desparecen por completo los bancos de yeso, tan abundantes en la parte más meridional del afloramiento.

En este punto se produce un cambio en la dirección del accidente, que se hace NE.-SW.; seguramente, más que un giro, se trata de una sustitución de fallas; quizá podría encontrarse la continuación de los mismos dentro del bloque paleozoico.

En la ladera septentrional del Puig de la Font, la falla interesa las capas calizas del Musch. superior. Estos niveles, más plásticos que las calizas inferiores, se doblan por acción de la falla, trazando una curiosa estructura periclinal que puede apreciarse en el esquema adjunto. (Fig. 17.)

Junto a la falla, las capas arcillosas del Keuper inferior quedan reducidas a unos 5 a 10 m. de potencia. Estos niveles actúan en cierta manera de amortiguador, y así puede observarse en la cota 680 cómo los niveles calizos inmediatamente inferiores buzan de 50 a 60°, y los niveles inmediatamente superiores (a unos 10 m. de distancia) sólo 15°.

En la vertiente de la cota 681 la falla es extraordinariamente visible, ya que pone en contacto con el Paleozoico la dolomía supratriásica.

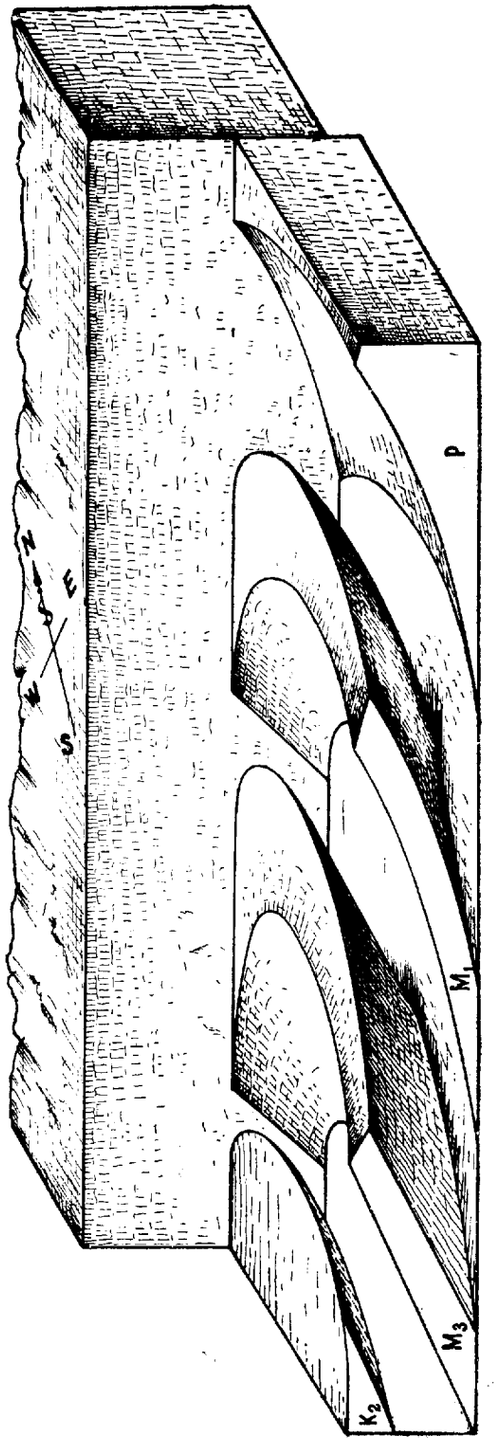


Fig. 17. Coll de la Teixeta-La Popia. Estructura de las capas en las proximidades de la falla.

P, Paleozoico.— M_1, Musch. inferior.— M_3, Musch. superior.— K_2, Keuper superior.

A partir de este momento la estructura se hace más compleja y la falla se bifurca en dos, una que conserva la misma dirección (NE.-SW.) y va perdiendo rápidamente salto hasta desaparecer al cabo de un kilómetro, y otra de dirección algo oblicua (NNE.-SSW.) que se inicia como un contacto mecánico entre el Muschelkalk superior y el Keuper, y adquiere rápidamente importancia hasta sustituir a la falla principal.

La estructura se complica además, ya que aparece sobre el Paleozoico del bloque elevado la cobertera triásica que constituye la sierra de las Quimeras.

Así pues existen dos fallas. La más septentrional pone en contacto el Paleozoico o el Buntsandstein inferior con el Muschelkalk superior, y se resuelve finalmente en una cuña de arcillas rojas del Muschelkalk medio. La falla meridional se inicia, como ya se ha dicho, como un contacto mecánico entre el Muschelkalk y el Keuper; poco a poco va adquiriendo importancia, y en la carretera de Reus a Falset pone en contacto el Muschelkalk superior con la parte alta del Keuper. A partir de este momento la falla sigue como un accidente interno entre los materiales triásicos y pone en contacto Muschelkalk con Keuper, o bien dos niveles diferentes del Keuper. Es por lo tanto menos visible y algunas veces es imposible reconocer la superficie de falla, que en realidad aparece como una zona de trituración. No disminuye sin embargo su importancia estructural, que se pone de manifiesto por las profundas deformidades que sufren los estratos en su proximidad y por el buzamiento opuesto que tienen las capas a ambos lados de la misma.

La falla que acabamos de describir separa el bloque de Pradell-La Torre de otro más occidental y elevado con respecto al primero, que denominaremos bloque de Les Quimeres-Les Torres-Soleas. Es de dimensiones mucho más reducidas que el anterior y faltan en él los niveles más altos del Trías y el Retiense. El buzamiento más general de las capas es W. y SW., o sea opuesto al del bloque antes descrito. (Fig. 19.)

El zócalo paleozoico aparece en la parte norte normalmente debajo del Buntsandstein de la sierra de las Quimeras, y en el oeste en contacto con el mismo nivel mediante una falla de dirección NE.-SW. y de muy poco salto. Sobre el Buntsandstein se apoyan las calizas del Muschelkalk inferior que forman las cotas más elevadas (682, 668, 621, 653) de esta zona. Esta banda de Muschelkalk está cortada por una pequeña falla sensiblemente paralela a la anterior, que forma los collados entre las cotas 682-668 y 653-621, y aparece en la carretera de Reus-Falset, formando el contacto entre el Trías medio e inferior; en este punto su salto puede estimarse en unos diez metros.

Sobre el Muschelkalk inferior aparece el medio, constituído por arcillas rojas con algún banco arenoso y abundantes yesos. Estos niveles forman una banda que hacia el norte se acuña hasta desaparecer pinzada entre las calizas inferiores y superiores. La carretera corta esta banda en el Coll Roig.

Estratigráfica y topográficamente encima de este nivel rojo vienen las calizas del Muschelkalk superior, que en esta zona tiene abundantes restos fosilíferos. Forman también una banda que se acuña en dirección norte y se ensancha hacia el sur, para formar el vértice Soleas (c. 550). El Keuper aparece sólo en la parte más meridional de este bloque en forma de pequeños retazos introducidos en la superficie de falla.

Este bloque no está directamente en contacto con el horst paleozoico que constituye la zona de Falset, sino que entre ambos existe una pequeña cuña hundida. Esta cuña, que denominamos de Sant Cristofol porque sobre ella está emplazada esta ermita, tiene en su extremo norte, antes de quedar cubierto por el Cuaternario del barranco de la Plana, unos 150 m. de anchura, mientras que en el extremo sur tiene casi 500 metros. (Fig. 19.)

Su borde occidental lo constituye una falla directa, de dirección N.-S. y cuyo salto no puede apreciarse, ya que en el bloque de Falset no existe la cobertera triásica. De

todas maneras parece muy importante, ya que la zona de trituración tiene más de 50 m. y los estratos triásicos aparecen en el contacto completamente verticales y aun invertidos.

En contacto con el Paleozoico aparecen los niveles altos del Buntsandstein, que forman una banda arrosariada que como máximo alcanza 50 m. de ancho; sobre él descansa el Muschelkalk inferior, que constituye una pequeña cuesta sobre la que están modelados los principales relieves.

En la parte septentrional de la cuña, este Muschelkalk inferior está en contacto por falla con el Paleozoico y Buntsandstein de Las Torres, pero a partir de Sant Gregori aparecen sobre las calizas los niveles rojos del Muschelkalk medio, y más hacia el sur las calizas del Muschelkalk superior que forman la cota 496. (Fig. 20.)

Las arcillas del tramo intermedio forman pues una banda que termina en cuña hacia el norte. Esta zona es muy rica en yesos y sus niveles adquieren una compleja estructura interna, principalmente en aquellos puntos donde está en contacto por la falla. Su menor dureza hace que a lo largo de la misma se haya excavado un pequeño valle que es aprovechado para el cultivo y recibe el nombre de «La Faixa». La falla que limita esta cuña por el extremo oriental es también directa y tiene unos 100 m. de salto; la superficie de la misma es claramente visible, ya que no existe casi zona de trituración.

En resumen, esta zona triásica aparece pues como una serie de escalones intermedios entre el horst del Priorato y la depresión del campo de Tarragona. Creemos interesante hacer resaltar la fuerte inversión de relieve, visible no solamente entre el horst paleozoico que constituye las depresiones morfológicas del Priorato y Falset, sino también entre las distintas dovelas triásicas. Así, las cotas más altas de esta zona están situadas en el bloque de Pradell-La Torre, que tectónicamente es el más hundido. Existe además una serie de cimas relativamente altas que bordean la gran falla de Coll de la Teixeta-La Popia-Soleas

(c. 628, 675, 680, 681, 642, 577), y que están precisamente situadas en el labio hundido de la misma.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

CARRETERA DE FALSET A COLL DE LA TEIXETA.—Esta carretera proporciona un magnífico corte de conjunto de toda la región, que permite no sólo observar todos los niveles estratigráficos que en ella afloran, sino también los principales accidentes tectónicos de la misma.

La primera parte del trayecto discurre sobre el granito y Paleozoico del Priorato, recubierto por Cuaternario.

Junto a la pronunciada revuelta que forma la carretera entre los Km. 486-487, una falla pone en contacto el Paleozoico con la parte superior del Buntsandstein, que queda muy pronto cubierto por las calizas del Muschelkalk inferior, que buzan 8° al SSE. y constituyen el cerro de la ermita de Sant Cristofol.

Junto al Km. 487 una nueva falla hace aparecer una cuña de pizarras carboníferas

El segundo afloramiento del Buntsandstein es casi completo, ya que aunque en contacto mecánico con el Paleozoico llegan a aflorar los niveles de conglomerados que forman la base del Buntsandstein. Sobre ellos siguen las areniscas rojas micáceas.

Estos niveles han sido extrañamente alterados por la erosión y forman curiosos relieves. Sobre las areniscas existe un nivel bastante constante de arcillas rojas y margas blanquecinas de unos 3 m. de potencia.

El Buntsandstein está cubierto normalmente por el Muschelkalk inferior que forma el cerro del Morral (c. 633). En la cumbre del mismo afloran las dolomías con nódulos de sílex SSE. 25°. Esta cota está separada de la 621 (Les Torres) por una pequeña dislocación de salto muy escaso que en la carretera pone en contacto el Buntsandstein con el Muschelkalk.

Hasta el Km. 488 la carretera corta toda la serie de Muschelkalk inferior, proporcionando un buen corte del

mismo, que permite observar los niveles más característicos.

TECHO.—Arcillas rojas de Coll Roig. Musch. medio.
? —Dolomías grises con nódulos de sílex.
5 m.—Calizas grises.
4 m.—Calizas en capas arcillosas.
5 m.—Calizas compactas negruzcas.
2 m.—Calizas en capas.
6 m.—Calizas grises en capas.
YACENTE.—No es visible porque el contacto con el Buntsandstein es por falla. Faltan aquí los niveles de dolomías, rojos, arenosos, típicos de la base del Muschelkalk inferior.

Junto al Km. 488, y con un buzamiento de 50° al SE., estas calizas se hunden con absoluta normalidad bajo las arcillas rojas yesíferas del Muschelkalk medio.

Este contacto, extraordinariamente visible, tiene un interesante desarrollo lateral. Hacia el sur, conserva la normalidad y se hace más tendido, mientras hacia el norte, el Muschelkalk medio se acuña hasta desaparecer, y el Muschelkalk inferior y superior entran en contacto. Esta falla se continúa hacia el NE. uniéndose con la dislocación principal del borde del Priorato.

En la trinchera de la carretera, el Muschelkalk medio es extraordinariamente rico en vetas de yeso que aparecen muy dislocadas y replegadas. El espesor total de tramo rojo en esta zona es de unos 100 a 120 metros.

Hacia el oeste, estos niveles rojos arcillosos se hunden con relativa normalidad bajo unas calizas dolomíticas bastante trituradas del Muschelkalk superior que se cortan en una extensión de unos 100 metros.

A continuación una falla vertical y muy neta, de dirección NNE.-SSW. interrumpe la sucesión y pone en contacto estos niveles con las calizas de la parte superior del Keuper.

Esta falla es el accidente principal del borde del Priorato a que ya nos hemos referido y que aquí ha pasado a constituir un accidente interno de los materiales triásicos.

A partir de este momento cambia por completo la es-

tructura de esta zona y el corte de la carretera, que carece por completo de interés tectónico, proporciona una magnífica serie estratigráfica de los materiales.

La carretera corta las calizas de la parte alta del Keuper y finalmente unos niveles dolomíticos brechoides, que seguramente representan el Retiense.

La serie observada es la siguiente:

TECHO.—Dolomías cavernosas y brechoides masivas que forman la cumbre de la cota.
60 m.—Calizas bien estratificadas pero duras y compactas. Keuper superior.
40 m.—Margas grises e irisadas sin yesos que forma un rellano que se extiende hasta la Espina. Keuper inferior.
YACENTE.—Calizas del Muschelkalk.

En la revuelta del Km. 490 la carretera sigue el contacto entre las arcillas y las calizas del Keuper. Precisamente en este contacto brota un importante manantial que está canalizado.

La carretera sigue más tarde por las arcillas del Keuper y corta después las calizas y dolomías del Muschelkalk superior, y hasta las cercanías de la bifurcación de Pradell sigue por este nivel, lo que permite observar una detallada serie del mismo. Las capas, ligeramente onduladas, buzan en conjunto 12º al SW. Existen pequeñas fallas que aumentan la potencia aparente.

La serie observada es la siguiente:

TECHO.—Arcillas irisadas del Keuper.
30 m.—Dolomías compactas algo cavernosas muy duras con pequeñas geodas de calcita rosada. A veces algo brechoides.
7 m.—Calizas duras en capas delgadas con la superficie ondulada.
2 m.—Calizas amarillentas con trazas de fucoides.
5 m.—Calizas amarillentas arcillosas con fractura concoide. Bien estratificadas. Restos de *Casianella* sp.
3 m.—Calizas azuladas con restos de fucoides en relieve.
5 m.—Calizas arcillosas y arcillas en fina alternancia, con restos de pequeños lamelibranquios.
2 m.—Calizas grises y amarillentas muy compactas.
4 m.—Calizas en lajas delgadas pero muy duras.
5 m.—Calizas algo rojizas, brechoides y algo carniolizadas.

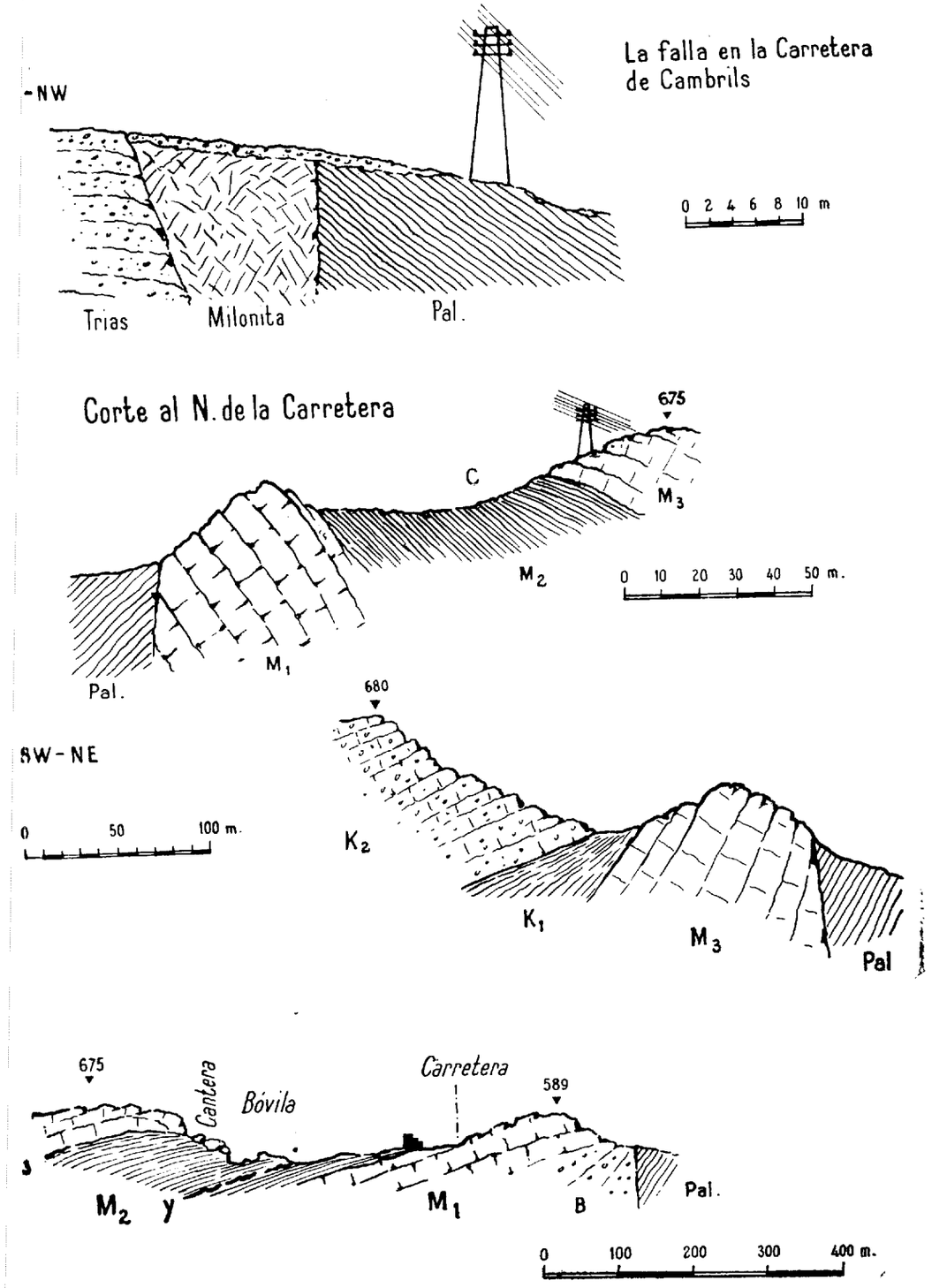


Fig. 18.—Falset. La falla septentrional.

Junto a la bifurcación de la carretera de Pradell, por debajo del Muschelkalk superior, aparecen ya de una manera definitiva, en el trayecto de la carretera, las arcillas rojas del Muschelkalk medio.

El contacto es extraordinariamente visible y es interesante observar su desarrollo hacia el norte.

En conjunto las capas conservan el buzamiento general al WNW., pero en los pequeños cantiles se producen fenómenos de deslizamiento de los bloques calizos sobre los niveles arcillosos, que producen buzamientos aberrantes al S. y SE.

Es además interesante observar la influencia de la gran falla NE.-SW. en este contacto. Como ya se ha indicado, esta falla produce una torsión en las capas, que giran hasta colocarse verticales y paralelas a la misma; consecuencia de ello es que la banda del Muschelkalk medio que venía en dirección S.-N. desde la Torre y Pradell gira en ángulo recto formando una hoz de afilada punta. En efecto, a medida que las capas se aproximan a la falla y los estratos calizos están más verticales, los niveles arcillosos se laminan. (Fig. 17.)

En el afloramiento del Muschelkalk medio existen abundantes cultivos que imposibilitan la observación de los materiales en la trinchera de la carretera. Unos cien metros al norte de la carretera existe una pequeña cantera en que se explotan estas arcillas con destino a la construcción. Allí pueden observarse estos niveles extraordinariamente rojos y con algunas vetas blanquecinas de arcilla yesífera. En la base de la explotación existe un banco de yeso gris cuya potencia no puede apreciarse. La potencia total de los materiales visibles es de unos 10 a 15 metros.

Por debajo de los niveles rojos del Muschelkalk medio afloran las calizas del Muschelkalk inferior que buzan 9° al SW. Estos niveles forman, junto a la carretera, las cotas 584 y 628 y se extienden hacia el sur formando un importante relieve, la Serra, magnífico ejemplo de cuestas.

El corte de la carretera no es favorable para la obtención de una serie estratigráfica, pero se observa muy bien

el nivel inferior, constituído por 25 m. de dolomías grises con pátina negruzca, algo carniolizadas en la parte superior, y en la parte central con nódulos de sílex. Por debajo de las mismas aparecen las calizas arcillosas y con fucoides, y finalmente la base de dolomías arenosas.

A partir del Km. 494, la carretera sigue en un gran trecho la línea de falla paleozoico-muschelkalk, de tal manera que la trinchera meridional está formada por los materiales secundarios y la septentrional por los primarios.

Por debajo de las calizas afloran los materiales del Buntsandstein. No existen niveles exclusivamente margosos, sino que las intercalaciones arenosas llegan casi hasta la cumbre del mismo.

Junto al Km. 495 vuelve a cortarse la falla, que aquí pone estas areniscas en contacto con el Paleozoico.

El cruce de carreteras está sobre las pizarras carboníferas bastante trituradas, y a partir de este punto la carretera de Reus sigue ya de manera definitiva sobre estos materiales.

La carretera local de Cambrils vuelve de nuevo a cortar el accidente y proporciona una interesante visión del mismo. (Fig. 18.)

A unos 100 m. de la bifurcación, y bajo la línea eléctrica (véase corte), aparece el accidente.

Existen unos 15 m. de milonita, constituída por arcillas rojas e irisadas, provinente en parte del Trías y en parte de la alteración de las pizarras paleozoicas.

Las areniscas triásicas, junto al contacto aparecen subhorizontales y rotas por pequeñas dislocaciones.

La superficie de la falla puede apreciarse en las areniscas triásicas; tiene dirección N. 70° W.-S. 70° E., y buza 48° al N.; es, pues, ligeramente inverso.

La carretera de Cambrils sigue un cierto trecho sobre la parte inferior del Buntsandstein, para introducirse definitivamente en el Paleozoico. El contacto Trías-Paleozoico es normal, pero desaparece bajo los derrubios de pendiente.

Puede observarse muy bien siguiendo el camino del

Coll a la Argentera. Unos 50 m. después de dejar la carretera, y a tres metros por encima del camino, existe un punto particularmente favorable para la observación.

En el contacto entre los dos niveles existe un nivel arcilloso de unos 30 a 40 cm., que en realidad puede interpretarse como un suelo pretriásico. Estas arcillas son blanquecinas, puras y muy plásticas, sin ningún elemento de conglomerado y arenisca.

La erosión ha atacado estos niveles arcillosos, formando una pequeña «bauma» que subraya el contacto.

Por encima de las arcillas basales aparecen los típicos conglomerados del Buntsandstein con una potencia total de 5 a 7 metros. Forman un banco continuo y uniforme sin intercalaciones arenosas.

Pista militar de Coll Roig a la cota 577.—Desde Coll Roig en dirección sur parten dos pistas militares, que continuándose por diferentes senderos enlazan la carretera con el camino del Mas d'en Vagué. (Fig. 16, V y VI.)

La pista superior sigue por el contacto entre el Muschelkalk medio e inferior, y por lo tanto permite observar las capas más superiores que forman este nivel. A unos 50 m. de la carretera corta el contacto entre Muschelkalk medio y Muschelkalk inferior, y a continuación niveles cada vez más altos. La serie observada es la siguiente (en orden cronológico que es exactamente el inverso del observado siguiendo la citada pista):

Techo.—Margas grises irisadas sin yesos constituyen la base del Keuper.

Muschelkalk superior.

1 m.—Caliza gris muy margosa, buza SSE. 65°.
10 m.—Dolomía gris compacta.
12 m.—Calizas dolomíticas compactas con fucoides grises.
10 m.—Semejantes a las de la base, pero más grises, en vez de nodulosas son onduladas.
10 m.—Calizas dolomíticas grises trituradas, con superficies nodulosas con intercalaciones rojizas y amarillentas, y restos fosilíferos de *Entolium discites* Schlot. y *Myophoriopsis* cf. *composinensis* Wurm.

6 m.—Calizas semejantes a las de la base del Muschelkalk superior.
4 m.—Calizas semejantes a las anteriores, pero más compactas y nodulosas.
12 m.—Calizas amarillentas muy margosas, sobre todo en la base, contienen abundantes fucoides, están fuertemente replegados, pero en conjunto buzan ESE. 40°.

Muschelkalk medio (espesores muy variables).

—Margas rojas con finas vetas de yeso.
—Margas rojas con gruesos bancos de yeso, a veces superiores a 40 cm.
—Margas rojas con vetas de yeso; los niveles más próximos al mismo son de color algo azulado.
—Margas blanquecinas con algún nivel calcáreo, bastante replegadas.

Muschelkalk inferior.

5 m.—Calizas arcillosas con restos fosilíferos, a veces algo rojizas.
? —Dolomías rojizas y brechoides.

Yacente.—Dolomías grises muy duras con cristales de calcita forman la cumbre de la cota 612.

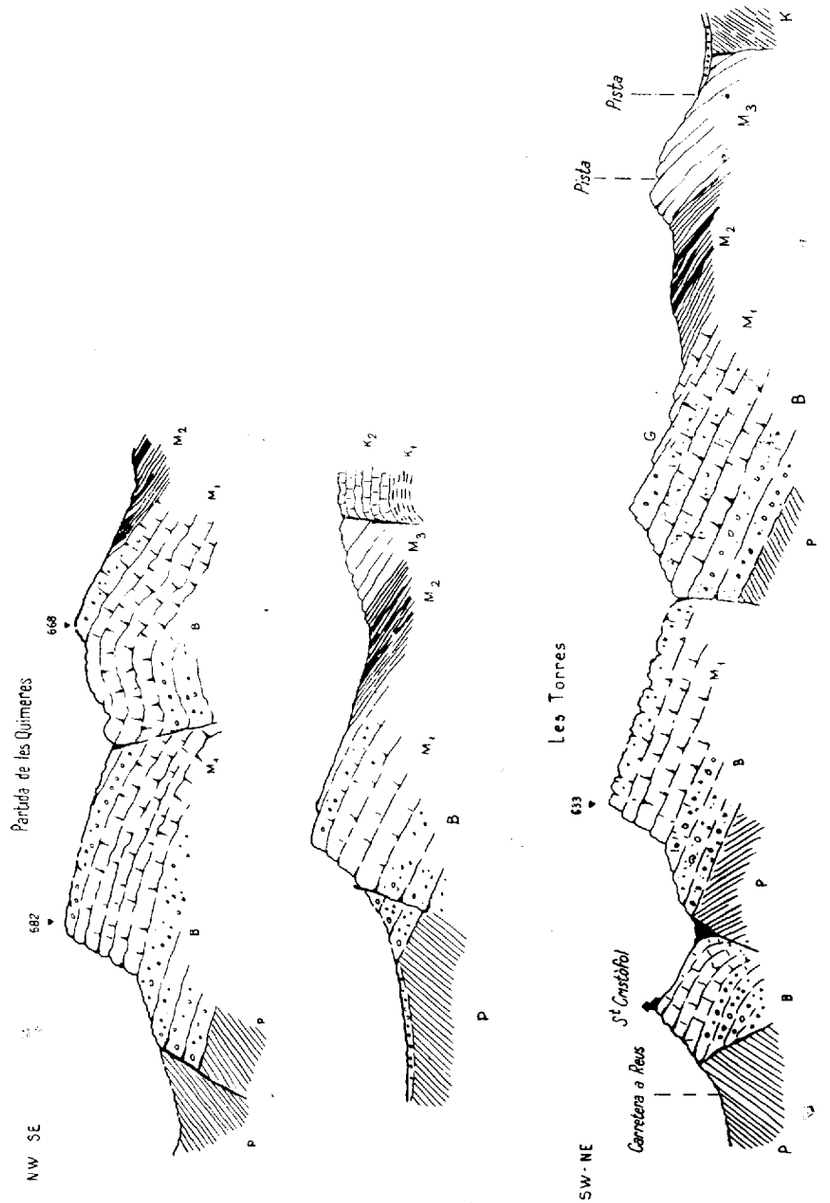
Esta serie queda decapitada por una falla que la pone en contacto con las dolomías que constituyen la parte alta del Keuper. (Fig. 19.)

La pista militar inferior, que parte también de Coll Roig y enlaza con el camino del Mas de Vagué, es menos interesante desde un punto de vista estratigráfico, pero permite realizar algunas observaciones tectónicas.

La primera parte del trayecto sigue sobre las arcillas rojas y yesos del Muschelkalk medio, que quedan cubiertas normalmente por el Muschelkalk superior en la cabecera de un torrente que desciende de la cota 621.

Estas calizas buzan 40-50° al ESE. y están bastante replegadas; se observan los típicos niveles de calizas con fucoides calizos ondulados y calizas margosas en lajas que contienen cefalópodos y, aunque muy fragmentados, pueden identificarse como *Protrachyceras*.

Los niveles calcáreos quedan cubiertos por unos derrubios de pendiente bastante cementados, originados a expensas del Muschelkalk inferior que forma las cotas más superiores; cuando afloran puede comprobarse que están



cada vez más inclinados, hasta llegar a la vertical. Finalmente una falla pone en contacto estos niveles con las arcillas irisadas del Keuper del bloque de la Serra.

A partir de este momento la pista sigue sobre los materiales del Keuper, arcillosos primero, y calizos en la parte más superior, hasta que se pierde.

Siguiendo la falla, se ha excavado un pequeño valle que forma un collado al pie de la cota 577. Del mismo y en dirección sur parte otro valle orientado también por el contacto que desciende hasta la sierra de Marsá.

Un pequeño sendero que sigue por el fondo de estas depresiones es particularmente interesante para observar la citada falla.

Las calizas del Muschelkalk superior que forman el labio occidental buzan de 40 a 65° al SE. y junto al accidente están casi verticales y bastante trituradas.

Afloran principalmente los niveles de la base del mismo: calizas onduladas, calizas con fucoides y calizas en lajas con *Daonella*.

El labio oriental de la falla está constituído por calizas del Keuper superior que en conjunto buzan al ENE., aunque junto al contacto aparecen verticales y aun invertidas.

Entre los dos labios de falla quedan pinzadas arcillas del Keuper que forman un afloramiento alargado de N.-S.

Zona Puig de la Font - La Popia.—Esta zona es particularmente interesante para el estudio de la falla del borde del Priorato. El cerro del Puig de la Font arranca de la carretera casi junto al contacto entre el Trías medio e inferior, y sigue sobre los niveles de margas rojas en dirección NW. Este camino permite estudiar el contacto entre los tres niveles del Muschelkalk y observar la discordancia progresiva a medida que se acerca a la falla.

Las capas que al principio buzan SW., van girando a fin de colocarse paralelamente a la falla; este giro origina una terminación en cuña de los diferentes niveles. En el collado de la cota 643 puede observarse muy bien la su-

perficie de falla que pone en contacto el Paleozoico con las arcillas rojas del Muschelkalk medio. El Muschelkalk inferior se ha ido reduciendo hasta terminar formando un espolón calizo. La falla prosigue a continuación poniendo en contacto con el Paleozoico los niveles del Muschelkalk superior, que terminan de una manera análoga al Muschelkalk inferior. (Fig. 16, III y IV.)

El Puig de la Font (c. 680) está modelado sobre los niveles calizos de la parte superior del Keuper, que están aquí extraordinariamente desarrollados. Estas capas buzan SSE. 15° y descansan sobre los niveles arcillosos del Keuper inferior.

El Keuper arcilloso está hacia el E. y S. bien desarrollado, pero hacia el N. queda pinzado entre las calizas del Keuper superior subhorizontales y las del Muschelkalk superior fuertemente inclinadas.

La cima del Puig de la Font está formada por los niveles de carniolas que forman la parte más alta del Keuper; las carniolas se siguen hacia el SW. en dirección a la cota 681, hasta que quedan cubiertos por unas capas de dolomías brechoides exactamente iguales a las que en la sierra de Llavería se consideran retienses. Estos niveles constituyen una masa sin estratificación aparente que destaca en el paisaje por su modelado especial y que se observa también en la cima de la cota 642 en idéntica posición estratigráfica.

La existencia de esta brecha retiense en la parte superior de los niveles del Keuper no había sido anteriormente señalada, y estos materiales se colocaban generalmente en el Muschelkalk. Vilaseca (1920), observó ya la posición estratigráficamente más elevada de los mismos, pero los consideraba norienses. La presencia de este retiense demuestra que en esta zona existe la serie triásica completa y permite paralelizarla con la de Llavería y Coll de Jou.

En la ladera septentrional de la Popia puede observarse la superficie de falla, que aquí es completamente vertical y tiene dirección N. 70° E.-S. 70° W. El camino avanza

casi por esta línea y permite seguir el accidente hasta que finalmente, descansando normalmente sobre el Paleozoico del Priorato, aparece el Triásico de la sierra de les Quimeres.

A partir de este momento la falla pone en contacto los niveles del Keuper con los del Buntsandstein.

DE FALSET A LA ESTACIÓN DE PRADELL POR EL CERRO DEL MAS D'EN VAGUÉ.—Este camino, que desde Falset se dirige a la estación de Pradell, proporciona un interesante corte de la región.

El contacto Trías-granito queda completamente oculto bajo los derrubios cuaternarios; sin embargo, es fácil apreciar la naturaleza mecánica del mismo gracias a su trazado rectilíneo y a la intensa trituración de los materiales en las proximidades.

Los primeros niveles del Buntsandstein que afloran son las areniscas rojas con nódulos arcillosos. Este nivel corresponde a la parte más alta del Buntsandstein y queda muy pronto cubierto por el Muschelkalk inferior. La base del mismo está constituída por unas calizas dolomíticas muy cristalinas y con nódulos y pequeños lentejones arenosos y rojos. Es una facies muy especial y típica en esta zona de la base del Muschelkalk.

El Buntsandstein y la base del Muschelkalk está casi completamente vertical y muy triturada. Los niveles más altos buzan ENE. 45° y encima de ellos descansan unos lechos de arcillas rojas con yesos del Muschelkalk medio, que queda cortado por otra falla que lo pone en contacto con el Buntsandstein de Sant Gregori. Se trata, por lo tanto, de la pequeña dovela situada a manera de escalón intermedio entre el Paleozoico del Priorato y los relieves triásicos de Sant Gregori-Les Torres. (Fig. 20.)

Los niveles del tramo rojo están fuertemente triturados y casi verticales, formando una pequeña cuña entre los dos labios de la falla. Existen algunos bancos de yeso con un espesor total de 1,5 m. y numerosas vetas y filones de origen secundario.

Las areniscas que forman el labio oriental de la falla corresponden a la parte media del Buntsandstein y los niveles más bajos que afloran tienen algunos cantos de conglomerados. Las capas buzan 18° S. y junto a la falla principal están cortadas por pequeñas fracturas y diaclasas de dirección N. 10° W.-S. 10° E., paralelas por lo tanto al accidente principal, pero con distinta inclinación.

Estos niveles arenosos se continúan con los que constituyen la zona de San Gregorio, y son cubiertos por las calizas del Muschelkalk inferior subhorizontal de las Torres. Estos relieves, formados por las cotas 633 y 612, comprenden toda la serie del Muschelkalk inferior, y la parte alta de los mismos está formada por los niveles dolomíticos con nódulos de síiex que dan curiosas formas de erosión.

Las dos cotas antes citadas están separadas por una pequeña falla que se continúa hacia el sur formando el contacto Buntsandstein-Muschelkalk. Esta falla va perdiendo rápidamente salto y en el punto donde el contacto es cortado por el camino del Mas d'en Vagué ya ha desaparecido. Así pues, sobre los niveles de areniscas rojas del Buntsandstein (unos 30 m. visibles), que en su parte superior tienen finas intercalaciones de areniscas amarillentas, aparecen 7 m. de arcillas rojas y amarillentas sin yesos y sobre éstas, normalmente, las calizas del Muschelkalk.

La base del Muschelkalk buza ENE. 35° y está constituída por calizas y dolomías rojizas y brechoides con algunas hiladas de carniolas en la base.

Encima vienen calizas grises y dolomías hasta un total de unos 50 m. Sobre estos niveles aparece una intercalación margosa que representa el Muschelkalk medio, aquí extraordinariamente laminada, ya que queda reducida a unos 68 m. de arcilla amarillenta más rojiza en la parte oriental.

Encima de estas arcillas vienen los niveles calizos del Muschelkalk superior, que de una manera continua e insensible van cambiándose en buzamientos hasta colocarse SSE. en el collado.

En este punto afloran las calizas grises y compactas con fucoides (10-12°). Sobre éstas, calizas margosas y margas calizas en las que se ha excavado un pequeño torrente (8-10 m.).

A continuación siguen las calizas con *Daonella* y finalmente estos niveles son cortados por el gran accidente transversal que los pone en contacto con el Keuper. El accidente es en esta zona poco visible, ya que limita dos niveles relativamente parecidos (calizas margosas del Muschelkalk superior y margas del Keuper), pero se aprecia en la intensa trituración y en los cambios de buzamiento.

Esta falla sigue hacia el norte y pasa por el pie de la cota 577, en una zona que será oportunamente descrita. Más hacia el sur, el labio occidental de la falla es más completo y encima de los niveles del Muschelkalk superior de Soleas (cota 550) aparecen los niveles margosos del Keuper. La falla, por tanto, tiene sus dos labios constituídos por arcillas irisadas del Keuper y deja de ser visible. En esta zona se ha excavado un amplio valle, afluente del barranco de Marsá. El afloramiento es poco visible, ya que esta zona ha sido aprovechada para viñedos. Sin embargo las típicas margas grisazuladas pueden observarse en todos los desmontes recientes.

Estos niveles margosos, cuyo buzamiento no puede apreciarse, están dominados por el norte por unos niveles calizo-dolomíticos que constituyen el Keuper superior. El contacto Keuper-Muschelkalk está muy mecanizado y frecuentemente las capas calizas aparecen verticales y aun completamente invertidas. Al alejarse del accidente los buzamientos se hacen más normales 10-12° al WSW.; sin embargo, existen pequeños repliegues y ondulaciones, principalmente en los niveles de calizas margosas, onduladas y con fucoides de la parte central del Muschelkalk superior. Esta zona de calizas menos compactas ha sido también aprovechada para los cultivos y forma un extenso viñedo que se sigue hasta el Mas de San Rafael, situado ya en el fondo del torrente del Pas.

Un centenar de metros al norte del mismo y en el

fondo del valle afloran, por debajo de los niveles basales del Muschelkalk superior, las arcillas rojas del Muschelkalk medio.

Camino de Falset a la Torre.—Unos 200 m. después de separarse del camino del Mas d'en Vagué se corta el contacto Trías-granito. Es de características análogas al observado en el camino antes citado, pero aquí el Buntsandstein está mucho más reducido; afloran únicamente unos 10 a 15 m. de margas rojas y areniscas muy arcillosas completamente trituradas, la falla tiene dirección NNW.-SSE. (Fig. 20.)

El contacto Buntsandstein-Muschelkalk está también algo mecanizado. Estas calizas quedan reducidas a unos 20 m. y tienen buzamientos variables, en general comprendidos entre 40° y 60° al SW. Forman una cresta alargada que se extiende por las cotas 477-443. Sobre ellas aparecen los niveles de arcillas rojas yesíferas de la Faixa, que a su vez son cubiertas por las dolomías y calizas del Muschelkalk superior.

Este nivel está también extraordinariamente comprimido. Sin embargo se observan los niveles característicos: en la parte superior 10 m. de dolomías negruzcas ligeramente cavernosas; en la parte central calizas margosas con algunos niveles extraordinariamente abundantes en fucoides y, por debajo de las mismas, calizas grises y dolomías negruzcas. Las capas buzan ENE. 40° y forman la cumbre de la cota 496, que domina un valle longitudinal excavado en el tramo rojo.

Al norte de los relieves formados por el Muschelkalk superior se extiende un amplio valle de dirección N.-S., por el fondo del cual pasa la línea de la falla, que pone en contacto esta dovela con el bloque de San Gregorio.

En la falla existe una pequeña cuña de calizas del Muschelkalk inferior y arcillas rojas del Muschelkalk medio y encima de las mismas las calizas del Muschelkalk superior. Están bastante replegadas, pero en conjunto dominan los buzamientos del SE. Finalmente, estos niveles aparecen en contacto mecánico con las arcillas amarillentas del Keuper.

Trinchera del ferrocarril - La Torre - Marsá. — La trinchera del ferrocarril proporciona un corte transversal de las estructuras bastante interesante.

El túnel de la Argentera termina después de atravesar las calizas del Muschelkalk inferior. El corte que el mismo proporciona ha sido minuciosamente descrito (Instituto Geológico, 1952). El final del túnel coincide pues con el afloramiento de las arcillas rojas con yesos del Muschelkalk medio. Para evitar los desprendimientos producidos por la poca consistencia del terreno ha sido preciso cubrir la vía férrea hasta llegar al afloramiento de las calizas del Muschelkalk superior, punto en que se halla emplazada la estación de Pradell-La Torre.

En el trayecto comprendido entre los Km. 556 y 555 se cortan estos niveles calcáreos, que aparecen ligeramente replegados pero con un buzamiento general de 9-10° SW. En el Km. 554,8 aparecen unos niveles de calizas con frecuentes intercalaciones margosas, que señalan el tránsito con los niveles superiores, y finalmente en el Km. 554,7 aparecen ya las arcillas del Keuper, que a su vez son muy pronto cubiertas por las calizas del Keuper superior.

Estación de Pradell-Pradell.—Esta carretera proporciona un corte transversal a las estructuras y, por tanto, poco significativo; de todas maneras permite obtener una visión de conjunto de las cuestas occidentales y un corte del Muschelkalk superior.

La estación de Pradell está emplazada sobre las calizas del Muschelkalk superior. Junto a la misma existe una carretera en la que se han hallado abundantes fósiles que prueban la edad de estos niveles.

Las calizas buzan suavemente al WSW. (10°) y se superponen al nivel de margas rojas (Muschelkalk medio) que forma la pequeña depresión sobre la cual está edificada La Torre de Fontaubella.

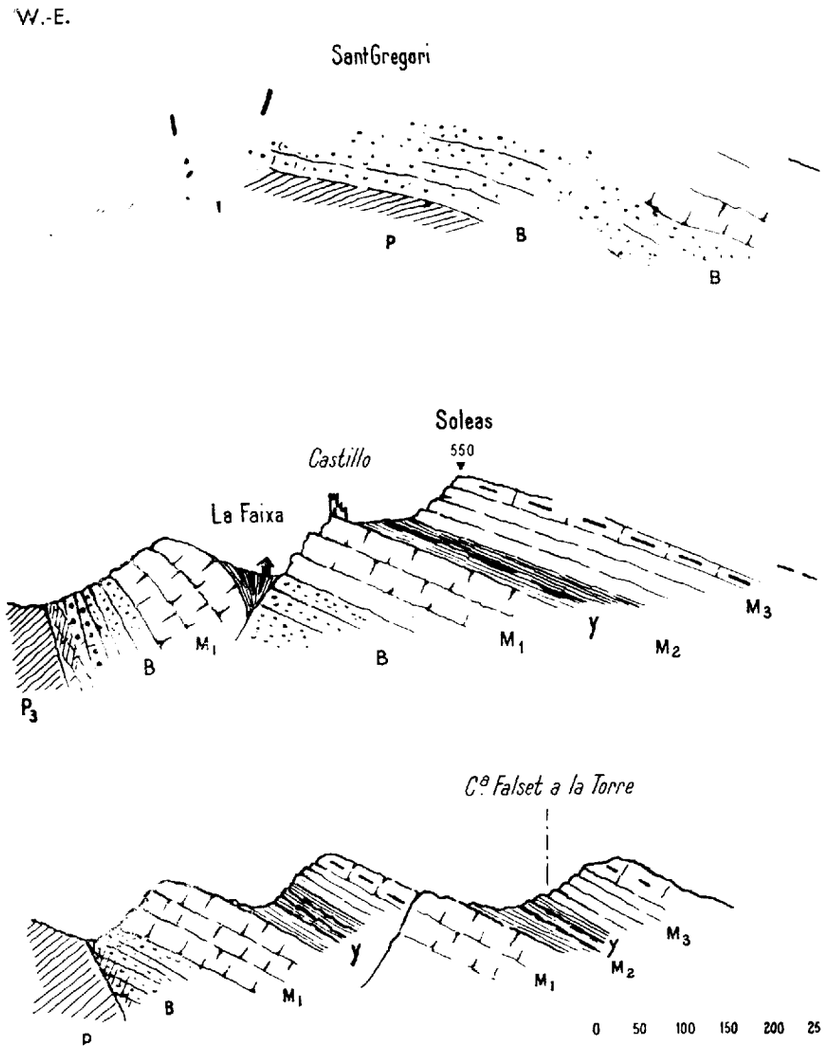


Fig. 20.—Falset. Borde occidental.

Hacia el oeste estas calizas son a su vez cubiertas por las arcillas del Keuper que forman el rellano sobre el cual se ha trazado la carretera de Reus-Falset.

La serie estratigráfica de este nivel es la siguiente:

TECHO.—Keuper margoso que forma un rellano aprovechado para el trazado de la carretera de Reus.

30 m.—Dolomías duras compactas en bancos potentes que forman un abrupto cinglo.

20 m.—Caliza amarillenta, arcillosa y blanquecina con intercalaciones de fucoides, es el nivel fosilífero sobre el cual se hallan los yacimientos de Pradell, la estación, etc.

5 m.—Dolomías y calizas compactas.

YACENTE.—Arcillas rojas de Muschelkalk medio.

La carretera discurre, en su primer tramo, por la parte alta de los niveles dolomíticos que forman la base del Muschelkalk superior y que se levantan hacia el este, formando los cerros del Puig y cota 486. Al oeste de la carretera se extienden los niveles de calizas arcillosas en lajas y con fucoides, cuya menor dureza ha sido aprovechada por el torrente de Pradell para excavar su lecho. En el fondo del mismo asoman los niveles rojos del Muschelkalk medio, casi cubiertos por los aluviones cuaternarios.

Poco después del Km. 12 las calizas buzan ESE. 22°; son dolomíticas y negruzcas, pero en capas delgadas. Sobre ellas afloran los niveles superiores, constituídos por calizas arcillosas con fucoides.

A partir de este punto, se cortan de nuevo niveles cada vez más inferiores, hasta que finalmente por debajo del Muschelkalk superior afloran las arcillas rojas con yesos de Muschelkalk medio que forman la depresión de Pradell.

SANT GREGORI.—La carretera de Falset a Reus, en su primer tramo discurre sobre el Paleozoico. (Fig. 20.)

El contacto Trías-Paleozoico se produce unos 4 ó 5 metros al E. de la carretera; no hay ningún buen corte transversal del mismo, pero se observa fácilmente su naturaleza.

Es una falla directa poco inclinada que ha triturado fuertemente los materiales. A unos 50 m. de la carretera se deja la zona de arenisca triturada para entrar definitivamente en la que forma el bloque de Sant Gregori. Así, pues, en esta zona la dovela intermedia está muy reducida y constituída exclusivamente por Buntsandstein, por lo cual su estructura es menos visible.

La ermita de Sant Gregori está situada en los niveles centrales del Buntsandstein, en unas areniscas de cemento algo arcilloso y poco uniforme que favorece la erosión alveolar y da lugar a la formación de «baumas» y oquedades.

Estos niveles de areniscas están normalmente cubiertas por el Muschelkalk inferior que forma la cota 633, ya observado en el corte de la carretera. El yacente paleozoico de los mismos no aflora en ningún punto; sin embargo, debe estar a muy poca profundidad bajo los derrubios cuaternarios del torrente de Sant Gregori, ya que los niveles más bajos del Trías que pueden observarse son sus típicos conglomerados basales, en un pequeño cerro situado entre el Sant Gregori y el camino del Mas d'en Vagué.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

La descrita a continuación se ha obtenido siguiendo la carretera de Reus a Falset, desde el Coll de la Teixeta hasta el pie de la Popia, y ascendiendo después a este macizo. Como términos de comprobación y comparación se han utilizado los cortes antes descritos:

TECHO.—Brecha caliza de la cima de la Popia.

KEUPER.—Calizas compactas y bien estratificadas con algunos niveles de carniolas intercaladas en la parte basal.

40 m.—Arcillas y margas grises irisadas, algunas veces contienen finas vetas de yeso, pero éste no llega a formar nunca una capa importante.

MUSCHELKALK SUPERIOR

1 m.—Caliza gris muy margosa.

25 m.—Dolomías compactas muy duras, a veces con pequeñas geodas de caliza rosada y huecos que parecen originados por la disolución de formaciones análogas; contienen *Entolium discites* Sch., *Myophoria vulgaris* Schlot., *M. goldfussi* Zeit.

9 m.—Calizas en lajas delgadas pero duras y cristalinas, contienen trazas de fucoides.

12 m.—Calizas amarillentas bien estratificadas. Es el nivel más fosilífero, contiene: *Daonella lommeli* Vis., *Cidaris* sp., *Myophoriopsis camposinensis* Wurm.., *Chemnitzia* sp., *Protrochyceras* sp., *Lima.*

15 m.—Calizas amarillentas y margosas con abundantes fucoides. En general bien estratificadas, a veces algo onduladas y nodulosas.

5 m.—Dolomías grises, duras y compactas, a veces algo cavernosas.

MUSCHELKALK MEDIO

—Margas rojas e irisadas.

—Margas rojas con finas intercalaciones lenticulares de margas blanquecinas algo yesíferas.

—Gruesos bancos de yeso y anhidrita con lechos de arcillas rojas intercaladas.

—Margas amarillentas y blanquecinas con algunos niveles más calcáreos.

MUSCHELKALK INFERIOR

5 m.—Calizas arcillosas con restos fosilíferos.

1 m.—Dolomías compactas y brechoides, algo rojizas.

30 m.—Dolomías grises con nódulos de sílex, muy duras y compactas.

20 m.—Calizas grises más o menos arcillosas, bien estratificadas y con niveles de fucoides.

6 m.—Dolomías negras y rojizas, arenosas y brechoides con bancos de carniolas en la base.

BUNTSANDSTEIN.

6 m.—Arcillas rojas con algunos niveles arenosos.

—Areniscas rojas micáceas.

—Conglomerado silíceo. Elementos de cuarzo y cuarcita de tamaño comprendido entre 0,2 y 15 cm.

YACENTE.—Paleozoico.

5. Mesa de Prades

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Verneuil (1885) cita ya la existencia de «pudingas y areniscas triásicas» en Prades, pero los primeros datos concretos sobre esta zona aparecen en la obra de Gombau (1877). Este autor describe amplia y minuciosamente los afloramientos de Buntsandstein e indica que en el mismo existen tres niveles bien diferenciados: conglomerados basales, areniscas micáceas y margas abigarradas. Las referencias a los niveles medio y superior del Triásico son bastante menos extensas y correctas. Se limita a indicar que el Muschelkalk está constituído por calizas «magnesianas» de diversas características, y en cuanto al Keuper le atribuye las margas yesíferas oligocenas de la Conca de Barberá y los afloramientos de Muschelkalk medio de la sierra de Miramar.

La obra de Mallada (1890, 1895), que representa un considerable progreso, se limita también a un superficial bosquejo estratigráfico algo más exacto y minucioso que Gombau. Evalúa el espesor del Buntsandstein en 70 m. e insiste en el hecho tan pocas veces reconocido de que en su base, por debajo de los conglomerados, existe un nivel de arenisca roja arcillosa y compacta. Mayor importancia tienen los párrafos dedicados al Muschelkalk. Este autor es quien por primera, y casi podríamos decir por última vez (exceptuando a Vilaseca), señala en esta zona la presencia de intercalaciones rojas arcillosas en el Trías medio. Refiriéndose a la sucesión observada en el camino de Alcover a Montreal (vertiente oriental de la sierra de Prades) sitúa en este nivel la intercalación «de estas arcillas rojas yesíferas», que está «a la mitad de distancia entre ambos pueblos, en los Masos de Gómez» (p. 67).

No aparece ninguna otra aportación importante hasta que, en 1920, Wurm (1920) publica una breve nota sobre el hallazgo de *Myophoria* sp. y *Modiola* cf. *pygmaea* Munst. en el Muschelkalk de la Trona de la Musara.

En este mismo año, Vilaseca (1920) publica una completa monografía sobre el Trías de la provincia de Tarragona, que constituye quizá la obra mas importante de toda la bibliografía que existe sobre esta región, exceptuando la monografía de Llopis (1947) sobre el conjunto de los Catalánides. Describe una serie de itinerarios realizados a través de la sierra de Prades, de la que puede obtenerse una clara visión de conjunto de la misma. Todos ellos están emplazados en la vertiente meridional y occidental de la sierra y tienen especial interés para un estudio estratigráfico y paleontológico. Este autor es el primero en establecer una serie exacta y con varios niveles perfectamente caracterizados paleontológicamente, y que coincide en líneas generales con la propuesta por nosotros. No admite en esta región la existencia de «capas supratriásicas» y coloca en el Keuper o Muschelkalk las formaciones calizas que quedan encima de las margas irisadas del Keuper. Cita dos yacimientos fosilíferos correspondientes al Muschelkalk inferior (Virgoliense, según Vilaseca); el primero, en la Trona de la Musara, contiene: *Gyroporella (Diplopora)* cf. *annulata, Nucula gregaria* Munster, *Pecten* sp., *Avicula* cf. *albertii* Munster, *Avicula* sp., *Myophoria intermedia* Schaur. (p. 20); en el segundo, en Els Plans dels Vidriers (dos kilómetros al oeste de Prades), con: *Gyroporella annulata, Pecten* sp., *Avicula* sp. (p. 27).

En cuanto a la tectónica creemos interesante resaltar que, a pesar que el autor no dedica especial atención a este tema, intuye la existencia de la gran falla septentrional de Prades, al señalar que «entre la ermita de l'Abellera y Capafóns se anotan notables trastornos estratigráficos» (p. 27). En un corte geológico se observa una de estas dislocaciones, que pone en contacto el Buntsandstein con el Muschelkalk en la ladera meridional del barranco de la Abellera.

En una nota previa al trabajo anterior (Vilaseca, 1920 bis) publica un corte transversal de la sierra desde Villaplana a Prades, en el que indica la existencia de un nivel fosilífero con *Gyroporella annulata, Pecten, Avicula* y *Myophoria intermedia,* que acertadamente sitúa en el Muschelkalk inferior.

Con estos trabajos de Vilaseca termina un primer ciclo en las investigaciones sobre esta región, gracias al cual quedaba establecida en sus líneas generales la estratigrafía y abierto el campo para los análisis estructurales.

La primera publicación que entra de lleno en esta nueva tendencia es la de Schriel (1929). Este autor dedica especial atención al estudio de los bordes de la sierra y al contacto del Trías y Paleozoico con el Terciario de la cuenca del Ebro. Señala la existencia del cabalgamiento del Primario y Secundario sobre el Terciario y traza dos cortes de la misma, uno junto al monasterio de Poblet y otro en las proximidades de Montblanc (figs. 14 y 15). El segundo de los cortes citados no está de acuerdo con las observaciones por nosotros realizadas, ya que las calizas y arcillas rojas, sobre las cuales cabalga el Paleozoico, no corresponden al Sanoisiense-Ludiense, como Schriel opina, sino al Muschelkalk medio y superior, respectivamente. Señala también la continuación hacia el sur, a lo largo de la orilla derecha del Francolí, de la falla que pone en contacto el Trías con el Terciario.

Indica que «la altimeseta de Prades presenta una especie de plegamientos con fracturas, con masas muy extensas de Triásico», que en el sur y este aparece muchas veces en contacto anormal con él por fallas (p. 196). Las fallas orientales no aparecen representadas en el pequeño croquis geológico a escala 1 : 800.000, pero sí la gran falla meridional, que no es admitida por ninguno de los geólogos posteriores.

Este autor se refiere también a una «zona dislocada en la Febró» (p. 157), que podría ser la importante falla que hemos reconocido en el extremo septentrional de la sierra de Prades; sin embargo, esta fractura no aparece señalada en el mapa geológico que acompaña al trabajo de Schriel. En cuanto a la estratigrafía nada añade a las conclusiones de Vilaseca.

Bataller (1933), en una breve nota, se refiere accidentalmente a esta zona y a los estudios efectuados por Vilaseca. Este mismo autor y López Mandulelly, en la memoria explicativa de la hoja de Valls (Instituto Geológico, 1934), cartografían y describen el borde oriental de la sierra de Prades (Picamoixons-Vilavert-Alcover) que es atribuído en su totalidad al Muschelkalk, excepto un pequeño afloramiento de Buntsandstein en el valle del Francolí (entre Picamoixons y La Riba). El contacto Trías-Terciario se considera normal, así como también el contacto Muschelkalk-Paleozoico al sur de Alcover. En la memoria explicativa se refieren a las observaciones de Vilaseca, que aceptan en sus líneas generales. La aportación más importante es la del hallazgo, en las capas superiores, de «los niveles calizo-dolomíticos del Virgloriense del cerro del Calvario» (p. 28), de «*Miacites mactroides* v. Schlotheim. y *Myophoria intermedia* v. Schlotheim» (p. 28).

Los trabajos de Teichmüller (1933) y Ashauer y Teichmüller (1935) continúan las investigaciones tectónicas iniciadas por Schriel. En el primero de ellos, muy breve, existe solamente un corte NW.-SE. en que se observan los estratos triásicos horizontales descansando sobre el Paleozoico, que está también cubierto más o menos normalmente por el Terciario de Montblanc.

El trabajo de Ashauer y Teichmüller es más extenso y explícito. Esta zona aparece cartografiada, excepto en su extremo oriental, en un mapa a escala 1:200.000. Se señala la normalidad del contacto Trías-Paleozoico en la zona meridional de la sierra, contrariamente a lo que había indicado Schriel. La interpretación de este contacto en la zona occidental coincide también con las observaciones por nosotros realizadas. Sin embargo, en el extremo norte de la sierra, olvidan la gran falla, mencionada si bien no cartografiada por Schriel y Vilaseca, e interpretan el contacto Trías-Paleozoico como normal, señalando la presen-

cia de un Buntsandstein que en su mayor parte es Muschelkalk medio.

La estructura interna de la sierra adolece del mismo defecto de interpretación que en el resto de los afloramientos del Trías catalán, ya que pretenden ajustar la realidad de la sucesión de los materiales a una serie estratigráfica completamente teórica y deducida de las observaciones realizadas en la zona pirenaica. Por ello el nivel rojo arcilloso que constituye el Muschelkalk medio es considerado por estos autores como Keuper. Así pues, sólo hay dos posibles interpretaciones para los niveles superiores a este tramo arcilloso, o bien considerarlos como jurásicos, o bien si su edad triásica aparece indudable, admitir la presencia de una serie de accidentes horizontales.

La primera solución es la seguida generalmente por Ashauer y Teichmüller en la sierra de Prades, y de esta manera, en una región donde hasta entonces no se había admitido la existencia del Jurásico, aparece un enorme afloramiento del mismo que abarca buena parte del Muschelkalk medio y del Keuper. Es curioso el hecho de que todos los yacimientos de fósiles triásicos que habían sido citados anteriormente en esta zona (Mallada, 1895, y Vilaseca, 1920), y cuya posición en el Muschelkalk había sido plenamente admitida, quedan emplazados en este mapa sobre el supuesto Jurásico.

En la zona de Montreal adoptan la solución «del cabalgamiento». Se hallan frente a una serie de margas irisadas tan características que no admite duda su posición en el Keuper. Estas margas están cubiertas por unos niveles calcáreos que lógicamente sitúan en el Jurásico, pero por debajo de ellas aparecen otros niveles calizos que consideran también como Jurásico, ya que a su vez se superponen a otra formación arcillosa que han atribuído también al Keuper. Se ven obligados por tanto a admitir la existencia de un accidente de extraordinaria envergadura, un cabalgamiento tendido hasta la horizontal y de unos cinco kilómetros de longitud, en una zona de estructura completamente tabular, y en la que, a pesar de la existencia de niveles arcillosos muy plásticos, no existe ningún otro accidente.

Dado el carácter de este trabajo, no abundan en él las referencias sobre la constitución estratigráfica y litológica de los materiales, pero indica que «En la Mesa de Prades falta también este supuesto Röt. El carácter clásico del Buntsandstein es allí especialmente basto» (p. 50).

Después de las publicaciones de los geólogos de la escuela alemana no aparecen otras publicaciones que hagan referencia a esta región, hasta que en 1947 Llopis publica su importante memoria sobre los Catalánides. Dado su carácter general no deben buscarse en ella detalles estratigráficos y litológicos, pero representa un aporte definitivo al conocimiento de la estructura de conjunto de la sierra y de su relación con el resto de las cordilleras catalanas.

En el mapa geológico (1:200.000) se observan importantes correcciones al trabajo de Ashauer y Teichmüller (1935), principalmente en lo que hace referencia a la zona meridional y central. La extensión de los materiales jurásicos queda reducida a sus dimensiones reales y se reintegran al Muschelkalk las amplias extensiones calizas que antes de los trabajos de los geólogos alemanes siempre se habían considerado como tales.

Suprime también en el cabalgamiento a que se había recurrido para explicar las superposiciones de las margas irisadas del Keuper, a unas calizas que ellos creyeron jurásicas y Llopis reconoce como Muschelkalk, y por tanto en posición normal debajo del Keuper. Insiste en la estructura tabular, únicamente alterada «por numerosas flexiones y alguna que otra fractura». Cita y describe las pequeñas fallas que cortan el borde meridional y occidental de la sierra y las numerosas flexiones, de ejes orientados generalmente de E. a W., que la cortan en todas direcciones. Entre otras indica que «en el frente NW., desde Ciurana a Prades, las plataformas del Muschelkalk, desde Canta Corbs a Cristella, se flexionan repetidamente». Estas

repetidas flexiones coinciden con la gran dislocación septentrional de la sierra de Prades, por nosotros señalada.

Propone la siguiente sucesión estratigráfica para el conjunto de la sierra:

40 m.—Dolomías blancas friables.
100 m.—Margas irisadas con yesos.
20 m.—Calizas dolomíticas, margas amarillentas y calizas compactas alternantes con *Daonella lommelli* y otros fósiles.
10 m.—Margas irisadas yesíferas.
25 m.—Dolomitas con nódulos de ágatas.
15 m.—Calizas nodulosas y compactas con fucoides.
30 m.—Calizas grises compactas, dolomitas y calizas margosas con *Myophoria intermedia*.
4 m.—Margas rojas y yesíferas del Röt (pp. 52-53).

Esta sucesión coincide en líneas generales con lo que anteriormente había descrito Villaseca (1920) y con lo que nosotros proponemos. En ella se reconoce la existencia de un nivel de margas irisadas en el Trías medio.

En cuanto a la estratigrafía del Lías inferior, problema muy importante, ya que permite fijar el límite superior del Triásico, es el primer geólogo que en esta zona identificó la brecha retiense y la considera acertadamente como la frontera superior de la serie triásica.

Con posterioridad al trabajo de Llopis aparece una serie de publicaciones que se refieren de una manera indirecta a esta región; Ríos y Almela (Almela y Ríos, 1953 y 1954) insisten en «que el denominado Muschelkalk no está constituído por una serie continua calizo-dolomítica, sino que viene subdividido por uno y a veces más bancos rojos de aspecto muy semejante al Keuper o al Buntersandstein» (pp. 5-6).

Julivert (1954), en una breve nota sobre la sierra Miramar, prolongación oriental de la sierra de Prades, señala la gran dislocación que forma su borde septentrional y oriental y lo separa de la depresión del Ebro y sierra de Miramar. En cuanto a la estratigrafía insiste también, como los anteriores geólogos, en «la presencia de una intercalación de margas rojas en el Muschelkalk» (p. 697).

cortes lon itudinal

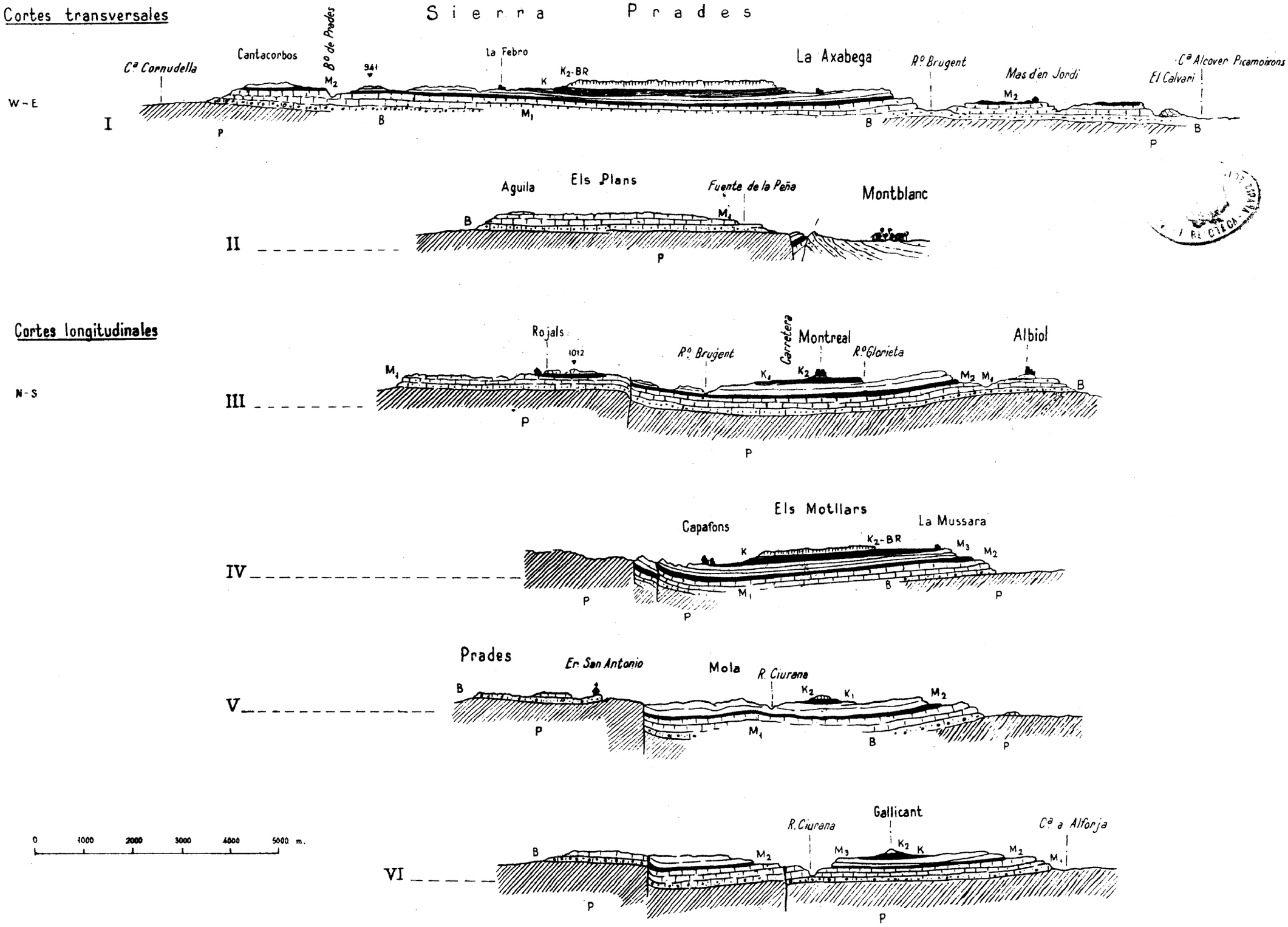


Fig 21.—Cortes transversales de la Sierra de Prades. seriados de sur a norte, y cortes longitudinales seriados de este a oeste.

En colaboración con el citado geólogo (Virgili y Julivert, 1954) publicamos un breve estudio de la sierra de Prades, y con el Dr. Solé Sabarís (Solé, Virgili, Julivert, 1958) una nota sobre el Trías de las zonas limítrofes de las provincias de Barcelona y Tarragona. En realidad este trabajo es una ampliación y continuación de los anteriores y en él mantenemos las conclusiones antes expuestas. En cuanto a la estratigrafía de conjunto poco añadimos a esta publicación a lo que en aquéllas expusimos.

En otras publicaciones (Virgili, 1955 y 1955 bis) dedicadas al estudio de la estratigrafía del Muschelkalk a lo largo de las Cadenas Costeras catalanas, nos referimos también a esta zona y describíamos detalladamente dos series estratigráficas (1955 bis, pp. 49 51), obtenida una de ellas al oeste de Montblanc (Montblanc-Sant Juan-Els Plans-Rojalóns) y otra junto a Arbolí (camino de Alforja a Arbolí), series a las que nos referiremos más ampliamente en el próximo capítulo.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La sierra de Prades está constituída por un zócalo paleozoico, sobre el cual descansa una cobertera secundaria formada por el Triásico y parte de Liásico, dispuesta en estratos horizontales laxamente plegados y cortados por numerosas fallas. (Fig. 21.)

Sobre estos materiales se ha derarrollado un característico relieve en cuestas y plataformas estructurales queda al conjunto el aspecto de una enorme gradería que desciende desde más de mil metros hasta los doscientos.

Como ya indica Llopis (1947, p. 185) «la toponimia no puede ser menos afortunada, pues nada en la topografía recuerda las formas abruptas y pintorescas de las sierras»; por lo tanto, y siguiendo el criterio del citado autor, denominamos a estos relieves, a despecho de la toponimia popular, «mesa de Prades».

Esta región es particularmente favorable tanto por su estructura como por su relieve para el estudio de los ma-

teriales triásicos. No tiene pues nada de particular que fuese aquí donde por primera vez se reconoció la estratigrafía de estos materiales. Para nosotros esta región fue la que nos proporcionó la «serie fundamental» que después hemos ido identificando en las restantes regiones.

El mapa y cortes adjuntos (fig. 21) permiten comprobar que esta mesa no constituye una unidad estructural, sino que una gran dislocación la divide en dos bloques de muy diferente importancia: uno meridional, que abarca la parte principal de la muela, y otro septentrional, menos importante; a continuación describiremos las características de cada uno de ellos, así como de la dislocación que los separa.

Denominamos a este accidente falla del Brugent, ya que su trazado es aproximadamente paralelo a este río; sin embargo, el cauce del mismo no ha aprovechado la zona de trituración, sino que se ha encajado profundamente en el bloque meridional.

Esta falla tiene constantemente dirección WSW.-ENE. En realidad no es un solo accidente, sino una serie de fallas de dirección casi E.-W. que se van sustituyendo. La zona de trituración es muy amplia, principalmente en su extremo oriental, en que sus dos labios están formados por calizas. Muchas veces entre los labios han quedado pinzados niveles triásicos, que constituyen una cuña o escalón intermedio entre los dos labios de la falla.

El salto es relativamente poco en comparación con su importancia estructural, unos 150 m. junto a Prades (extremo oeste) disminuye rápidamente hacia el este, quedando reducido junto al Pinatell casi a una brusca flexión con trituración muy intensa, pero sin salto aparente. (Fig. 22.)

Esta pérdida de salto está producida más que por un basculamiento de los bloques por una serie de fallas satélites, perpendiculares al accidente principal y que cortan el bloque levantado (zona norte) hundiéndolo progresivamente en forma de escalera desde occidente a oriente.

Esta falla no aparece cartografiada en los numerosos trabajos que existen sobre esta región. Unicamente Vila-

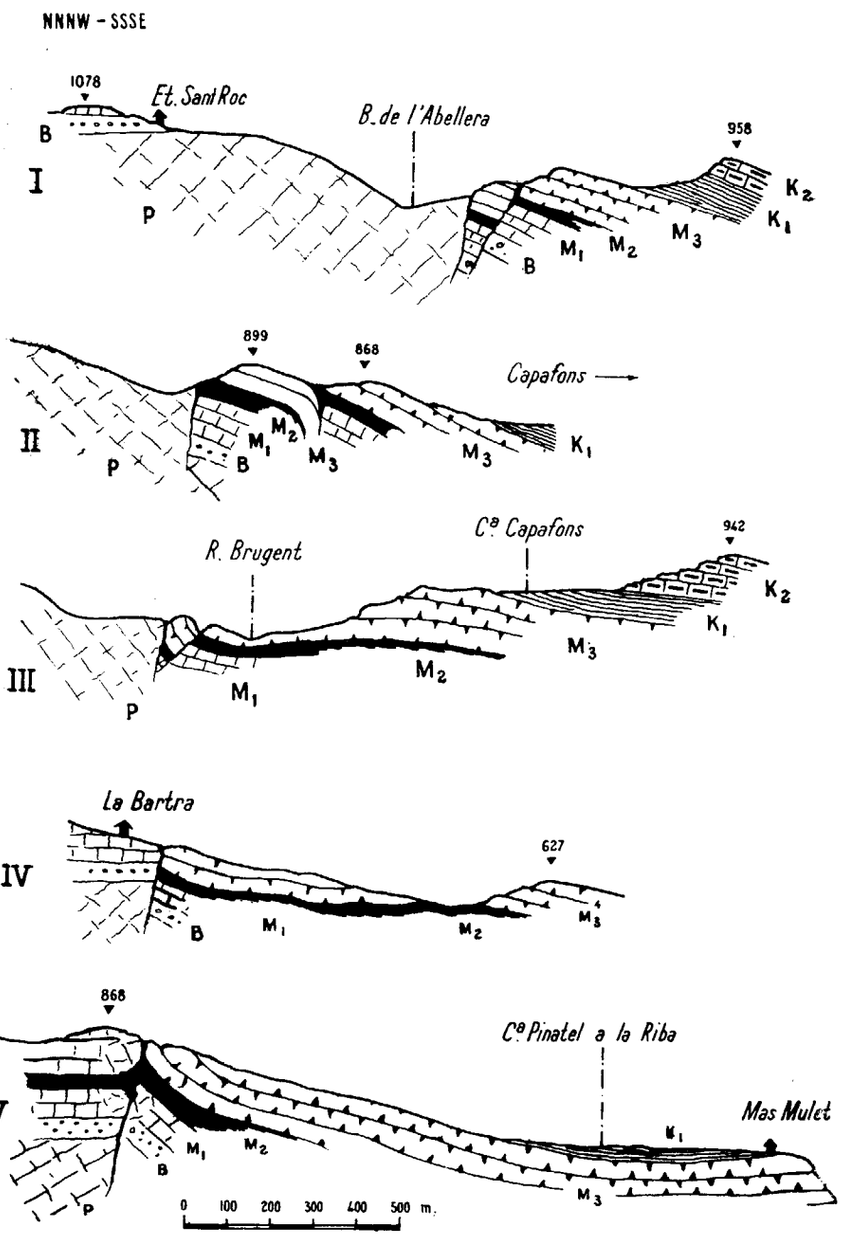


Fig. 22. —Prades. Cortes de la falla septentrional, seriados de oeste a este.

seca indicó al referirse al barranco de Abellera, al sur de Prades, que existen fallas que alteran las calizas del Muschelkalk, y traza un corte en que se observa una de estas dislocaciones que pone en contacto el Paleozoico con el Muschelkalk. Llopis (1947) indica en el extremo oriental: «El río Brugent se orienta sobre una *artesa tectónica* formada por una doble flexión» (p. 181). Estas flexiones son precisamente la terminación oriental de la falla; en el mapa a escala 1:200.000 está indicado el eje de la flexión, que coincide con el trazado de la falla.

El bloque meridional de la Muela de Prades constituye el escalón hundido con respecto a la falla del Brugent, pero morfológicamente es el más importante. En realidad es la verdadera «Muela de Prades»; el bloque septentrional podría considerarse como un relieve periférico. Sin embargo, no se hallan en él ni el pueblo de Prades, que ha dado el nombre a la sierra, ni las cotas más elevadas; todo ello queda en el bloque septentrional.

Existen en esta zona todos los niveles triásicos, desde el Buntsandstein, que se apoya normalmente sobre el Paleozoico, hasta los niveles brechoides y calizas superiores que consideramos jurásicos y forman las cumbres dels Motllars (cotas 1.071, 1.020, 968, 986 m).

La normalidad del contacto Trías-Paleozoico puede seguirse a lo largo de 80 m. alrededor del borde occidental y meridional; únicamente junto a Arbolí existen pequeñas fallas de muy poco salto que lo alteran. En la vertiente oriental (zona de Alcover-La Riba), este contacto desaparece cubierto por los derrubios cuaternarios y aparecen en él algunas complicaciones. Junto a Alcover existe un importante bloque resbalado de estructura semejante a los de Castellvell. Más al norte aparecen importantes complicaciones tectónicas que culminan con el enlace de este bloque con la sierra de Miramar y quedan fuera de la finalidad del presente trabajo.

En el interior del bloque triásico no existe ningún accidente digno de mención, sólo numerosas, pero suaves flexiones, de ejes dirigidos de E. a W. Al aproximarse

hacia la falla del Brugent las flexiones se acentúan y los estratos se inclinan fuertemente hacia el sur. Aparecen también pequeños accidentes paralelos al principal, que se ponen de manifiesto principalmente porque entre sus labios quedan pinzados restos de arcillas rojas y yesos del Keuper o Muschelkalk medio.

Esta alternancia de calizas y margas, dispuestas en capas subhorizontales, se traduce en el relieve en cuatro cuestas bien marcadas, tres de ellas en el conjunto Muschelkalk-Keuper-Jurásico y una en el Buntsandstein. La primera cuesta es la que constituye el borde de la sierra de Prades, y llega a alcanzar en algunos puntos los 70 metros, como en el Salt de la Reina Mora, de Ciurana. Sobre esta serie caliza se desarrolla la superficie estructural determinada por la presencia de la primera intercalación margosa, el Buntsandstein superior.

La segunda cuesta queda determinada por las calizas del Muschelkalk inferior. Bien desarrollado todo alrededor de la Muela de Prades, algunas veces llega a unirse con el Buntsandstein, formando abrupto cantil de casi 200 m.

Sobre ella existe una amplia plataforma desarrollada sobre las arcillas del Muschelkalk medio, que constituye, junto con la desarrollada sobre el Keuper, zona de máxima densidad humana. Arbolí y Albiol están situados en ella, o más bien dicho, sobre los primeros niveles calizos del Muschelkalk superior que la dominan.

La tercera cuesta, constituída por las calizas del Muschelkalk superior en algunos puntos (Arbolí), se resuelve en una serie de graderías, debido a la serie alternante de margas y calizas con fucoides. Una nueva superficie estructural, más amplia que la anterior, se desarrolla en las margas del Keuper, superiores a estas calizas. En ella se encuentran emplazados los núcleos humanos más importantes de la región: Montreal, La Axávega, Capafóns y La Febró. La cuesta más superior, constituída por las dolomías del Keuper y las brechas y calizas liásicas, constituyen los relieves de Els Motllats, cumbres máximas de este bloque.

El bloque septentrional de la mesa de Prades constituye una dovela levantada con respecto al anterior, por lo tanto la erosión ha trabajado más intensamente sobre él y desmantelado la cobertera secundaria, que queda muy reducida tanto en extensión como en potencia. Los niveles más altos lo constituyen el Muschelkalk superior y, en muchos sitios, aflora el Paleozoico; esta zona está además cortada por numerosas fallas que la hunden sucesivamente de oeste a este.

El bloque más occidental es el que corresponde al pueblo y cima de Prades; está constituído por Buntsandstein, coronado por algunos retazos de calizas del Muschelkalk; en la base del Triásico está a unos mil metros de altura. El suave buzamiento al WSW. de las capas hace que en la parte oriental del mismo aflore el Paleozoico en una gran extensión, formando cimas de más de mil metros de altura (cotas 1.124, 1.098, 1.097).

Al este del bloque de Prades existe otra dovela más amplia que constituye el relieve dels Plans. Podemos definirlo como una mesa de calizas del Muschelkalk inferior, que por el norte y oeste domina las depresiones excavadas en el zócalo y hacia el sur es cubierta por el Muschelkalk medio y superior. El bloque dels Plans ha sido hendido profundamente por el torrente de la Vall, que lo divide en dos, al norte Els Plans de Sant Joan y al sur Els Plans de Rojals.

El borde septentrional de este bloque presenta mayor complicación. El contacto con el Terciario de la Conca no es una falla más o menos inclinada, como habitualmente se ha venido interpretando, ni menos un contacto transgresivo, como indicaron los primeros geólogos. Entre el bloque dels Plans y el Terciario de la Conca existe una cuña de materiales triásicos que forma un escalón intermedio entre ambos. En los cortes adjuntos pueden apreciarse las características de estos accidentes. Los niveles triásicos, subhorizontales en la cumbre dels Plans, se inclinan hacia el este al acercarse a la Conca. Finalmente son cortados por una falla directa de poco salto, pero que

produce una brusca flexión en las capas. Esta cuña de materiales triásicos cabalga a su vez a los estratos terciarios de la Conca, que junto al contacto aparecen fuertemente enderezados y aun invertidos. Este Terciario, constituído por calizas y conglomerados calizos fuertemente cementados, da lugar a un pequeño pero constante relieve dirigido de NNW. a SSE., la Serreta de Sant Josep, que se sigue a lo largo de más de 5 Km. y puede considerarse como un relieve marginal de la depresión terciaria.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Congost de Picamoixons.—En Picamoixons el río Francolí corta las estructuras triásicas en una profunda garganta. En la ladera izquierda del valle puede observarse muy bien la sucesión de los materiales. Esta serie estudiada por Julivert (Solé, Virgili y Julivert, 1956), es la siguiente:

20 m.—Calizas con grandes nódulos silíceos alternando con capitas margosas.
8 m.—Calizas dolomíticas con nódulos silíceos.
5 m. Margas amarillentas.
5 m.—Dolomías y calizas dolomíticas.
50 m.—Calizas en lajas con fucoides alternando con calizas margosas, verdosas y amarillentas.
20 m.—Margas rojas con yesos.
7 m.—Caliza y caliza margosa alternando en capas de 20 cm.
5 m.—Caliza.
7 m.—Caliza en lajas delgadas.
10 m.—Caliza con nódulos silíceos.
0,5 m.—Caliza margosa.
10 m.—Caliza con fucoides.
10 m.—Caliza blanca.
10 m.—Caliza y caliza dolomítica.
5 m.—Margas rojas y abigarradas.
5 m.—Margas rojas y areniscas alternantes.
10 m.—Areniscas con algún canto rodado.
10 m.—Pudinga cuarzosa.

Como puede comprobarse, los niveles margosos tienen espesores mucho menores que en el resto de la región.

Ello es consecuencia de laminaciones más o menos intensas que ha sufrido esta serie, sometida a presiones más importantes que la zona tabular de Prades.

Camino Alforja-Arbolí-Gallicant.—Este camino permite obtener una buena serie estratigráfica, dada la estructura completamente tabular de los materiales. Por la misma razón el interés de este itinerario, desde un punto de vista tectónico, es mínimo; nos limitaremos a describir la sucesión de materiales observados. (Fig. 24, VI.)

Esta serie fue ya descrita en un trabajo anterior que realizamos con Julivert (Virgili y Julivert, 1954, p. 217).

Techo.- Brechas y calizas liásicas de Els Motllats.
40 m.—Dolomías grises ferruginosas con *Velopecten* y *Naticopsis* sp.
20 m.—Margas grisáceas con bancos dolomíticos en su parte superior.
10 m. Margas azuladas con yesos.
20 m.—Margas rojas con yesos.
15 m.—Margas azuladas con yesos.
10 m.—Margas amarillas con bancos calizos.
10 m.—Calizas con nódulos de silex.
20 m.—Dolomías con grandes nódulos de sílex xiloide. Contienen *Chlamys (Velata) insequistriatus* Munst., *Entolium discites* Schlot., *Dentalium* cf. *regulare* Abh., *Naticopsis planoconvexa* Kit., *Coelostylina (Omphalopticha)* sp. y *Loxonema loxonematoides* Gieb. En su parte basal existe a veces una capa caliza que contiene gran cantidad de moldes de *Coelostylina (Omphalopticha) rennana* Koken.
5 m.—Margas amarillentas y azuladas.
0,5 m.—Calizas amarillentas con geodas de calcita. Contienen *fucoides*, *Plagiocidaris wismani* Desor., *Encrinus* cf. *varians* Munst. y artejos del cáliz de otros crinoideos indeterminables.
5 m.—Margas amarillentas y azuladas.
20 m.—Dolomías con nódulos de silex. Contienen *Encrinus cassianus* Laube, *Entrochus granulosus* Munst., *Spiriferina fragilis* Schlot., *Cassianella tenuistriata* Munst., *Coelostylina (Omphalopticha)* cf. *rennana* Koken, *Murchisonia graetzi* Assman.
7 m.—Calizas compactas.
20 m.—Dolomías ferruginosas.
60 m.—Calizas con *fucoides*, alternando con dolomías y margas amarillentas. Este nivel es el que en regiones muy próximas contiene *Daonella*.

5 m.—Margas amarillentas.
25 m.—Margas rojas y azuladas con yesos.
5 m.—Calizas en capas delgadas.
2 m.—Dolomías.
15 m.—Calizas con nódulos silíceos.
10 m.—Dolomías con intercalaciones de calizas con *fucoides*.
3 m.—Calizas en capas delgadas.
30 m.—Alternancia de calizas y dolomías.
5 m.—Calizas en capas muy delgadas, que se pliegan de manera disarmónica con los niveles contiguos.
5 m.—Margas rojas y abigarradas.
40 m.—Areniscas silíceas rojas.
5 m.—Conglomerados rojos cuarzosos.
Yacente.—Paleozoico.

Montblanc-Sant Joan-Els Plans de Sant Joan —Este camino permite observar el contacto entre el Terciario de la depresión y el bloque de Prades, y al mismo tiempo la sucesión estratigráfica del Triásico inferior.

El Oligoceno de la cota 992 es cabalgado por el Triásico de la cima intermedia, constituída aquí exclusivamente por Muschelkalk medio; en el contacto hay una brecha de trituración de unos 20 m. de anchura. Hacia el W. el Muschelkalk medio entra en contacto con el Paleozoico que soporta la mesa triásica dels Plans. Sobre el Muschelkalk medio quedan pequeños restos de dolomías con silex, que dan lugar a pequeños relieves como el de la cota 534. Sobre el Paleozoico quedan también testimonios de Buntsandstein.

Ademas de estos cerros, que están en sucesión normal, existen numerosos bloques triásicos resbalados sobre el Paleozoico a favor de la pendiente; con el típico relieve ruiniforme y estrias de fricción típicas de estas formaciones.

El camino sigue ascendiendo por el Carbonífero que forma el Pla de la Creu, restos de la penillanura pretriásica deformada por un fuerte abombamiento.

Al pie de la ermita de Sant Joan, sobre este Paleozoico descansa la serie triásica, que presenta una sucesión análoga a la observada anteriormente:

TECHO.—Calizas grises compactas que forman la plataforma estructural dels Plans.
5 m.—Arcillas rojas y azuladas con lechos de arenisca.
7 m.—Areniscas rojas arcillosas.
30 m.—Arenisca roja compacta con cantos de conglomerados, sobre ellas está construída la ermita de San Juan.
3 m.—Arenisca roja compacta.
2 m.—Conglomerado formado por elementos de cuarzo y cuarcita (5 a 7 cm.) fuertemente cementados.
12 m.—Arenisca roja muy arcillosa y blanda con lentejones de conglomerados.
3 m.—Conglomerado fuertemente cementado, elementos de cuarzo y cuarcita de 5 a 20 cm., muy angulosos.
20 m.—Arenisca roja muy arcillosa con lentejones de conglomerados, más abundantes en la base.
YACENTE.—Carbonífero.

ESTRET DE LA VALL.—El barranco de la Vall tiene la mayor parte de su curso desarrollado sobre el Buntsandstein y Paleozoico, pero antes de salir a la Conca de Barberá debe atravesar la cuña de materiales triásicos, constituída en buena parte en las calizas del Muschelkalk. Debido a su mayor dureza el río ha excavado en ellas una estrecha garganta que cierra el amplio valle y constituye l'Estret de la Vall. Aprovéchando esta garganta se había pensado en la construcción de un pantano.

Junto al cauce del río existe un pequeño camino que permite observar el accidente tectónico y la estratigrafía de los materiales.

La falla atraviesa el camino y tiene dirección NW.-SE.; es ligeramente directa y, por tanto, su trazado sobre el mapa no es rectilíneo. (Fig. 23.)

Pone en contacto la parte superior del Buntsandstein de la sierra de Sant Josep con la parte inferior del mismo nivel del bloque de Prades; su salto es pues muy reducido.

En la ladera derecha del barranco de la Vall, y a 150 m. del cauce, por el plano de falla brota una importante fuente.

A partir de la fuente, la falla sigue hacia el SSW., separando la plataforma estructural dels Plans de Rojalóns del reborde del Muschelkalk inferior, cuyas capas fuerte-

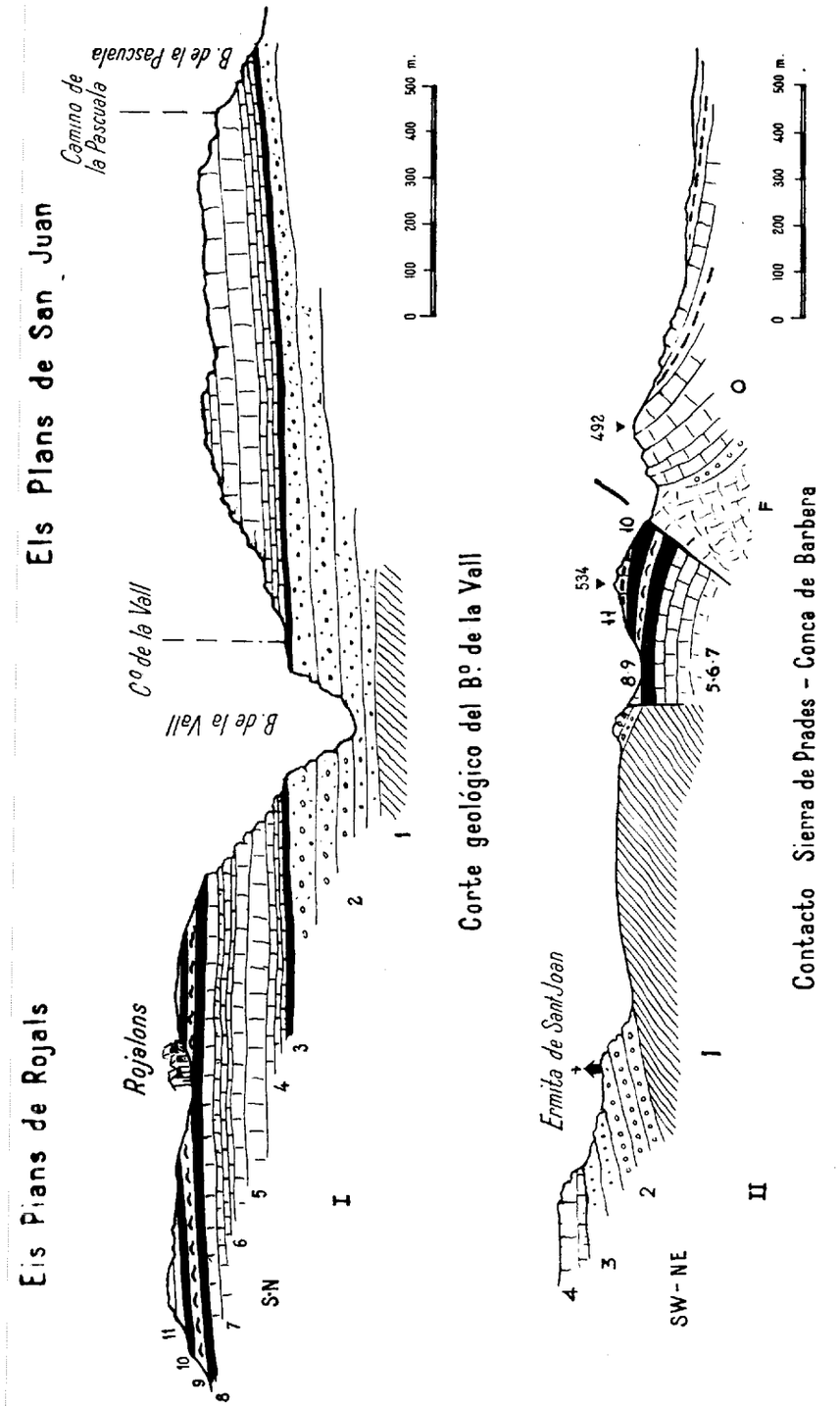


Fig. 23.—El sector septentrional de la mesa de Prades.
11, Muschelkalk superior. —10, Muschelkalk medio. Arcillas rojas e irisadas.—9, Musch. medio. Yeso y anhidrita.—8, Musch. medio. Arcillas rojas e irisadas.—7, Muschelkalk inferior. Calizas y dolomías grises con Myophoria intermedia y nódulos de sílex.—6, Musch. inferior. Calizas con fucoides. 5, Musch. inf. Calizas grises y compactas.—4, Musch. inf. Calizas en lajas.—3, Buntsandstein. Arcillas rojas e irisadas.—2, Buntsandstein. Areniscas y conglomerados.—1, Paleozoico.—O, Oligoceno.—F, Milonita.

mente inclinadas forman una cresta paralela a la falla que se contiuúa en dirección a Vilavert.

La ladera izquierda tiene una estructura análoga. La falla sigue por el fondo de un pequeño valle no señalado en el mapa 1 : 50.000, y pone en contacto el Buntsandstein del bloque de Prades con el Muschelkalk inferior de la Serreta de Sant Josep.

El camino de la Vall, en la ladera derecha del torrente, permite observar la serie estratigráfica de las calizas del Muschelkalk inferior. La fuerte inclinación de las capas hace fácil medir los espesores, pero por la misma razón los estratos están bastante laminados.

TECHO.—Arcillas rojas del Muschelkalk medio, forman un amplio valle entre la cota 613-454.
40 m.—Calizas amarillentas arcillosas en capas delgadas.
50 m.—Dolomías grises duras y compactas, es el nivel que constituye propiamente l'Estret.
20 m.—Dolomías y calizas algo cavernosas y brechoides, pero muy duras.
6 m.—Calizas onduladas con fucoides.
14 m.—Calizas grises estratificadas.
15 m.—Calizas amarillentas arcillosas bien estratificadas.
YACENTE.—Arcillas rojas del Buntsandstein.

El Buntsandstein que aparece por debajo de esta serie de Muschelkalk es muy poco, sólo los 8 ó 10 metros superiores. Este nivel puede estudiarse mucho mejor en el labio levantado de la falla, debajo dels Plans de Sant Joan o de Rojalóns. La sucesión que se observa es la siguiente:

TECHO.—Calizas amarillentas arcillosas del Muschelkalk inferior.
10 m.—Arcillas rojizas y azuladas. Los colores azules dominan en la parte superier y los rojizos en la parte central y base.
140 m. (visibles).—Arenisca roja, micácea con abundantes cantos de cuarzo y cuarcita. El tamaño y abundancia de los cantos aumenta hacia la base del tramo, pero se extiende hasta el límite superior del mismo, de tal manera que las areniscas puras se reducen en general a los 8 ó 10 m. superiores. Los niveles basales son más blandos que los superiores.
YACENTE.—No se observa.

MONTREAL-CAPAFÓNS.—Este itinerario permite estudiar los niveles más altos del Triásico y al mismo tiempo obtener una interesante vista de conjunto sobre la falla que constituye el borde septentrional de Prades. (Fig. 24.)

La carretera sigue generalmente sobre las arcillas de la parte inferior del Keuper y permite observar su estratigrafía, análoga a la descrita en los anteriores itinerarios.

Unos 10 ó 20 m. por encima de la carretera empiezan los niveles dolomíticos del Keuper superior, y siguiendo casi la curva de los 840 m. la típica brecha calcárea. Este nivel puede observarse muy bien en Peña Roja, la cual debe su nombre a las típicas dolomías ferruginosas cavernosas que aparecen coronando el Keuper en toda la provincia de Tarragona. El contacto del Keuper con este supuesto jurásico está casi siempre cubierto por los derrubios de pendiente. Junto a Capafóns aparecen los niveles de margas grises que forman la base del Keuper, con buzamientos de 10° S. 35° E.

Capafóns está situado en una amplia depresión excavada por la cabecera del Brugent en los niveles arcillo-margosos del Keuper.

Cualquiera de los caminos que desde Capafóns se dirigen hacia el norte, cortan la falla del Brugent. Entre los dos labios de la falla quedan, casi siempre pinzados, unos paquetes de materiales triásicos muy laminados, que abarcan desde el Buntsandstein al Muschelkalk medio.

MONTREAL-FARENA.—El recorrido de Montreal a Farena permite observar los niveles más altos del Triásico. (Fig. 21, III.)

Al oeste de Montreal se levanta el rellano que forma la cima de Prades (Peña Roja, Puig Pelat, Boltó) y está constituída por una potente masa, calcárea y dolomítica, de unos 150 metros. No hemos hallado en ellas resto fosilífero alguno, pero los situamos en el Liásico, ya que en la base aparece la brecha de facies tan característica.

Por debajo de ella siguen los niveles del Keuper y Muschelkalk superior, buzando S. 20° W. 10°.

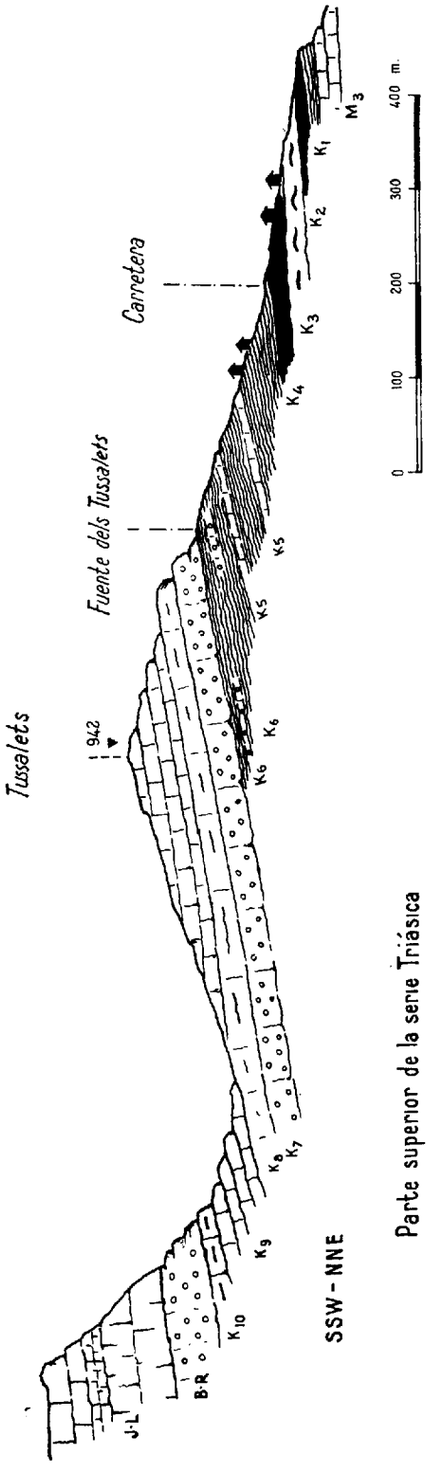


Fig. 24.—Sector central de la mesa de Prades.

J-L, Jurásico—BR, Brecha caliza.- Keuper: K_{10}, Dolomías compactas y cavernosas.- K_9, Calizas y dolomías en lajas delgadas. K_8, Dolomías brechoides. K_7, Carniolas.- K_6, Arcillas grises amarillentas con niveles de carniolas.- K_5, Arcillas grises con niveles margosos.— K_4, Arcillas rojas.- K_3, Yeso y anhidrita.—K_2, Arcillas y margas rojas.- K_1, Margas grises amarillentas.—M_3, Musch. superior. Dolomías.

La serie observada es la siguiente:

TECHO.—Brecha calizo-dolomítica.
50 m.—Dolomías en capas delgadas.
15 m.—Dolomías compactas algo brechoides.
20 m.—Carniolas y dolomías brechoides.
50 m.—Arcillas grises y amarillentas con niveles margosos intercalados.
5 m.—Arcilla gris cenicienta.
15 m.—Arcilla irisada y rojiza con niveles de yeso.
6 m.—Margas grises y amarillentas.
YACENTE.—Calizas en lajas con niveles de carniolas.

FARENA-PINATELL.—El primer tramo de la carretera sigue sobre los niveles calizos del Muschelkalk superior; junto al barranco de Pirró aparecen por debajo los niveles rojos arcillosos del Muschelkalk medio que forman un pequeño afloramiento limitado al fondo del torrente. Las capas buzan S. 35° E. 25°.

En la revuelta de la carretera anterior a Pinatell aparecen sobre los niveles del Muschelkalk superior algunos indicios de margas del Keuper que forman un pequeño afloramiento que en su borde norte descansa normalmente sobre al Muschelkalk y en su borde sur está en contacto por falla.

PINATELL-ROJALS.—El camino Pinatell-Rojals permite observar la falla del Brugent en una zona donde tiene características muy diferentes de la zona de Prades, ya que aquí sus dos labios están formados por el mismo nivel, el Muschelkalk superior; la mayoría de las veces se manifiesta solamente como una zona de trituración intensísima entre las calizas y dolomías.

Al norte del Pinatell se observa este nivel bastante triturado, que buza generalmente S. 40° W. 45°. Es imposible observar la estratigrafía, ya que afloran en una sucesión caótica los diversos niveles. De todas maneras, en líneas generales, se corta el Muschelkalk superior en sentido descendente.

El camino sigue ascendiendo hasta la cota 1.012, y

desde aquí baja al pueblo de Rojals, situado ya en los niveles arcillosos del Muschelkalk medio.

Si en vez de continuar hacia el norte nos dirigimos al oeste y descendemos hasta el fondo del barranco de Pirró, obtenemos un corte más completo de la serie triásica.

Junto al Mas d'en Marc, situado junto al camino de Pinatell-Rojals, puede observarse cómo las arcillas rojas

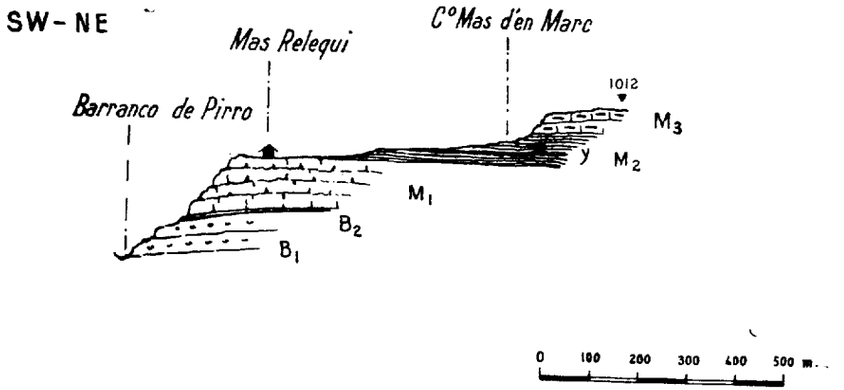


Fig. 25. – Valle del torrente de Pirró.

afloran por debajo de los niveles calizos del Muschelkalk superior. Estos materiales rojos pertenecen al Muschelkalk medio; por debajo de ellos afloran las calizas del Muschelkalk inferior, que desciende casi hasta el fondo del barranco de Pirró, donde asoman los niveles más altos del Buntsandstein. (Fig. 25.)

Carretera de Montreal a Alcover.—Este itinerario, como todos los que pueden realizarse en la vertiente sur de la mesa de Prades, sigue sobre una serie normal ligeramente ondulada. Nos limitamos, por tanto, a describir la sucesión en el mismo orden en que van apareciendo, exactamente en orden cronológico.

Techo.—Dolomías y carniolas forman un pequeño cerro sobre el cual se asienta el pueblo de Montreal.

2 m.—Calizas arcillosas.
8 m.—Margas amarillentas.
13 m.—Arcillas grises irisadas con manchas rojizas y algunos niveles de yeso gris y blanco que se explotan en pequeñas canteras.
30 m.—Margas grises cenicientas.
7 m.—Margas amarillentas.
5 m.—Carniolas y dolomías más o menos calizas con manchas rojizas, forman las cotas 843 y 841, al pie de esta última buzan 5 a 10° al NE. y sufren frecuentes pero ligeras ondulaciones.
12 m.—Calizas en lajas muy finas, de color amarillento. Es frecuente la discordancia mecánica con los niveles superiores. Buzan 12° S. 20° E.
6 m.—Dolomías compactas con pequeños nódulos de sílex.
7 m.—Calizas nodulosas bien estratificadas.
8,5 m.—Dolomías con pequeños huecos de disolución.
10 m.—Calizas en lajas.
1 m.—Calizas con *fucoides*.
10 m.—Calizas onduladas compactas y con cristales de calcita.
6 m.—Calizas grises onduladas arcillosas y con algún fucoide. En el Km. 9 buzan S. 20° E. 28°.
35 a 40 m.—Dolomías negruzcas con nódulos silíceos más pequeños en la parte superior y mayores en la base.
5 m.—Arcillas margosas amarillentas con algunos niveles de margas calcáreas.
45 m.—Arcilla roja azulada y blanquecina con algunos lechos de yeso forman una suave pendiente que se extiende a partir del Mas de Sepent hacia el fondo del barranco de la Font Majó.
40 m. Calizas dolomíticas bien estratificadas, con finas intercalaciones margosas, más abundantes en la parte superior, buzan N. 2° W. 22°.
Yacente.—No visible.

Estas calizas aparecen en contacto anormal con una banda de arcillas rojas e irisadas yesíferas, muy trituradas y replegadas, que forman una estrecha banda de dirección N. 20° E.-S. 20° W. de unos 20 m. de anchura y 100 de longitud, ya que termina por ambos lados cubierta por los derrubios cuaternarios.

A continuación aparece también, en contacto anormal con las anteriores margas, un bloque calizo que forma la cota 353 (El Calvari) y que tiene la misma facies de los niveles hallados en el Muschelkalk superior (dolomías con nó-

dulos de sílex); estas calizas buzan en líneas generales N. 25° W. 30°, pero presentan frecuentes ondulaciones. Están además cortadas por diaclasas y fallas casi horizontales y en conjunto aparecen extraordinariamente dislocadas; su base desaparece recubierta por los derrubios cuaternarios del llano de Alcover.

En líneas generales, por comparación con estructuras semejantes halladas a lo largo de todo el borde del campo de Tarragona, creemos que puede interpretarse como un bloque deslizado por gravedad.

En esta carretera no es posible observar los niveles más inferiores del Triásico, para ello es preciso desplazarse hacia el oeste, en el fondo del valle del río Glorieta; allí aparecen los niveles del Buntsandstein, reposando normalmente sobre el Paleozoico.

MONTBLANC-SERRETA DE SANT JOSEP-ELS PLANS.—Este corto itinerario nos permite estudiar la estructura del borde oriental de la sierra de Prades.

Los estratos arcillosos oligocenos subhorizontales que forman la conca, se enderezan progresivamente al acercarse a la zona secundaria y permiten por tanto el afloramiento de niveles más bajos.

Los niveles más inferiores son unas calizas y conglomerados calizos fuertemente inclinados (40 a 60°) al ESE. que han dado lugar, por erosión diferencial, a una pequeña cresta, la Serreta de Sant Josep, de dirección NNW.-SSE., que constituye el relieve marginal de la Conca. Los conglomerados afloran únicamente en el fondo de los barrancos.

Los materiales terciarios están ligeramente cabalgados por el Triásico de la cima intermedia. (Fig. 26.)

Los niveles más altos de este Triásico son las dolomías con nódulos de sílex de la base del Muschelkalk superior. Estos materiales son los que están en contacto con el Terciario en la cima de la Serreta de Sant Josep. Forman una pequeña cornisa que se continúa hacia el SE. a lo largo del contacto. En realidad su potencia es muy pequeña, unos 5 ó 6 m. en total, y su extensión superficial menos de

la representada en el mapa. Contienen enormes nódulos de sílex (a veces mayores de 50 cm.). No poseen restos fosilíferos, pero su facies y su situación sobre el Muschelkalk medio son suficientemente elocuentes.

Estas dolomías descansan sobre una serie arcillosa yesífera, por debajo de la cual aparecen las calizas, que situamos en el Muschelkalk inferior. Estas calizas subyacentes pueden observarse tanto en el fondo del torrente que constituye el límite occidental de la Serreta de Sant Josep, como en el extremo occidental de la cuña, donde aparecen estas calizas formando un amplio afloramiento, gracias al buzamiento de los estratos. La edad de estas calizas es indudable, en la Vall reposan sobre el Muschelkalk.

La serie obtenida desde la cima de la Serreta de Sant Josep hasta el fondo del barranco que la limita por el oeste, es la siguiente:

9 m.—Dolomías calcáreas con enormes nódulos de sílex xiloide (10 a 50 cm.)
4 m.—Margas blanquecinas.
4 m.—Margas rojas.
0,20 m.—Calizas arcillosas.
1,60 m.—Margas blanquecinas un poco violáceas.
1,80 m.—Alternancia de margas blanquecinas y calizas arcillosas.
4 m.—Margas blanquecinas y violáceas.
2,30 m.—Margas rojas.
14 m.—Yeso rojo muy arcilloso. En superficie, el yeso se ha disuelto y queda únicamente una esponja arcillosa.
4 m.—Arcilla rosada con travéculas de yeso.
10 m.—Anhidrita grisácea compacta y bastante pura.
13 m.—Arcilla roja con vetas y travéculas de yeso por la disolución de los niveles superiores.
4 m.—Limos rojos algo arenosos.
YACENTE.—Calizas dolomíticas grises del Muschelkalk inferior.

Ascendiendo desde el fondo del torrente hacia la ladera dels Plans, se corta la falla que pone en contacto las calizas del Muschelkalk inferior de la Serreta de Sant Josep con el mismo nivel del bloque de Prades; el salto de falla es pues escaso (50 ó 60 m.) y más que por un desni-

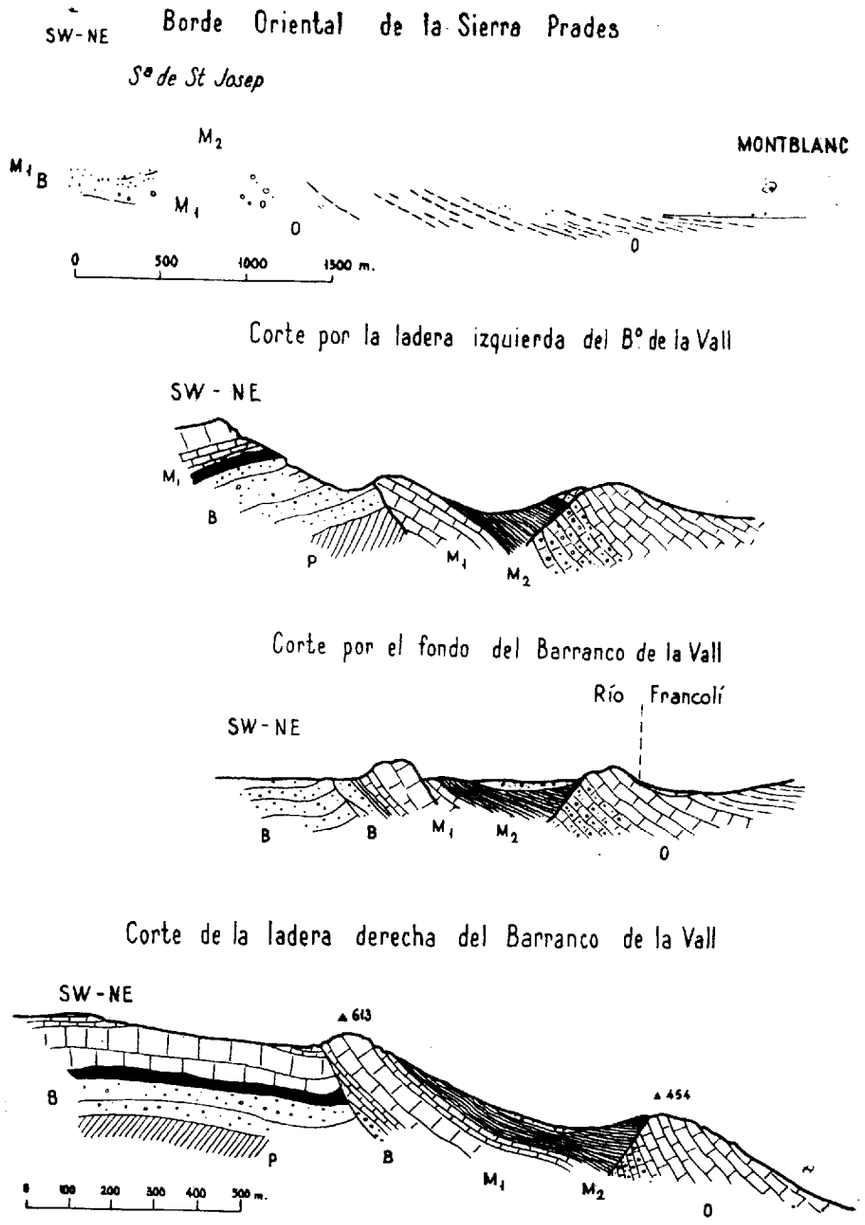


Fig. 26.—Sierra de Prades. Cortes parciales.

vel se manifiesta por una brusca torsión y trituración de las capas.

La subida hasta Els Plans permite observar la siguiente serie estratigráfica de los materiales del Muschelkalk inferior:

TECHO.—No existe.
12 m.—Calizas arcillosas.
85 m.—Dolomías grises muy duras y compactas, forman un abrupto cantil.
3 m.—Calizas arcillosas.
9 m.—Calizas dolomíticas duras.
0,5 m.—Caliza arcillosa amarillenta.
6 m.—Dolomía con cristales de calcita y huecos de disolución.
1,5 m.—Caliza dolomítica brechoide.
8 m.—Caliza dolomítica cristalizada, gris azulada y con huecos de disolución. Falla.

CARRETERA DE MONTBLANC A ROJALÓNS.—En su primer tramo sigue sobre las calizas del Oligoceno, que se explotan en pequeñas canteras.

La falla que pone en contacto el Oligoceno con el Terciario se corta junto al puente del barranco de la Vall y presenta características análogas a las observadas antes. También aquí las capas de caliza y conglomerados oligocenos, fuertemente enderezados por acción de la falla, forman un pequeño relieve, continuación de la Serreta de Sant Josep, de la que quedan separadas por el barranco de la Vall. (Fig. 26.)

El Muschelkalk medio forma una amplia depresión por la que discurre la carretera; afloran los niveles de yeso, pero en conjunto aparece todo bastante alterado.

Por debajo del mismo, y buzando 70° al este, aparecen las capas calizas del Muschelkalk inferior; aunque en líneas generales puede decirse que el contacto es normal, en realidad está bastante mecanizado. Hay pequeñas, pero numerosas fallas que repiten los distintos niveles.

En la cima dels Plans vienen sobre estas calizas las margas rojas del Muschelkalk medio. En esta zona están muy laminadas, seguramente por influencia de la falla.

Tienen únicamente de 30 a 35 m. de potencia, y los yesos aparecen sólo en forma de pequeños lentejones.

Encima del nivel rojo aparecen las calizas del Muschelkalk superior; en su base están constituídas por calizas grises, muy puras, en capas delgadas y con vetas de calcita; hacia la parte alta pasan insensiblemente a dolomías duras, compactas, con sílex, análogas a las de la Serreta de Sant Josep. Sin embargo, este nivel aparece sólo en las cumbres más elevadas y situadas más hacia el W.

El Muschelkalk medio se extiende ampliamente formando una llanura sobre la que se ha instalado Rojalóns y algunas casas de labranza.

Junto a Rojalóns es posible observar la sucesión estratigráfica de los materiales de la parte central del Muschelkalk en esta zona; la serie no parece mecanizada y por tanto pueden considerarse los espesores como normales.

TECHO.—Dolomías con nódulos de sílex.
10 m.—Calizas de color beige con vetas de calcita muy frágiles.
1,5 m.—Margas blanquecinas.
6 m.—Margas rojas.
8 m.—Margas grises, azuladas y rojizas.
10 m.—Yeso rojo y arcilloso.
1,5 m.—Margas negruzcas y grises.
2 m.—Margas rojas.
1 m.—Margas grises.
1 m.—Anhidrita gris compacta.
2 m.—Margas grises.
10 m.—Arcillas rojas.
7 m.—Margas blancas y amarillentas.
6 m.—Calizas arcillosas pulverulentas en capas finas.
YACENTE.—Dolomía compacta y cavernosa.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

La sucesión estratigráfica que a continuación se describe, corresponde al extremo SW. del macizo de Prades. Es esta una región especialmente favorable para realizar un estudio estratigráfico de los materiales triásicos. Tiene una estructura extraordinariamente sencilla: una serie de capas ligeramente onduladas y apenas cortadas por algunas fallas. El relieve, alternancia de plataformas estructurales y «cingles» casi cortadas a pico, permite obtener la serie completa, desde el Paleozoico hasta el Jurásico, en un recorrido menor de dos kilómetros (medidos sobre la horizontal). Los fósiles son relativamente abundantes y están distribuídos en niveles bien individualizados y caracterizados.

El presente corte se ha obtenido siguiendo el camino desde Alforja a Arbolí, y desde este pueblo hasta el Puig de Gallicant; un estudio detallado de la misma se expone en un trabajo que realizamos en colaboración con el señor Julivert (Virgili y Julivert, 1954).

TECHO.—En esta región no existe, pero unos 3 Km. al NW. aparecen las calizas liásicas concordantes.

KEUPER SUPERIOR

Dolomías grises y ferruginosas ..... 40 m.

KEUPER INFERIOR

Margas grises, rojas y abigarradas con intercalaciones de calizas en los niveles más superiores e inferiores y delgados bancos de yeso en la parte central ..... 65 m.

MUSCHELKALK SUPERIOR

Dolomías grises con grandes nódulos de sílex, en el interior de los cuales hay una abundante fauna con *Entolium discites* Schlot., *Chlamys (Velata) inaequistriatus* Goldf., etc. ..... 30 m.

Calizas amarillentas extraordinariamente margosas; los niveles más calizos contienen abundantes restos de *crinoideos* ..... 10 m.

Dolomías grises con nódulos de sílex. Contienen *Cassianella tenuistriata* Muns., *Murchisonia graetzi* Ass., *Encrinus cassianus* Laube., etc ..... 20 m.

Calizas y dolomías compactas, grises en la parte superior y rojizas en la base ..... 27 m.

Calizas arcillosas con trazas de fucoides ..... 8 m.

Calizas y dolomías arcillosas en fina alternancia con margas amarillentas. Contienen *Daonella lommelli* Viss.. 45 m.

MUSCHELKALK MEDIO

En la parte alta, margas grises y amarillentas con interca-

laciones de dolomías. En la parte inferior margas rojas y azuladas con intercalaciones de yesos ..... 50 m.

MUSCHELKALK INFERIOR

Calizas y dolomías grises con nódulos de sílex. Contienen *Myophoria intermedia* Schau. ..... 25 m.
Calizas y dolomías grises compactas con restos de *fucoides*. 10 m.
Calizas arcillosas y pizarreñas con restos de *fucoides* ..... 3 m.
Calizas grises ..... 35 m.

BUNTSANDSTEIN

Areniscas rojas y micáceas con un nivel superior de margas rojas y una base de conglomerados muy poco potentes. 80 m.

Aunque la serie estratigráfica del sector oriental de Prades es en conjunto bastante parecida a la que acabamos de describir, en el extremo SW. de este mismo macizo, región de Arbolí, la constitución litológica del tramo rojo intermedio del Muschelkalk es bastante diferente. Esta es la razón por la cual hemos creído conveniente incluir entre las sucesiones estudiadas la que a continuación describiremos, a pesar de hallarse incompleta en su parte superior y de escasear en ella los hallazgos fosilíferos.

La serie descrita se ha obtenido siguiendo el camino que desde Montblanc se dirige hacia la ermita de San Juan y els Plans, y desde aquí hacia el pueblo de Rojalóns.

TECHO

No existe, los niveles más superiores corresponden a las cotas más elevadas.

MUSCHELKALK SUPERIOR

Calizas amarillentas en capas delgadas con restos de *Daonellas* en estado de conservación muy deficiente..... 10 m.
Dolomías grises compactas con enormes nódulos de sílex.. 20 m.

MUSCHELKALK MEDIO

Arcillas rojas y grises, que en la parte superior tiene alguna fina intercalación de caliza, y en la parte central dos potentes bancos de yeso (más de 12 m. cada uno) muy puro..... 60 m

MUSCHELKALK INFERIOR

Dolomías grises duras y compactas... ..... 38 m.

Calizas grises bastante compactas con algunas trazas de *fucoides* ..... 17 m.
Calizas arcillosas en capas delgadas con restos de *fucoides*. 12 m.
Calizas grises bien estratificadas, en la parte superior en capas delgadas, alternando con algunos lechos margosos en la parte inferior en potentes bancos..... 45 m.

BUNTSANDSTEIN

Areniscas rojas. En la parte alta tiene intercalaciones de margas rojas con yesos rojos, en la parte inferior un nivel de conglomerados, que en el corte estudiado tiene más de 20 m., pero que en zonas muy próximas se reduce extraordinariamente..... ..... 100 m.

6. Castellvell

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Este pequeño afloramiento, que en total no llega a los 2 Km.² de superficie, ha sido estudiado con especial detalle, ya que por su posición en el borde del campo de Tarragona tiene un gran interés tectónico y estratigráfico. Además en esta zona han existido explotaciones de manganeso relativamente importantes, hoy completamente abandonadas.

La primera referencia que sobre él poseemos corresponde a los trabajos de Gombau (1877), que se refiere casi exclusivamente al criadero de manganeso.

Mallada (1890, 1895) no es mucho más explícito, pero además de la obligada referencia a los nódulos de manganeso indica que estos cerros «se componen en su base de areniscas rojas más notables por encerrar nódulos de manganeso que por su espesor ni extensión, pues apenas asoman quedan ocultas bajo las calizas del tramo medio» (1902, p. 160), y en otro lugar que «las calizas no pasan de 25 m. de espesor» (1908, p. 68); con ello queda esbozada la estratigrafía de estos cerros.

Vilaseca (1920) se refiere brevemente a estos afloramientos y admite la datación de los niveles propuestos por Mallada, pero puntualiza que las calizas corresponden al «Muschelkalk inferior» (p. 28). Es también interesante su observación de que el cerro de Santa Ana «por el sur, está discordantemente recubierto por una caliza sabulosa, miocénica, con *Clipeaster, Ostrea, Conus, etc...* (p. 29). Esta interpretación del contacto Trías-Terciario, es completamente diferente de la que propondrán los geólogos posteriores.

Schriel (1929) coloca esta zona sobre la línea de fractura Cambrils-Reus-Valls, que separa el Paleozoico de Prades del Terciario del campo de Tarragona. Hace pasar la línea de falla por el contacto Trías-Paleozoico de la ladera norte del cerro de Santa Ana, y por lo tanto el Trías aparece como substrato normal del «Burdigaliense» del campo de Tarragona, interpretación completamente inadmisible ya que se observa claramente el Paleozoico como substrato normal del Trías. Schriel admite que la totalidad de los materiales pertenecen al Keuper, a pesar de la existencia de areniscas y conglomerado cuarzoso, ya observado y citado por Bauzá (1877).

El trabajo de Ashauer y Teichmüller (1935) representa en cierto modo un retorno a la interpretación de Mallada, ya que los materiales son atribuídos de nuevo al Buntsandstein y Muschelkalk. El contacto Trías-Terciario lo interpretan como una falla de la gran dislocación periférica del campo de Tarragona. En los cortes (fig. 46) que acompañan el trabajo pueden observarse además de este accidente una serie de fracturas satélites sensiblemente paralelas y de iguales características que la principal, otras curiosas dislocaciones «insólitamente tendidas», a veces casi horizontales, que cortan los materiales triásicos y los ponen en contacto con el Paleozoico, y que consideran resultado del «entrecruzamiento de las anteriores líneas de fractura».

Llopis (1947) no se refiere de manera particular a estos afloramientos. Indica la existencia de vergencia NE. en los

pliegues del Triásico del Puig Gran y la diferente dirección de las capas en la zona del Puchs (NW.-SE.) y del cerro del Cementerio (NE.-SW.). Según Llopis la zona dels Puig es un escalón intermedio entre el campo de Tarragona y el Paleozoico de Prades y por lo tanto «el relieve ha sido ligeramente invertido, pues el labio hundido es evidentemente el del Trías, y no obstante aparece éste muy destacado sobre el Paleozoico» (p. 181).

En resumen, puede asegurarse que todos estos trabajos aportaron, en cuanto a la estratigrafía del Triásico, pocas modificaciones a las ideas de Mallada (1890, 1895).

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La estructura de esta zona es muy compleja y la reducida extensión de los afloramientos y falta de buenos cortes dificulta su interpretación. Son dos los problemas fundamentales que plantea esta zona: el contacto Trías Paleozoico y el contacto de ambos con el Terciario del campo de Tarragona. Como se ha visto en el anterior capítulo cada geólogo ha propuesto una solución diferente, ninguna de las cuales encaja exactamente con las observaciones por nosotros realizadas sobre el terreno.

No pretendemos en este trabajo haber llegado a un resultado definitivo de esta cuestión, pero creemos interesante aportar a la misma algunos nuevos datos obtenidos al estudiar y cartografiar esta zona en una escala mucho mayor (1:25.000) de lo que había sido en las anteriores publicaciones (1 : 200.000).

El contacto del campo de Tarragona con la zona primaria-secundaria coincide con una línea de fractura, ya señalada por Ashauer y Llopis, de dirección sensiblemente E.-W., que pone en contacto el Terciario tanto con el Trías como con el Paleozoico; así pues, desde el punto de vista estructural los terrenos primarios y secundarios forman una sola unidad. La hipótesis de Schriel que considera el Trías como el zócalo normal del Terciario, y por tanto formando parte del campo de Tarragona, es comple-

tamente inadmisible. Esta dislocación, cuyo salto no podemos medir ya que faltan puntos de referencia en el labio hundido, está constituída por un sistema de fallas en «rele» de dirección WNW.-ESE. Esta estructura es particularmente clara entre Castellvell y el barranco dels Cinc Camins y puede observarse en el mapa adjunto.

Como ya hemos dicho anteriormente, la falla corta de manera indiferente el Trías y el Paleozoico; así, en el cerro del Cementerio pone en contacto con el Terciario el Buntsandstein, en el de Santa Ana y Cami del Mitg, el Muschelkalk, y al norte de las cotas 272, 277, el Carbonífero. La superficie de falla está ligeramente inclinada hacia el SW., y algunas veces entre los dos labios se han introducido pequeñas cuñas a manera de escalón intermedio. En el cerro del Cementerio, entre el Buntsandstein y el Terciario, queda una cuña de unos 50 metros de anchura de Muschelkalk, y el Banco de la Pedrera, entre el Terciario y Carbonífero una lámina de Buntsandstein.

El comportamiento de los dos labios de la falla es completamente diferente. El labio norte (Trías-Paleozoico) está bastante mecanizado. Las pizarras carboníferas aparecen trituradas, en las calizas hay espejos de falla y superficies estriadas (cerro de Santa Ana) y existen pequeñas fallas satélites (cerro del Cementerio y Puig Gran). En cambio el Terciario no presenta ninguno de estos fenómenos Se observa únicamente en la proximidad de la falla un mayor buzamiento que disminuye al alejarse de la misma. Es en cambio extraordinariamente patente el cambio lateral de facies en relación con la falla. En la proximidad de la misma es extraordinariamente detrítico, cantos subangulosos de gran tamaño y procedencia local, carácter que disminuye hacia el sur. Existe una pequeña «orla» de conglomerados terciarios paralela a la falla que forman las cotas 227, 277, 272, y se continúan entre el barranco dels Cinc Camins y Mas Pujol con una loma alargada. La fosilización de la falla por estos conglomerados es claramente visible, no hay por tanto duda alguna sobre el carácter postectónico de los mismos. (Fig. 27, I.)

Así, una ojeada al mapa adjunto es suficiente para observar que el Triásico no puede ser interpretado como una dovela entre Terciario y Paleozoico. En efecto, en toda la zona dels Puigs y Santa Ana, es evidente que el Trías descansa *sobre* el Paleozoico y no existen las fallas verticales que Schriel señala en esta zona; no puede interpretarse de otra manera el trazado circular de los afloramientos triásicos.

Esta superposición se comprueba, además, en diversos puntos sobre el terreno; es particularmente demostrativo la ladera septentrional del cerro de Santa Ana; allí, una pequeña cantera ha actuado a manera de ventana tectónica y permite comprobar cómo el Paleozoico es el yacente de los niveles calizos; la vertiente meridional de la cota 435 y 340 y la septentrional de las 435 y 369 permiten también comprobarlo. (Fig. 27, II.)

Esta superposición es claramente mecánica y no puede interpretarse como un contacto transgresivo del Trías sobre el Paleozoico por las razones que expondremos a continuación. Tenemos en primer lugar la falta a veces completa del Buntsandstein. En muchos sitios las calizas descansan directamente sobre el Paleozoico (Molino de la Roca y ladera de la cota 435) y en otros a través de una delgada lámina de arcillas, areniscas o conglomeredos (Santa Ana, cotas 340, 389).

Solamente en un punto existe un Buntsandstein relativamente bien desarrollado entre el Paleozoico y las calizas, esto sucede en la ladera meridional del Puig Gran (fig. 27, III). Allí tiene unos 50 m. de potencia y aparecen los niveles de conglomerados, arcillas y areniscas. Esta disminución de espesor no puede ser de origen sedimentario, ya que la proximidad de las series de Pradell-Argentera y Prades nos indican que nos hallamos muy alejados del borde de la cuenca, y además una facies costera no cuadra ni con el mayor desarrollo de la serie caliza en relación a la serie detrítica ni a la fauna del *Trachiceras* y *Daonellas* que la serie caliza contiene.

Abundan además las señales de mecanización en el

contacto. La intensa trituración del Buntsandstein, que en las zonas donde es menos potente queda reducido a una papilla, las diaclasas y fallas en las calizas por las que muchas veces se han introducido las arcillas rojas subyacentes, el rayado y pulimentado de los planos de estratificación en las calizas que indican la movilización de toda la masa, etcétera.

En resumen, el contacto Trías-Paleozoico es mecánico y está constituído por una superficie sensiblemente horizontal o inclinada hacia el SSW. de 10° a 30°.

Vistas las características de estos dos accidentes, el contacto Paleozoico-Triásico y el de ambos con el Terciario es interesante considerar la relación entre ellos.

No hay duda alguna que el emplazamiento del Triásico en su actual posición es anterior a la formación de la falla del campo de Tarragona, ya que ésta corta indiferentemente las estructuras engendradas por el primer accidente; puede observarse este hecho en la parte oriental de la región: Puig Gran, cerro de Santa Ana y cota 309.

Analizados estos hechos creemos pueden invocarse a dos intersecciones para la explicación de estas estructuras.

La primera de ellas, particularmente sugestiva para la zona occidental de estos afloramientos, es la de una tectónica de gravedad, esto es, considerar estos cerros como bloques desprendidos del cantil triásico, situado más al norte (sierra de Prades), y resbalados a favor de la pendiente hasta su actual emplazamiento, o sea una estructura semejante a la que Llopis (1947) y Julivert (1955) asignan a una serie de bloques triásicos situados al pie de la sierra de Miramar y Prades.

Esta hipótesis del resbalamiento explica la intensa mecanización de los materiales triásicos, la existencia de planos de deslizamiento subhorizontales y el relieve uniforme de la parte superior de las cotas. La distancia de los cantiles triásicos de Prades no es ninguna dificultad, ya que en la época que se engendraron dichos relieves éstos podrían estar mucho más próximos.

En efecto, este resbalamiento debería haberse producido en la era terciaria, antes de la formación de la falla límite del campo de Tarragona. y por tanto de la sedimentación del Mioceno de Castellvell. La antigüedad de este accidente es el mejor argumento en favor de la realidad de este fenómeno, y elimina las objeciones que podían hacerse al mismo basándose en la distancia de los cantiles triásicos y en la fase de suficiente desnivel, ya que el resbalamiento se había producido en una época en que el relieve y el clima serían mucho más favorables a este resbalamiento; además, el Dr. Solé (*) ha identificado en otras zonas del borde del Camp de Tarragona, fenómenos semejantes en los que es posible observar los bloques resbalados fosilizados por completo por los conglomerados terciarios.

Una segunda hipótesis consiste en interpretar el afloramiento triásico como una cuña, o mejor, como un escalón intermedio, como dice Llopis, entre el bloque levantado del Paleozoico y la depresión del campo de Tarragona.

La particularidad de esta cuña consistiría en que estaría limitada por dos dislocaciones de edad diferente. La más septentrional y más antigua, extraordinariamente tendida, casi hasta la horizontal. La meridional habría cortado la estructura engendrada por la primera, dejando sobre el Paleozoico una cuña triásica, a veces completamente desenraizada, o cuyas raíces quedarían reducidas a las láminas de Buntsandstein que aparecen en la superficie de la falla junto a la cota 272-277.

La erosión, actuando sobre la cuña triásica la habría destruído parcialmente, dejando únicamente unos «cerros testigo» de la misma.

Esta hipótesis, que a primera vista parece explicar fácilmente la relación entre los dos accidentes, es mecánicamente muy difícil de admitir. No se trata aquí de un cabalgamiento al estilo de la zona norte de las Cadenas Costeras catalanas, sino de un fenómeno completamente distin-

(*) Comunicación inédita.

to, ya que la dislocación más tendida no ha actuado como falla inversa, como sucede en todo cabalgamiento típico, sino como falla directa.

Otra objeción que puede oponerse a esta interpretación es que la intensa trituración de la zona triásica no cuadra bien con la ligerísima tectonización que han sufrido los materiales paleozoicos que formarán el labio levantado (inferior) de esta supuesta falla.

En conjunto creemos que la hipótesis de un resbalamiento por gravedad es la más verosímil y explica perfectamente las características estructurales de esta zona, o por lo menos de la parte occidental de la misma. El afloramiento más oriental (cerro del Cementerio) tiene una estructura muy compleja y que además no ha sido estudiada con suficiente detalle por nosotros.

C) DESCRIPCIONES LOCALES

De Castellvell a la cota 302.—El pueblo está situado sobre un conglomerado terciario de edad indeterminada. Siguiendo la carretera hacia Almoster, a unos 200 m. de la salida del pueblo y casi debajo del cruce de las líneas eléctricas hay un camino de dirección N.-S. que corta el contacto Terciario-Triásico. (Fig. 27, I.)

El conglomerado terciario es de elementos calizos y angulosos, que aumentan extraordinariamente de tamaño al acercarse a la falla (hasta 30-40 m.). Buza 45° al SSE., pero al alejarse del accidente se hace más horizontal.

El Triásico que aparece en el contacto son areniscas rojas arcillosas, a veces micáceas, que pertenecen a niveles bastante altos del Buntsandstein, están muy triturados pero permiten observar un buzamiento S. 20° E. 60°.

Hacia el este, entre el contacto Paleozoico-Buntsandstein, queda una cuña de calizas duras y dolomíticas que por comparación a otros afloramientos parecen Muschelkalk inferior. Están bastante triturados y en posición claramente anormal con el Paleozoico y el Buntsandstein. Junto al contacto, estas capas buzan SSE. 40°; están corta-

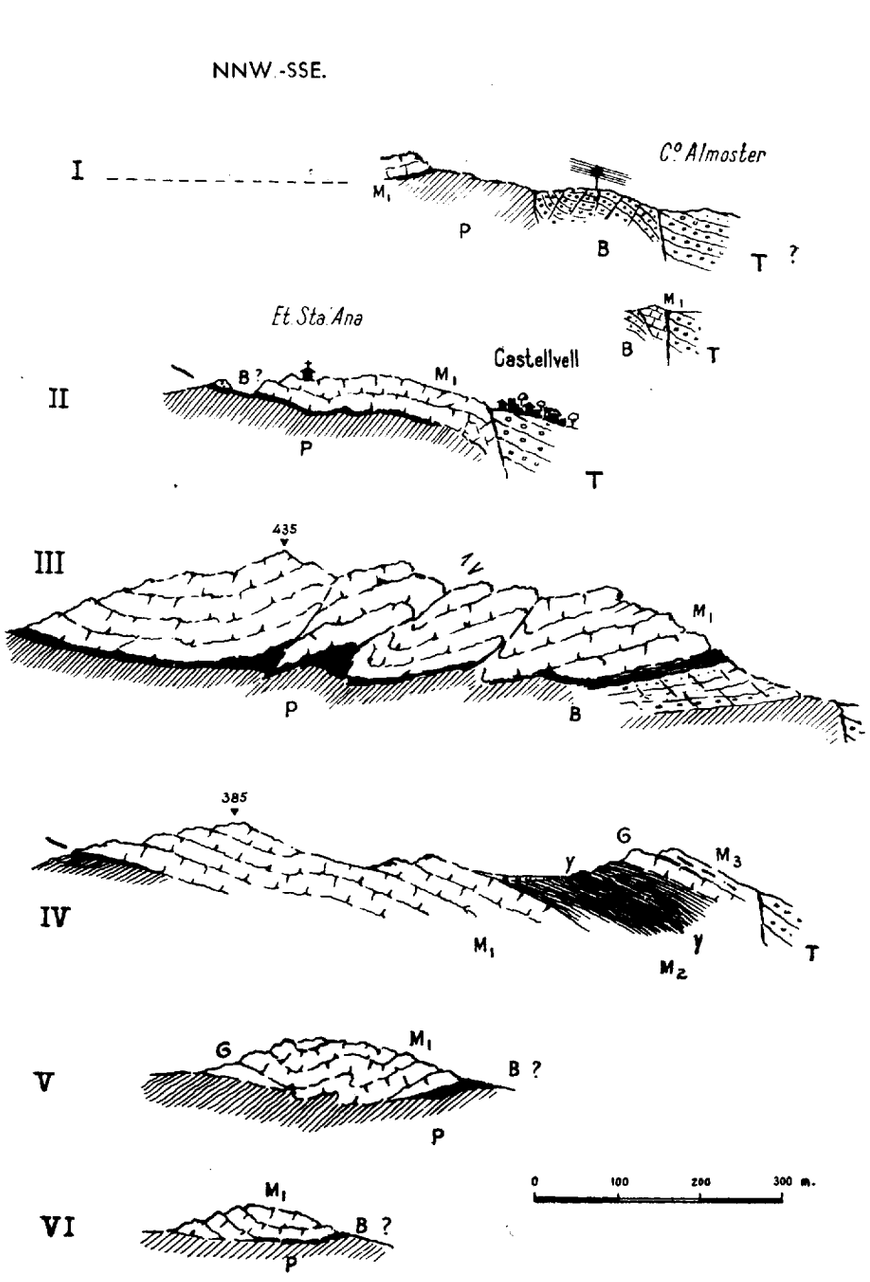


Fig. 27.—Castellvell. Cortes generales seriados de oeste a este.

das por una serie de fallas sensiblemente paralelas a la principal (E. 25° N.-W. 25° S.), pero claramente inversas, que hacen aflorar niveles cada vez más bajos.

Sobre estos materiales paleozoicos se apoya el Trías de la cota 302. De estructura muy compleja está constituído por una serie de escamas de diferentes materiales. Sobre el Paleozoico hay una lámina de arcillas y areniscas del Buntsandstein, sobre las que se apoya un paquete calizo que buza al NW.; a continuación aparece de nuevo el Paleozoico y una lámina de Buntsandstein y encima un paquete calizo mucho más importante, que constituye la parte alta del cerro cota 302. Estas calizas buzan también al NNW., pero al pie de la ladera norte se inclinan ligeramente al sur y por debajo de ellas aparece de nuevo el Paleozoico. El contacto entre ambos niveles es casi horizontal y bastante laminado, y entre ambos aparecen restos del conglomerado del Buntsandstein; la ladera occidental de estos relieves queda cubierta por derrubios cuaternarios, pero junto al cementerio puede observarse el contacto Trías-Paleozoico.

Cerro de Santa Ana.—El cerro de Santa Ana, situado al norte del pueblo, no es muy apropiado para un estudio estratigráfico, pero tiene extraordinario interés para la intrerpretación tectónica de esta zona. Junto las últimas casas del pueblo puede observarse la falla que pone en contacto el Trías con el Terciario. Se trata de una dislocación casi vertical, ligeramente directa, de dirección W. 35° S. - E. 35° N. El Terciario es un conglomerado calcáreo muy grosero y poco rodado, formado exclusivamente a base de calizas triásicas. Los estratos están suavemente inclinados hacia el interior de la depresión y en esta misma dirección se produce una rápida disminución del carácter detrítico de los materiales, así pues claramente postectónico. (Fig. 27, II.)

El Triásico, en contacto con el Terciario, está constituído por calizas dolomíticas duras y compactas que buzan 20° S. 30° W.

La vertiente norte del cerro es también extraordinariamente interesante. Una pequeña cantera actúa a manera de ventana tectónica y permite comprobar cómo estas calizas del Muschelkalk descansan sobre el Paleozoico según una superficie casi horizontal (20° al SE.); las calizas quedan cortadas en bisel por el contacto y están extraordinariamente trituradas, principalmente por pequeñas fallas subhorizontales. El Paleozoico que forma el yacente está por el contrario muy poco tectonizado, únicamente los 30 a 40 centímetros superiores están algo triturados.

Entre el Paleozoico y las calizas triásicas queda una lámina de arcillas y areniscas rojas completamente trituradas, formando una papilla que se introduce a veces en las grietas y roturas de las calizas.

La ladera occidental del cerro queda fosilizada por los materiales terciarios. Este hecho corrobora la anterior afirmación de que las fallas son claramente anteriores al depósito de los conglomerados.

Puig Gran (cota 435).—Un sendero que desde el camino de Monterols se dirige al Puig Gran permite comprobar cómo los materiales del Buntsandstein descansan normalmente (o por lo menos con apariencia de normalidad) sobre las pizarras carboníferas. (Fig. 27, III.)

La serie que puede observarse hasta llegar a la carretera de la ladera SW. del Puig, es la siguiente:

Techo.—Calizas.
5 m.—Arcilla roja e irisada.
20 m.—Arenisca roja compacta.
0,5 m.—Arenisca blanquecina.
1 m.—Conglomerados de elementos de cuarzo y cuarcita, cuyo tramo está comprendido entre 1-4 cm.
1,5 m. - Arenisca blanquecina.
2,5 m.—Conglomerado cuarzoso de 1-3 cm.
2 m.—Conglomerado formado por cuarzo y cuarcita.
1 m.—Arenisca blanquecina.
5 m.—Conglomerado de elementos comprendidos entre 1,2 y 5 centímetros, formados por cuarzo (0,20 %) y cuarcitas (180 %). Cemento arenoso poco compacto.
Yacente.—Pizarras carboníferas.

Las capas son subhorizontales, pero a pesar de su aparente normalidad esta serie presenta numerosas señales de tectonización. Está cortada por un sistema de numerosas microfallas, de dirección E. 7° W., de salto variable entre 10 cm. y 2 m.; todas las fallas son directas y hunden los niveles hacia el este. Abundan los cantos impresionados en los niveles de conglomerados y las capas margosas están fuertemente estiradas y replegadas. Ascendiendo por la ladera meridional de la cota, puede establecerse una serie estratigráfica de los materiales; la sucesión es poco característica porque los niveles basales quedan cubiertos por derrubios de pendiente, no existe ningún nivel fosilifero y las frecuentes dislocaciones hace que sólo puedan observarse cortes parciales.

TECHO.—No existe.
6 m.—Calizas grises algo brechoides.
3,5 m.—Calizas compactas algo cavernosas.
1,5 m.—Dolomías cavernosas que pasan a carniolas.
2,5 m —Calizas compactas cavernosas.
2,5 m.—Calizas margosas en finas lajas.
6 m. Calizas dolomíticas negras.
1 m.—Calizas compactas con fucoides.
YACENTE.—No visible, cubierto por derrubios de pendiente.

En la ladera SW. del Puig hay una cantera en que se explotan las calizas del Muschelkalk. El corte de la cantera permite observar un interesante accidente. Se trata de una dislocación de superficie extraordinariamente tendida, 25° al NW., que corta en bisel a los estratos. (Fig. 27.)

El flanco meridional del accidente está levantado con respecto al meridional; a uno y otro lado las capas tienen un buzamiento general de 30° al NW., pero junto a la dislocación se repliegan bruscamente, sobre todo en el labio inferior, en el que puede observarse una serie de fallas satélites.

Este accidente se sigue, aunque de modo menos visible, a través de todo el cerro.

PUIG MITJÁ (COTA 389).—Este cerro es de características análogas a los otros estudiados.

Unos 200 m. al S. de esta cota existe un pequeño lomo alargado, constituído también por Triásico, en el que se halla emplazado un interesante yacimiento fosilífero; las capas buzan 35° S. 2° W. y en conjunto enlazan perfectamente con las capas que forman la ladera meridional de la cota 389. (Fig. 27, IV.)

La serie estratigráfica observada es la siguiente:

TECHO.—No visible.
4 m.—Capas amarillentas margosas con *Daonellas, Trachiceras.*
2 m.—Calizas con fucoides.
10 m.—Calizas compactas negras y blancas en manchas irregulares.
2 m.—Calizas margosas en lajas.
1 m.—Calizas con fucoides.
2 m.—Calizas grises compactas.
5 m.—Dolomías negruzcas compactas con manchas rojizas. Estratificadas en bancos de 2 a 20 cm.
2 m.—Margas rojizas.
8 m.—Margas blanquecinas rosáceas con intercalaciones calcáreas.
4 m.—Arcilla roja con intercalaciones irregulares de yeso.
0,40 m.—Arcilla blanca.
8 m.—Arcilla roja con finas intercalaciones de margas blanquecinas.
3 m.—Margas grisblanquecinas en finas capas.
2 m.—Arcilla margosa roja en finas capas.
6 m.—Margas amarillentas compactas.
YACENTE.—Dolomías negras compactas, bien estratificadas, con nódulos de sílex de unos 15 m. de potencia visible; continúan por la ladera de la cota 389.

Este corte es extraordinariamente interesante, ya que permite observar los niveles estratigráficamente más altos de esta zona (Muschelkalk medio y superior) y principalmente recogen unos fósiles que proporcionan un magnífico horizonte guía para datar esta serie y encuadrarla dentro del conjunto del Trías catalán.

PUIG PETIT (COTA 340).—En la ladera oeste las calizas se apoyan directamente sobre el Paleozoico.

Una pequeña cantera permite la mejor observación de la serie:

10 m.—Calizas dolomíticas compactas con pequeños huecos de disolución e inclusiones de masas brechoides formadas por elementos dolomíticos de 1 a 7 mm. de diámetro y con cemento muy parecido a los elementos, tienen todo el aspecto de brechas intraformacionales. Filoncillos de calcita oblicuos a la estratificación.

5 m.—Caliza dolomítica gris compacta con gasterópodos.

YACENTE.—No visible.

Estas calizas están fuertemente dislocadas. Hay numerosas superficies de deslizamiento, extraordinariamente horizontales (SE. 25°), o sea menos inclinadas que los estratos (SE. 36°) y están fuertemente estriadas en dirección de la máxima pendiente; los planos de estratificación han actuado también como superficies de deslizamiento y presentan un típico rayado. Alrededor de estas superficies existen pequeñas brechas tectónicas, cuyos elementos están soldados por calcita cristalizada.

En la vertiente septentrional de esta cota aparece en el contacto con el Paleozoico una lámina de areniscas y arcillas rojas fuertemente trituradas. (Fig. 27, V.)

En la cumbre de la cota 340 las capas buzan N. 20-36°, y afloran los niveles estratigráfica y topográficamente más altos que pueden observarse en esta zona; están constituídos por dolomías con nódulos de sílex.

PUIG DEL MOLI.—Este pequeño cerro, de unos 2 Dm.², permite observar una vez más el contacto Trías-Paleozoico. Las calizas triásicas buzan, en la vertiente septentrional, S. 20° W. 39°, y en la meridional se colocan subhorizontales. El contacto es completamente horizontal y claramente mecánico, porque corta en bisel a los estratos calizos. En la ladera sur del cerro existe en el contacto una lámina de arcilla roja muy triturada que interpretamos como Buntsandstein. (Fig. 27, VI.)

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA.

Como ha podido comprobarse en las descripciones locales no hay en esta zona ningún corte que permita obtener una serie estratigráfica detallada y completa de los materiales triásicos.

Sin embargo, dada la especial posición de esta zona, enlace entre las sierras de Llavería y Prades, y la existencia de un importante yacimiento paleontológico, creemos interesante establecer una serie a base de los datos que poseemos, a pesar de que hay algunos niveles cuya potencia nos es desconocida, y otros, como sucede en el Buntsandstein, que presentan indudables señales de laminación.

La serie descrita corresponde a la observada en la ladera meridional del Puig del Mitg, completada en su parte inferior con las observaciones realizadas en el Puig Gran.

TECHO. No existe.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

4 m.—Calizas margosas amarillentas en lajas finas con *Daonella lommelli* Viss., y *Trachiceras* sp.

4 m.—Dolomía gris compacta.

15 m.—Calizas grises bien estratificadas algo margosas. Tienen intercalados varios niveles de fucoides.

7 m.—Dolomías negruzcas compactascon algunas manchas rojizas bien estratificadas.

MUSCHELKALK MEDIO

2 m.—Margas rojizas.

8 m.—Margas blanquecinas rosáceas con algunas intercalaciones calcáreas.

12 m.—Arcillas rojas con intercalaciones de yeso en la parte superior y de margas amarillentas en la base.

3 m.—Marga gris blanquecina.

2 m.—Arcilla margosa roja finamente estratificada.

3 m.—Margas amarillentas compactas, con intercalaciones de arcilla roja.

MUSCHELKALK INFERIOR

15 m.—Dolomías negras compactas bien estratificadas con nódulos de sílex xiloide.

20 m. Calizas dolomíticas grises compactas con pequeños huecos

de disolución en la parte superior; en la base contienen gasterópodos; algunos niveles de brechas intercalados.
20 m. –Calizas dolomíticas grises brechoides, con algunos niveles margosos intercalados y manchas rojizas.
? m. –Calizas con fucoides.
? m.—Dolomías grises con manchas rojizas.

BUNTSANDSTEIN

5 m.—Arcilla roja irisada.
20 m. –Arenisca roja compacta.
0,5 m. –Arenisca blanquecina.
15 m. –Conglomerado formado por elementos de cuarzo y cuarcita poco compacto. Intercalaciones de areniscas rojas y amarillentas más abundantes en la parte alta.
YACENTE.—Pizarras carboníferas.

7. La sierra de Miramar

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Esta región, a la que los geólogos que iniciaron el estudio de la geología catalana dedicaron muy poca atención, ha sido en estos últimos años objeto de un detenido estudio por parte de Julivert (1954, 1955), el cual ha desentrañado su compleja estructura y publicado una detallada cartografía de la misma. Este hecho nos exime el dedicarle una especial atención.

Las primeras referencias que poseemos sobre la estratigrafía de esta zona proceden de los trabajos de Gombau (1877). En realidad, ya anteriormente (1856) Vecián se había referido a la existencia de un Keuper con yesos en el «col pour aller a Vals», nombre con el que seguramente se refiere al coll de Cabra. Gombau (1877) se limita a indicar que existen «abundantes aflorescencias de sal entre las margas irisadas, arcillas rojas, calizas sabulosas y yesos».

Mallada (1890, 1895) no es mucho más extenso en sus indicaciones. Sin embargo, esboza la estratigrafía de los materiales. En un corte geológico (1890, pág. 62, fig. 1) trazado al norte de Pla de Cabra, indica la constitución del Buntsandstein y parte inferior del Muschelkalk.

Schriel (1928) al describir los materiales triásicos no se refiere a la sierra de Miramar, pero dibuja un corte transversal de la misma (lám. II); en él puede observarse que atribuye los niveles margosos del Muschelkalk medio al Keuper y la serie caliza superior (Muschelkalk superior) a las «carniolas». Ashauer y Teichmüller (1935) al estudiar esta región se refieren exclusivamente a los materiales paleozoicos.

Llopis (1947) en su completo estudio sobre las Cadenas Costeras catalanas indica las líneas principales de su estructura y traza una serie de perfiles transversales de la misma.

Sin embargo, hasta la publicación de los trabajos de Julivert (1952, 1954), a que ya nos hemos referido, no se señala la presencia de una intercalación continental en la parte media del Muschelkalk, ya que en las anteriores publicaciones la existencia de margas rojas e irisadas entre las calizas del Muschelkalk se interpretaba como una repetición tectónica. Sin embargo, la finalidad de los trabajos de Julivert es principalmente el estudio del Paleozoico y y de la estructura tectónica, por lo que las referencias estratigráficas son escasas.

Así pues, la estratigrafía de detalle de esta zona no había sido aún descrita.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La sierra de Miramar consiste en líneas generales en un anticlinorio tumbado hacia el SW., formado por un núcleo paleozoico y una cobertera triásica. El flanco sur del pliego ha sido cortado y hundido por una falla, lo que permite ver a todo lo largo de la sierra la sucesión estratigráfica del Trías. El contacto con el campo de Tarragona se realiza mediante un complejo sistema de fracturas. El contacto con la depresión del Ebro es muy variado; en el extremo oriental de la sierra (zona de Fonscaldetes) el Triásico se hunde normalmente bajo el Eoceno, pero hacia el sur la

estructura se complica, y a partir de Cabra del Camp y hasta Picamoixóns el Triásico cabalga fuertemente el Eoceno.

A pesar de la sencillez de los trazos generales, el caparazón triásico presenta una compleja estructura interna que como acertadamente indica Julivert «sufre una progresiva complicación tectónica de NE. a SW.» (1955, p. 106). La parte oriental puede considerarse en cierta manera como una continuación del bloque del Gayá y predomina en ella la tectónica de fractura que hacia el SW. es substituída por una tectónica de escamas vergentes al sur (Julivert, 1955, p. 106). A partir de Cabra del Camp, la estructura se hace cada vez más apretada y aparecen vergencias al SE. y E. (Fig. 28.)

Esta disposición de los materiales, poco favorable para un análisis estratigráfico, viene además complicada por la existencia de una serie de bloques deslizados. Toda la ladera sudoriental de la sierra está recubierta de megabrechas, cuya presencia ha sido ya señalada por Llopis (1947) y Julivert (1952 y 1954). Este resbalamiento, que ha sido favorecido por la intensa tectonización y la existencia de los niveles plásticos del Triásico, se produjo seguramente a finales del Mioceno, ya que no se ha realizado en función del relieve actual, y algunos bloques aparecen empotrados en los materiales neógenos. Probablemente bajo los sedimentos del campo de Tarragona existen muchos otros bloques. Estas formaciones no son en realidad más que la continuación oriental de las que observamos al pie de la sierra de Prades, junto a Castellvell.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

L'Estret de la Riba.—El río Francolí corta la banda de materiales triásicos que separan el campo de Tarragona de la cuenca de Barberá en una profunda hoz, que recibe el nombre de Estret de la Riba. Este es el corte más occidental que puede obtenerse de la sierra de Miramar. Los materiales triásicos están dispuestos formando pliegues imbricados, vergentes al NW. Para una descripción deta-

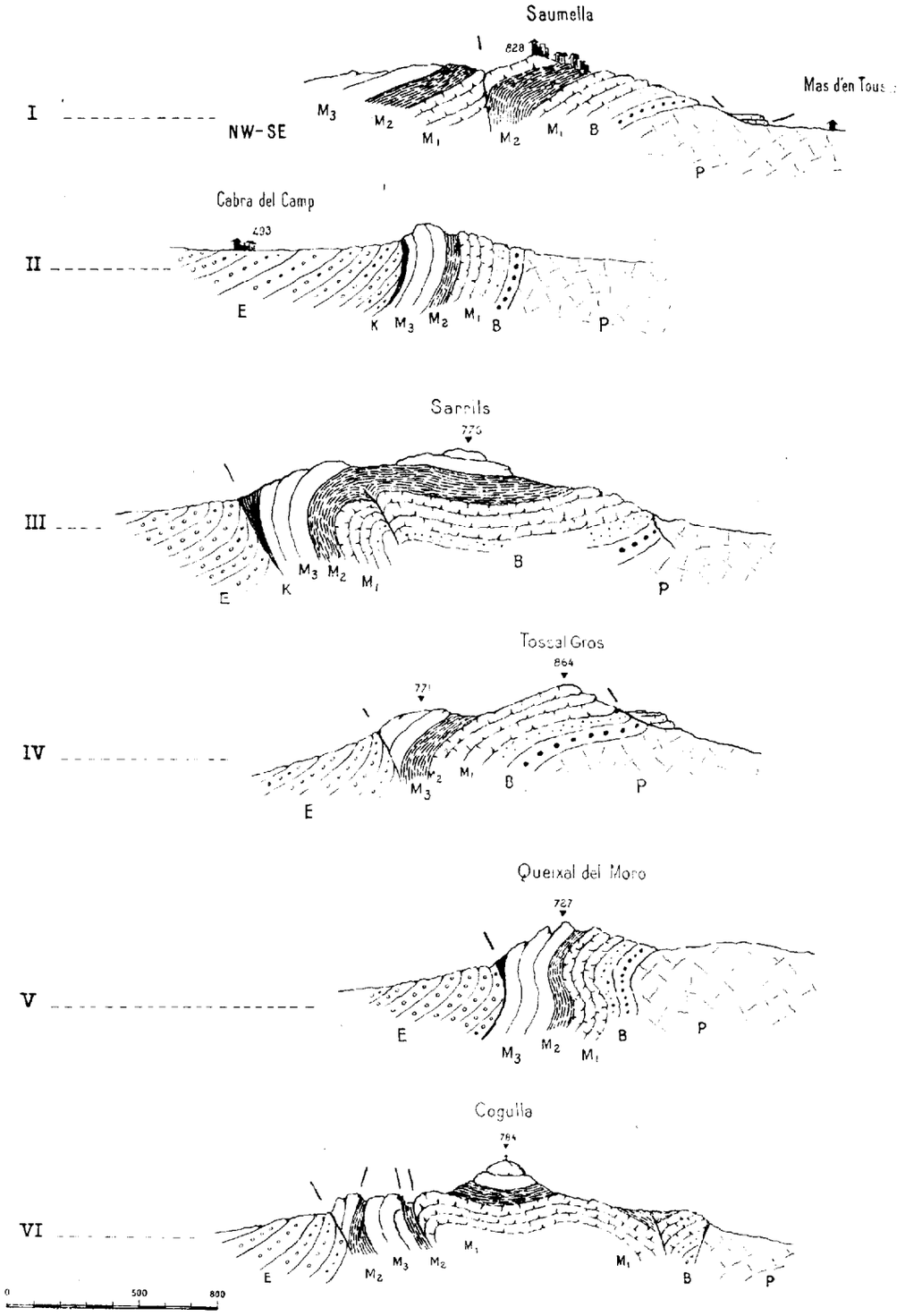


Fig. 28.– Sierra de Miramar. Cortes seriados de norte a sur.

llada de la estructura de los mismos remitimos al citado trabajo de Julivert (1954, 1955). Nos limitaremos a indicar la sucesión estratigráfica observada.

TECHO.—No existe.
20 m. —Calizas con grandes nódulos silíceos alternantes con capas margosas.
8 m. Calizas dolomíticas con nódulos silíceos.
5 m.—Margas amarillentas.
5 m. —Dolomías y calizas dolomíticas.
50 m.—Calizas en lajas con fucoides, alternando con margas verdosas y amarillentas.
20 m. Margas rojas con yesos.
7 m.—Calizas y calizas margosas alternantes en capas de 20 cm.
5 m. —Calizas.
7 m. —Calizas en lajas delgadas.
10 m.—Calizas con nódulos silíceos.
0,5 m.—Calizas margosas.
10 m. Caliza blanca
10 m.— Caliza y caliza dolomítica.
5 m. —Margas rojas y abigarradas.
5 m.—Margas rojas y areniscas interestratificadas.
10 m.—Arenisca con mica.
30 m. Pudinga cuarzosa
YACENTE.—Paleozoico.

LA COGULLA DE MIRAMAR.—Un corte trazado por la Cogulla de Miramar corta esta sierra en uno de los puntos de tectónica más compleja y no muy favorable para un análisis estratigráfico. (Fig. 28, VI.)

El Paleozoico está en contacto con las calizas del Muschelkalk inferior, de tal manera que es imposible observar el Buntsandstein y los niveles basales del Muschelkalk.

En el núcleo de una serie de pliegues imbricados se han conservado los niveles margosos del Muschelkalk medio, y en el de un sinclinal mucho más amplio incluso la parte basal del Muschelkalk superior que constituye la cima de la Cogulla. El Muschelkalk superior aparece también en el contacto con el Eoceno de la cuenca de Barberá, pero está completamente triturado.

La sucesión observada es la siguiente:

TECHO. No existe.
25 m. —Dolomías gris negruzcas que constituyen la cima de la Cogulla, Muschelkalk superior.
30 m.—Arcillas rojas e irisadas; en la parte basal contienen un lentejón de 5 m. de areniscas rojas.
4 m. —Carniolas.
12 m.—Calizas arcillosas muy blancas.
15 m.—Dolomías duras y compactas.
3 m.—Calizas con fucoides.
YACENTE.—No visible.

COLL DE CABRA.—El torrente de la Fonollosa corta perpendicularmente a la sierra de Miramar en un punto en que su estructura es particularmente sencilla y permite observar fácilmente la sucesión estratigráfica de los materiales

El corte de la carretera que puede observarse en la figura adjunta corresponde al flanco invertido del anticlinal de Miramar; la inversión es aquí muy poca, y por tanto el conjunto aparece como un paquete de estratos subverticales y ligeramente invertidos (75-80°), que alcanzan desde el Buntsandstein, en contacto casi normal con el Paleozoico, hasta los niveles basales del Keuper que cabalgan ligeramente el Eoceno de Cabra del Camp. (Fig. 29, I.)

El contacto Trías-Paleozoico no es complemente normal. Hay una serie de fenómenos de mecanización poco importante, pero suficientes para disminuir extraordinariamente la potencia aparente del Trías inferior. Los niveles margosos del Muschelkalk medio están también ligeramente laminados a causa de la inversión. Quizá por esta misma razón no aparecen en esta zona los niveles de yeso que generalmente existen en este nivel.

La sucesión observada es la siguiente:

TECHO.—Eoceno en contacto mecánico.
15 m.—Arcillas grises e irisadas del Keuper.
12 m.—Calizas blancas frágiles en lajas delgadas.
25 m.—Dolomías grises, duras y compactas.
5 m.—Calizas grises y arcillosas.
10 m.—Calizas gris-negruzcas duras con fucoides.

16 m. – Dolomías grises con algunos lechos rosados en la parte inferior.
5 m. – Calizas arcillosas amarillentas.
1,5 m. – Carniolas.
20 m. – Arcillitas y margas rojas y azules en capas alternantes; el conjunto está bastante replegado y no puede observarse una sucesión clara.
10 m. – Calizas frágiles, arcillosas y blanquecinas.
30 m. – Dolomías grises compactas.
12 m. – Calizas con fucoides y calizas arcillosas.
15 m. – Calizas rojizas y brechoides y algo cavernosas. En la base pasan a carniolas.
6 m. – Margas muy arcillosas, rojas y verdes.
1,5 m. – Areniscas y arcillas rojas alternantes.
1 m. – Areniscas con algunos cantos de cuarzo.
5 m. – Margas rojas.
2 m. – Areniscas groseras de cemento rojizo.
10 m. – Areniscas rojas con algunos cantos de cuarzo y cuarcita.
0,5 m. – Margas rojas y arenosas.
1,5 m. – Areniscas rojas.
1 m. – Conglomerado.
4 m. – Areniscas rojas.
20 m. – Conglomerado constituído por cantos de cuarzo y cuarcita bien rodados (10 cm.) y con escaso cemento.
7 m. – Areniscas rojas compactas.

YACENTE. – Paleozoico.

SAUMELLA. – Saumella está situado en el extremo oriental de la sierra de Miramar, en el enlace de la misma con el bloque de Gayá. En esta zona el anticlinorio está completo, aunque cortado por numerosas fallas. (Fig. 28, I.)

El corte se inicia en el Km. 7,5 de la carretera de Saumella, donde el Trías inferior aparece descansando sobre el Paleozoico con un buzamiento de 20° SW. El contacto está sin embargo mecanizado y el Buntsandstein bastante laminado.

Los materiales del Buntsandstein forman un abrupto cantil; concordante sobre ellos descansa el Muschelkalk inferior y, finalmente, los materiales margosos del Muschelkalk medio, que forman un amplio rellano, sobre el cual se halla situado el pueblo de Saumella. Junto al mismo aparecen sobre este tramo rojo arcilloso los niveles do-

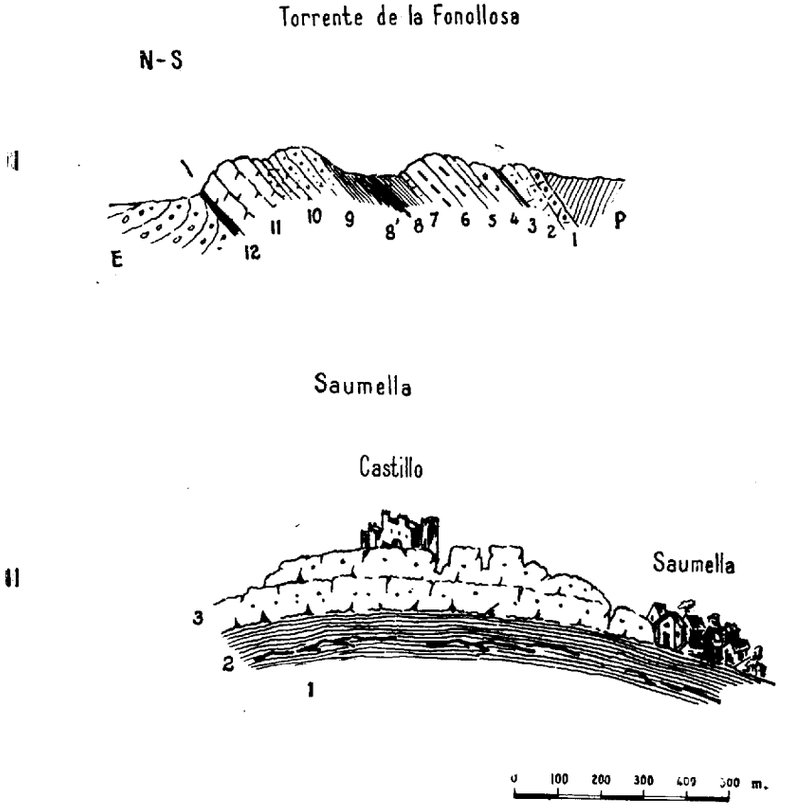


Fig. 29. – Sierra de Miramar. Cortes parciales.

I. La serie de los materiales triásicos en el torrente de la Fonollosa (Coll de Cabra).

E. – *Eoceno.*
12. – *Keuper. Arcillas irisadas.*
11. – *Muschelkalk superior. Dolomías grises y compactas.*
10. – — — *Calizas grises y arcillosas.*
9. – — — *Dolomías grises.*
8. – *Muschelkalk medio. Arcillas y margas rojas e irisadas.*
8'. – — — *Yeso-anhidrita.*
7. – *Muschelkalk inferior. Calizas arcillosas.*
6. – — — *Dolomías compactas.*
5. – — — *Calizas arcillosas con fucoides.*
4. – — — *Calizas rojizas y brechoides.*
3. – *Buntsandstein. Margas irisadas.*
2. – — *Areniscas rojas.*
1. – — *Conglomerados.*
P. – *Paleozoico.*

II. Contacto Muschelkalk medio-Muschelkalk superior en Saumella.

3. – *Dolomías compactas con nódulos de sílex. Musch. superior.*
2. – *Vetas de yeso.*
1. – *Arcillas rojas e irisadas. Musch. medio.*

lomíticos del Muschelkalk superior, constituyendo el cerro del castillo de Saumella. La sucesión estratigráfica que puede observarse desde este castillo hasta el pie de la carretera, ya en pleno Paleozoico, es la siguiente (fig. 29, II):

TECHO.—Dolomías grises del Muschelkalk superior con sílex; forman el cerro del Castillo de Saumella. Potencia visible 15 metros.
30 m.—Arcillitas y margas rojas e irisadas con finos lentejones de yeso (1 m. en total) y arenisca roja. En la parte superior e inferior pasan a margas blanquecinas y amarillentas.
5 m.—Carniolas rojonegruzcas.
2 m.—Calizas puras tableteadas.
18 m.—Calizas arcilosas blancas, pulverulentas y muy frágiles.
20 m.—Calizas dolomíticas duras y compactas.
4 m.—Calizas con fucoides.
6 m.—Dolomías grises y rojizas.
12 m.—Margas irisadas.
6 m.—Areniscas amarillentas.
5 m.—Arcillitas rosadas.
9 m.—Areniscas blancas silíceas.
11 m.—Conglomerado cuarzoso con muy poco cemento. Elementos de 2 a 9 cm. de diámetro.
7 m.—Areniscas rojas.
3,5 m. Conglomerado cuarzoso muy fino.
5,5 m.—Areniscas rojas.
11 m.—Conglomerado cuarzoso rojo constituído por elementos de 2 a 15 cm.
3 m.—Areniscas rojas arcillosas.
YACENTE.—Paleozoico bastante triturado e intensamente teñido de rojo.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

En líneas generales esta serie corresponde a la observada en la zona de Coll de Cabra, completada con las observaciones realizadas en la zona de Saumella. En toda la serie no existe ni un solo nivel fosilífero; sin embargo, es fácil datar los distintos niveles por comparación con la sierra de Prades.

TECHO.—Eoceno discordante.

KEUPER

? 20 m.—Arcillas grises, amarillentas e irisadas.

MUSCHELKALK SUPERIOR

12 m.—Calizas blancas y frágiles en lajas delgadas.
25 m.—Dolomías grises duras y compactas, contienen algunos nódulos silíceos.
30 m.—Calizas arcillosas en lajas con un nivel de fucoides en la parte central.
15 m.—Dolomías grises con nódulos silíceos.
5 m.—Calizas muy arcillosas que pasan a carniolas en la parte basal.

MUSCHELKALK MEDIO

4 m.—Arcillas grises e irisadas.
? 15 m.—Arcillas rojas e irisadas con niveles de yeso y anhidrita intercaladas (hasta 6 m. de potencia).
? 20 m.—Arcillitas y margas rojas muy arenosas que a veces pasan a verdaderas areniscas.

MUSCHELKALK INFERIOR

4 m.—Carniolas rojas y negruzcas.
15 m.—Calizas arcillosas blancas y tableteadas.
5 m.—Calizas grises puras.
30 m.—Calizas dolomíticas en bancos potentes.
12 m.—Calizas arcillosas y niveles de calizas con fucoides.
15 m.—Calizas rojizas y brechoides que en la base pasan a carniolas.

BUNTSANDSTEIN

15 m.—Margas y arcillas rojas alternando con niveles verdosos, más abundantes en la parte superior.
10 m.—Areniscas rojas y arcillas del mismo color en capas alternantes.
20 m.—Areniscas rojas muy micáceas con algunos lechos de conglomerados.
25 m.—Conglomerados constituídos de elementos de cuarzo y cuarcita con cemento arenoso.
7 m.—Areniscas rojas.

YACENTE.—Paleozoico.

8. Bloque del Gayá

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Esta región ha sido amplia y detalladamente descrita en la memoria explicativa de la correspondiente hoja del mapa geológico a 1 : 50.000 (Instituto Geológico, 1956). Las conclusiones que en la misma se exponen coinciden por completo con nuestras observaciones; no consideramos por tanto necesario describir detalladamente esta zona ni cartografiarla. Nos limitaremos a dar una breve referencia bibliográfica sobre la misma y algunos cortes típicos que nos permitirá obtener una serie estratigráfica de conjunto, necesaria para el estudio del desarrollo de la cuenca triásica catalana.

Las referencias más antiguas corresponden a los trabajos de Vezian (1855), que indica la existencia de «calizas dolomíticas del Trías» en Querol y de «calizas magnesianas descansando sobre areniscas rojas arcillosas triásicas» en Selma. Gombau (1877) es también extraordinariamente impreciso; sin embargo, realiza un intento de establecer una sucesión cronológica de los materiales, que queda resumida en el siguiente párrafo: «Las margas irisadas y los yesos ocupan una extensión considerable, descansando sobre calizas de poco espesor en capas delgadas, que a su vez lo hacen en gredas o arcillas sabulosas muy características»: «en la base asoma el grupo inferior del período» (p. 225). La sucesión de los diferentes niveles está perfectamente interpretada; el único error estriba en que los niveles más bajos no corresponden al Buntsandstein, sino al Muschelkalk medio, ya que por debajo de ellos aflora otra serie caliza. Este error cometido por Gombau se ha venido repitiendo en la literatura geológica hasta muy recientemente.

El trabajo de Mallada (1890) aporta pocos datos al conocimiento de esta zona y no proporciona una serie de conjunto.

En la memoria explicativa de la hoja de Valls (Instituto Geológico, 1935) se estudió el afloramiento triásico del Montmell, que en realidad enlaza con el Montagut, pero se trata de una zona muy tectonizada y por tanto no favorable para el estudio estratigráfico. Llopis, en su estudio de conjunto de los Catalánides (1947), se refiere también a esta región y estudia sus principales rasgos estructurales. En la parte estratigráfica describe la sucesión de materiales triásicos que puede observarse en la ladera de Montagut, corte que en líneas generales coincide con el descrito por nosotros.

Ríos y Almela dedican a esta zona tres publicaciones distintas (Almela y Ríos, 1953 y 1954, y Ríos y Almela, 1954). En las dos primeras, de carácter muy general, reconocen por primera vez en esta región la existencia de una intercalación roja arcillosa en el Muschelkalk medio. Indican que «el Muschelkalk está integrado por unas series potentes de calizas y dolomías, que en la región de La Llacuna-Mediona y Cabra del Campo se descompone en dos niveles calizos de 100 a 150 m. de potencia, separados por un nivel rojo algo más débil, compuesto de areniscas rojas hacia la base y margas rojas con yesos blancos o grises en la parte alta, que tan pronto recuerda el Buntsandstein como el Keuper» (pp. 6-7). En el trabajo más reciente (Ríos y Almela, 1954), dedicado especialmente al estudio del Triásico, establecen por primera vez una serie estratigráfica completa de esta zona, que consta de los siguientes niveles: «1, areniscas y conglomerados del Buntsandstein; 2, nivel inferior calizo; 3, nivel rojo intermedio, areniscas y margas rojas con yesos; 4, caliza dolomítica; 5, calizas margosas en lajas; 6, Keuper de margas rojas y verdes con yeso, coronadas por carniolas donde la erosión los ha respetado; 7, caliza eocena con Alveolinas, a veces muy escasas» (pie figura, p. 570).

En un reciente trabajo en colaboración con el Dr. Solé y M. Julivert (Solé, Virgili y Julivert, 1956) nos referíamos

también a la estructura y estratigrafía del Triásico de esta región y describíamos algunos cortes estratigráficos, a los que nos referiremos en el próximo capítulo.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

El bloque del Gayá constituye un robusto espolón que arranca de la Cordillera Prelitoral en dirección SW., hacia el mar, y separa en el interior de la depresión prelitoral la zona correspondiente al campo de Tarragona del sector que corresponde a la comarca del Penedés, ambas colmatadas por sedimentos miocénicos. Este espolón está formado por un conjunto de pliegues alineados en dirección NE.-SW., constituídos por Trías, Eoceno y Cretáceo. El nivel más bajo que aflora en los anticlinales corresponde a las calizas del Muschelkalk inferior, de forma pues, que, a los efectos estratigráficos, este sector únicamente permite conocer la parte media y superior del Trías; pero a causa de su relativa sencillez se presta bien para conocer la estratigrafía de los niveles triásicos superiores, en especial los del Keuper en su contacto concordante con el Eoceno.

El corte mejor lo ofrece el valle del Gayá. Aquí la erosión fluvial ha abierto un profundo cañón que corta las capas suavemente abombadas que van desde el Muschelkalk inferior al Eoceno. El eje de este abombamiento, dirigido del NE. a S., culmina en la montaña del Montagut, coronada por un testigo de calizas eocenas a 952 m. de altura. Las calizas del Muschelkalk inferior afloran en el fondo del valle, pero no son visibles en todo su espesor. En esta zona se han centrado, pues, principalmente nuestros estudios. (Fig. 30.)

La parte meridional del afloramiento (zona de Las Pobles-Celma), aunque de estructura análoga, presenta un aspecto muy diferente. El macizo ha sido intensamente erosionado, aflora únicamente el Triásico medio y la dirección NE.-SW. se manifiesta en una serie de estrechas bandas alternantes de Muschelkalk medio y superior, alineadas en la citada dirección. No es por tanto posible en este sector observar la estratigrafía de los materiales.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Las Pobles-Albá —Un itinerario realizado en esta zona permite observar la estratigrafía del Muschelkalk medio y superior y el detalle de la estructura de estos materiales. En conjunto las capas forman una serie de repliegues poco profundos, isoclinales o ligeramente imbricados y vergentes al NNW.

El Pic Albá está constituído por un núcleo sinclinal de calizas y dolomías del Muschelkalk superior. Un camino que desde la cima del Albá se dirige hacia Can Cortada permite cortar el flanco meridional del mismo, que está ligeramente cabalgado por las margas rojas y amarillentas del Muschelkalk medio que afloran en el núcleo del anticlinal. El relieve está invertido y el núcleo anticlinal aparece cortado por un pequeño valle. Otro sinclinal que viene a continuación permite aflorar de nuevo las calizas y dolomías del Muschelkalk superior. Si a partir de Can Cortada nos dirigimos hacia el sur, sigue observándose la misma estructura. El anticlinal más marcado es el que se extiende desde la masía de Coll Roig al Mas de Llena. En el núcleo del mismo afloran por debajo de las margas rojas y amarillentas las areniscas rojas que constituyen la parte central del Muschelkalk medio. (Fig. 30.)

Para la correcta interpretación de los cortes hay que tener en cuenta que los flancos meridionales de todos los anticlinales están laminados.

Techo.—No visible.
Más de 3 m.—Calizas negruzcas y dolomíticas y compactas con fucoides.
15 m. -Dolomías con nódulos de sílex.
18 m.—Calizas gris rojizas y dolomías negruzcas alternantes. Toda la masa es algo brechoide y está atravesada por vetas de calcita
5 m.—Calizas arcillosas amarillentas con intercalaciones de niveles de margas.

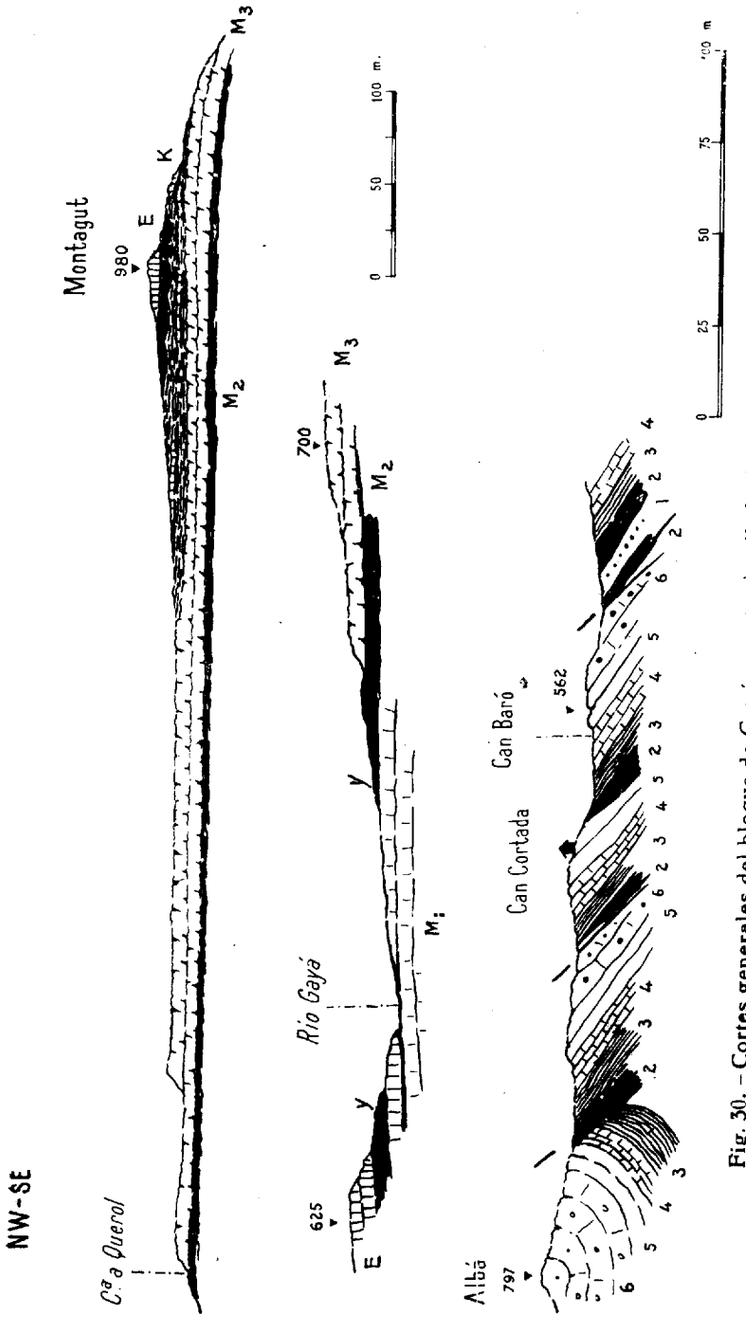


Fig. 30. - Cortes generales del bloque de Gayá y corte detallado del sector Albá-Can Cortada.
Corte detallado del sector Albá-Can Cortada: 6. Dolomías compactas con nódulos de sílex. Musch. superior. - 5. Calizas grises y rojizas algo brechoides. - 4. Calizas arcillosas amarillentas con niveles de fucoides; en la base existe un nivel de carniolas. 3. Margas amarillentas e irisadas. Musch. medio. - 2. Margas rojas. - 1. Areniscas rojas.

4 m. –Calizas con fucoides. Color gris amarillento, arcillosas y en capas delgadas.
5 m. Dolomías negras y rojizas. Cavernosas y brechoides; intercalaciones de carniolas.
6 m. – Margas amarillas e irisadas.
8 m. –Margas rojas.
Más de 6 m. —Areniscas rojas.
YACENTE.—No visible.

Como puede comprobarse comparando esta serie estratigráfica con la de otros sectores menos tectonizados, las potencias son aquí menores, sin duda alguna por efecto de la intensa compresión.

CAN CANONGO-LES POBLES.—Can Canongo está situado en la ladera norte de una loma, constituída por un núcleo sinclinal de calizas y dolomías del Muschelkalk superior. Al norte de la casa cruza un afluente del barranco de Mas Barret. Se trata también de un valle anticlinal encajado en los materiales rojos del Muschelkalk medio. Aquí la excavación es más profunda que en la zona de Can Cortada y es posible observar niveles inferiores.

Por tanto, un corte trazado desde la cima de la cota 562, al sur de Can Canongo, hasta el fondo del barranco, permite observar la siguiente sucesión.

TECHO.—No visible.
10 m. —Calizas dolomíticas grises compactas con pequeñas vetas de calcita cristalizada blanca.
8 m. —Dolomías grises con grandes nódulos silíceos.
2 m. —Dolomía gris brechoide.
15 m. —Dolomías grises compactas con pequeños nódulos de sílex.
7 m. —Dolomías negruzcas brechoides con intercalaciones rojizas; en la base pasan a carniolas.
6 m. —Caliza gris brechoide.
2,5 m. —Calizas blancas y pulverulentas, con intercalaciones margosas.
4 m. —Dolomías negruzcas macizas y ásperas.
6 m. —Calizas brechoides y dolomíticas, grises, negruzcas y rojizas.
5 m. —Margas irisadas y amarillentas.
6 m. —Arcillitas rojas con filoncillos de yeso secundario.
4 m. - Arcillitas, margas y areniscas rojas.

1 m.—Areniscas rojas.
0,8 m.—Margas rojas.
5 m.—Areniscas rojas compactas.
2 m.—Arenisca roja arcillosa.
1 m.—Arenisca roja compacta.
3 m.—Arcillitas rojas margosas con intercalaciones arenosas.
1 m.—Arenisca amarillenta y arcillosa.
5 m.—Margas rojas, algo azuladas en la base.
12 m. Yeso compacto blanco y grisáceo en capas alternantes.
Más de 5 m.—Margas rojas.
YACENTE.—No visible.

CARRETERA PONT D'ARMENTERA A QUEROL.—Corta los niveles del Muschelkalk inferior que no aparecen en el sector meridional de la región.

A partir de la falla que forma el límite septentrional del Camp de Tarragona afloran los niveles calizos del Muschelkalk superior, intensamente replegados junto al contacto.

El río Gayá ha hendido profundamente en estos niveles calizos, y por debajo de ellos aparecen los niveles del Muschelkalk medio e inferior, según puede observarse en los cortes adjuntos. (Fig. 30.)

La sucesión observada es:

TECHO.—Dolomías negruzcas del Muschelkalk superior.
8 m.—Margas irisadas del Muschelkalk medio.
15 m.—Arcillitas rojas con filones de yeso.
10 m.—Arenisca roja muy arcillosa.
12 m.—Arenisca roja compacta.
15 m.—Arenisca arcillosa roja y amarillenta.
9 m.—Margas rojas.
3 m.—Margas azules.
10 m.—Yeso compacto gris y blanquecino.
0,5-1,5 m.—Margas azuladas.
12 m.—Yeso compacto gris y blanquecino.
3 m.—Margas azules e irisadas.
6 m.—Margas rojas e irisadas.
3 m.—Calizas margosas y carniolas del Muschelkalk inferior.
Más de 40 m.—Dolomías grises compactas.
YACENTE.—No visible.

QUEROL-MONTAGUT.—El macizo de Montagut está constituído por un sinclinal muy suave de materiales triásicos, que conserva en su eje, que coincide con la cima, un pequeño testimonio de Eoceno.

La ascensión desde Querol permite estudiar la sucesión del Triásico a partir del Muschelkalk medio, sobre el cual se halla emplazado el pueblo, hasta el Eoceno de la cima.

La sucesión observada es la que se ha descrito como serie tipo.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

Corresponde al corte obtenido ascendiendo desde el valle del rio Gayá, junto a Querol, hasta la cima de Montagut.

TECHO.—Margas arenosas de color rojo ladrillo con alguna veta de yeso. Nivel poco constante y de espesor muy variable, desde 2 ó 3 m. hasta 50 m. Como ya hemos indicado (Solé, Virgili, Julivert, 1956), es difícil decir si todavía pertenece al Keuper o corresponden ya al Eoceno, pero teniendo en cuenta que en ningún lugar donde el Trías aparece completo existe este nivel, y que además su color y carácter detrítico no se presentan nunca en el Keuper de los Catalánides, lo atribuímos al Paleoceno, considerándolo análogo a los niveles detríticos del mismo color que en otras zonas próximas (Capellades, etc.) se intercalan en las calizas de *alveolinas*.

En esta región este nivel viene inmediatamente debajo de unos niveles de calizas con alveolinas que forman la cima de Montagut.

KEUPER

35 m.—Margas irisadas, amarillentas y blanquecinas con algunos niveles de yeso. En la parte superior existen bancos de carniolas discontinuas. En el contacto con los niveles superiores existe una discordancia de erosión poco visible. En la base, niveles calizos cada vez más potentes y abundantes hasta pasar insensiblemente al nivel inmediatamente inferior.

40 m.—Fina alternancia de calizas arcillosas amarillentas y margas blanquecinas.

MUSCHELKALK SUPERIOR

25 m. –Calizas azuladas algo margosas pero compactas, contienen algunos niveles intercalados de calizas rosadas. El tránsito a los niveles superiores es casi insensible. Estas capas contienen restos de fósiles indeterminables específicamente pero que seguramente representan la fauna de Mas Fonoll de Pontóns (límite superior de Muschelkalk).
12 m.–Caliza dolomítica muy compacta formando un solo estrato.
8 m.–Calizas grises cavernosas con pátina negra.
11 m.–Caliza rosada con pequeños cristales de calcita.
2 m.–Margas blancas muy calcáreas que forman un pequeño rellano estructural sobre el cual se ha instalado el pueblo de Querol.
15 m.–Dolomías grises cavernosas con grandes nódulos de sílex en la parte superior.
6 m.–Calizas con fucoides negros y duros.
15 m.–Dolomías con pequeños nódulos de sílex.
18 m.–Calizas gris rojizas y dolomías negruzcas alternantes. Toda la masa es algo brechoide y está atravesada por vetas de calcita.
5 m.–Calizas arcillosas amarillentas con intercalaciones de niveles de margas.
4 m.–Calizas con fucoides. Color gris amarillento, arcillosas y en capas delgadas.
5 m.–Dolomías negras y rojizas. Cavernosas y brechoides, intercalaciones de carniolas.

MUSCHELKALK MEDIO

6 m. –Margas amarillas e irisadas.
15 m.–Arcillas rojas con filones de yeso.
10 m.–Arenisca roja muy arcillosa.
12 m. –Arenisca roja compacta.
15 m.–Arenisca arcillosa roja y amarillenta.
11 m.–Margas rojas, azuladas en la base.
10 m.–Yeso compacto gris y blanquecino.
0,5 - 1,5 m. –Margas azuladas.
12 m.–Yeso compacto gris y blanquecino.
10 m.–Margas rojas e irisadas, más azuladas en la parte superior.

MUSCHELKALK INFERIOR

3 m. - Calizas margosas y carniolas.
Más de 20.–Dolomías grises compactas.

YACENTE.–No visible.

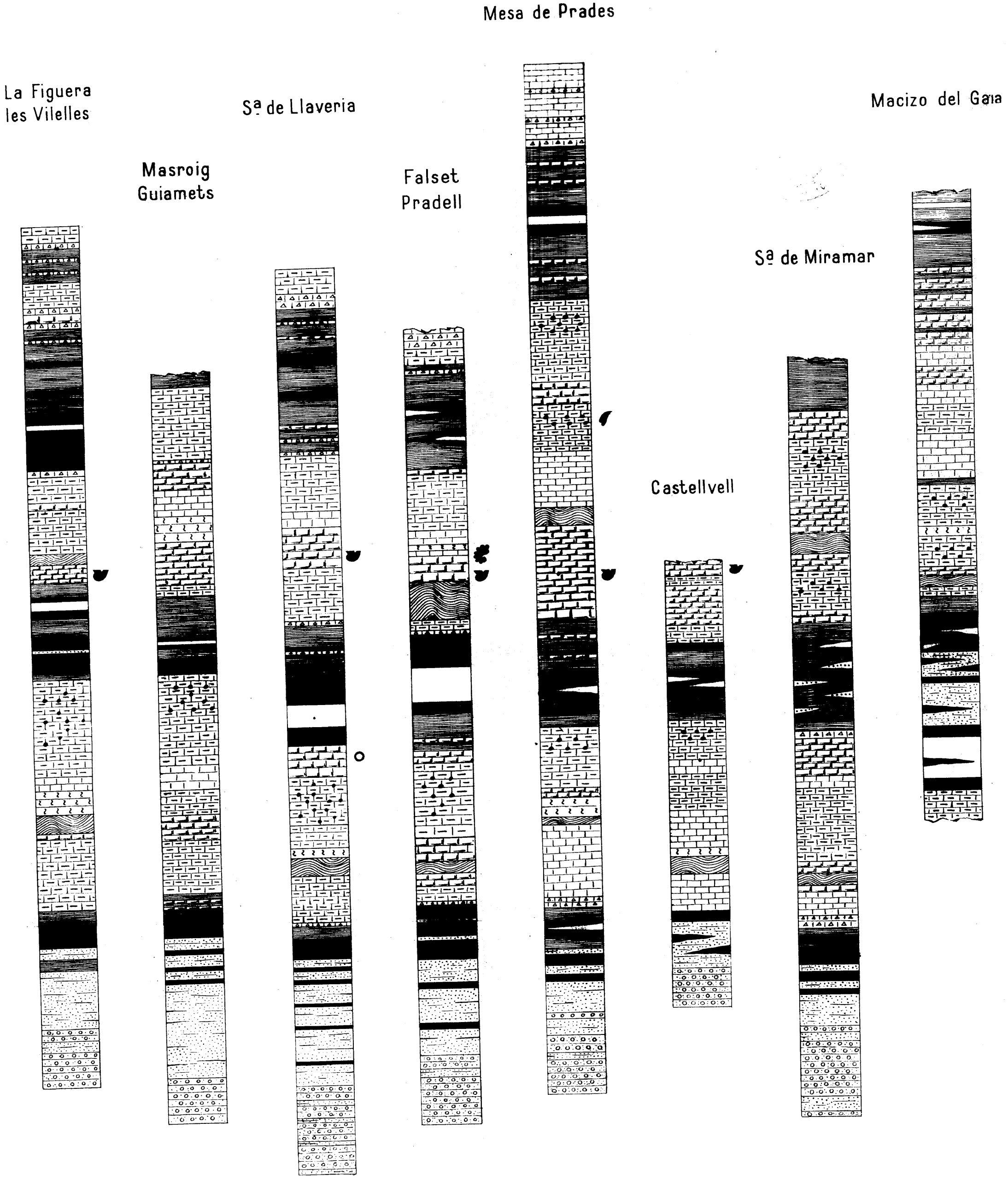


Fig. 31.—Series estratigráficas generales del sector central.

9. Conclusiones estratigráficas parciales

De manera análoga a lo realizado al estudiar el sector septentrional consideramos conveniente resumir brevemente las características esenciales del desarrollo estratigráfico del Trías en el sector central de los Catalánides.

TECHO

Dolomías liásicas concordantes en la parte central y meridional de la región, y Eoceno discordante en el sector septentrional.

KEUPER SUPERIOR

Calizas dolomíticas compactas y bien estratificadas con niveles de carniolas en la parte basal, color gris amarillento con vetas rojizas ..... 20 - 40 m.

KEUPER INFERIOR

Margas arcillosas irisadas y amarillentas..... ..... 15 - 25 m.

Arcillas rojas e irisadas con delgadas intercalaciones de yeso (hasta 30 cm.)..... .... 20 - 30 m.

Calizas arcillosas y margas amarillentas y blanquecinas 10 - 40 m.

MUSCHELKALK SUPERIOR

Dolomías compactas y duras. A veces contienen nódulos de sílex, otras geodas de calcita y manchas rosadas. En este nivel se hallan *Chlamys (Velata) inaequistriatus* Gold., *Myophoria goldfussi* Ziet. .. 10 - 34 m.

Calizas y dolomías en lajas delgadas pero duras y cristalizadas; en la parte más alta contienen *Cassianella* y en la parte basal *crinoideos* ..... 5 - 40 m.

Calizas y dolomías arcillosas tableteadas, es el nivel más fosilífero. Como especies más típicas, contiene *Protrachyceras*.

Calizas tableteadas y arcillosas. Algunas veces en la parte superior existen *fucoides*. En la parte central y basal contienen *Monotis (Daonella) lommelli* Viss.

Dolomías compactas, a veces algo brechoides, otras con nódulos de sílex. En la base pasan a carniolas.

MUSCHELKALK MEDIO

Margas grises y azuladas con delgados filones de yeso en la parte basal	5 - 15 m.
Arcillas rojas e irisadas que en el bloque del Gayá (extremo NW. de la región central), contienen lechos de arenisca roja arcillosa	35 - 60 m.
Yesos y anhidrita en gruesos bancos con lechos de arcillas rojas y azules intercalados	10 - 30 m.
Arcillas rojas e irisadas que en algunos puntos (extremo meridional de la región) contienen finos lechos de arenisca roja	10 - 15 m.

MUSCHELKALK INFERIOR

Dolomías blancas en lajas. Es el nivel de *Mycophoria intermedia* Schau, y dasicladaceas	5 - 12 m.
Dolomías grises y compactas con nódulos de sílex	20 - 30 m.
Calizas grises arcillosas y pizarreñas con niveles de fucoides	15 - 35 m.
Dolomías negruzcas con vetas rojizas y arenosas	15 - 25 m.

BUNTSANDSTEIN

Arcillas grises e irisadas, contienen algunos niveles de yeso y de areniscas	5 - 15 m.
Areniscas rojas micáceas, con niveles margosos en la parte superior y de conglomerados en la parte basal	50 - 80 m.
Conglomerados constituídos por elementos de cuarzo y cuarcita, contiene intercalaciones arenosas	10 - 35 m

YACENTE. —Paleozoico.

El hecho más importante que se aprecia al comparar esta serie con la descrita en el capítulo precedente, es la analogía de facies y potencias. Los niveles fosilíferos son exactamente los mismos y ocupan una posición análoga en la columna estratigráfica. La principal característica que la distingue de la región septentrional es que aquí la serie aparece completa. Los niveles basales se apoyan normalmente sobre el Paleozoico y los niveles más altos pasan sin solución de continuidad al Liásico. En realidad este último hecho se da únicamente en algunas zonas, en otras la serie triásica queda cubierta discordantemente por los materiales eocenos.

SECTOR SEPTENTRIONAL

Comprendemos en esta denominación los afloramientos triásicos que se extienden desde la cuenca del río Anoia a la del Tordera, o sea los relieves periféricos de la depresión del Vallés-Penedés.

El más meridional de ellos, que los enlaza tectónica y morfológicamente con el bloque del Gayá, del sector central, es el afloramiento de Pontóns-Mediona. A partir de él y en dirección NE. la banda de materiales triásicos se adelgaza extraordinariamente y se continúa con el estrecho y discontinuo afloramiento que se extiende desde Olesa de Montserrat a San Feliu de Codines y que será descrito bajo la denominación de relieves septentrionales del Vallés-Penedés. Sin solución de continuidad este afloramiento pasa al amplio manchón del valle del río Congost, cuyo extremo marca el límite septentrional de los materiales triásicos en las Cordilleras Catalanas.

Paralelamente a esta banda de materiales triásicos que se extienden en la Cordillera Prelitoral, existe otra constituída por la Cordillera Litoral. Este relieve está tectónicamente más elevado y sobre él ha actuado la erosión con mayor intensidad, por tanto la cobertera secundaria ha sido desmantelada en casi toda su extensión. El afloramiento triásico más septentrional aparece junto a Barcelona (zona Badalona-Montgat). Un manchón más extenso se extiende hacia el sur, en la ladera derecha del río Llobregat, que hacia el SE. queda cubierto por el caparazón cretáceo que constituye el macizo de Garraf.

La estructura tectónica de esta zona es muy variada, pero presenta como rasgo común su extremada complejidad. En líneas generales puede decirse que en los materiales que forman parte de la Cordillera Litoral (Badalona-Montgat y macizo de Garraf) predominan las estructuras de fractura, mientras que en los que forman parte de la Cordillera Prelitoral se caracterizan por una estructura de plegamiento. En los afloramientos que en sentido tectónico forman parte de la depresión del Ebro, la estructura es más sencilla en sus líneas generales, pero está alterada o bien por un sistema de fallas (valle del río Congost) o por pliegues de gran radio (sierra de la Llacuna-Pontóns).

Desde un punto de vista estratigráfico esta zona se caracteriza porque en ella la serie triásica raras veces se conserva completa. ya que la erosión preeocena ha actuado intensamente. Esta disección es más intensa en la zona fronteriza con la depresión del Ebro (borde del Penedés y Congost), nivel de base de la erosión eocena; y prácticamente nula en las zonas suficientemente alejadas (Montgat y Garraf) o que forman parte del zócalo de dicha depresión (zona de La Llacuna-Pontóns).

Las dos características enunciadas, estructura muy complicada y serie incompleta, ponen de manifiesto las dificultades que plantea el estudio estratigráfico de este sector y explica cómo a pesar de la cantidad y calidad de los trabajos publicados sobre la misma existen regiones en las cuales la estratigrafía del Triásico era aún desconocida.

1. Pontóns-Mediona

A) REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA.

Las más antiguas referencias sobre el Triásico de esta región las encontramos en el trabajo de Vezian (1856), que cartografía como tal los relieves situados entre Pontóns, La

Llacuna y Sant Quintí de Mediona. Maureta y Thos (1880), en la «Explicación del mapa geológico de la provincia de Barcelona», intenta establecer una serie estratigráfica al describir en el corte de la riera de Pontóns tres tramos: «las calizas metalíferas», «el tramo de las arcillas irisadas» que las recubren y un nivel «más alto de calizas» (p. 269). Las «calizas metalíferas» representan, según este autor, el Muschelkalk, y los niveles superiores el Keuper, cuando en realidad los tres tramos corresponden al Triásico medio. Esta primera e inexacta datación se continúa a través de la literatura geológica, incluso después de haber hallado, en los niveles de calizas superiores (Mas Fonoll de Pontóns), una típica fauna del Muschelkalk.

Mallada (1895), en la descripción del Sistema Triásico del mapa geológico de España, resume las observaciones de Maureta y Thos.

Almera, en 1899 (1899, 1899 bis), es el primero en realizar un especial estudio sobre esta zona. Identifica dos niveles fosilíferos (1899), uno «inferior», en la ermita de Foix, «encierra *Myophoria* cf. *goldfussi* Alb., *M.* cf. *vulgaris* Schlot., *Lingula* cf. *tenuissima* Bronn.» (p. 78). El «superior», junto a Pontóns, corresponde a «las carniolas yesíferas más altas» (p. 78) y contiene «*Cassianellas* (*C.* af. *decussata, C. planidorsata)* de Sant Cassian del Tisor». «Además contienen *Pecten* sp. (muy frecuente), *Modiola* sp., *Natica gregaria* Schlot., *Chemnitzia* sp., etc., fauna probablemente del mismo nivel que la de Sant Cassian» (p. 78).

En el segundo trabajo (1899 bis) describe el corte desde Foix hasta las sierras de La Llacuna e indica la exacta posición de los niveles fosilíferos en la serie. Sin embargo, no indica que entre la ermita de Foix y Pontóns hay un importante accidente, y así, al confundir las repeticiones tectónicas con superposiciones normales, aumenta extraordinariamente la potencia del Keuper.

Al año siguiente publica el mapa geológico de la región tercera de la provincia de Barcelona (Almera, 1900), en el que aparece cartografiada esta región. De acuerdo con

las conclusiones expuestas en el trabajo anterior, queda toda ella incluída en el Keuper, aunque en la breve nota explicativa adjunta al mapa, indica que existe un pequeño afloramiento de Muschelkalk junto a Sant Quintí de Mediona. Señala la falla del borde del Penedés en el tramo comprendido entre Can Pareras y Fontrubí, e interpreta como una falla continuación de la anterior, el contacto entre Muschelkalk y Keuper del valle del río Foix. Esta supuesta falla aparece repetida a través de la literatura geológica hasta las más recientes publicaciones.

Estos dos trabajos de Almera son la base de la mayor parte de publicaciones posteriores, así Douvillé (1911) y Wurm (1913) se limitan a citarlo casi textualmente.

Faura y Sans (1918), insiste en la mayor importancia del Muschelkalk, y en la necesidad de situar en este nivel algunas zonas (Moli del Mitg, Fontrubí, riera de Riudevitlles), que Almera había atribuído al Keuper. Se refiere además a los afloramientos de bauxitas que habían sido descubiertos el año anterior (Calafat, 1917, y Faura y Sans, 1917), e indica que se hallan emplazados «casi siempre sobre las carniolas».

Bataller (1918, 1920, 1021), en dos extensas memorias y en una breve nota sobre las bauxitas, dedica un capítulo al Triásico y traza un mapa geológico de esta región que aporta considerables modificaciones a la primitiva idea de Almera (1900). Se reduce extraordinariamente la extensión del Keuper y es el primero en reconocer que «en los puntos en que los empujes orogénicos han dislocado la región y en los valles más profundos» (1920, p. 192) aparecen por debajo de las calizas «una psamita roja», que de acuerdo con la idea que en aquella época se tenía de la serie estratigráfica del Triásico catalán, sitúa en el Buntsandstein.

Faura y Sans (1922), en la correspondiente memoria del mapa geológico de Cataluña a 1:200.000, se limita a resumir las anteriores publicaciones.

Wurm, en una breve nota (1920) sobre los fósiles hallados en el Mas Fonoll de Pontóns, clasifica y describe *Ca-*

sianella decussata Munst. sp., *Pecten discites* Schlot., *Myophoria vestita* Alb., *Myophoria* aff. *elegans* Dunker., *Pseudocorbula* sp., *Anodontophora* sp , *Dentalium* sp., *Hologyra* cfr. *laevissima* Kittl. sp., *Cryptonerita* sp., *Trypanostylus* sp., *Euchrysalis* sp.

Siguiendo el criterio de Almera, sitúa este nivel en el Keuper, pero indica acertadamente que la composición de esta fauna no está muy de acuerdo con esta datación. Paraleliza este nivel con el de Mora de Ebro y considera que «por razones de paleontología comparada» ambas deberían situarse en el Muschelkalk.

Aunque orientado al estudio de las bauxitas, el trabajo de Sampelayo (1920) dedica algunos párrafos al estudio de los materiales triásicos y propone para los mismos una sucesión estratigráfica completamente diferente y bastante confusa. Afirma que «no está representado más que el Trías superior en sus dos tramos de areniscas abigarradas y calizas supratriásicas» (p. 15), «que las calizas de naticas y fucoides se encuentran entre dos formaciones abigarradas semejantes» (p. 18) y que «las carniolas que se encuentran en este tramo parecen formar un horizonte superior, pero otras veces pasan lateralmente a las calizas de fucoides» (p. 20). En realidad las dos unidades del Triásico de Sampelayo, las «areniscas abigarradas» y las «calizas», se refieren a dos tipos litológicos de materiales que no tienen ningún significado estratigráfico. Así el primero abarca indistintamente el Keuper inferior y Muschelkalk medio, y el segundo el Keuper superior y el Muschelkalk superior e inferior. Esto explica suficientemente los cambios laterales y superposiciones a que Sampelayo se ve obligado a admitir y que no existen en la realidad.

Vicente de Sos (1933) da cuenta de la existencia en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid, de las siguientes especies procedentes del yacimiento de Mas Fonoll: *Pleuromya* sp., *Tococoncha* sp., *Myophoria intermedia* Schaur , *Pecten* sp., *Pecten discites* Schloth., *Gervilleia subcostata* var. *falcata* Zeller, y *Loxonema* sp.; y en el de Foix: *Lingula* sp. y *Natica* sp.

El trabajo de Schriel en 1929 representa el primer intento de estudio estructural de la región. Señala la ligera discordancia existente entre el Trías y el Eoceno y la cuña de materiales triásicos fuertemente tectonizados que hay entre el Mioceno del Penedés y la serie triásica subhorizontal de la cordillera. Este hecho es particularmente importante, ya que no había sido indicado en los trabajos anteriores, ni es recogido por los posteriores autores. Interpreta también acertadamente la parte superior de la serie triásica: las arcillas irisadas y carniolas del Keuper que forman el valle sinclinal de Mediona y las calizas del Muschelkalk que forman las sierras de La Llacuna y Fontrubí. Reconoce también los niveles de areniscas rojas que afloran por debajo de las calizas al sur de Pontóns y Fontrubí, y que sitúa de acuerdo con la serie triásica clásicamente admitida en el Buntsandstein. Sin embargo, Schriel observa que por debajo de ellos aparece otro nivel calizo, y para explicar esta aparente anormalidad recurre a la existencia de una falla.

Es Llopis (1947), el primero en afirmar que la fauna hallada en Mas Fonoll corresponde al Muschelkalk (p. 49, 58 y 59).

Sin embargo, la exacta significación del nivel de areniscas rojas inferior a las calizas del Muschelkalk, que se había creído Buntsandstein, no es reconocida hasta que Almela, en la memoria explicativa del mapa geológico a 1:50.000 de la hoja de Villafranca del Panadés (Instituto Geológico, 1953), las atribuye definitivamente al Muschelkalk medio. La serie estratigráfica propuesta por este autor coincide en líneas generales con la deducida por nosotros.

En dos trabajos posteriores realizados en colaboración con Ríos (Almela y Ríos, 1953 y 1954) insisten en la presencia de esta intercalación roja en la serie caliza del Muschelkalk.

En unas publicaciones dedicadas especialmente al estudio de este Muschelkalk medio continental (Virgili, 1955 y 1956) y en una nota sobre el Trías del límite de las provincias de Barcelona y Tarragona (Solé, Virgili y Julivert, 1956), describíamos la serie estratigráfica de los materiales de esta región y en el último trabajo citado nos referíamos brevemente a la estructura de la misma, llegando a conclusiones análogas a las que expondremos a continuación.

Intencionadamente hemos dejado de referirnos a aquellas publicaciones dedicadas exclusivamente al estudio de los numerosos yacimientos de bauxita que existen en esta zona; tampoco en los próximos capítulos nos referiremos a la estructura de los mismos.

Si bien a raíz de su descubrimiento por Goetz (Calafat, 1917, y Faura y Sans, 1917) se afirmó que «cronológicamente las bauxitas están en medio de las carniolas y calizas dolomíticas del Trías superior» (Faura y Sans, 1917, p. 123), muy pronto (Bataller, 1918; Faura y Sans y Bataller, 1920; Faura y Sans, 1918, y Sampelayo, 1920) se reconoció que muchas veces descansaban sobre el Trías superior, y por lo tanto «que la formación del mineral no podía ser sincrónica de los depósitos del Keuper, sino muy posterior» (Faura y Sans y Bataller, 1920, p. 226).

Así pues, el problema de las bauxitas queda fuera de las finalidades del presente trabajo. Para un estudio del mismo remitimos a los detallados trabajos de Bataller (1918 y 1920), Sampelayo (1920), San Miguel de la Cámara (1950) y Closas (1954).

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Esta región es la continuación oriental del bloque de Gayá y de los relieves del Montmell. Forma con ellos un amplio afloramiento triásico que quizás es uno de los más extensos de Cataluña.

La zona que a continuación describimos es una banda de unos 40 Km. de longitud que forma el borde septentrional del Penedés, desde Pontóns, donde se hallan los únicos yacimientos de fósiles que existen en esta zona, hasta Mediona, donde afloran los niveles más inferiores del Triásico. Hacia el nordeste esta banda se continúa

hacia Capellades, donde muy replegada y comprimida acaba por desaparecer cabalgada por el Paleozoico.

La estructura es en sus líneas generales extraordinariamente sencilla. Está constituída por dos alineaciones anticlinales dirigidas de SW. a NE., separadas por un amplio y suave sinclinal en el que se conservan los materiales del Keuper. En los dos núcleos sinclinales afloran ampliamente las calizas del Muschelkalk superior, que a causa de su mayor dureza forman dos alineaciones montañosas El relieve es por tanto estructural y directo. (Fig. 32, IV.)

El anticlinal septentrional forma las sierras de Rocamur y Puigfred. Esta última, hendida por la riera de Riudevitlles junto a San Juan de Mediona, constituye un pequeño 'bray, en el fondo del cual aflora el Muschelkalk medio. El resto de la sierra es un suave domo anticlinal. Sin embargo, las cotas más elevadas no coinciden con el eje del anticlinal, sino que éste queda ligeramente desplazado hacia el sur.

El sinclinal que forma la continuación del pliegue anterior constituye una suave depresión, en el fondo de la cual se han conservado los materiales del Keuper. En su parte central existe un pequeño anticlinal que se manifiesta más que por el buzamiento de las capas, prácticamente invisibles, por un afloramiento de Muschelkalk que forma un pequeño domo en las inmediaciones de Mas Valtá.

El anticlinal que sigue después y que denominaremos anticlinal del Fontrubí, queda cortado por una falla sensiblemente paralela a la dirección de su eje, y que ha hundido su flanco meridional. El flanco norte del mismo constituye una serie de relieves, verdaderas cuestas, que de oeste a este reciben los nombres de Montanya de Sant Joan, Plans de Fontrubí, Montanya del Marqués, Crivalleras y Rocacorva. En el frente de estas cuestas y en los valles obsecuentes que las separan, aparecen los niveles más inferiores de la serie triásica que pueden observarse en esta región. Así existen tres afloramientos del Buntsandstein superior, todos ellos muy reducidos. El Muschelkalk inferior, que en el sector norte de la región estudiada es casi invisible, está aquí ampliamente desarrollado.

Los materiales eocenos cubren discordantemente estas estructuras triásicas. Esta discordancia se aprecia particularmente sobre el mapa; en efecto, el Eoceno descansa indistintamente sobre el Muschelkalk superior y sobre diferentes niveles del Keuper. Puede también observarse cómo en los extremos este y oeste de la zona cartografiada el Eoceno llega a cubrir por completo el anticlinal septentrional.

La falla que corta el flanco meridional del anticlinal de Fontrubí es directa y de superficie bastante tendida (40 a 50°). Las capas que constituyen el pliegue no entran directamente en contacto con el Mioceno, sino con una cuña de materiales triásicos subhorizontales y replegados, constituídos por Keuper y Muschelkalk superior.

Esta cuña triásica queda cortada por una falla sensiblemente paralela a la anterior, que la pone en contacto con el Mioceno del Penedés. Tectónicamente constituye un escalón intermedio entre ambas unidades, pero topográficamente forma una pequeña sierra paralela a las anteriores. Este relieve, poco importante en el extremo oriental, adquiere cada vez más importancia hacia el oeste, donde constituye los cerros de Foix y Aguila. Ello es debido a que en el extremo este está constituído casi exclusivamente por Keuper, y en el oeste por las calizas del Muschelkalk superior. (Fig. 32, I, II y III.)

Un corte cualquiera de esta unidad, el que proporciona por ejemplo la carretera de La Llacuna a Sant Martí, permite reconocer las calizas del Muschelkalk superior en contacto con el Mioceno del Penedés. La falla fosilizada por el mismo Mioceno, o cubierta por Cuaternario, es en general poco visible. Los niveles calizos sufren una serie de pliegues, pero en general están subverticales y se invierten ligeramente y cabalgan sobre el Keuper. Las arcillas irisadas de este nivel, generalmente muy replegadas, forman un amplio afloramiento recubierto a veces por los niveles dolomíticos del Muschelkalk superior, hasta entrar

en contacto anormal con el Muschelkalk inferior o medio del anticlinal Pontóns-Fontrubí-Crivalleras. La superficie de falla es muy tendida, como puede apreciarse en el fondo de los valles; además, en algunas laderas poco inclinadas, asoman las calizas del Muschelkalk inferior por debajo de las arcillas irisadas del Keuper (al este de Mas de la Pineda).

Esta falla es extraordinariamente visible principalmente a lo largo de la carretera de Guardiola (Km. 1-6), que está trazada casi sobre el contacto. Resulta por ello curioso que no haya sido cartografiada; únicamente Llopis la señala como un contacto mecánico y Schriel la representa en unos cortes a que ya nos hemos referido anteriormente. Jalonando esta falla se encuentran dos de los tres únicos afloramientos de Buntsandstein que existen en esta región.

Este esquema es válido únicamente para el sector comprendido entre Can Pareras y el valle del río Foix. Más hacia el este existen el complejo y discutido relieve de Mont Pedrós y hacia el oeste el macizo de Foix, en que las capas del Muschelkalk superior se repliegan intensamente, y este nivel alcanza una enorme potencia aparente.

La falla Secundario-Terciario es también muy interesante. Es claramente anterior al depósito de los últimos niveles miocenos, ya que éstos lo fosilizan en muchos puntos. Junto a la carretera de La Llacuna a Villafranca se observan restos de esta antigua cobertera, pero en general ha sido barrida por la erosión posterior.

C) DESCRIPCIONES PARCIALES.

Carretera de Villafranca a Pontóns.—Poco después del Km. 5 la carretera deja los materiales terciarios para penetrar en la cuña intercalada entre el Penedés y el bloque de Pontóns-Mediona. En el Km. 3,5, una falla directa de dirección NE.-SW. pone en contacto el complejo del Muschelkalk medio y superior, intensamente plegado, con

los estratos triásicos del flanco meridional del anticlinal Pontóns-Crivalleras.

La carretera sigue el valle del torrente de Pontóns, que ha hendido profundamente el núcleo anticlinal y permite el afloramiento de las calizas del Muschelkalk inferior. La potencia visible es de unos 25 m. y junto al Km. 2 buzan 35° al SE. La sucesión de los materiales que puede observarse entre el Km. 1,2 a 2,5, o bien ascendiendo por las laderas del torrente, es:

Techo.—Margas grises y rojas del Muschelkalk medio.
5 m.—Caliza gris dolomítica con pátina roja, del Muschelkalk inferior.
5 m.—Dolomía negruzca y compacta con fractura concoidea.
10 m.—Caliza gris rojiza.
5 m.—Caliza azulada con trazas de fucoides.
Yacente.—No visible.

La trinchera de la carretera entre el Km. 1 y 1,3 proporciona un corte algo diferente del anterior.

Techo.—Calizas del Muschelkalk superior.
10 m.—Margas grises del Muschelkalk medio.
8 m.—Margas y arcillas rojas con intercalaciones de areniscas en la parte inferior.
12 m.—Arenisca roja de cemento margoso.
2 m.—Margas rojas.
7 m.—Margas grises y rojas alternando.
3 m.—Margas grises.
Yacente.—Calizas del Muschelkalk inferior.

Poco después del Km. 1 estos niveles margosos son cubiertos por las calizas del Muschelkalk superior y junto a las primeras casas de Pontóns estas calizas se hunden bajo los niveles margosos del Keuper, con un buzamiento de 12° al NW.

Pontóns-Yacimiento de Mas Fonoll.—El pueblo está situado sobre los materiales del Keuper, casi junto al contacto con las calizas del Muschelkalk superior. Estas capas buzan suavemente (5-10°) al oeste con ligeras inseccciones hacia el norte o el sur. (Fig. 32, VI.)

El camino de Mas Fonoll sigue bordeando este contacto y permite observar el tránsito insensible que existe entre los niveles arcillosos y las calizas.

La serie observada es la siguiente:

TECHO. —Arcillas grises irisadas, sobre las que se halla edificado el pueblo.
5 m. —Arcillas grises margosas.
3 m. —Arcillas y margas grises con intercalaciones calcáreas.
1,6 m. —Carniolas.
6 m. —Calizas amarillentas muy margosas y tableteadas.
5 m. —Calizas menos arcillosas y más compactas que las anteriores.

Siguiendo el camino hacia Mas Fonoll, aparecen sobre los niveles arcillosos que representan la base del Keuper, unos bloques de calizas blancas o rosadas con pátina negruzca, análogas a las que más al norte y oeste están datadas como eoceno. Uno de estos bloques, más importante que los anteriores, descansa precisamente sobre el contacto entre el Muschelkalk y el Keuper. Si la posición de estos bloques fuera normal indicaría que la discordancia entre el Eoceno y el Triásico es mayor de lo que se ha supuesto. De todas maneras no hay que descartar la posibilidad de que se trate de bloques deslizados por gravedad. La base margosa de los mismos y el aspecto triturado y ruiniforme de las calizas, favorece la posibilidad de un deslizamiento por gravedad. De todas maneras, en caso de existir realmente debería haberse producido en función de un relieve muy diferente del actual.

La cota 818 está también constituída por calizas eocenas, que aquí aparecen en posición normal y contienen alveolinas. Si desde la misma se desciende hacia el este, siguiendo el camino que conduce a Mas Fonoll, puede obtenerse el siguiente corte de los materiales del Keuper:

TECHO. —Calizas eocenas blancas con pátina negruzca, contienen restos de *alveolinas*. Constituyen la cima de la cota (unos diez metros de potencia visible).
5 m. —Calizas arcillosas bien estratificadas.
—Arcillas y margas rojas.

erales seriados de norte a su

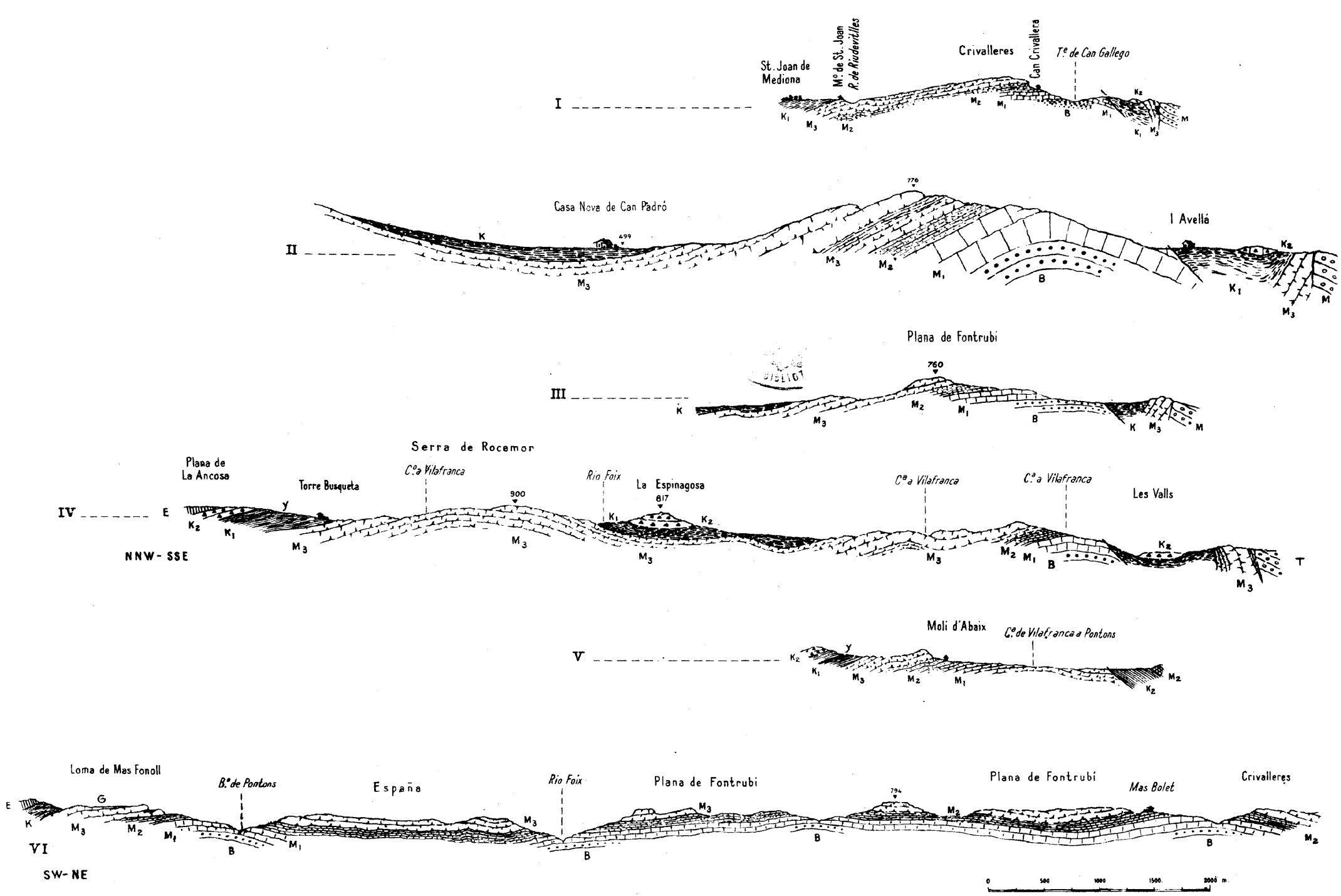


Fig 32.—Pontóns-Mediona. Cortes generales seriados de norte a sur (I-V) y corte transversal (VI).

—Arcillas grises sobre las que se halla edificado Mas Fonoll.
—Arcillas y margas grises con intercalaciones de carniolas.
YACENTE.—Calizas arcillosas del Muschelkalk que forman la loma de Mas Fonoll y ermita de San Juan.

En el contacto Trías-Eoceno se observa una clara, aunque ligera discordancia angular. El nivel calizo-dolomítico del Keuper superior es poco constante y no existe en algunos afloramientos.

El contacto entre el Muschelkalk y el Keuper es extraordinariamente visible, ya que a lo largo del mismo se ha excavado un pequeño torrente que desciende hacia el barranco de Pontóns.

El camino que desde Mas Fonoll desciende hacia Can Peralta, atraviesa el célebre yacimiento al cual el citado «Mas» ha dado nombre y permite además observar con todo detalle la sucesión de los materiales y con ella fijar la exacta posición de los niveles fosilíferos. (Fig. 33. III.)

La serie observada es la siguiente:

TECHO.—Arcillas grises (Keuper) de Mas Fonoll.
6 m.—Margas grises con intercalaciones de carniolas.
8 m.—Calizas grises muy arcillosas con *Myphoria goldfussi*.
25 m.—Calizas blancas algo arcillosas y pulverulentas. En la parte superior de las mismas se halla el yacimiento de fósiles; toda la serie caliza buza regularmente 30° NW.
10 m.—Calizas duras compactas y grises.
12 m.—Calizas dolomíticas algo brechoides y bien estratificadas.
5 m.—Dolomía negra masiva y cavernosa.
2 m.—Calizas arcillosas amarillentas en finas lajas. Estos niveles y los subyacentes, si bien conservan la dirección de los superiores, están mucho más inclinados (40° a 45°), y por ello es posible que estén algo laminados ya que su potencia es mayor a la que se observa al cortar estas mismas capas en zonas muy próximas (véase serie general).
5 m.—Calizas masivas con fucoides.
3 m.—Calizas muy arcillosas.
5 m.—Calizas dolomíticas bien estratificadas.
4 m.—Arcillas grises.
5 m.—Arcillas rojas.
0,3 m.—Arenisca roja arcillosa.
3 m.—Arcilla roja.
0,5 m.—Arenisca roja.

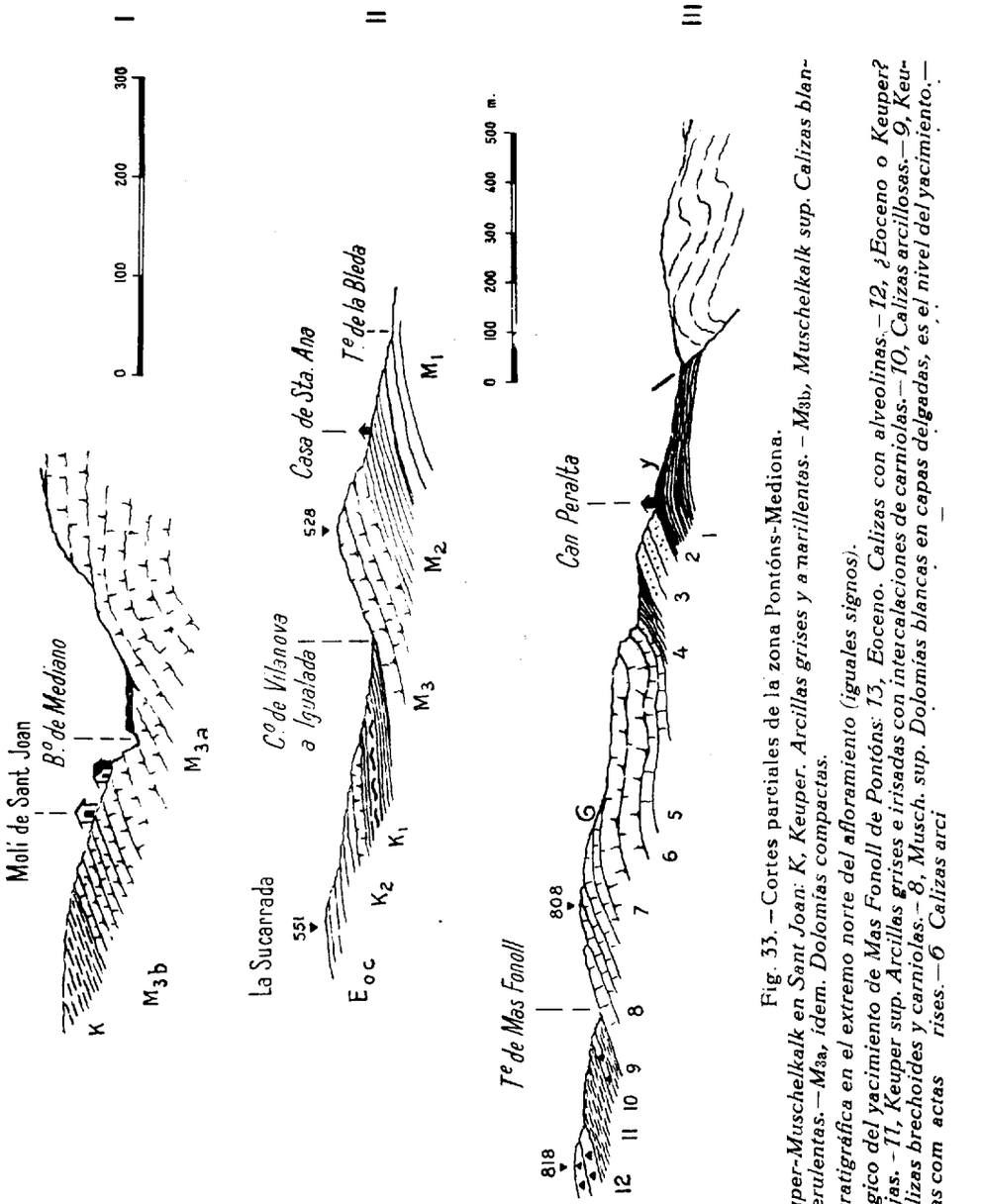


Fig. 33.—Cortes parciales de la zona Pontóns-Mediona.

I. Contacto Keuper-Muschelkalk en Sant Joan: K, Keuper. Arcillas grises y a marillentas.—M_{3b}, Muschelkalk sup. Calizas blancas y pulverulentas.—M_{3a}, idem. Dolomías compactas.

II. Sucesión estratigráfica en el extremo norte del afloramiento (iguales signos).

III. Corte geológico del yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns: 13, Eoceno. Calizas con alveolinas.—12, ¿Eoceno o Keuper? Arcillas rojas.—11, Keuper sup. Arcillas grises e irisadas con intercalaciones de carniolas.—10, Calizas arcillosas.—9, Keuper inf. Calizas brechoides y carniolas.—8, Musch. sup. Dolomías blancas en capas delgadas, es el nivel del yacimiento.—7, Dolomías com actas rises.—6 Calizas arci

2,5 m.—Arcilla roja.
1 m. (visible).—Yeso rojo y compacto.

El nivel de yeso que constituye la capa más inferior que puede observarse en este sector, aflora junto a Can Peralta. A partir de este punto y hacia el este el camino sigue sobre las arcillas rojas de la parte alta del Muschelkalk superior, hasta que finalmente corta la gran dislocación que lo pone en contacto con la serie caliza del macizo del Águila.

En conjunto la ladera SE. del cerro de Mas Fonoll constituye el flanco septentrional del anticlinal de Fontrubí, que aquí queda cortado casi exactamente por su eje. No deben tenerse en cuenta algunos buzamientos aberrantes hacia el SW., que adoptan en las pendientes muy abruptas las capas calizas inmediatamente superiores a los niveles arcillosos, y que están en realidad producidas por los resbalamientos debidos a la gravedad.

En la serie que acabamos de describir puede observarse cómo el yacimiento de Mas Fonoll queda situado en la parte superior de la serie caliza, junto al contacto con los niveles arcillosos. Los fósiles aparecen en forma de moldes incrustados en las lajas calizas que afloran en el borde del camino. Aunque muy importante y bastante rico en especies, este yacimiento es muy poco fértil y el estado de conservación de los fósiles muy deficiente.

La fauna, una de las más interesantes del Triásico catalán, fue hallada por primera vez por Almera. Está constituída por:

Cassianella decussata Munst.
C. cf. *planidorsata* Munst.
Myophoria goldfussi Zeit.
M. vestita Alb.
M. cf. *elegans* Dunk .
Entolium discites Schlot.
Pseudocorbula sp.
Anodontophora sp.
Dentalium sp.

Trypanostylus sp.
Eurochrysalis cf. *fusiformis* Munst.
Cryptonerita cf. *eliptica* Kit.
Naticopsis (Vernelia) cf. *laevisima* Kit.

Esta fauna presenta extraordinarias analogías con la de los niveles de Saint Cassian del Trías alpino, situado en el Landiniense superior, o sea en la parte alta del Trías medio.

Carretera Villafranca-La Llacuna.—Esta carretera proporciona un magnífico corte de conjunto de la región.

Hasta el Km. 14 está trazado sobre los conglomerados terciarios que rellenan la depresión del Penedés. Estos materiales buzan suavemente al SE. y aumentan de tamaño al acercarse al borde de la cuenca. En el Km. 14,3 se corta la falla que pone en contacto el Terciario con el Secundario. Existen restos de cobertera terciaria sobre el Triásico, pero la falla está exhumada casi por completo.

Los materiales triásicos en el contacto son calizas dolomíticas duras y compactas del Muschelkalk superior, que buzan 60° al SSW. A continuación siguen calizas arcillosas en lajas, replegadas y trituradas, pero con un buzamiento general de 85° SSE. En el Km. 14,6 estos niveles entran en contacto con las arcillas irisadas del Keuper Los estratos están completamente verticales y el contacto, aunque con fuertes discordancias de tipo mecánico, es normal. Estas arcillas irisadas del Keuper forman una banda de un kilómetro de ancho aproximadamente.

Los niveles de yesos y carniolas superiores pueden observarse bastante dislocados junto al Km. 15, Mas de la Pineda y cruce de la carretera de Guardiola.

Entre el Km. 16 y 17 la carretera corta la falla directa que pone en contacto el Keuper con el Muschelkalk inferior. El contacto es aquí muy tendido y llega casi a coincidir con la pendiente de la sierra de Fontrubí. Esto permite, en algunos puntos, aflorar las calizas del Muschelkalk inferior por debajo de las arcillas del Keuper, a manera de falsas ventanas tectónicas.(Fig. 32, III y IV.)

Las calizas del Muschelkalk inferior están subhorizontales y se observan aquí únicamente sus niveles más superiores, junto al Km. 17,2 aparecen cubiertos por los niveles rojos arenosos del Muschelkalk medio. Este nivel tiene una constitución análoga a lo que describiremos junto al pueblo de Fontrubí, pero esta zona es mucho más difícil de observar ya que está cubierta por los derrubios procedentes de la cornisa calcárea del Muschelkalk superior que forma la cima de la plana de Fontrubí.

El corte del Muschelkalk superior es análogo al observado en otras zonas. Junto al Km. 20,3 los niveles de calizas blancas pulverulentas, que constituyen el nivel más alto de este tramo, se ponen en contacto con las arcillas del Keuper, que forman un amplio afloramiento. Entre el Km.22 y 23 la carretera bordea el cerro de la Espinagosa, constituído por los niveles de carniolas y yesos de la parte superior del Keuper. El yeso es en esta zona particularmente abundante, aunque posiblemente se trata de una acumulación de origen secundario, ya que los niveles están muy replegados. En los niveles arcillosos intercalados entre carniolas y los yesos se hallan cuarzos bipiramidales.

A partir del Km. 23,3 la carretera se introduce en la sierra de Rocamur. En esta zona la erosión no ha hendido el anticlinal y por tanto los únicos niveles visibles son la parte superior del Muschelkalk, o sea las calizas blancas arcillosas en lajas (nivel de Mas Fonoll) y, en la parte central de la sierra, el nivel de dolomías grises compactas subyacentes. Junto a fuente Guitora (Km. 28) se halla, en las calizas arcillosas en lajas, una fauna análoga aunque más pobre a la de Mas Fonoll y ermita de Foix; este yacimiento fue ya citado por Almera (1899 y 1899 bis), pero este autor las supone pertenecientes a un nivel estratigráficamente más alto que los dos antes citados.

Carretera de Guardiola.—Esta carretera está trazada casi exactamente sobre la falla que pone en contacto el bloque de Pontóns-La Llacuna-Mediona con la dovela intermedia entre éste y la depresión del Penedés; permite

por lo tanto una magnífica observación del accidente, principalmente en el tramo entre los Km. 1 y 4.

El cruce de la carretera de Villafranca con la de Guardiola está emplazado sobre los niveles arcillosos del Keuper, muy trastornados. Junto al Km. 1 se corta por primera vez el contacto Keuper-Muschelkalk. Esta falla, de dirección NE.-SW., es bastante tendida y pone en contacto las arcillas irisadas con las dolomías del Muschelkalk inferior, que buzan 22° al SSW. y están cortadas por pequeñas, pero numerosas fallas paralelas al accidente principal.

La carretera prosigue después sobre los materiales del Keuper, que junto al Km. 1,8 presentan un importante afloramiento de yeso; poco después del cruce de Fontrubí cortan de nuevo el accidente, y las calizas del Muschelkalk inferior, fuertemente trituradas, aparecen debajo de las arcillas del Keuper,

De nuevo vuelve a cortarse el contacto en el Km. 3,4 y 4, 5 y 6, siempre con análogas características; a partir de este punto la carretera se introduce ya definitivamente en el bloque hundido de la falla y finalmente en la depresión del Penedés.

San Juan de Mediona-Can Ubach.—Este camino permite obtener un magnífico corte del anticlinal de Fontrubí, que ha sido hendido transversalmente por la riera de Riudevitlles, gracias a lo que afloran por debajo de las calizas del Muschelkalk superior los niveles del Muschelkalk medio e inferior. San Juan de Mediona está situado en el núcleo del sinclinal, relleno por materiales del Keuper.

Al sur de San Juan afloran por debajo de las arcillas irisadas los primeros niveles calizos, buzando 30° al NNE. Estas capas forman una serie de pequeños repliegues, pero en líneas generales conservan el mismo buzamiento hasta que a unos 500 m. del pueblo aparecen, como yacente de ellas, los niveles rojos del Muschelkalk medio.

La sucesión estratigráfica del Muschelkalk superior es análoga a la que puede observarse en el camino de San Juan a Crivalleras, pero aquí es mucho más difícil, a causa de la vegetación y derrubios de pendiente una detallada observación de los distintos niveles.

Techo.—Arcillas del Keuper.
20 m.—Calizas arcillosas amarillentas con manchas rojizas en la parte alta. Muschelkalk superior.
64 m.—Dolomías gris compacta.
25 m.—Calizas y dolomías en lajas con niveles de fucoides en la parte superior.
15 m.—Calizas rojizas amarillentas con algunos lechos de carniolas de hasta 1,5 m. de potencia.
Yacente.—Arcillas rojas del Muschelkalk medio.

El total de la serie caliza es de unos 120 m.; los niveles más superiores son margosos y bien estratificados, y los más bajos duros, compactos y dolomíticos; en éstos se encaja el río formando profundas gargantas.

Los materiales margo-arenosos del Muschelkalk medio forman una estrecha depresión, a lo largo de la cual discurre el río y que separa el macizo de Crivalleras del de Roca Corva.

Es curioso el hecho de que el cauce del río no está trazado precisamente aprovechando los materiales más blandos del Muschelkalk medio, sino que generalmente sigue el contacto entre los dos niveles y muchas veces abandonando este contacto se encaja sobre las calizas del Muschelkalk superior.

A lo largo de esta carretera aparecen dos de los tres únicos afloramientos de Buntsandstein que existen en esta región, y que sin duda a causa de su pequeño tamaño no habían sido señalados. El afloramiento más extenso está junto al Km. 3. La potencia visible desde la base del Muschelkalk hasta el fondo del torrente es de más de 40 metros; la sucesión observada es la siguiente:

Techo.—Calizas del Muschelkalk.
15 m.—Arcillas grises y rojas alternantes. Buntsandstein.
6 m.—Arenisca roja arcillosa.
15 m.—Arcilla roja arenosa y arena roja micácea en capas alternantes.
5 m. (visible).—Arcilla roja.

Los niveles más bajos del Buntsandstein desaparecen cortados por la falla que los pone en contacto con el Keuper.

Junto al K n. 4, la carretera cruza otro pequeño torrente y de nuevo afloran por debajo de las calizas del Muschelkalk los niveles rojos del Buntsandstein con análogas características; sin embargo, aquí la potencia visible es aún menor.

Fontrubí-Mas Valtá.—El camino que asciende hacia Fontrubí desde la carretera de Guardiola corta a los pocos metros de la misma, la falla que pone en contacto el Keuper con el Muschelkalk inferior. Las calizas del Muschelkalk buzan SE. 20° a 30° y están cortadas por numerosas fallas de dirección WSW.-ENE. inclinadas 60° hacia el sur, o sea paralelas al accidente principal. Son las dolomías grises y cavernosas que constituyen la parte central de este tramo; encima de ellas descansan las calizas arcillosas amarillentas y rojizas y finalmente los niveles arcillosos rojos del Muschelkalk medio. El contacto está cubierto generalmente de derrubios, pero puede observarse a unos 20 m. por debajo del pueblo, donde las calizas buzan NNW. 38°. El camino que sigue hacia el Coll de la Barraca permite obtener la siguiente serie. (Fig. 32, III.)

Techo.—Dolomías grises del Muschelkalk superior en Coll de la Barraca.
8 m.—Arcillas grises y rojizas alternando. Muschelkalk medio.
6 m.—Arcillas rojas con vetas azuladas y pequeñas intercalaciones de yeso, 2 cm. como máximo.
16 m.—Areniscas rojas arcillosas con intercalaciones de margas y arcillas rojas.
10 m.—Arcillas rojas con intercalaciones de arenisca.
20 m.—Areniscas rojas con intercalaciones de arcillas rojas.
Yacente.—Calizas arcillosas del Muschelkalk inferior.

Junto al Coll de la Barraca aparecen los niveles calizos del Muschelkalk superior, que se extienden formando la plana de Fontrubí. Las capas buzan 34° NNW. pero la pendiente disminuye hacia el norte, hasta que finalmente

se hunden bajo los niveles arcillosos del Keuper con un buzamiento de 10° NNW.

La serie estratigráfica observada es la siguiente:

Techo.—Arcillas grises del Keuper.
30 m.—Calizas blancas pulverulentas, contienen restos de *Cassianella* en muy mal estado de conservación y microfauna análoga a la de Mas Fonoll.
50 m.—Dolomía gris compacta.
10 m.—Caliza azulada en lajas.
15 m.—Caliza compacta con fucoides.
5 m.—Caliza amarillenta y arcillosa en lajas delgadas.
2 m.—Dolomía gris y compacta.
Yacente.—Margas grises y rojas del Muschelkalk medio.

Los materiales del Keuper se extienden formando el amplio valle sinclinal de Mediona. Las arcillas, bastante replegadas, no presentan buenos afloramientos y no permiten observar el buzamiento de las capas.

Junto a Mas Valtá, por debajo de estas arcillas afloran los niveles calizos arcillosos de la cima del Muschelkalk superior, formando un pequeño domo anticlinal.

Sant Joan-Crivalleras-Can Parera.—Este itinerario permite obtener otro corte transversal del anticlinal de Fontrubí.

Junto a la riera de Mediona aparecen, por debajo de las arcillas del Keuper, las calizas arcillosas en delgadas lajas del Muschelkalk superior, buzando 20 a 30° NNW. El contacto es como siempre un tránsito continuo e insensible de unos materiales a otros. Los niveles inferiores son más compactos y dolomíticos y forman la ladera septentrional de la montaña del Marqués, por la que asciende el camino. Junto a la cumbre se cortan los niveles basales del Muschelkalk superior, constituídos por calizas arcillosas, calizas con fucoides y dolomías cavernosas con lechos de carniolas. (Fig. 33, I.)

En contacto y por debajo de los mismos aparecen los niveles arcillosos del Muschelkalk medio, con una composición litológica análoga a la descrita en el valle de la

riera de Riudevitlles. Tampoco aquí el Muschelkalk medio presenta niveles de yeso. Estos materiales forman un amplo rellano sobre el que está emplazada Can Crivalleras. Por debajo de los mismos afloran los niveles calizos del Muschelkalk inferior. El camino que desciende al fondo del torrente de Can Gallego permite obtener el siguiente corte de los mismos.

TECHO.—Arcillas rojas e irisadas del Muschelkalk medio.
5 m.—Dolomías blancas pulverulentas del Muschelkalk inferior.
35 m.—Dolomías duras muy compactas, grises, con manchas rojizas.
25 m.—Calizas amarillentas en lajas delgadas, hay un nivel que contiene fucoides.
YACENTE.—Arcillas rojo vinosas. Forman un pequeño afloramiento en el fondo del torrente y representan al Buntsandstein.

La parte basal de la serie se observa con dificultad, ya que está cubierta por derrubios de pendiente.

Los estratos calizos del Muschelkalk inferior aparecen cortados por la falla de dirección NE.-SW. que los pone en contacto con el Keuper que forma la depresión de Can Pareras. En esta zona la falla es menos visible que en la parte occidental de la región. Los materiales del Keuper están extraordinariamente replegados y no se observa su base, pero en conjunto representan la siguiente sucesión:

5 m.—Dolomías cavernosas qne forman pequeños cerros sobre la depresión arcillosa.
7 m.—Margas calizas amarillentas, alternando con arcillas grises y finos lechos calcáreos.
10 m.—Arcillas y margas grises.
8 m. (visibles).—Arcillas y margas rojas.

Es interesante observar que mientras en el sector norte de la región, el Keuper era muy rico en yesos, aquí éstos tienen muy poca importancia. De todas maneras es aventurado deducir de ello consecuencia estratigráfica, ya que dada la intensa mecanización de los estratos es posible que se hayan laminado.

Hacia el sur y el este entran en contacto con el Keuper, el Muschelkalk superior y las calizas de Mont Pedrós, sobre

cuya edad tan variadas opiniones se han expuesto (Instituto Geológico, 1953; Bataller, 1918, 1920; Llopis, 1947).

Junto al castillo de San Juan, en el mismo eje del anticlinal, por debajo de los mismos, aparecen las calizas del Muschelkalk inferior.

La serie de Muschelkalk medio es la siguiente:

TECHO.—Calizas del Muschelkalk superior.
5 m.—Arcillas grises irisadas con lechos de carniolas.
3 m.—Arcillas rojizas.
4 m.—Margas gris amarillentas.
3 m.—Arcilla roja.
6 m.—Arcillas rojas alternando con lechos de areniscas arcillosas.
? m.—Arenisca roja arcillosa.
? m.—Arcilla roja gris e irisada.
YACENTE.—Dolomías grises compactas del Muschelkalk inferior forman el cauce del río junto al castillo de Mediona.

SANT PERE SACARRERA Y SANT QUINTÍ DE MEDIONA.—Este corte, muy interesante desde un punto de vista estratigráfico, ya que permite observar el contacto Trías-Eoceno y la estratigrafía del Keuper y parte superior del Muschelkalk, es también importante desde un punto de vista tectónico, ya que corta el extremo oriental del anticlinal de Fontrubí. Este pliegue está aquí extraordinariamente comprimido y ligeramente volcado hacia el sur, de tal manera que en su flanco meridional existe un ligero cabalgamiento.

La cabecera del torrente de la Bleda ha hendido ligeramente el núcleo del anticlinal y permite aflorar los niveles rojo arenosos del Muschelkalk medio, e incluso en el fondo del torrente las calizas del Muschelkalk inferior. (Fig. 33, II.)

El contacto Trías-Eoceno es análogo al observado en la zona de Pontóns, aunque aquí el nivel calizo dolomítico del Keuper superior está más desarrollado. Se observa una ligera discordancia entre el Keuper y el Eoceno.

La carretera proporciona un magnífico corte de esta estructura. En el Km. 16 corta el contacto Keuper-Muschelkalk, y atraviesa en una estrecha garganta las calizas

del Muschelkalk superior, que buzan 40° al NNW., hasta que junto a la casa de Santa Ana aparecen por debajo de ellas las arcillas rojas y arenosas del Muschelkalk medio que forman el núcleo del anticlinal. El otro flanco está constituído por los estratos calizo-dolomíticos del Muschelkalk superior casi verticales, que entran en contacto, junto al Km. 17, con los materiales del Keuper.

La serie estratigráfica detallada de los materiales es la siguiente:

TECHO.—Calizas del Eoceno en el cerro de la Sucarrada.
25 m.—Dolomías oscuras y cavernosas alternantes con tramos de carniolas.. Keuper.
4 m.—Margas blanquecinas con intercalaciones de carniolas.
8 m.—Margas rojas.
5-10 m.—Yesos grises con intercalaciones de arcillas y calizas.
25 m.—Margas blancas con delgadas intercalaciones de carniolas, principalmente en su parte superior.
8 m.—Margas rojizas.
8 m.—Calizas margosas en finas capas alternantes con margas calizas. Muschelkalk superior.
30 m.—Dolomías compactas, gris negruzcas, un poco cavernosas.
4 m.—Calizas en capas delgadas, con fucoides.
13 m.—Calizas arcillosas en capas delgadas alternantes con arcillas.
8 m.—Calizas grises compactas, algo rojizas en la base.
50 m.—Areniscas rojas sin mica, muy arcillosas y con intercalaciones de arcillas rojas, más abundantes en la parte alta. Muschelkalk medio.
YACENTE.—4 m. (visibles).—Calizas dolomíticas grisamarillentas, compactas, que se observan únicamente en el fondo de la vaguada de la cabecera del arroyo de la Bleda (SE. de Sant Pere de Sacarrera). Muschelkalk inferior.

D. SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

Una de las series más características y completas y que tomamos como serie tipo de esta región, es la que puede obtenerse entre Sant Joan de Mediona y Can Pareras (al oeste de Sant Quintí).

TECHO. Calizas eocenas con *alveolinas*. En los cerros de la Sucarrada, al norte de Sant Joan de Mediona.

KEUPER SUPERIOR.
15-20 m.—Calizas dolomíticas duras, muy cristalizadas, con intercalaciones de carniolas en la parte inferior.
6-8 m.—Calizas muy arcillosas alternando con capas de margas amarillentas y blanquecinas.

KEUPER INFERIOR.
8-9 m. — Margas amarillentas con delgadas intercalaciones de calizas.
14 m.—Margas rojas con algunas intercalaciones de carniolas en la parte superior. En algunos puntos contienen jacintos de compostela.
5 m.—Margas abigarradas de tonos claros.
1-5 m.—Calizas rosadas arcillosas.
2 m.—Margas rojas.
1 m.—Arcillas rojas con finas capas de yeso.
2 m.—Calizas rojas.
0,8 m.—Carniolas.
1,5 m.—Calizas blancas pulverulentas.
5 m.—Caliza brechoide.

MUSCHELKALK SUPERIOR.
60-65 m. — Dolomías grises masivas, poco estratificadas, algo cavernosas en algunos niveles. Hacia la parte superior se hacen menos duras, mejor estratificadas y más arcillosas.
15-13 m.—Calizas masivas y oscuras, con trazas de fucoides.
9 m.—Calizas grises arcillosas, en capas delgadas, con fucoides.
8-9 m.—Calizas grises arcillosas, tableteadas.
10 m.—Calizas grises compactas.
1,5-2 m.—Calizas rojizas, algo arenosas en la base.

MUSCHELKALK MEDIO.
1 m.—Arcilla gris amarillenta.
22 m.—Margas rojas con delgadas intercalaciones de areniscas, en la base.
8 m.—Areniscas rojas, arcillosas, sin mica.
14-15 m.—Margas amarillentas y rojizas, alternantes, con delgadas capas calizas en la base.

MUSCHELKALK INFERIOR.
45 m.—Dolomías y calizas. Blancas y pulverulentas en la parte superior. Grises y compactas con nódulos de sílex en la base.
25 m.—Calizas en lajas con algunos restos de fucoides.
10 m.—Caliza gris compacta.

BUNTSANDSTEIN.
4 m. (visibles).—Arcilla rojo vinosa, en el fondo del torrente de Can Gallego.

La esterilidad de los cortes antes descritos nos obliga a describir también otro menos completo y típico, pero que es el único en que han aparecido niveles fosilíferos bien caracterizados y que por tanto constituye la base paleontológica necesaria para la datación de los otros. Es el correspondiente a la zona de Pontóns y se ha obtenido siguiendo la carretera desde Torrellas de Foix en dirección a Pontóns, y luego el camino que desde el Puente de las Minas se dirige a Mas Fonoll.

TECHO.—Calizas eocenas discordantes.

KEUPER.

Análogo al descrito en la serie anterior.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

35 m.—Dolomías blancas en capas delgadas con
Cassianella decussata Munst.
C. cf. *planidorsata* Munst.
Myophoria goldfussi Zeit.
M. cf. *elegans* Dunk.
M. vestita Alb.
Entolium discites Schlot.
Myophoriopsis (Pseudocorbula) sp.
Anodontophora sp.
Dentalium sp.
Trypanostylus sp.
Cryptonerita cf. *eliptica.*
Eurochrysalis cf. *fusiformis.*
Naticopsis (Vernelia) cfr. *laevisima* Kit.

18 m.—Calizas arcillosas y amarillentas.
25 m.—Dolomías grises, compactas y duras.
10 m.—Calizas grises compactas con trazas de *fucoides.*
8 m.—Calizas arcillosas pizarreñas con *fucoides.*
27 m.—Calizas grises compactas con algunos niveles algo dolomíticos. En la parte más inferior son rojas y ferruginosas.

MUSCHELKALK MEDIO.

55 m.—Margas rojas y grises. En la parte inferior tienen intercalado un banco de anhidrita poco potente (unos 2 m. como máximo). En su mitad superior pasan a areniscas rojas y compactas, que en algunos puntos alcanzan más de 20 metros.

MUSCHELKALK INFERIOR.

20 m.—Dolomías grises y compactas.
10 m.—Calizas algo dolomíticas, compactas, con trazas de *fucoides.*
YACENTE.—No es visible.

Este corte presenta en relación con el anterior algunas diferencias, las más importantes son la disminución del carácter detrítico del Muschelkalk medio de este a oeste, que se manifiesta en la pérdida de potencia de los niveles arenosos y en la aparición de un nivel de yesos.

En el Keuper se observa también paralelamente una mayor importancia de la sedimentación marina y disminución de los niveles yesosos.

2. Borde septentrional del Vallés-Penedés

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Este afloramiento triásico, muy próximo a Barcelona, con un yacimiento de fósiles relativamente fértil (Olesa) y una estructura aparentemente sencilla, ha sido descrito o por lo menos citado por casi todos los geólogos que han trabajado en las comarcas catalanas.

La confusión de ideas que durante muchos años ha existido en lo referente a la estratigrafía y paleogeografía del Triásico catalán, es consecuencia en gran parte de las erróneas observaciones realizadas sobre este afloramiento, ya que los primeros geólogos que estudiaron su estratigrafía (Almera, Bofill, Mallada...), no interpretaron su estructura y confundieron las repeticiones tectónicas de los mismos niveles como diferentes pisos del Triásico. Así, se estableció una serie en la que no había manera de encajar los hallazgos fosilíferos que posteriormente se produjeron. Hasta los más recientes trabajos de Llopis (1947) y publicación de la memoria explicativa de la hoja de Sabadell

del mapa 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero (Instituto Geológico, 1947) no se descifró por completo la estructura de esta zona. Con ello se resolvieron también todos los problemas estratigráficos, y la sucesión real de los materiales quedó establecida en sus líneas generales, quedando con ello abierto el camino a un análisis estratigráfico detallado.

Las referencias más antiguas que poseemos sobre esta región corresponden a Verneuil (1852), que coloca acertadamente en el Muschelkalk la banda caliza que se extiende de Collbató a la Puda. Poco después Vezian (1857), a pesar de admitir esta edad para la masa principal, coloca algunas hiladas en el Oxfordiense, sin indicar las razones en que basa esta atribución; y unos años más tarde, Carez (1881) las atribuye al Devoniano. Es Maureta y Thos (1881) el primero en indicar la existencia de «la banda de materiales triásicos que ocupan el centro de la provincia y se extienden desde la base de Montserrat a la del Montseny» (p. 255).

En 1893 se produce el primer hallazgo fosilífero en esta región, al dar cuenta Bofill y Poch (1888) de haber hallado «entre el Turó d'en Margarit y Sant Pere Sacama un yacimiento en que además de los susodichos *fucoides, encrinus* y *Natica gregaria,* ha podido reconocer abundancia de *ammonites*» (se trata del yacimiento situado junto a la estación del Norte de Olesa de Montserrat). Considera estos materiales como pertenecientes al mismo nivel de Camposines y refiere provisionalmente uno de los ejemplares hallados a *Hunganites pradoi* aff. *nodosus*. Cita también en este yacimiento: *Myophoria* de pequeñas dimensiones, *Nucula gregaria, Natica* con rugosidades, *Natica* cfr. *Helicites* Munster, un fragmento, «al parecer de pez», y otro, «quizá de vegetal».

Además hace Bofill una serie de consideraciones algo confusas sobre la estructura y constitución de los materiales triásicos. Es muy interesante la observación de que las capas están «en extremo trastornadas» (Bofill, 1893, p. 2). A pesar de ello este mismo geólogo, en las publicaciones posteriores, interpreta la sucesión de materiales como una serie normal.

Mallada (1895) realiza el primer intento de serie estratigráfica al describir el siguiente corte, observado en la trinchera de la vía férrea de los de Barcelona a Manresa:

Carniolas cavernosas.
Calizas compactas en lechos delgados con Chondrites (fucoides).
Calizas grises compactas.
Areniscas con arcillas rojas sin yeso.
Caliza gris y dura con *Mentzelia.*
Calizas del Muschelkalk, amarillentas, con *Ceratites, Natica gregaria, Chemnitzia* y otros fósiles
Areniscas rojas.
Conglomerado rojo cuarzoso.

Los cuatro niveles superiores los coloca en el Keuper, los dos calizos inmediatamente inferiores en el Muschelkalk y los restantes en el Buntsandstein. De esta serie arranca la confusión que durante muchos años persistió en la estratigrafía del Trías de esta zona. Al confundir la repetición tectónica de las areniscas del Buntsandstein y calizas del Muschelkalk con una sucesión normal, aparece un falso Keuper en la parte superior de la serie y, al no observar la inversión de la serie basal, considera las calizas de *Mentzelia* superiores a las de *Ceratites;* superposición completamente anormal, como más tarde Wurm y Schmidt demostrarían. Es curioso señalar que Mallada indica que «las capas del Keuper están volcadas sobre las arcillas rojas garumnenses»; es éste uno de los primeros datos existentes sobre los cabalgamientos del borde de la depresión del Ebro.

En 1898, Bofill y Almera se refieren también a esta zona y describen una sucesión estratigráfica de los materiales, que en sus líneas generales coincide con la propuesta por Mallada, o sea, mantienen la existencia del Keuper y la superposición de las capas de *Mentzelia* a las de *cefalópodos;* el trabajo de Almera (1898) aporta, sin embargo, detalles interesantes sobre la región y señala la

presencia de *Gyroporellas* en la base de las dolomías con nódulos silíceos, en Collbató.

Bofill (1898) comunica la clasificación definitiva de los cefalópodos descubiertos en 1893 y que, de acuerdo con Mojsisovics y contrariamente a lo indicado anteriormente (Bofill, 1893), corresponden a *Ceratites*. El único ejemplar clasificado es atribuído «a una de las formas del Muschelkalk inferior germánico, el *Ceratites antecedens*» (p. 183).

Unos años más tarde, Wurm visita esta región (Wurm, 1913) e indica que «el perfil ha sido detalladamente descrito, pero no puesto en claro» (p. 530), expone sus dudas de que «la sucesión descrita (Almera y Bofill) corresponda a la serie normal» (p. 532) e insiste en la anormalidad de la superposición de las calizas con *Mentzelia* a las de *Ceratites*.

Tornquist publica en 1909 una nota sobre el Triásico de Cataluña y Baleares, y otra en 1916 sobre los Ceratites de Olesa y sus relaciones con la cuenca mediterránea. Su clasificación es completamente opuesta a la de Mojsisovics, ya que los atribuye a formas del grupo *nodosus,* o sea del Muschelkalk superior. Describe también el corte de la línea férrea y por primera vez indica que la intercalación roja arenosa que aparece en el corte a continuación de las calizas, corresponde a una repetición tectónica del Buntsandstein y que existe «una inversión de capas» responsable de la anormal superposición de las calizas con *Mentzelia* a los niveles de *Ceratites*. Sin embargo, la confusión persiste, ya que dicho autor indica la existencia de un supuesto Keuper en contacto con el Buntsandstein y, sobre todo, porque coloca el nivel de Ceratites en el Ladiniense. Las formas halladas quedan clasificadas (Tornquist, 1916) en tres nuevas especies:

Ceratites occidentalis n. sp.
Ceratites evoluto-espinosus n. sp.
Ceratites flexuosiformis n. sp.

Las publicaciones posteriores (Vilaseca, 1920, y Bataller y Guerin, 1930; Larragán, 1931; Schmidt, 1929, 1930, 1931, 1932 *a*, 1932 *b*, 1932 *c*, 1933, y Bataller, 1933) están completamente en desacuerdo con la datación de Tornquist.

Bataller y Guerin citan tres nuevas formas de Ceratites procedentes del yacimiento, que denominan:

Ceratites almerai Bat.
Ceratites catalaunicus Bat.
Ceratites guerini Bat.

Schmidt (1831) insiste en la imposibilidad de atribuir al Fasaniense la fauna de *Ceratites,* ya que se halla a muy pocos metros de los niveles anisienses de *Mentzelia*. Además, contrariamente a la opinión de Wurm y a nuestras observaciones, afirma taxativamente que «las capas de Mentzelia están sobre las de Ceratites» (p. 4). En un trabajo posterior (1932 *c*), mucho más extenso y dedicado expresamente al estudio de los *Ceratites* de Olesa, describe detenidamente el perfil geológico de esta zona, sin llegar a resolverlo. Insiste en la edad anisiense de la fauna, e indica que las semejanzas que presentan con los *Ceratites* del grupo *nodosus* son debidas a una convergencia ocasionada por la identidad del medio en que se desarrollan ambas.

No admite las especies creadas por Tornquist, y propone, en espera de que aparezca una descripción detallada de todas las especies que existen en el yacimiento, reunirlas en el grupo de *Ceratites antecedens,* que presenta una variabilidad suficiente y bastante analogía con las formas españolas.

Es también muy interesante la observación contenida en una publicación posterior (Schmidt, 1933), de que *Mentzelia* se halla «debajo y también encima de las capas de ceratites». Este hecho, lógica consecuencia de la estructura anticlinal del yacimiento (no advertida por Schmidt), explica la divergencia de opiniones sobre este pequeño, pero importantísimo detalle estratigráfico.

Paralelamente a los estudios de carácter paleontológico, surgieron una serie de notas y trabajos de carácter

más local, pero que aportaron algunos datos sobre la estructura de la región. Vicente Sos (1933), refiriéndose a un ejemplar de *Ceratites* existente en el Museo Nac de Ciencias Naturales, procedente de Olesa de Montserrat, indica que aparece clasificado como *C. nodosus* y como perteneciente al Keuper. Sos no admite esta determinación y lo clasifica como *C. pulcher* Ried y lo sitúa en el Muschelkalk. Elías (1915), entre diversos datos de tipo general sobre la geología de los alrededores de Tarrasa, señala que el contacto del Trías con el Paleozoico, que anteriormente se consideraba normal, está mecanizado. Schriel (1920) se refiere accidentalmente a esta zona y describe en ella los tres niveles del Trías germánico. Palet y Barba (1931) insiste en la existencia del cabalgamiento del Trías y el Paleozoico sobre el Eoceno. Darder (1931) no añade tampoco muchos datos al conocimiento de esta región, pero por primera vez indica que es discutible la edad keuperiana de las arcillas y yesos superiores al Muschelkalk. Sierra Yoldi (1933) publica un trabajo sobre la estructura de estas regiones, llegando a unos curiosos resultados que difieren por completo de las opiniones de todos los geólogos anteriores y posteriores.

Con la publicación de la monografía de Llopis sobre los Catalánides (1947), del mapa geológico 1 : 50.000 y su correspondiente memoria explicativa (Instituto Geológico, 1949) y de un estudio hidrogeológico de la Cueva de Collbató (Llopis y Thomas, 1954), se llega a la definitiva solución a la estructura de esta zona. Descifradas por completo las formas de plegamiento y repeticiones tectónicas, puede por fin establecerse la sucesión real de los materiales, que coincide por completo con la observada por nosotros en cuanto a la edad relativa de los diversos niveles, aun cuando difiere un poco en su edad absoluta, ya que en estos trabajos se considera que los tramos más altos que se observan corresponden al Langobardiense y nosotros los suponemos equivalentes al Muschelkalk medio. En unos recientes trabajos (Virgili, 1955 y 1955 bis) nos hemos referido también a los materiales triásicos de la región de Olesa, llegando a resultados análogos a los que exponemos a continuación.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

En sentido tectónico la Cordillera Prelitoral está reducida, en el borde septentrional del Vallés-Penedés, a una pequeña escama de materiales triásicos y paleozoicos que cabalgan el Eoceno en la depresión del Ebro. Su estructura de conjunto es sobradamente conocida (Llopis, 1947; Fontboté, 1952, 1954, 1954 bis) para que sea preciso insistir sobre la misma.

El Triásico forma una banda discontinua de unos 25 Km. de longitud por unos 3 ó 4 de anchura media, que se extiende desde el pie de Montserrat (Collbató) hasta la riera de Tenes (Riells), y allí enlaza con el Triásico que constituye el afloramiento que denominaremos del valle del Congost. (Fig. 36.)

Dada la variación de plasticidad existente entre los diferentes niveles de los materiales triásicos, éste presenta una compleja estructura interna, y por ello no es una zona particularmente favorable para el estudio de los materiales triásicos. Sin embargo, el hecho de hallarse en ella uno de los primeros yacimientos fosilíferos conocido en el Triásico catalán, la especial atención que ha merecido de los geólogos que han estudiado la geología catalana y los magníficos cortes que proporcionan, nos obligan a dedicarle una atención especial. La serie estratigráfica que se obtiene en esta zona, aunque bastante incompleta y de potencia no muy segura debida a la intensa mecanización, sirve de enlace entre el Trías del bloque del Gayá y el del Montseny y presenta dos niveles fosilíferos extraordinariamente típicos, el de *Paraceratites* y el de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli.*

A continuación describiremos con especial detalle la estructura del extremo occidental del afloramiento (Olesa de Montserrat), que es el más favorable para un análisis

estratigráfico, y en el que se han centrado especialmente nuestras investigaciones.

En líneas generales, los materiales triásicos forman entre Collbató, Olesa de Montserrat y Viladecaballs, un complejo sinclinorio volcado hacia el norte sobre el Eoceno y ligeramente cabalgado en el sur por el Paleozoico (figs. 34 y 35). Podemos distinguir en él tres partes:

1.° Un sinclinal meridional, cuyo flanco norte está ligeramente laminado.
2.° Un anticlinal de desarrollo lateral muy regular.
3.° Un segundo sinclinal más desarrollado que el anterior, cuyo flanco norte está en contacto con el Eoceno, bajo el cual aparecen los niveles triásicos más superiores cuando la erosión lo ha disecado suficientemente.

Estas estructuras, que en sus líneas generales son idénticas a lo largo de toda la región, presentan algunas diferencias de detalle en las tres zonas en que consideramos dividido el afloramiento de Collbató-Viladecaballs y que de oeste a este son: sierra de la Salud, Puig Ventós y sierra de Coll Cardús. Las dos primeras quedan separadas por el valle del Llobregat y las dos segundas por la riera de Sant Jaume.

En la zona central o de Puig Ventós, el anticlinal meridional es muy cerrado y bastante inclinado, de manera que el flanco norte presenta buzamientos invertidos que pueden observarse junto a la estación del ferrocarril; la charnela no es en general visible. El pliegue tiene máxima importancia en la parte oriental, donde constituye la masa principal de Puig Ventós; hacia el oeste va perdiendo importancia, y junto al Llobregat, bajo la ermita de Sant Salvador, está muy reducido.

El sinclinal central tiene, en el corte de la riera de Sant Jaume, una estructura en abanico claramente visible. Ha sido desmantelado por la erosión, que permite el afloramiento del núcleo de Buntsandstein. Hacia el oeste va reduciéndose de volumen, hasta que cerca de Sant Salvador se convierte en una simple escama.

El segundo sinclinal está, en el corte de la riera de Sant Jaume, reducido a su flanco meridional, pero hacia el oeste adquiere más importancia, alcanzando su máximo desarrollo junto a Sant Salvador. Allí han quedado involucradas en su núcleo margas del Muschelkalk medio, constituyendo uno de los afloramientos de este nivel más extensos de toda la región.

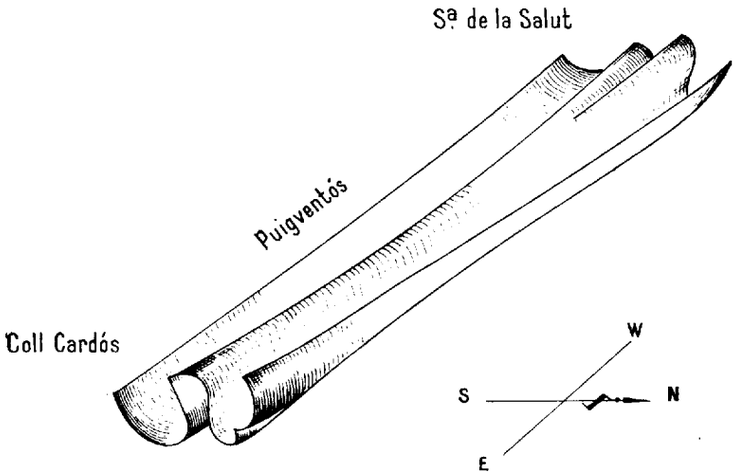


Fig. 34.—Borde del Vallés-Penedés. Sector de Olesa. Estructura interna de los materiales triásicos.

En la zona occidental o sierra de la Salud, aumenta la complicación en el anticlinal, la estructura en abanico es más acentuada y está dividida en dos por un pequeño sinclinal intermedio. El flanco sur está muy laminado, de tal manera que los materiales del Buntsandstein entran en contacto con los niveles altos del Muschelkalk. Hacia el oeste, en la zona de Collbató, esta estructura es violentamente comprimida, hasta que los materiales triásicos de-

saparecen por completo y el Paleozoico entra directamente en contacto con el Eoceno. (Fig. 35, I.)

La sierra de Coll Cardús constituye la continuación oriental de la de Puig Ventós; la principal diferencia con ella estriba en el mayor desarrollo del anticlinal septentrional, que hacia el este desdobla en dos su núcleo.

El núcleo del mismo, perfectamente visible, ya que en él se explota una cantera caliza, contiene niveles margosos rojos del Muschelkalk medio y está cortado por una pequeña falla. Más hacia el norte este pliegue se continúa por otra pequeña ondulación sinclinal menos acentuada, pero muy visible, ya que en su núcleo se han conservado también los materiales del Muschelkalk medio. (Fig. 35, IV.)

El contacto del Trías con el Paleozoico es vertical y mecanizado; muchas veces parte del Trías es cobijado por el Paleozoico, e incluso cuando aflora por completo hay huellas de que dicho contacto ha jugado como una falla.

Es interesante observar su desarrollo de este a oeste. En la estación del Norte de Olesa el Paleozoico está en contacto con los conglomerados de base del Triásico, pero el contacto es vertical y en él se observan cuñas de Triásico que se introducen en las pizarras silurianas. Hacia el oeste existe la misma estructura hasta que cerca de la casa de Puig Ventós desaparecen los conglomerados cuarzosos y el Paleozoico entra directamente en contacto con las areniscas. En el collado de la Creu de Beco la cobijadura del Trías por el Paleozoico se va acentuando, hasta que desaparece la totalidad del Buntsandstein y el contacto se realiza directamente con las calizas del Muschelkalk. Más adelante no sólo es el Paleozoico, sino el conjunto de Buntsandstein y Paleozoico el que forma una escama que cabalga el Muschelkalk.

A continuación hay una falla longitudinal que desplaza el Triásico unos 100 metros hacia el sur. El contacto es de nuevo normal entre pizarras y conglomerados. Sin embargo, muy pronto el Paleozoico se vuelca sobre el Trías. En el barranco de Sant Salvador puede verse la disminución progresiva de potencia en los conglomerados triásicos

hasta que desaparecen nuevamente, y en el barranco de la Puda las pizarras silurianas están en contacto con las areniscas. Al otro lado del barranco el Trías inferior está representado solamente por el Röt. En el contacto entre ambos materiales hay una potente milonita, muy visible en la mina de yeso de detrás del balneario. Finalmente, el Triásico inferior desaparece totalmente y las calizas quedan en contacto con las pizarras. Como estos materiales son más rígidos se producen en el contacto gran número de diaclasas y microfallas. (Fig. 35, II.)

El contacto entre el Triásico y el Eoceno es también extraordinariamente interesante. Es una falla inversa o una «cabalgadura de tipo sajónico» (Llopis, 1947) que monta el Trías sobre el Eoceno. Puede observarse su estructura en los numerosos valles que cortan transversalmente el contacto Trías-Eoceno. Entre todos ellos, el que proporciona un corte más interesante es el valle del Llobregat. Este río ha excavado una semiventana tectónica tan profunda que por debajo del Eoceno cabalgado aflora el Triásico, que constituye el substrato normal del mismo. Este corte es extraordinariamente interesante, tanto desde un punto de vista tectónico como estratigráfico, ya que permite a la vez un detallado estudio de la cobijadura y la observación de los niveles más altos del Triásico, cubiertos transgresivamente por el Eoceno. En el camino del puente de la Puda al Cairat, a unos 50 m. del balneario, por debajo de las calizas triásicas aparecen, en contacto anormal, los conglomerados eocenos. El plano de cabalgamiento está situado a unos 3 m. encima del camino. Debido a que los estratos se cortan paralelamente a sus direcciones, en la trinchera de la carretera se disponen horizontalmente, sin embargo aparecen los haces de microfallas con magníficos espejos en la superficie de fricción, que acreditan la violencia de la dislocación. El plano de cabalgamiento tiene vergencia NW. y a través de él surgen las fuentes sulfurosas del balneario. Poco después aparecen, bajo los conglomerados del Paleoceno, las dolomías de Muschelkalk superior; se observan muy bien en la margen oriental del río, debajo

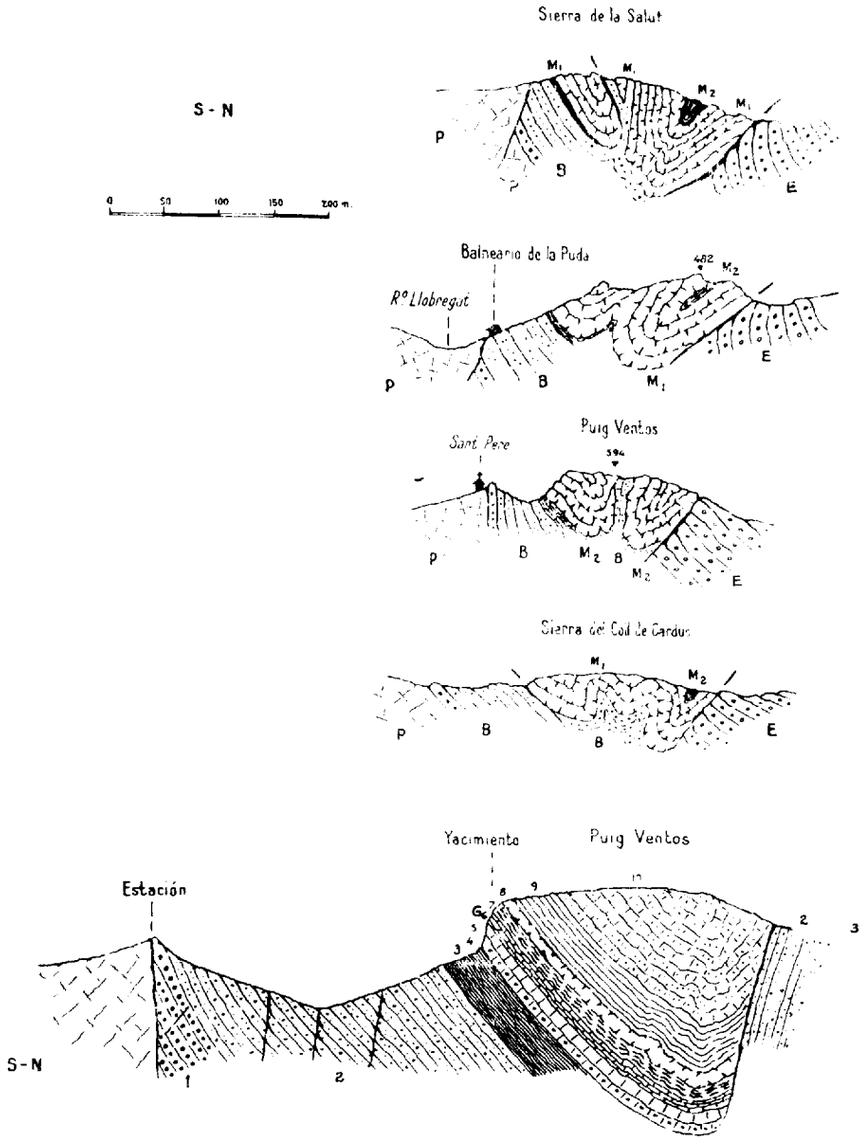


Fig. 35.—Borde del Vallés-Penedés. Sector de Olesa. Cortes generales seriados de oeste a este (I-IV) y del yacimiento (V). Este último a escala cuatro veces menor.

19. Dolomías grises compactas con nódulos de silex en la parte basal.—9, Calizas compactas con lamelibranquios.—8, Calizas compactas con trazos de fucoides.—7, Calizas arcillosas con fucoides.—6, Calizas tableteadas con Paraceratites.—5. Calizas compactas con braquiópodos.—4, Calizas rojizas cavernosas.—3, Buntsandstein. Margas irisadas.—2, Areniscas rojas.—1, Conglomerados basales.

de una terraza cuaternaria (80 m.). Hay una ligera discordancia entre el Triásico y el Paleoceno; las dolomías se hallan asentadas sobre margas extraordinariamente móviles, esto se traduce en la formación de pequeñas ondulaciones, que se señalan en los conglomerados paleocenos en forma de microfallas.

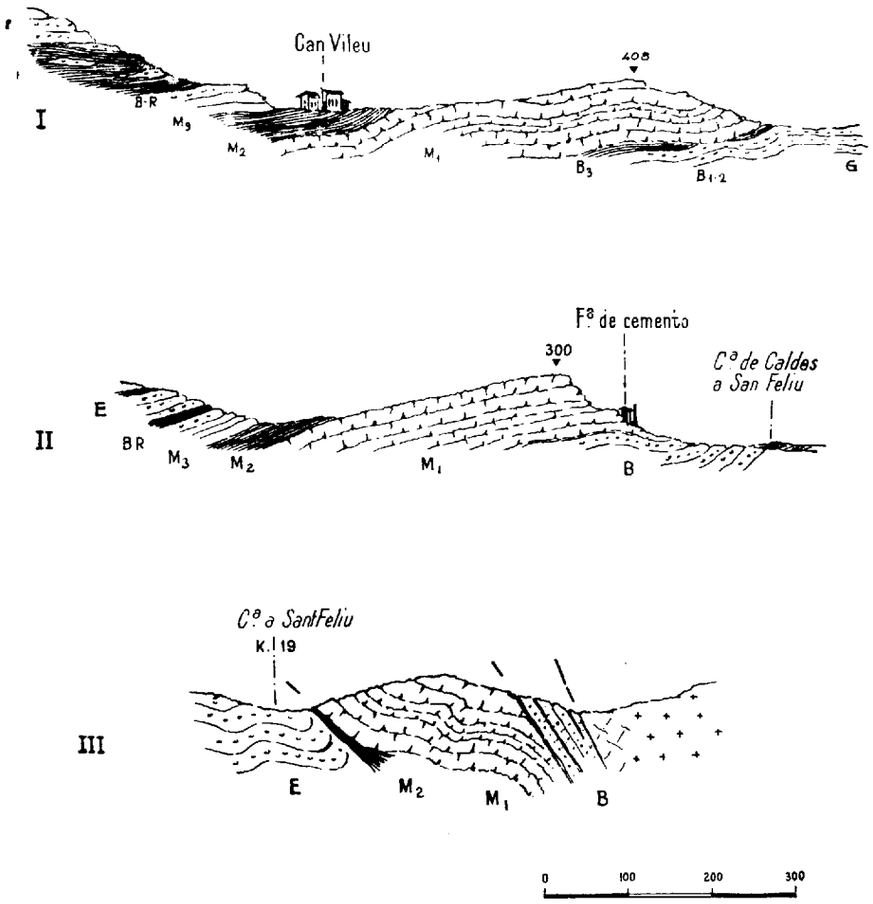


Fig. 36.—Borde del Valtés-Penedés. Sector de la riera de Tenes. Cortes generales seriados de oeste a este.

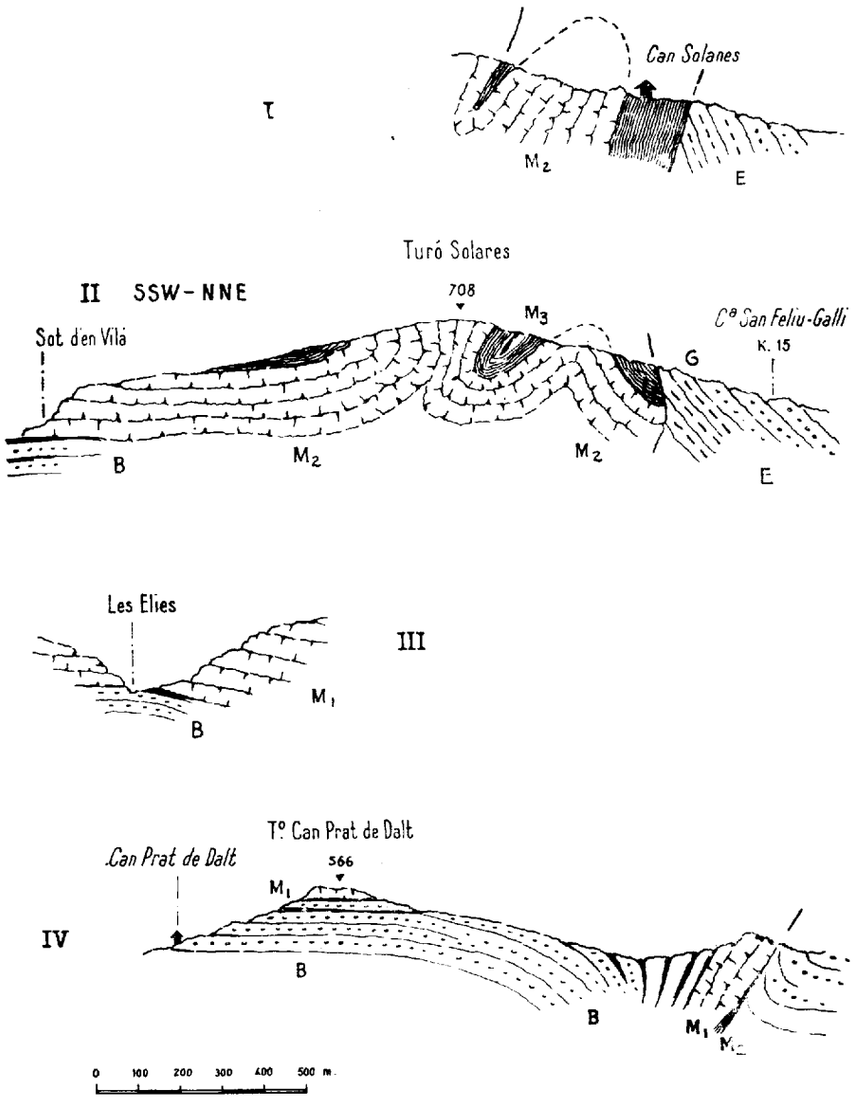


Fig. 37.—Borde del Vallés-Penedés. Sector riera de Tenes-Farell. Cortes generales seriados de oeste a este.

La superficie de cabalgamiento puede seguirse desde el Cairat hacia el oeste con análogas características. Los pequeños torrentes afluentes del barranco de la Salud y la cabecera del mismo, han abierto semiventanas tectónicas, análogas, aunque menos desarrolladas, que la de Cairat.

Hacia el este el contacto pierde inclinación y se realiza con niveles más altos del Paleoceno. En Sant Salvador el plano de cabalgamiento está inclinado 55° S. En Puig Ventós la parte superior de los cerros está formada por Trías y la base por Eoceno. El plano de cabalgamiento es más horizontal (37° S.). En la estación de Olesa se acusa más aún el accidente y el plano tiene sólo una inclinación de 22° S. Probablemente estas variaciones, más que a diferencias estructurales, se deben a que en la región del Cairat nos hallamos más cerca de las raíces del pliegue, de las que nos vamos alejando a medida que nos dirigimos hacia el este.

Los materiales eocenos en contacto con el Triásico presentan un claro ejemplo de discordancia progresiva desde el Luteciense, horizontal completamente, hasta el Paleoceno invertido. Este hecho es particularmente visible, ya que el Eoceno está formado por bancos alternantes de margas y conglomerados, que forman «hohbacks».

Esta banda de materiales triásicos se continúa hacia el este con una estructura análoga, hasta que junto a Tarrasa desaparece cobijada por una amplia escama de materiales paleozoicos que constituyen la sierra de les Pedritxes. La erosión explica la existencia de una serie de afloramientos triásicos de indudable interés, tales como el de la carretera de Can Sallent, junto a Castellar del Vallés, que ha proporcionado *Paraceratites flexuosiformis* Moj. y *Spirifera (Mentzelia) mentzeli* Dunk.

En el extremo más oriental, donde enlaza con el Triásico del valle del Congost, los pliegues se hacen más laxos y el Trías se hunde normalmente bajo el Eoceno (figs. 37 y 38). En cambio la mecanización del contacto Trías-Paleozoico continúa y a veces se resuelve en un profundo cabalgamiento, como en el sector de San Feliu de Codi-

nes, para el estudio del cual remitimos a los trabajos de Llopis (1945 y 1949).

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Corte de la vía férrea de Olesa a Vacarisses.—Este corte es uno de los más interesantes desde el punto de vista estratigráfico.

Es en realidad un corte clásico en el estudio del Triásico catalán, ya que en él se halla emplazado el yacimiento fosilífero más importante que existe en esta región.

La serie estratigráfica que puede obtenerse a lo largo de este corte será descrita al final de este capítulo, ya que la consideramos como la serie tipo de la región de Olesa. En cuanto a la tectónica del mismo queda suficientemente descrita al estudiar la estructura interna de la banda triásica.

De todas maneras, dada la importancia y numerosas referencias que existen sobre este corte, creemos interesante indicar algunos detalles sobre el mismo.

Junto a la estación puede observarse el contacto Trías-Paleozoico. Los niveles basales triásicos son el típico conglomerado cuarzoso. Sin embargo, el contacto no es normal, ya que aparecen cuñas de Triásico introducidas en el Paleozoico.

Sobre la banda de Buntsandstein ha excavado su valle el torrente de Sant Jaume, valle que el ferrocarril atraviesa mediante un amplio puente; sin embargo, la observación detallada del Buntsandstein es posible gracias a la carretera de Vacarises que sigue paralela al torrente.

El extremo del puente coincide con el afloramiento del Muschelkalk, que forma un pequeño cerro atravesado por un túnel. En la ladera SW. del mismo hay una cantera abandonada, en la que puede estudiarse con particular detalle la estratigrafía del Muschelkalk inferior y en la que se halla el célebre yacimiento fosilifero a que nos hemos referido. (Fig. 35, IV.)

En realidad, existen tres niveles fosilíferos distintos; uno más inferior con braquiópodos, otro más superior con *Paraceratites,* y el más elevado con *Pleuromyas* y *Myophorias.* Actualmente este yacimiento es menos fértil, y los fósiles aparecen en muy mal estado de conservación, ya que la cantera ha dejado de explotarse.

La totalidad de la fauna hallada en el yacimiento es:

Cefalópodos:

Paraceratites hispanicus Aut.
— *evoluto-spinosus* Torn.
— *flexuosiformis* Torn.
— *almerai* Bat.
— *catalaunicus* Bat.
— *guerini* Bat.
— *villaltae* n. sp.

Lamelibranquios:

Mytilus eduliformis Schlot.
Pleuromia catalaunica Schm.

Gasterópodos:

Coelostilina (Omphaloptycha) sp.
Trypanostilus sp.
Ampullospira gregaria Schl.
Cryptonerita elliptica Kitt.

Braquiópodos:

Halorella decurtata Gir.
Coenothyris vulgaris Schl.
Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk.

A la salida del túnel, en la ladera norte del cerro, aparece de nuevo Buntsandstein en el núcleo de un anticlinal en abanico formado por las calizas. Afloran sólo las areniscas; las margas han desaparecido por laminación. Es un claro ejemplo de relieve invertido, ya que en el núcleo del anticlinal se ha excavado un pequeño valle y las cali-

zas de sus flancos sobresalen a los lados formando abruptas crestas.

A continuación aparece el segundo anticlinal, en el que se repite, aunque menos claramente, la serie anterior. Está cortado por una enorme cantera que permite observar su estructura y la falla que corta el núcleo. En la parte central han quedado pinzados los niveles rojos del Muschelkalk medio.

Este Muschelkalk se pone en contacto con el Eoceno inferior mediante una delgada capa de margas abigarradas, dolomías y carniolas que representan el Muschelkalk medio y la base del superior, extraordinariamente laminado. Son únicamente visibles en el fondo del torrente de San Jaime, ya que en la vía férrea aparecen cubiertos por derrubios cuaternarios. El descenso de la vía al fondo del torrente permite además comprobar el cabalgamiento del Trías sobre el Eoceno.

Puig Ventós.—Siguiendo por la ermita de Sant Pere y sierra de Puig Ventós, puede también estudiarse el Trías, que tiene una estructura igual a la antes indicada.

En la ermita de Sant Pere aparecen los conglomerados de base completamente verticales. A continuación el Buntsandstein, con la misma alternancia de areniscas blancas o rojas y margas. El Muschelkalk está muy plegado, de modo que se hace difícil seguir los distintos niveles y aún más medir los espesores. Se observan las dolomías con los típicos nódulos de sílex y las calizas con fucoides. El hallazgo de un ceratítido en el nivel de calizas grises oscuras, en capas delgadas, prueba la continuidad de la sucesión estratigráfica.

Más hacia el este no se presenta la serie completa, ya que el Trías inferior y parte del superior están cabalgados por una escama paleozoico-triásica.

Can Cardús.—El camino que atraviesa la ladera de Coll Cardús por encima de las canteras desde el barranco de Can Mims a la estación de Olesa, permite obtener un interesante corte del sector oriental de la región. (Fig. 35, IV.)

El contacto entre el Trías y el Eoceno tiene dirección ENE.-WSW. y pone en contacto los conglomerados del Paleoceno con las dolomías grises de la parte alta del Muschelkalk superior, que buzan 25° S. 30° W.

Sobre estos niveles descansan carniolas y dolomías cavernosas y, finalmente, arcillas y margas rojas e irisadas del Muschelkalk medio, formando un pequeño núcleo sinclinal. Este afloramiento tiene unos 35 m. de ancho y una dirección WSW.-ENE.

Afloran de nuevo los niveles calizos, que trazan un anticlinal y un amplio sinclinal, continuación del que constituye la segunda cantera de la vía férrea, y finalmente aparece una banda de pocos metros de arcillas violáceas que constituyen la terminación del afloramiento de Buntsandstein del núcleo del anticlinal.

Los sinclinales calizos permiten reconocer una sucesión estratigráfica análoga a la descrita en el corte general.

Sant Salvador de las Espasas.— El camino que desde la carretera asciende a la ermita de Sant Salvador proporciona un interesante corte de la banda triásica. Junto a la carretera el contacto con el Paleozoico es mecánico, los conglomerados de la base del Trías casi están laminados y las pizarras, intensamente trituradas, entran directamente en contacto con las areniscas, que presentan una sucesión análoga a la del corte de la vía férrea.

Estos materiales quedan normalmente cubiertos por las calizas del Muschelkalk inferior, que buzan NNW. 25°.

La serie caliza está en conjunto bastante laminada, ya que su potencia total queda reducida a unos 45 m.; sin embargo, permite apreciar la sucesión estratigráfica típica de esta zona:

Dolomías grises con nódulos de sílex.
Calizas con fucoides.
Calizas grises en lajas con ceratítidos.
Calizas grises compactas.

Los niveles calizos dibujan un suave sinclinal, un anticlinal tumbado hacia el norte y, finalmente, un profundo sinclinal fuertemente vergente al norte, en cuyo núcleo quedan pinzados los materiales del Muschelkalk medio, constituído por arcillas y margas rojas y verdosas con finas intercalaciones calcáreas.

El camino corta finalmente los niveles de conglomerados del Eoceno, que aparecen cabalgados por las calizas triásicas. La vegetación oculta el plano del cabalgamiento, pero el fondo del trazado del contacto Trías-Eoceno en el fondo del valle es una evidente prueba de la cobijadura.

Del Cairat a Can Paloma.—Se corta la misma estructura del valle del río, pero aquí tiene más amplitud y desarrollo.

En la trinchera de la carretera, poco después de Can Estruch se corta el frente de la cobijadura del Trías sobre el Eoceno. En el contacto hay una cuña de materiales rojizos que pueden ser Eoceno milonitizado o restos del Buntsandstein inferior laminado. A continuación aparecen las calizas grises de la base del Muschelkalk, las calizas con fucoides y, finalmente, cerca de la ermita de Santa María, dolomías compactas con nódulos de sílex, que al ser duras forman una pequeña cresta.

Todos estos materiales tienen un buzamiento de 60° al suroeste. La sucesión estratigráfica es idéntica a la descrita en la serie general.

A continuación aparecen unas margas abigarradas y areniscas rojizas casi verticales y algo discordantes con las calizas anteriores. Estos estratos son cada vez menos inclinados, hasta que adquieren un buzamiento de unos 20°. Cerca del Km. 2 son cubiertos por una serie caliza con la siguiente sucesión:

Yacente.—Margas y areniscas rojas.
5 m.—Calizas compactas grises.
2 m.—Calizas blanquecinas en lajas.
10 m.—Calizas compactas con fucoides.
15 m.—Dolomías blancas compactas con nódulos de sílex.

El nivel superior de margas y areniscas ha sido a veces interpretado como perteneciente a la parte superior del Trías; sin embargo, no hay duda alguna de que pertenece al Buntsandstein. Su facies es idéntica a la que presentan en esta zona los niveles altos del Buntsandstein y completamente diferente de la que se observa en los escasos puntos (Sant Salvador, estación del Norte) en que aflora el Muschelkalk medio.

La posición queda además completamente fuera de dudas al analizar el contacto de estos materiales con las calizas de ambos lados.

Hacia el norte entran en contacto con la parte superior de la serie caliza (dolomías con nódulos de sílex) y hacia el sur con la parte inferior (calizas grises); sin embargo, los dos contactos no son equivalentes, el contacto septentrional es claramente mecánico, los estratos están subverticales y existen fenómenos de laminación y estiramiento; en cambio, el contacto meridional es claramente normal. Los niveles rojos arenosos se hunden suavemente bajo la serie caliza de la base del Muschelkalk inferior. Por todo ello creemos que está fuera de dudas que estos materiales representan el Buntsandstein que forma el núcleo del anticlinal que se sigue a lo largo de toda la zona estudiada. Aquí el flanco norte del mismo está fuertemente mecanizado y los niveles basales de la serie caliza han desaparecido por laminación.

Balneario de la Puda.—Ascendiendo desde éste por el camino de Can Tobellas se observa la siguiente sucesión:

1. Buntsandstein muy reducido. Las margas abigarradas del Röt están directamente en contacto con el Paleozoico. Son de color rojizo, a veces azuladas y con gran cantidad de yeso, que es explotado con una mina detrás del balneario.
2. Unos cien metros de calizas grises.
3. Doce metros de calizas con fucoides, en la base pizarrosas y en la parte superior compactas.
4. Quince metros de dolomías con nódulos de ágata, que pueden observarse muy bien en los cortes frescos producidos por las obras de la nueva carretera.

A continuación vuelve a repetirse la serie con los mismos niveles y análogo desarrollo. (Fig. 35, II.)

Junto al río Llobregat los materiales están muy laminados. Desaparece el Trías inferior y la base del Muschelkalk; quedan sólo los niveles de calizas con fucoides y dolomías directamente en contacto con el Paleozoico. Estos materiales aparecen cabalgando las margas y areniscas paleocenas. En algunos lugares, por debajo de éstas y concordantes con ellas, afloran unas dolomías, teñidas en algunos puntos por óxidos de hierro. La estructura de esta zona se ha descrito ya al estudiar el cabalgamiento Trías-Eoceno.

Sierra de la Salud.—Es donde la banda triásica tiene máximo desarrollo, ya que su estructura se complica con numerosos pliegues de detalle. Es imposible, por tanto, observar la sucesión estratigráfica, ya que algunos niveles están laminados y otros presentan pliegues imbricados; por lo tanto el espesor es muy distinto del real. (Fig. 35, I.)

Ascendiendo por el torrente de Santa María hasta la cumbre de la sierra, se hallan en la base calizas grises análogas al nivel de ceratítidos; sobre ellas descansan los niveles dolomíticos y ya en la cresta del monte, en el núcleo del sinclinal, aparecen las margas rojizas del Muschelkalk medio, y el contacto entre las margas y dolomías es difícil de ver, ya que las aguas de arroyada, al arrastrar los materiales rojizos, han teñido las dolomías subyacentes.

En las calizas y dolomías, siguiendo la dirección de las microdiaclasas se ha modelado un pequeño lapiaz.

El yacimiento del Farell.—La riera de Caldes corta el afloramiento triásico de la Cordillera Prelitoral en una zona de estructura relativamente sencilla. Los materiales triásicos, ligeramente inclinados hacia el W. (6-15°), descansan sobre un zócalo granítico visible que aflora ampliamente en el extremo oriental. Hacia el este la tectónica es más compleja, los materiales trazan una serie de pliegues muy apretados y finalmente un conjunto de dislocaciones los pone en contacto con el Eoceno.

La acción erosiva de la riera de Caldes ha disecado esta cobertera eocena y permite aflorar el zócalo granítico. Así pues, un perfil transversal al valle permitirá obtener una serie que alcance desde la base del Trías hasta el Eoceno.

El torrente del Farell, afluente de la riera de Caldes, proporciona precisamente este corte, que tiene además el

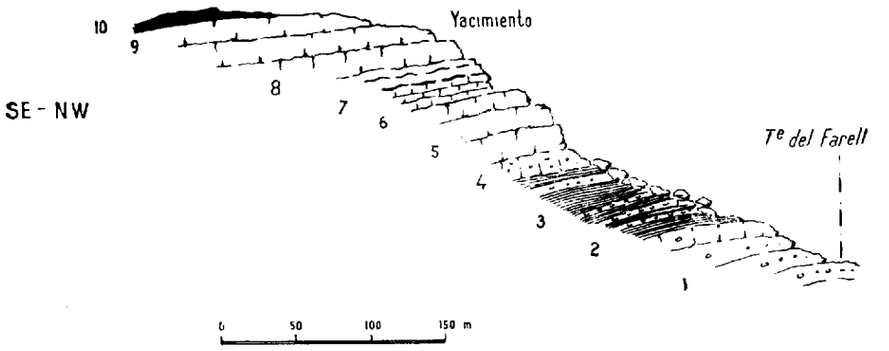


Fig. 38.—Yacimiento del Farell (véase texto para los signos).

especial interés de presentar diversos niveles fosilíferos que permiten datarlo.

Las líneas generales de la estructura y sucesión de los materiales ha sido ya indicada en la correspondiente memoria explicativa del mapa geológico 1:50.000 (1947, p. 35); nos limitaremos por tanto a indicar una sucesión de los materiales que permita reconocer la posición de los niveles fosilíferos. (Fig. 38.)

Techo.—Niveles margosos rojos yesíferos del Muschelkalk medio afloran en la loma del Serrat d'en Vilá *(10)*.

30 m.—Dolomías blancas friables y más fosilíferas en la parte superior, y grises compactas y con nódulos de sílex en la inferior; contienen *Myophoria orbicularis* Bron., *Pleuromya musculoides* Schlot., *Anoplopora solei* n. sp. *(9)*.

12 m.—Calizas con fucoides más compactas en la parte superior y más arcillosas en la base *(8)*.

3 m.—Calizas arenosas muy fétidas y ricas en restos orgánicos, la mayoría de los cuales están en un pésimo estado de conservación; abundan los gasterópodos y escafópodos *(7)*.

3 m.—Calizas arcillosas en lajas delgadas con *Paraceratites (6)*.

6 m.—Calizas grises compactas con abundantes *Spiriferina (Mentzella) mentzeli* Dunk., y otros braquiópodos. Algunas veces llegan a ser tan abundantes que constituyen verdaderas lumaquellas *(5)*.

3 m.—Calizas dolomíticas algo rojizas y cavernosas en la parte inferior *(4)*.

30 m.—Margas amarillas, rojas e irisadas. En la parte superior existen finos lentejones de carniolas amarillentas *(3)*.

60 m.—Areniscas rojas muy arcillosas en la parte superior y más compactas en la base. Contienen algunos lentejones de areniscas verdosas intercaladas *(2)*.

10 m.—Conglomerado cuarzoso de elementos muy pequeños y cemento fuertemente silicificado *(1)*.

YACENTE.—Granito. El contacto Trías-Paleozoico es claramente visible en las numerosas canteras abiertas para la explotación del granito.

En realidad, todo el barranco constituye un yacimiento fosilífero, aunque los restos son especialmente abundantes en un enorme canchal que existe en la ladera izquierda, a unos 500 m. de la salida del torrente.

Los fósiles proporcionados por el yacimiento son:

Cefalópodos:

Paraceratites hispanicus Aut.
— *evoluto-spinosus* Torn.
— *villaltae* nov. sp.
Berychites cognatus Wag.

Lamelibranquios:

Anoplopora solei nov. sp.
Claria catharinae Leon.
Pleuronectites laevigatus Schlot.
Entolium discites Schlot.
— *liscaviensis* Gieb
Chlamis (Velata) alberti Gold.
Pecten sp.

Lima (Plagiostoma) striata Schl.
Enantiostreon difforme Schl.
Myophoria vulgaris Schl.
— *orbicularis* Bran.
— *cardisoides* Zit.
Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata Schm.
Pleuromya brevis Assm.
— *elongata* Schl.
— *mactroides* Schl.
— *musculoides* Schl.
— — var. *catalaunica* Llop.-Vill.
— *pulcra* Assm.
Homomya athausi Alb.
Anatina sp.

Escafópodos:

Dentalium regulare Ahlb.

Gasterópodos:

Loxonema johannis-böhmi Phil.
Coelostilina (Omphaloptycha) sp.
Ttypanostilus pygmaeus Llop. et Vill.
— *pseudoscalatus* Assm.
— sp.
Spirostilus (Heligmostilus) columnaris Munst.
S. (H.) subcolumnaris Munst.
Turbonilla cr. *dubia* Munst.
Ampullospira gregaria Schlot.
Naticopsis illia Quenst.

Braquiópodos:

Halorella decurtata Gir.
Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

La serie que puede obtenerse siguiendo la trinchera de los «Ferrocarriles Catalanes», desde la estación de Olesa hasta el segundo túnel, o bien el valle del Llobregat desde el balneario de la Puda hasta el Cairat, es la siguiente:

TECHO. —Paleoceno rojo discordante.

MUSCHELKALK SUPERIOR

6 m.—Dolomías rojizas y blanquecinas.

MUSCHELKALK MEDIO.

10 m.—Margas rojas y abigarradas con lentejones de yeso y anhidrita.

MUSCHELKALK INFERIOR.

22 m.—Dolomías compactas grisáceas con nódulos de sílex en la parte superior. Contienen restos de fósiles indeterminables.
25 m.—Calizas compactas con restos de *fucoides*.
10 m.—Calizas arcillosas y pizarreñas con restos de *fucoides*.
8 m.—Calizas grises amarillentas pizarreñas, algo cavernosas con *Paraceratites* y *Pleuromya catalaunica* Schmidt.
25 m.—Calizas grises en capas de 20 a 40 m. con *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. Es uno de los niveles más constantes y típicos de la serie.
2 m.—Calizas rojizas o amarillentas.

BUNTSANDSTEIN

20 m.—Margas rojizas y azuladas con finos lentejones de anhidrita y filoncillos de yeso.
30 m.—Areniscas rojas micáceas que en la parte superior alternan con lechos de arcillita roja.
5 m.—Areniscas blanco-verdosas, muy micáceas. El tránsito a los niveles superiores e inferiores se realiza por una serie de finas alternancias.
80 m.—Areniscas rojas micáceas. En la parte central con lentejones de arcillas y margas rojas.
10 m.—Conglomerado rojo cuarzoso con muy poco cemento. Los elementos son de 0,1 a 10 cm., pero en general están muy fragmentados. La potencia visible seguramente no coincide con la real, ya que el contacto es casi siempre mecánico.

YACENTE.—Paleozoico.

La potencia ha sido obtenida en los perfiles menos mecanizados; de todas maneras, dada la compleja estructura del conjunto es posible que algunos niveles estén más o menos laminados. Tenemos la seguridad de que esto sucede por lo menos en el Muschelkalk medio, constituído por arcillas rojas e irisadas con yesos.

El contacto de los conglomerados del Buntsandstein inferior con el Paleozoico está constantemente despegado. Como ya se ha indicado, muchas veces este nivel desaparece cobijado por el Paleozoico. La potencia indicada es la máxima que se ha observado (Sant Pere Sacama), pero incluso en este punto el contacto está algo mecanizado y por lo tanto no hay la seguridad de que la potencia observada coincida con la potencia real.

3. El valle del Congost

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Este afloramiento es el más oriental de las Cordilleras Costeras catalanas, y su límite NE. coincide casi exactamente con el borde de la cuenca de sedimentación.

A pesar del indudable interés que por esta razón presenta, al que debe añadirse la existencia de un fertilísimo yacimiento fosilífero y una estructura muy favorable para un análisis estratigráfico, dedicaremos al mismo un capítulo extraordinariamente breve, ya que la estratigrafía del Trías de esta región es perfectamente conocida gracias al detalladísimo estudio realizado por Llopis (1942), y los resultados por nosotros obtenidos coinciden por completo con los propuestos por este geólogo.

La única discrepancia estriba en la datación de los diversos niveles del Muschelkalk. Llopis considera que la serie observada representa la totalidad del Muschelkalk, mientras que nosotros, por comparación con las series estratigráficas obtenidas en el borde del macizo de Garraf,

creemos que sólo alcanza hasta la base del Muschelkalk superior. Así pues, los niveles que para Llopis corresponden al Anisiense, Fasaniense y Fasaniense-Langobardiense, los colocamos nosotros en el Muschelkalk inferior; y los atribuídos al Langobardiense los situamos en el Muschelkalk medio y extremo basal del Muschelkalk superior. O sea, consideramos el total de la serie ligeramente más moderna. Es necesario indicar que hemos llegado a esta conclusión al situar la serie triásica del valle del Congost en el conjunto del desarrollo del Trías en la cuenca catalana, ya que la fauna contenida en los niveles calizos superiores no permite apreciar estas ligeras diferencias.

Así pues, nos limitaremos en esta región a indicar muy brevemente los resultados obtenidos por los diversos geólogos que han trabajado en ella; las líneas generales de su estructura y algunas series estratigráficas dedicando especial atención al borde NW. del afloramiento (El Brull), que coincide con el extremo septentrional de la cuenca sedimentaria triásica. Ésta es la única parte que ha sido cartografiada a fin de poder señalar los cambios de facies que aparecen en los materiales, al aproximarse al borde de la cuenca.

En realidad no son muy numerosas las noticias que sobre esta región poseemos. Vezian (1856) y Maureta y Thos (1881) se limitan a indicar la existencia de este afloramiento. Es Almera (1889) quien proporciona la primera cartografía geológica detallada (1:40.000), realiza los primeros hallazgos fosilíferos e interpreta correctamente la posición relativa de los diversos niveles triásicos. Así identifica una capa basal de arenisca y conglomerados rojos, un nivel central calizo con *Spiriferina mentzeli* y otro superior con margas irisadas, yesos e hiladas calizas. Sin embargo, el error de Almera estriba en la datación de los materiales, ya que si bien interpreta correctamente la parte basal y media como Buntsandstein y Muschelkalk, coloca erróneamente los niveles superiores en el Keuper.

Como ya hemos visto al referirnos a las otras zonas de las Cadenas Costeras catalanas, esta estratigrafía es idéntica a la que durante muchos años se ha propuesto para la totalidad de la cuenca catalana. De todas maneras, es preciso tener en cuenta que en la región del valle del Congost no existe la parte superior de la serie triásica, el Keuper, y por lo tanto el Trías está aquí representado por tres tramos, que si no cronológicamente, por lo menos litológicamente, coinciden con el esquema de Almera.

Este autor cita varios yacimientos fosilíferos (1889): C. Castellar Valldeneu, con *Equisetum* y *Natica gregaria;* Pla de los Mirones (Valldeneu), con *Myophoria goldfussi* y *Gervillia substriata* var. *lineata,* y Tagamanent, con *Natica gregaria* y *Coclostyla conica*. A ellos añade, en un trabajo posterior (1909), los de Santa Eugenia de Figaró, con *Pecopteris sulziana, Voltzia heterophillia, Albertia* y *Ethomphylum,* y Sant Bartomeu de Polonell, con *Calamites*.

Mallada (1902) se limita a resumir los trabajos de Almera, y tampoco Wurm (1913) y Schmidt (1931) aportan nuevos datos. Este último autor establece una serie de correlaciones entre la serie triásica del Congost y de Menorca, pero toma como base la falsa datación propuesta por Almera, y así pone en relación niveles que en realidad pertenecen a edades muy diferentes.

Wurm, en una breve nota (1919), indica el resultado de la clasificación de una «serie de fósiles del Keuper de Valldeneu», el más característico de los cuales es *Myophoria goldfussi* Alb. Actualmente conocemos que el área de dispersión vertical de este fósil comprende todo el Trías medio y superior; la datación de Wurm carece por tanto de base paleontológica.

Es el trabajo de Llopis y Villalta (1935) donde se plantea por primera vez la posibilidad de que gran parte de los materiales interpretados como Keuper puedan pertenecer al Muschelkalk. Descubren dos yacimientos fosilíferos en los niveles calizos del Muschelkalk, uno en la cima del Tagamanent y otro junto a la estación de Aiguafreda, cuya fauna prueba de manera indudable que dichas capas pertenecen al Muschelkalk y no al Keuper, como se había pretendido (Almera, 1885).

El trabajo de Llopis resuelve definitivamente la geología de esta región al establecer una exacta sucesión estratigráfica de los materiales triásicos, e identificar, en la parte superior de la misma, *Enantiostreon difforme,* que prueban de manera indudable que pertenecen aún al Muschelkalk.

Este hallazgo tiene además el interés de ser el que plantea el «problema del Keuper» (Llopis, 1942, p. 21-24) en el Trías de los Catalánides. En efecto, es a partir de este momento que se adquiere conciencia de la posibilidad de que en el Muschelkalk existan niveles de facies «keuperoide», y aparece por tanto la necesidad de emprender una revisión de la estratigrafía tradicionalmente admitida para el resto de las Cadenas Costeras catalanas.

En el mismo año, Llopis publica otro trabajo sobre la estructura de Montseny (1942 bis), en el cual resume las conclusiones estratigráficas del trabajo antes citado, y finalmente, en 1947, una monografía sobre el conjunto de las Cadenas Costeras catalanas, en la que amplía lo referente a los enlaces de esta zona con las próximas, y añade algún nuevo dato paleontológico.

En unas notas sobre el conjunto del Trías catalán (Virgili, 1954, 1955) nos referimos a la estratigrafía de esta zona y a la datación de los distintos niveles, llegando a conclusiones análogas a las que expondremos a continuación.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Esta región, de estructura muy sencilla en sus líneas generales, presenta zonas de complicación extraordinaria. Desde un punto de vista tectónico este afloramiento no forma parte de la Cordillera Prelitoral, sino de la depresión del Ebro. Los materiales triásicos son, en realidad, el zócalo de la cuenca sedimentaria eocena exhumado por la acción erosiva del río Congost. (Fig. 39.)

Las capas tienen una estructura tabular ligeramente ondulada y dividida por dos sistemas de fallas ortogonales (NW.-SE. y NE.-SW.) en una serie de dovelas fuertemente desniveladas y algo basculadas.

Hacia el SW. la estructura interna de los materiales triásicos adquiere una mayor complejidad y a través de los cabalgamientos de Puig Graciós enlaza con la banda triásica que forma parte de la Cordillera Prelitoral en sentido estricto, esto es, del afloramiento que hemos denominado borde septentrional del Vallés-Penedés. Para un estudio detallado de estas estructuras remitimos al antes citado trabajo de Llopis (1942). (Fig. 40.)

Creemos únicamente necesario insistir en el hecho también señalado por Llopis (1942, p. 43-47) de la terminación septentrional del afloramiento. A partir de Aiguafreda la

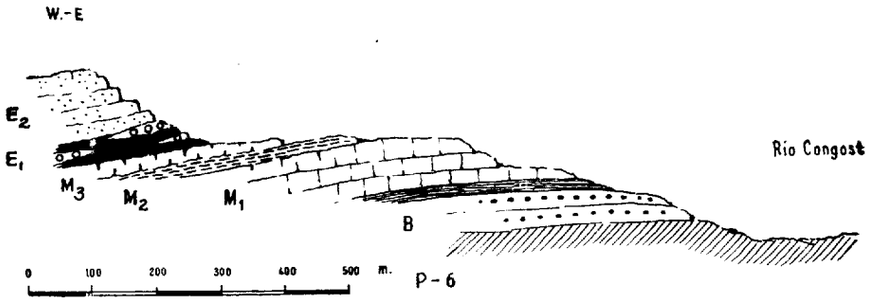


Fig. 39.—El valle del Congost. Cingles del Berti.

serie triásica se adelgaza progresivamente en dirección norte y junto al Brull queda reducida a unos 25 m., el acuñamiento prosigue y un kilómetro más al norte llega a desaparecer por completo, de tal manera que el Paleoceno descansa directamente sobre el Paleozoico. Es evidente que en esta disminución de potencia la erosión preeocena ha tenido una parte muy importante, pero su causa principal es la proximidad del borde de la cuenca de sedimentación triásica.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

Carretera de Figaró a Montmany.—Esta carretera corta los materiales triásicos, que descansan casi horizontales

sobre el Paleozoico del valle del Congost y son cubiertos transgresivamente por el Eoceno de Berti.

Algunas pequeñas fallas producen repeticiones tectónicas fáciles de apreciar y que no impiden observar la sucesión normal. La decapitación de los materiales triásicos, producida por la erosión anteeocena es aquí relativamente poco importante, comparada con la producida en zonas próximas, por lo tanto es éste uno de los lugares donde la serie aparece más completa; abarca desde el Buntsandstein hasta la base del Muschelkalk superior. La sucesión estratigráfica de esta zona se ha tomado como serie tipo de esta región y será descrita en el correspondiente apartado.

En el corte de la carretera no aparecen los conglomerados de base del Buntsandstein, ya que en el contacto Trías-Paleozoico existe una pequeña falla.

El Muschelkalk superior aparece representado únicamente por un banco dolomítico de 10 a 12 m. de espesor, sobre el cual descansa el Paleoceno (C. Rovirosa de Montmany); ambos materiales están separados por una zona de erosión claramente perceptible. (Fig. 40.)

El yacimiento del Gorg Negre.—El torrente del Gorg Negre, pequeño afluente del Congost que desagua en este río junto a Centelles, ha desmantelado los materiales eocenos que forman la plataforma de Centelles-Baleña-Seva y se ha encajado profundamente en la serie triásica subyacente, proporcionando un interesante corte del Muschelkalk inferior. Este afloramiento tiene extraordinario interés, ya que en él fue descubierto por Llopis (1942) un magnífico yacimiento fosilífero, el más fértil del sector meridional de los Catalánides. Ha proporcionado una riquísima fauna de peces, moluscos y braquiópodos, reseñada por Llopis en el trabajo antes citado (1942, p. 43 44). A la misma podemos añadir las siguientes especies:

Cefalópodos:

Paraceratites villaltae nov. sp.
— *guerini* Bat.
P. catalaunicus Bat.
P. almerai Bat.
P. hispanicus Kutt.
P. flexuosidormis Moj.
P. evoluto-spinosus Moj.

Lamelibranquios:

Enantiostreon spondiloides Schlot.
Anoplopora solei Vill. et Vir.
Pleuromya pulchra Asmm.

La ladera del valle forma un cantil que alcanza desde el Buntsandstein superior, en el fondo del torrente, hasta los niveles superiores del Muschelkalk inferior, cubiertos transgresivamente por el Paleoceno. Los materiales presentan la siguiente sucesión, que ha sido ya descrita por Llopis (1942, p. 42). (Fig. 40.)

Techo.—Arcillas rojas. En la parte superior pertenecen al Paleoceno *(Bulimus gerundensis)*, pero no es posible asegurar si en la parte basal, ya en contacto con la serie caliza, existen restos del nivel rojo del Muschelkalk medio.
5 m.—Dolomías blancas pulverulentas en lajas delgadas contienen *Pleuromya mactroides* Schlot., *P. musculoides* Schlot., y *P. musculoides* var. *catalaunica* Llop. et Vill.
20 m. - Dolomías grises compactas con nódulos de sílex.
6 m.—Calizas compactas con restos de fucoides.
7-8 m.—Calizas arcillosas con fucoides. Debido a su extraordinaria plasticidad en comparación con el nivel superior, presentan numerosos repliegues, discordantes con el techo.
12 m.—Calizas grises en lajas con *Paraceratites*.
10 m.—Calizas grises compactas con *Spiriferina* y *Terebratula*.
3 m.—Calizas rojizas y amarillentas.
Yacente.—Arcillas rojas e irisadas del Buntsandstein.

En esta sucesión hemos indicado únicamente aquellos fósiles que se presentan localizados en determinado nivel.

El Tagamanent.—El camino que desde el torrente de Valcalcera asciende al Tagamanent permite obtener un interesante corte de los materiales del Buntsandstein en una

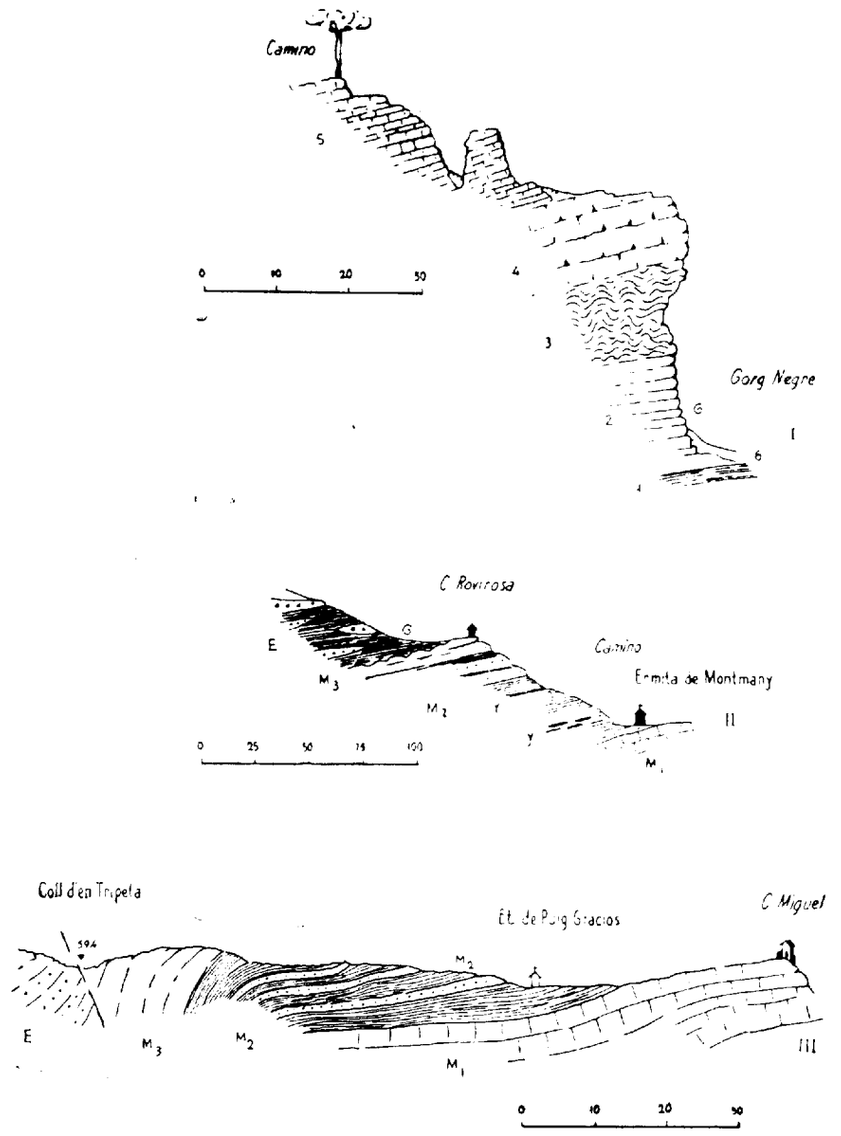


Fig. 40. – El valle del Congost.

I. El yacimiento del Gorg Negre: *5, Dolomías y calizas dolomíticas con lamelibranquios. – 4, Calizas compactas con fucoides.— 3, Calizas arcillosas con fucoides.—2, Calizas en lajas. En la parte superior contienen Paraceratites y en la base braquiópodos.*

II. Contacto Trías-Eoceno junto a la ermita de Montmany. – *Signos convencionales igual que en la figura primera.*

III. Contacto Trías-Paleozoico en el Coll d´en Tripeta.—*Signos convencionales igual que en la figura primera.*

zona en que éste aparece completo y descansando horizontalmente sobre el Paleozoico

Este es, junto con el Brull, el punto más oriental donde puede observarse la serie completa del Buntsandstein, ya que más al oeste queda reducido a unos manchones que descansan sobre el Paleozoico del Plá de la Calma y están constituídos únicamente por los niveles basales de la serie.

La sucesión observada es la siguiente:

TECHO. —Calizas compactas grises que forman la cuesta de Can Coll y el cerro del Tagamanent. En este último punto contienen una fauna típica del Muschelkalk (Llopis y Villalta, 1945; Llopis, 1942, 1942 bis).

18 m.—Margas muy arcillosas, rojas y amarillentas en capas alternantes. Lechos arenosos (1 a 5 cm.) intercalados.

8,5 m.—Margas rojas con intercalaciones de dolomías arenosas (capas de 2 a 20 cm).

1,5 m.—Areniscas amarillentas.

3,5 m.—Arenisca roja arcillosa.

5 m.—Margas rojas con nódulos calcáreos verdosos.

2 m. —Arenisca amarillenta.

10 m.—Margas rojas arenosas.

5 m.—Areniscas rojas muy compactas.

5,5 m.—Arenisca arcillosa muy roja.

0,5 m.—Dolomía rojiza fétida y cavernosa.

11 m.—Arenisca roja arcillosa.

16 m.—Arenisca compacta con lechos de conglomerados cuarzosos intercalados.

3 m. —Arenisca roja micácea bien estratificada

1 m.—Conglomerado constituído por cantos de cuarzo y cuarcita exclusivamente, bien rodados y de tamaño comprendido entre 5 y 4 cm. Abundante cemento silíceo.

1,5 m.—Conglomerado poligénico constituído por cantos de cuarzo, cuarcita y pizarras de origen local. Los elementos son subangulosos y de tamaño comprendido entre 0,3 y 8 cm. El cemento silíceo en la parte superior es muy arcilloso, en la base hasta pasa, en el nivel inmediatamente en contacto con el Paleozoico, a arcillitas puras y blancas análogas a las descritas en el Castillo de Aramprunyá (Begues), en el borde del macizo de Garraf, y en Coll Roig (Pradell), en la zona de Falset-Pradell.

YACENTE. —Paleozoico. Las pizarras silurianas que forman el zócalo de la serie triásica están apenas alteradas.

El Brull.—El caserío del Brull está edificado en el extremo septentrional del afloramiento triásico. Los niveles de este tramo están dispuestos en capas paralelas que buzan ligeramente (5 a 15°) al W. o WNW. Descansan normalmente sobre el Paleozoico y son cubiertas en su extremo occidental por el Eoceno transgresivo. La sencillez de la estructura de esta zona permite observar el cambio de facies de los estratos al acercarse al borde de la cuenca. El único accidente importante es una falla NNW.-SSE., en el extremo oriental del afloramiento, y que en un cierto tramo oculta la parte basal del Paleozoico. En el extremo occidental existen unos pequeños accidentes que afectan al Trías y Eoceno por igual y no impiden observar dicho contacto. Una de estas fallas se corta en la carretera de Balenyá al Brull, 500 m. antes de este caserío.

El contacto Trías-Eoceno es claramente discordante. En realidad se trata de una discordancia cartográfica ya que los buzamientos de ambos niveles son muy suaves, y a veces poco visibles. Junto a la carretera del Brull el Eoceno descansa sobre unos niveles calizos que representan la parte media del Muschelkalk inferior. Sobre Can Prat (500 m. al N.), el Eoceno descansa sobre los niveles basales de la serie caliza, y a muy poca distancia directamente sobre el Buntsandstein. Un kilómetro más al norte el Trías ha desaparecido y el Eoceno descansa directamente sobre el Paleozoico.

En la desaparición del Trias ha intervenido de una manera definitiva la erosión anteocena, por lo tanto los materiales del borde de la cuenca triásica han desaparecido.

La serie más completa que puede observarse la proporciona el corte Brull-Can Prat-cota 841, y será descrito en la parte general.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

En esta región varían extraordinariamente las características litológicas de los diversos niveles. Por el hecho de estar situada casi en el borde de la cuenca de sedimentación, en poco más de 4 Km. (desde Centelles al Brull) se producen unos bruscos cambios de facies que alteran por completo la sucesión de los materiales.

Por esta razón describiremos dos series diferentes, una situada en el extremo meridional de la región (zona Aiguafreda-Centelles) y otra en el extremo septentrional, junto al Brull. En realidad los materiales continúan casi un kilómetro más al norte. Como ya hemos indicado anteriormente, el límite del afloramiento no coincide exactamente con el límite del área de sedimentación, sino que la erosión preeocena ha actuado intensamente sobre estos materiales decapitando la serie triásica. Por esta razón hemos preferido escoger como serie tipo una zona que estando situada cerca del borde de la cuenca fuera lo más completa posible.

La serie que a continuación describimos corresponde a la observada en el corte de la carretera del Figaró a Montmany, completada con los datos paleontológicos obtenidos en las zonas vecinas, y está de acuerdo con la observada y descrita por Llopis (1942, pp. 16-20 y 24-34).

TECHO.—Paleoceno rojo discordante.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

8 m. -Dolomías rojizas.

10 m.—Calizas puras alternando con calizas margosas que contienen *Enantiostreon difforme* Schlot., *Myophoria goldfussi* Alb. *Gervilleia substriata* var. *lineata* Goldf. *Cidaris* cf. *grandaeva* Gold.

MUSCHELKALK MEDIO.

18 m. ? -Margas rojas abigarradas con intercalaciones de arenisca.

30 m. ?—Margas rojas e irisadas con lechos de 1 a 80 cm. de yeso y anhidrita.

MUSCHELKALK INFERIOR.

12 m.—Dolomías blancas y compactas con vetas rojizas en la parte superior. Contienen *Pleuromya mactroides* Schlot. y *Myophoria intermedia* Schau.

7 m.—Dolomías compactas con nódulos de sílex y una fauna análoga.

2 m.—Caliza dolomítica arcillosa.

8 m.—Calizas compactas con impresiones de *fucoides*.

7 m.—Calizas arcillosas y pizarreñas con restos de *fucoides*.
8 m.—Calizas grises en lajas con abundantes restos fosilíferos, los más característicos de los cuales son *Paraceratites, Myophoria laevigata* Ziet. Los niveles superiores son amarillentos y arcillosos y contienen abundantes restos de peces.
5 m.—Caliza gris amarillenta algo arenosa, muy rica en secciones de pequeños gasterópodos.
6 m.—Calizas grises compactas, *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. y otros braquiópodos.
3 m.—Calizas negruzcas o rojizas algo carniolizadas en la base.

BUNTSANDSTEIN.

3 m.—Margas amarillentas con lechos calizos.
6 m.—Margas rojas e irisadas.
5 m.—Areniscas rojas margosas.
8 m.—Areniscas rojas y azules con restos vegetales.
22 m.—Areniscas rojas micáceas con intercalaciones margosas.
4 m.—Conglomerados rojos de elementos pequeños y subangulosos.
YACENTE.—Paleozoico.

La serie estratigráfica de los materiales triásicos en la zona del Brull merece una especial atención, ya que por estar situada en el borde de la cuenca es muy diferente de la anterior.

TECHO.—Eoceno discordante. Los niveles basales están constituídos por alternancia de arcillas rojas y conglomerados poligénicos.
5 m.—Caliza dolomítica brechoide, constituye la cima de la cota 841. Más hacia el sur, sobre este nivel descansan dolomías grises compactas con vetas rojizas, y en el extremo sur de la zona cartografiada (c. Rovirosa) se superpone al mismo un nivel de dolomías margosas, y finalmente las típicas dolomías con nódulos de sílex, que constituyen la parte alta del Muschelkalk inferior. En estas zonas la potencia del tramo calizo es mayor.
6 m.—Margas amarillas con intercalaciones calcáreas.
6 m.—Arcillas y margas azules.
5 m.—Areniscas verdosas y muy arcillosas.
7 m.—Margas rojas muy micáceas con lechos de areniscas con *fucoides*.
40 m.—Arenisca roja micácea.
15 m.—Conglomerado constituído por elementos de cuarzo y cuarcita subangulosos y de pequeños tamaños, paleozoicos.
YACENTE.—Paleozoico.

4. Badalona-Montgat

A) REFERENCIA HISTÓRICA.

Las primeras referencias que poseemos sobre este afloramiento corresponden a los trabajos de Vezian (1856) y Maureta y Thos (1881), que se limitan a señalar la existencia de los materiales triásicos.

Es Almera, quien en su mapa geológico de los alrededores de Barcelona (1900) cartografía por primera vez esta región. Reconoce la existencia del isleo de Buntsandstein que existe en la zona occidental del afloramiento, pero atribuye el resto al Keuper. En la cumbre del Turó Suriol (cerro Matas) señala los niveles de margas irisadas del Keuper superior y el resto, que en realidad corresponde a una serie de afloramientos de Buntsandstein y Muschelkalk intensamente triturados, los coloca en el Keuper inferior.

En una breve nota dedicada especialmente al estudio de esta zona (1902) indica que el Buntsandstein está «constituído por la arenisca roja arriba y la pudinga abajo» y que se apoya directamente sobre el granito. Señala también la existencia del Muschelkalk, aunque tan destrozado y desmantelado que apenas puede reconocerse.

En la explicación del mapa geológico de la Región Quinta (1913) proporciona algunos otros detalles sobre la estratigrafía de los materiales que él considera del Keuper. Indica que está «constituído por capas de calizas y arcillas rojas que se presentan erguidas, retorcidas y plegadas con hiladas de yeso intercaladas». Señala el hallazgo en el Puig Suriol (cerro Matas) de «vaciados de gasterópodos indeterminables (*Euryoloscala* sp.) de carácter litoral».

La sucesión estratigráfica que puede deducirse, pues, de los trabajos de Almera, es: un Buntsandstein constituído por conglomerados y areniscas rojas, un Muschelkalk

formado por unos bancos calizos muy mecanizados, y un Keuper más desarrollado, constituído por una alternancia de arcillas irisadas y margas rojas. En realidad el único nivel que queda caracterizado es el Trías inferior, el resto más que una sucesión estratigráfica corresponde a diversos tipos litológicos de materiales.

En la memoria explicativa del mapa geológico correspondiente a la región de Barcelona (Instituto Geológico, (1928), se adopta el mismo criterio de Almera, en cuanto a la estratigrafía. Se señala la presencia de la falla que forma el límite septentrional del afloramiento triásico, poniéndolo en contacto con el Paleozoico, y se interpreta la estructura de esta zona como un conjunto de anticlinales y sinclinales alineados paralelamente a la dirección de la falla. San Miguel (1929) señala la normalidad del contacto entre el Trías inferior de Mongat y el Paleozoico subyacente.

Una breve nota de Larragán (1931), en la que refiere el resultado de sus excursiones en compañía de M. Schmidt por los alrededores de Barcelona, plantea el «problema del Keuper» en esta región, esto es, la posibilidad y aun probabilidad de que muchos materiales atribuídos a este nivel no lo sean en realidad. Así, refiriéndose a «las canteras de cal y yeso próximas al cerro de Mongat», «el Dr. Schmidt dice que no cree que sean Keuper» (1931, p. 6). En otra cantera situada junto a Badalona «se ve con claridad las areniscas rojas concordantes, al parecer, sobre las calizas del Muschelkalk», y, a pesar de ello «cree el Dr. Schmidt en la existencia de una falla que hace superponer el Buntsandstein sobre el Muschelkalk, y sigue negando la existencia del Keuper» (p. 6).

Refiriéndose a los materiales que forman el cerro del Túnel, indica la posibilidad de que en vez de Triásico, como habitualmente se había venido considerando, pudiera ser Terciario, ya que «asegura que no ha visto nunca un Triásico de esta especie» (p 6). Esta suposición quedó comprobada por los trabajos de Solé y Depape, que al hallar en el mismo una interesante flora, demostraron su edad pliocena (Solé y Depape, 1934; Depape y Solé, 1940).

Chevalier (1932), en una nota sobre la paleogeografía del Trías, se refiere a los materiales de Mongat, para los que sugiere la siguiente serie estratigráfica:

KEUPER.
Alternancia de bancos margosos y bancos calcáreos.

TRÍAS MEDIO.
Arcillas margosas rojizas con bancos de yeso explotado.
Calizas cristalinas con fucoides y *Giroporellas*. Son conglomeráticas en la base.

TRÍAS INFERIOR.
Areniscas y conglomerados.

Así pues, Chevalier coincide con Schmidt y Larragán, cuyo trabajo seguramenre no conocía, en colocar en el Muschelkalk la serie de arcillas rojas con yesos. Acompañan al trabajo unos cortes geológicos en los que la compleja estructura de esta zona queda reducida a una serie de estratos horizontales.

Llopis (1947), en su estudio de conjunto sobre los Catalánides, no se refiere especialmente a esta región y se limita a indicar la siguiente serie para los materiales superiores al Buntsandstein:

20 m.—Dolomías y calizas compactas.
30 m.—Margas irisadas yesíferas.
40 m. Calizas, dolomías y calizas margosas (p. 55).

sin concretar si corresponden al Trías medio o superior.

Así pues, como resultado de todos estos trabajos queda una completa inseguridad en cuanto a la sucesión estratigráfica de los materiales triásicos. Se admite, en efecto, la existencia de un Trías inferior, indudable en algunas zonas, pero que en otras no está diferenciado del Terciario, y de una serie de niveles calizos y margosos alternantes que corresponden en parte al Muschelkalk y en parte al Keuper, sin que se observe ninguna relación concreta entre la facies y la edad de los estratos.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Este afloramiento triásico es el más septentrional de la Cordillera Costera y presenta por ello un particular interés. Su tectónica es, sin embargo, tan compleja que las series estratigráficas obtenidas deben considerarse con muchas reservas en cuanto al espesor de las capas, principalmente en lo que respecta a las potencias de los niveles margosos.

Su estructura podría definirse diciendo que es la brecha de la gran falla que separa la Cordillera Litoral de la depresión mediterránea. En los cortes adjuntos puede comprobarse cómo está constituído por una serie de bloques hundidos con respecto al horst granítico de la sierra de la Marina, pero progresivamente elevados entre sí a medida que se acercan a la fosa mediterránea Las fallas, dirigidas de E. a W. o de NE. a SW. son directas y delimitan una serie de dovelas alargadas. Esta tectónica viene además complicada por una serie de deslizamientos gravitatorios actuales o subactuales que enmascaran los contactos.

El afloramiento se extiende desde el Km. 12 de la carretera de Barcelona a Gerona, junto al cerro de Mongat, hasta las primeras casas de Badalona. Más al oeste de esta última población se han señalado una serie de manchones triásicos que emergen entre los sedimentos cuaternarios (Instituto Geológico, 1928). Sin embargo, la mayoría de ellos son de materiales terciarios, y los restantes demasiado pequeños para que, de su estudio, pueda deducirse conclusión alguna. El límite septentrional del afloramiento lo constituye una importante falla que pone el Trías en contacto con el granito.

Los materiales triásicos constituyen una serie de pequeños cerros que de oeste a este son la cota 60, el Turó Matas o Suriol (c. 169), el cerro de la Batería (c. 110) y la cota 62. (Fig. 42.)

Los niveles más elevados de la serie triásica están constituídos por las margas irisadas de la parte basal del Keuper. Este afloramiento coincide con el nivel topográficamente más elevado (c. 169). Descansan normalmente

sobre las calizas del Muschelkalk superior, que constituyen la parte principal de este cerro. Estas calizas están en contacto tectónico con el granito que forma el límite septentrional del afloramiento triásico. En el extremo oriental de la falla (carretera de Mollet) existe una pequeña dovela de materiales del Muschelkalk medio e inferior. Hacia el sur, estos niveles descansan normalmente sobre las margas rojas yesíferas del Muschelkalk medio, que a su vez están en contacto con las calizas del Muschelkalk inferior.

Esta yuxtaposición no es normal, puesto que el Muschelkalk inferior está elevado con respecto al resto de los materiales. En algunos puntos el Muschelkalk medio ha sido laminado por completo, y los dos niveles calizos aparecen en contacto (ladera sur de Turó Matas). Otra falla sensiblemente paralela a la anterior corta el Muschelkalk inferior y produce una serie de afloramientos anormales de Muschelkalk medio (c. 70, c. 119). Finalmente, ya casi en la llanura, aparecen por debajo del Muschelkalk medio los materiales del Buntsandstein. Este contacto está también ligeramente mecanizado y sobre todo complicado por una serie de fenómenos de deslizamiento gravitatorio.

El afloramiento de Buntsandstein es poco importante, no permite observar los niveles basales cubiertos por el Cuaternario de la playa.

Esta descripción corresponde en realidad a la parte occidental de la región. En la zona oriental existe otra dislocación N.-S., o sea perpendicular a la que forma el límite norte del afloramiento y que hunde el bloque triásico con respecto al Paleozoico que forma el límite oriental del afloramiento. En el extremo SE. de la falla, detrás de las casas de Mongat, queda entre sus dos labios una cuña de Triásico constituído por Muschelkalk inferior y medio, este último está formado por una enorme acumulación de yesos, que ha sido explotado en otras épocas. La dovela paleozoica que limita por el NE. el afloramiento triásico conserva restos de su cobertera triásica.

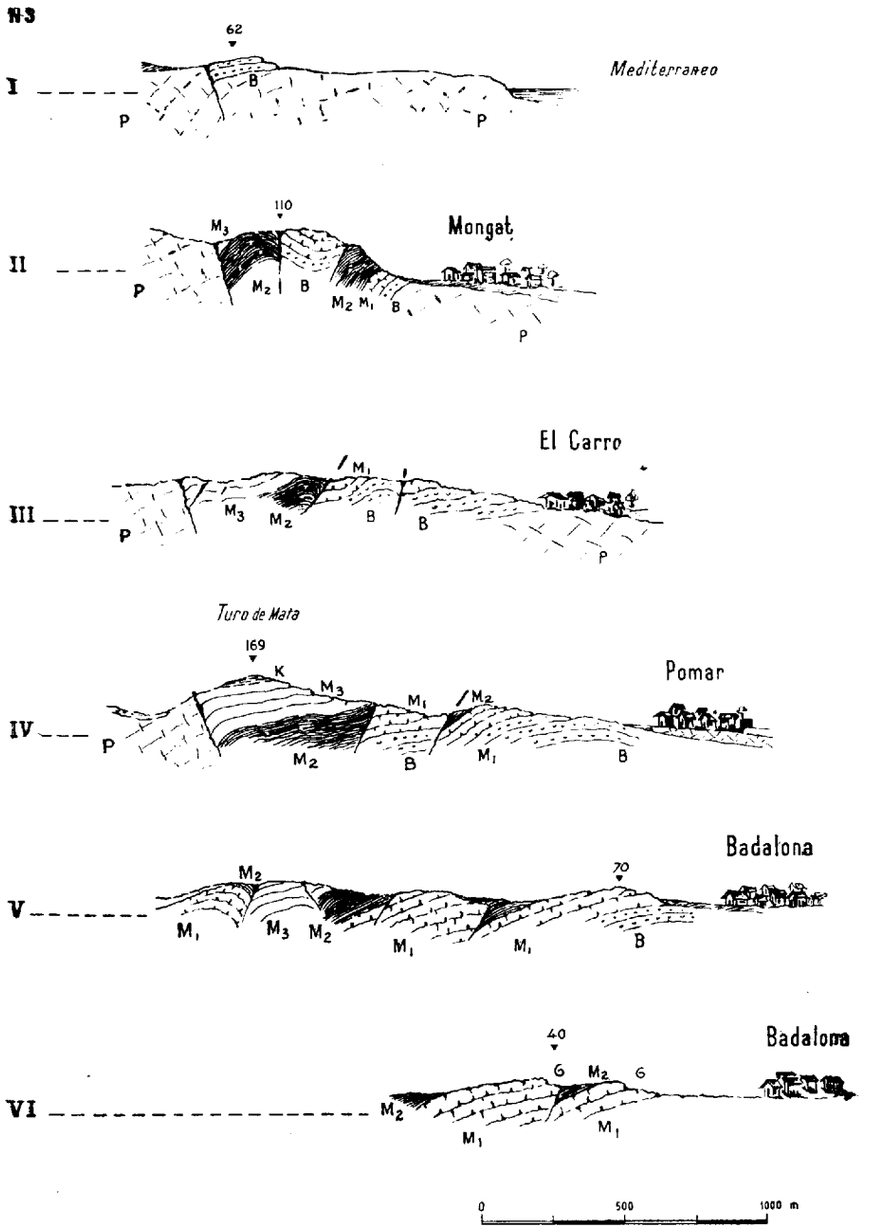


Fig. 41. —Mongat. Cortes generales seriados de este a oeste.

C) DESCRIPCIONES LOCALES

Mongat-cota 62.—Es este el afloramiento más oriental y el único en que pueden observarse los niveles basales del Trías en contacto normal con el Paleozoico. (Fig. 41, I.)

Este contacto aparece unos 12 m. por debajo de la citada cota y es completamente horizontal, pero inmediatamente al norte de la cima aparece una falla E.-W. que forma el borde septentrional del afloramiento al elevar un bloque paleozoico. La zona de trituración tiene unos 10 m. de ancho y existen en ella fragmentos de Muschelkalk.

Estos materiales, aunque cortados por numerosas microfallas, se continúan con relativa normalidad en la ladera oriental de la cota 110. El buzamiento de las capas (WSW. 10-20°), permite observar niveles cada vez más altos, hasta que casi en la cima de esta cota, una falla de dirección N.-S. las pone en contacto con el Muschelkalk. Esta dislocación está cubierta por pequeños afloramientos terciarios que no han sido representados a fin de no enmascarar la estructura del Triásico.

La sucesión observada es la siguiente:

Techo.—No visible.
10 m.—Arenisca roja micácea.
3 m.—Areniscas blanquecinas y compactas.
20 m.—Conglomerado cuarzoso, con algunas intercalaciones arenosas en su parte superior. Los elementos son de tamaño relativamente pequeño (máx. 12 cm.) y poco rodados.
Yacente.—Paleozoico.

Cota 110 (Cerro de la Batería).— Como ya hemos indicado, la ladera oriental de este cerro está constituída por el Paleozoico y Buntsandstein, continuación de la cota 62, y la ladera occidental por una serie de dovelas del Muschelkalk. (Fig. 41, II).

Detrás de una fábrica de productos químicos, situada junto al Km. 637 de la carretera general, existe una cantera abandonada de yesos. Encajan en unos niveles de margas grises, azuladas y rojizas, y forman una serie de lente-

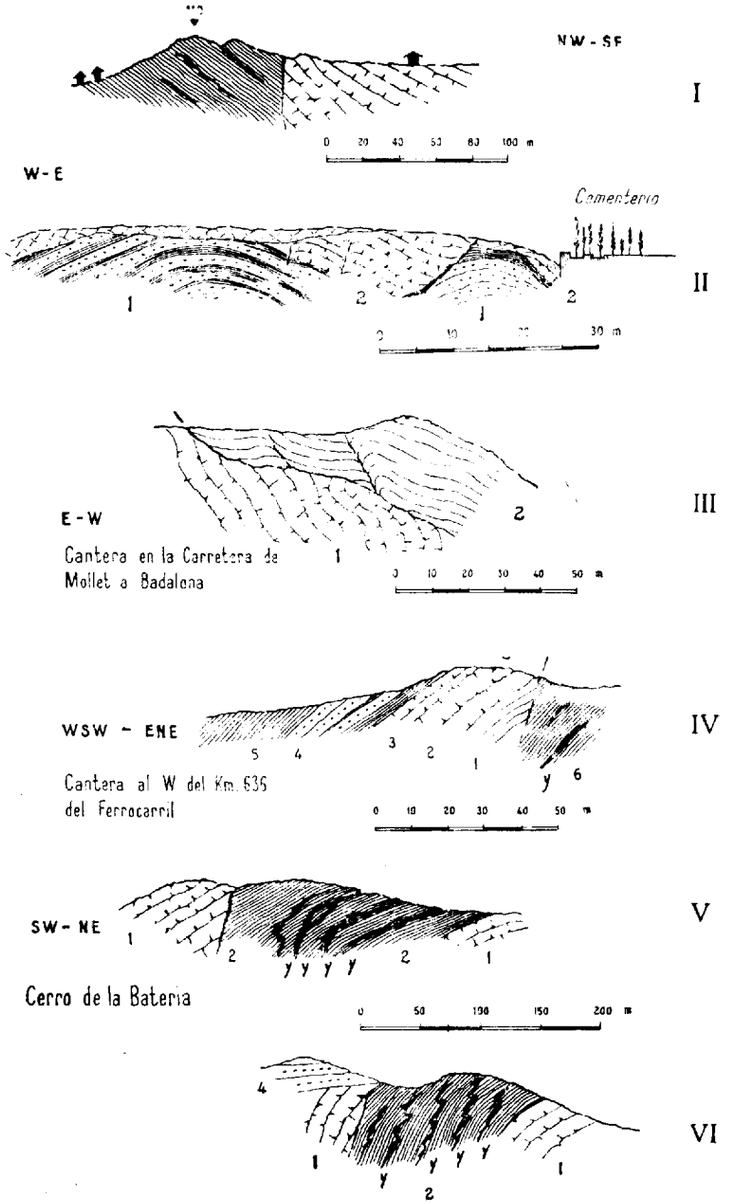


Fig. 42.– Mongat. Cortes parciales.

I. Contacto Muschelkalk medio-inferior, en la ladera de la cota 110.

II. Contacto Buntsandstein-Muschelkalk junto al cementerio: 1, Arcillas y areniscas rojas del Buntsandstein.—2, Calizas del Muschelkalk.

III. Contacto mecánico entre diversos niveles de calizas del Muschelkalk: 1, Calizas compactas. – 2, Calizas arcillosas.

IV. Yacimiento de Diploporas: y, Yeso.—6, Arcillas rojas e irisadas. 5, Arcillas rojas.—4, Areniscas rojas arcillosas.—3, Dolomías arenosas algo carniolizadas.—2, Calizas dolomíticas con Diploporas.—1, Calizas margosas en lajas.

V-VI. Cantera de yeso junto al cerro de la Batería: 4, Terciario.—3, Arcillas rojas. 2, Arcillas irisadas.—1, Calizas y dolomías.—y, Yeso.

jones muy replegados y subverticales; tienen unos 80 metros de potencia real y representan el Muschelkalk medio, que descansan normalmente (en el contacto existen fenómenos de discordancia mecánica) sobre niveles calizos del Muschelkalk inferior que buzan al NNW.

El límite septentrional de este afloramiento de margas y yesos lo constituye una falla SW.-NE. que los pone en contacto con las calizas del Muschelkalk inferior que forman la parte principal del cerro de la Batería. Pueden observarse en la cantera de Can Parloret con un buzamiento de 50° ESE. Afloran aquí únicamente los niveles de dolomías grises de la parte alta de este tramo.

Siguiendo el camino de Mongat a Tiana, puede observarse otra falla que pone en contacto estos niveles calizos con los materiales rojos arcillosos del Muschelkalk medio, de características análogas a las observadas anteriormente, pero menos ricas en yesos. Estos materiales, bastante replegados, se hunden, ya junto al contacto con el Paleozoico, bajo unos niveles calizos del Muschelkalk superior.

Turó Matas (c. 169).– Este cerro es el único que presenta la serie casi completa del Trías, desde el Buntsandstein medio hasta los niveles basales del Keuper; sin embargo no hay ningún corte en que todos estos niveles se presenten en sucesión normal. La serie más completa es la siguiente:

Techo. – Dolomías negras cavernosas y carniolas (1-2 m.) descansan sobre arcillas grises y amarillentas, constituyen la cima de la cota y por su facies y posición las atribuímos al Keuper.

3 m.—Dolomías blancas y pulverulentas en lajas muy finas.

15 m.—Dolomías negruzcas y cavernosas.

18 m.—Caliza margosa amarillenta.

5 m.—Caliza gris en lajas delgadas.

Yacente.—Arcillas rojas arenosas del Muschelkalk medio.

Descendiendo por el camino que se dirige al Km. 636, puede observarse la misma sucesión, aunque con más dificultad. Los materiales rojos arenosos del Buntsandstein

se cortan en una potencia de 60 m. sin que aflore el conglomerado basal. (Fig. 41, IV.)

Carretera de Badalona a Mollet.—El tramo comprendido entre el Km. 1,5 y 2,5 proporciona un interesante corte de la ladera occidental del Turó Matas (c. 169).

En una cantera situada junto al Km. 2, aparece el contacto entre el Muschelkalk medio y superior. En líneas generales puede decirse que es por falla, pero existen varios puntos donde se realiza normalmente y ello permite observar la siguiente sucesión:

Techo.—No visible.
15 m.—Calizas dolomíticas negruzcas y cristalizadas.
10 m.—Calizas arcillosas en lajas, arcillas y margas grisamarillentas.
3 m.—Margas muy arcillosas, grises y amarillentas.
10 m.—Arcillitas rojas con finas intercalaciones de areniscas rojas sin mica.
Yacente.—No visible. Las calizas del Muschelkalk superior presentan también una compleja estructura interna, principalmente en los contactos entre los niveles margosos y dolomíticos.

Cota 62. Canteras del NE. de Badalona.—En un pequeño cerro (c. 62) situado al NE. de Badalona existe una serie de canteras que permiten observar con especial detalle los materiales del Muschelkalk inferior. En esta zona ha sido posible además identificar este nivel paleontológicamente gracias al hallazgo de *Diploppora*. Los ejemplares hallados son indeterminables específicamente, pero en Cataluña este género tiene el valor de fósil característico para los niveles más altos del Muschelkalk inferior.

En la cantera más meridional pueden observarse los niveles calizos muy replegados y con un buzamiento general hacia el WSW. En esta dirección se hunden normalmente bajo los niveles margosos del Muschelkalk medio.

La sucesión observada es la siguiente:

Techo.—Arcillas rojas irisadas con niveles de yesos del Muschelkalk medio.

6 m.—Arcillitas y margas amarillentas.
10 m.—Dolomías arenosas y algo carniolizadas.
15 m.—Calizas dolomíticas grises y compactas con restos de *Diploporas*.
4 m.—Calizas margosas en lajas.
Yacente.—Oculto bajo los sedimentos cuaternarios.

Los niveles rojos yesíferos aparecen cortados por el NW. por una falla que repite la serie del Muschelkalk inferior con análogas características. Esta falla puede observarse en el corte que proporciona otra cantera situada unos 200 m. al NW. de la primera. Es directa y con unos 20° de inclinación. Este bloque calizo se hunde también normalmente bajo el Muschelkalk medio en un pequeño afloramiento que puede observarse junto a la carretera de Badalona a Mollet. (Fig. 41, V y VI.)

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

Techo.—No existe.

Keuper ?
2 m.—Dolomías negras y cavernosas que en la parte basal pasan a carniolas.
5 m.—Arcillitas y margas grises y amarillentas.

Muschelkalk superior.
3 m.—Dolomías blancas y pulverulentas en lajas muy finas.
15 m.—Dolomías negras cavernosas y cristalizadas.
18 m.—Calizas margosas y amarillentas.
5 m.—Calizas grises en lajas.

Muschelkalk medio.
3 m.—Arcillitas y margas rojas.
10 m.—Arcillitas rojas con intercalaciones arenosas.
10 m. ?—Arcillitas rojas e irisadas con niveles de yeso. La potencia de las mismas es indeterminable, ya que o bien están completamente laminadas, o bien se acumulan en grandes masas.
6 m.—Arcillitas y margas amarillentas.

Muschelkalk inferior.
10 m.—Dolomías arenosas algo carniolizadas.
15 m.—Calizas dolomíticas grises y compactas con restos de *Diploporas*.

6 m.—Calizas margosas en lajas con restos de fucoides.
10 m.—Calizas grises algo rojizas y cavernosas en la base.

BUNTSANDSTEIN.

5 m.—Arcillas rojas e irisadas con finos lechos de yeso.
30 m.?—Areniscas rojas micáceas con niveles de areniscas blanco-verdosas intercaladas.
20 m.—Conglomerado cuarzoso con algunas intercalaciones arenosas en la parte superior.

YACENTE.—Paleozoico.

5. El borde oriental del macizo de Garraf

A) REFERENCIA HISTÓRICA

Prescindiendo de la referencia de Verneuil (1855) sobre la existencia de «margas y yesos del Trías» en Vallirana, las primeras noticias concretas que poseemos sobre la estratigrafía de los materiales triásicos de esta zona proceden de Vezian (1856). Este trabajo es particularmente interesante, ya que Vezian toma como serie tipo del Triásico «de los alrededores de Barcelona e incluso de toda España» la que se observa en la muela de Montmany (N. de Cervelló y Vallirana). La elección es acertada, pues la sencillez de estructura (una serie de estratos horizontales y paralelos), permite observar muy bien la sucesión de los materiales, pero presenta el inconveniente de que no es completa. Vezian identifica correctamente el Trías inferior, los niveles calizos inmediatamente superiores considera que representan el Muschelkalk, y coloca en el Keuper los niveles rojos de arcillitas, areniscas y yesos que vienen a continuación, y que en realidad representan el Muschelkalk medio. Esta cronología plantea el problema de la edad de la potente serie caliza dolomítica inmediatamente superior (Muschelkalk superior en realidad) que Vezian resuelve creando «le quatriéme étage» (p. 15), que ilógica, pero acertadamente, considera equivalente de la caliza de Sant Cassian. En resumen, la sucesión de materiales que Vezian establece para la zona de Montmany es exacta, prescindiendo de la edad de los diversos niveles; el error estriba en extenderla al Triásico de la totalidad de los Catalánides.

Maureta y Thos (1881) no admiten el «cuarto tramo» de Vezian y adoptan la estratigrafía propuesta por D'Orbigny, admitiendo un nivel inferior o *conchífero* que abarca las areniscas basales y las calizas del Muschelkalk, y el superior, salífero o Keuper, «las margas irisadas junto con las calizas denominadas por Vezian supratriásicas» (página 259). Como corte tipo de esta sucesión proponen el de la carretera de Gavá a Begas. Acertadamente reconocen el Buntsandstein en las areniscas, en la zona de Aramprunyá, y el Muschelkalk en las capas calizas que aparecen a continuación, pero todo el sector final, constituído por una alternancia tectónica de diversos niveles del Trías medio y superior, lo sitúan en el Keuper, sin reconocer la estructura del conjunto.

Los estudios de Almera y Bofill inician una época de fructíferas investigaciones. En una nota que presentan en 1888 a la Academia de Ciencias de Barcelona (Almera y Bofill, 1889), dan cuenta de los primeros hallazgos fosilíferos efectuados en esta región: *Encrinus liliformis* en Mas dels Plans (Begas), *Encrinus, Natica gregaria, Corbula, Lima* ?, *Turbonilla, Myophoria vulgaris* y *Terebratula comunis* en Can Baró (Corbera), y un amonítido dudoso, *Cidaris transversa* y *Estheria minuta,* en Can Casas (Vallirana).

Almera y Bofill (1889) no están de acuerdo con la clasificación estratigráfica propuesta por Vezian y Maureta y Thos, y proponen para el Trías de esta zona la división germánica, que ya Verneuil (1853) había propuesto para el conjunto del Trías español.

Unos años después Almera (1891), en un trabajo que en realidad constituye una ampliación del anterior, insiste en la división del Trías catalán en los tres niveles típicos del Trías germánico: Muschelkalk, Buntsandstein y Keuper,

y describe la constitución de cada uno de estos niveles en la zona de «Gavá, Begas y Pallejá», esto es, en la región objeto de este capítulo. Esta nota, a la que generalmente se ha prestado poca atención, creemos tiene un extraordinario valor, ya que caracteriza paleontológica y litológicamente, de una manera exacta, la parte central e inferior de la serie triásica, si bien asimila al Keuper los niveles que en realidad pertenecen al Muschelkalk medio y superior.

Almera determina la presencia de:

Terebratula vulgaris, Schlot.
Spiriferina (Mentzelia) mentzeli, Dunk.
Spiriferina mentzelia var. *angusta* Bitt.
Bairdia cf. *triassina,* Schaur.
Rissoa turbo, Schaur.
Chemnitzia, sp.
Lima costata, Munst.
Gyroporella ?
Natica gregaria Schlot.
Myophoria cf. *goldfussi* Alb.
Myophoria sp.
Encrinus liliformis Lav.

en el nivel calizo situado por encima de las areniscas y pudingas de la base del Trías y por debajo de otro nivel de arenisca margosa roja e irisada con niveles de yesos. Dada la composición de la fauna, coloca acertadamente este tramo calizo fosilífero en el Muschelkalk y el nivel inferior en el Buntsandstein. Sin embargo, los niveles superiores a este Muschelkalk fosilífero, que en realidad constituyen la parte alta del mismo Muschelkalk, los coloca en el Keuper. Así pues, según Almera el Keuper está constituído por «arcillas y margas irisadas yesíferas que sostienen calizas arcillosas con fucoides, *Estheria minuta, Nautilus* sp. y *Cidaris transversa*» (p. 476). Esta confusión se explica al considerar que la fauna hallada en este supuesto Keuper es de tipo alpino, y en aquella época la equivalencia entre las divisiones del Trías alpino y germánico no eran completamente conocidas. No existe en el trabajo de Almera indicación alguna referente a los niveles de arcillas irisadas con yesos, que constituyen el verdadero Keuper. Sin duda Almera los confunde a causa de la compleja tectónica con el nivel de areniscas y arcillas con yesos inferiores. El nivel superior de «calizas y dolomías, brechoides en unos puntos, sacaroides y negruzcas en otros» (p. 476), las sitúa en el Infralías.

El siguiente año, este mismo autor (Almera, 1892), publica la «Explicación del mapa geológico de los alrededores de Barcelona», y en 1897 el «Mapa geológico del Macizo de Garraf». En ambas la serie estratigráfica propuesta para el Trías coincide con la admitida en los anteriores trabajos.

Mallada (1890), en el «Catálogo de las especies fósiles del Triásico español», recoge algunas de las citas de los autores anteriores, a las que añade:

Encrinus liliformis Lamk., en Begas, Corbera y Vallirana.
Posidomya minuta Alb., en Vallirana ?
Rissoa turbo Schau., en Gavá, Begas y Pallejá.

Bofill (1893), publica un resumen de los anteriores trabajos, así como también Mallada (1895), en la descripción del «Sistema Triásico» del mapa geológico de España. Es muy interesante la observación de este último autor sobre la presencia de bloques triásicos deslizados por gravedad en el Turó del Calamot (oeste de Gavá) y la existencia en este cerro de un yacimiento con «*Mentzelia mentzeli, Terebratula vulgaris, Lima costata* Munst., *Chemnitzia* y otros fósiles del Muschelkalk» (p. 152). Mallada indica también la mecanización del contacto Trías-Cretáceo en la zona de Castelldefels.

Con ocasión del Congreso Geológico efectuado en Barcelona, Almera dirige dos excursiones dedicadas al estudio del Triásico de esta región, en la explicación de las mismas (Almera, 1898 Gavá, y 1898 Castelldefels) se

refiere a las anteriores descripciones, a las que añade algunos interesantes datos. Indica la presencia de *Gyroporella* en la colina del Padró (Begas) (Almera, 1898, Gavá, página 142). Señala que en Vallirana «el Trías ha experimentado fuertes presiones en todos sentidos y que las capas están muy dislocadas» (p. 199, íd,). Publica también (íd., fig. 28) un corte de la sierra de Montmany y Peña de C. Rafael, relieves situados entre Vallirana y Corbera, en el que señala la presencia de la falla de la riera de Vallirana e identifica perfectamente los diversos niveles triásicos. La serie descrita por Almera coincide, en cuanto a la posición relativa de los niveles, con las observaciones por nosotros realizadas, aunque difiere grandemente en la datación de los mismos. Además, el desconocimiento de la estructura tectónica de la región produce algunos equívocos entre los diferentes tramos y mantiene la confusión existente en la estratigrafía del Trías superior. Las inexactitudes aumentan en la descripción del extremo SW. de la región (zona de Castelldefels), en la que la tectónica es aún más compleja.

En 1899, Almera insiste nuevamente en la estratigrafía del Trías de esta zona, y como consecuencia de los descubrimientos efectuados en Pontóns, en un nivel calizo que supone ocupe la parte más alta del Triásico, rectifica la opinión anteriormente emitida (Almera, 1899, Castelldefels, p. 176), de atribuir al Infralías los niveles dolomíticos brechoides que coronan la serie triásica y admite la opinión de Vezian de situarlos en el «cuarto nivel» o calizas supratriásicas, caracterizadas por la fauna de Sant Casián, que en aquella época se suponía equivalente del Keuper (Almera, 1891).

En la explicación del mapa geológico de la región primera (contornos de la capital), admite la sucesión triásica antes citada (Almera, 1892 y 1893), pero añade la cita de *Casianella* al nivel de calizas con *Cidaris* y *Natica* (supuesto Keuper).

Con estos trabajos de Almera quedan establecidas las líneas generales de la estratigrafía de esta zona, excepto

en lo referente a los niveles superiores, en los que la confusión subsistirá durante muchos años.

Mallada (1902), en su síntesis del Triásico español, se limita a resumir brevemente las observaciones realizadas por Almera y Vezian. Una breve nota de Font y Sagué (1899), en que se refiere al Buntsandstein de Gavá, otra de Tomás (1906), en la que da cuenta del descubrimiento de anhidritas en Vallirana, y un breve resumen sobre la geología de Cervelló, de Faura y Sans (1907), no aportan ningún nuevo dato importante.

El trabajo de Tornquist(1909) sobre el Triásico catalán, inicia una serie de estudios ejecutados por geólogos alemanes que tienen especial interés por las comparaciones y correlaciones que establecen entre los materiales españoles y los del resto de Europa.

Wurm, en 1913, en la descripción del Trías de la provincia de Barcelona, resalta las confusiones y problemas que existen aún en la estratigrafía de estos niveles. La estratigrafía propuesta por este autor en la zona de Begas, y que considera como el desarrollo normal, es la siguiente:

1.° Conglomerado basal y areniscas del Buntsandstein.
2.° Muschelkalk, dolomítico en la base con 60 m. de potencia.
3.° Margas yesíferas rojas.
4.° Calizas bien estratificadas con fósiles (p. 524).

Al atribuir al Keuper los niveles 3.° y 4.° acentúa la confusión iniciada en los trabajos de Almera, puesto que engloba en un solo nivel (3.°) las margas del Keuper y las margas arenosas del Muschelkalk medio; el nivel cuarto abarca indiferentemente los niveles calizo-dolomíticos del Muschelkalk superior y las dolomías superiores del Keuper. Wurm se refiere ampliamente a este nivel 4.°, e insiste en la divergencia de opiniones entre Carez, que las considera infraliásicas, y Almera, que las paraleliza al nivel de Sant Casián, identificado paleontológicamante en la zona de La Llacuna. Esta oposición se continúa a través de la literatura geológica posterior, sin advertir que en realidad las dos opiniones son ciertas, porque el «cuarto ni-

vel» es una falsa unidad creada con dos niveles diferentes, uno inferior a las margas irisadas y otro superior. Refiriéndose a la base del Muschelkalk insiste en la importancia del hallazgo de *Spirifeina (Mentzelia) mentzeli* Dunk., fósil característico del Anisiense de Europa oriental.

Faura y Sans (1922), en la explicación de la hoja de Villafranca, del mapa de Cataluña a escala 1:200.000, se limita a resumir las observaciones efectuadas por Almera. Así como también Marcet (1927), en una breve nota sobre la geología de los alrededores de Barcelona. Este autor admite también la división del Trías en cuatro niveles: arenisca, caliza, arcillas irisadas y dolomías (figs. 5 y 6).

La publicación de las hojas del mapa geológico de España a escala 1 : 50.000, correspondientes a esta zona (Instituto Geológico, 1930 y 1932), proporcionan la primera cartografía completa de la región, así como un resumen de los trabajos efectuados hasta entonces. En líneas generales se admite la división estratigráfica propuesta por Almera y confirmada por Wurm. Esta datación se traduce en la cartografía por una extensión exagerada de los materiales del Keuper.

Schmidt sigue la trayectoria marcada por Tornquist y dedica varias publicaciones (1929, 1931, 1932, 1933) al estudio de la estratigrafía del Trías de esta región. Es este autor el primero en plantear «el problema del Keuper», esto es, en observar que no todos los materiales tradicionalmente englobados bajo el calificativo de «margas irisadas del Keuper» pueden considerarse como tales, sino que corresponden a dos tipos diferentes, unos arcillosos e irisados con abundante yeso y otros rojizos y arenosos.

Sin embargo, este autor no llega a resolver el problema, ya que coloca estos niveles rojos arenosos en el Buntsandstein, en vez del Muschelkalk medio, al cual realmente pertenecen. A este respecto, es muy interesante un artículo de Larragán (1931) en el que resume algunas observaciones realizadas por Schmidt al estudiar el Trías catalán y en el que se refiere a diversos afloramientos de Begas y Vallirana, tradicionalmente considerados como

Keuper, y que Schmidt sitúa en el Buntsandstein (Larragán, 1931, p. 5). Esta nueva datación de los materiales plantea graves problemas de carácter estructural, ya que como observa Larragán «se ven varios sitios en que la zona margosa, que no debe ser Keuper según el Dr. Schmidt, se sobrepone el Muschelkalk sin que se noten fallas» (id., p. 6). Estas superposiciones se consideran tectónicas, con lo que la estructura geológica de la región, que en los trabajos anteriores tan sencilla apareció, se complica ahora extraordinaria y excesivamente.

Así, Schmidt indica que «La llanura de Begas, en lugar de un lecho uniforme de Keuper», como aparece en el mapa geológico de Almera, está constituído por «una llanura de Buntsandstein superior fuertemente dislocada; sobre la que flotan dovelas de Muschelkalk superior en diferentes posiciones e inclinaciones» (Schmidt, 1931, p. 5). Esta afirmación, que no podemos suscribir, ya que los materiales arenosos que Schmidt considera Buntsandstein son en realidad Muschelkalk medio, tiene el extraordinario mérito de indicar que la estratigrafía de esta región no está resuelta y, al mismo tiempo, de señalar que la estructura tectónica es mucho más compleja de lo que se había hasta entonces supuesto.

En resumen, Schmidt reconoce exactamente la sucesión estratigráfica de la parte alta de los materiales triásicos: dolomías superiores, margas irisadas del Keuper y dolomías del Muschelkalk superior, pero no de la parte central e inferior de la serie; así pues, el problema estratigráfico queda pendiente. En 1936 aparece una pequeña nota (Solé, 1936), en la que el Dr. Solé expone brevemente algunos resultados obtenidos en colaboración con el Dr. Llopis, el más importante de los cuales es el hallazgo de *Daonella* en las calizas del Muschelkalk de la plataforma de Begues, y con ello «demuestra que muchos de los niveles calizos, tradicionalmente considerados como Keuper superior, pertenecen al Muschelkalk» (Solé, 1936, p. 70). A partir de este momento se comprueba la invalidez de la estratigrafía hasta entonces admitida para esta región, ya que surgen

dos nuevas unidades estratigráficas: el nivel de las arcillas rojas arenosas, que, según Schmidt demuestra por razones litológicas, no pueden corresponder al Keuper, y el nivel de las calizas con *Daonella,* que por razones paleontológicas tampoco pueden pertenecer a este nivel. Sin embargo, influídos por el esquema de las tres divisiones del Trías germánico, no se llega a la definitiva solución estratigráfica, a pesar de que todos los datos para la misma han sido ya descubiertos. El nivel de arcillitas rojas arenosas se atribuye al Buntsandstein, y el de calizas con *Daonella* (Muschelkalk superior) se considera que forma un único tramo calizo con el de *Mentzelia mentzeli* (Muschelkalk inferior), sin advertir la existencia de la intercalación roja arenosa entre ambos. De todas maneras, hay que tener en cuenta que la trituración de esta zona es tal que en muy pocos lugares puede observarse una sucesión normal desde el Buntsandstein hasta el Keuper, y por lo tanto es prácticamente imposible reconocer en ella la serie estratigráfica real si antes no se han caracterizado sus diferentes tramos en otras regiones de tectónica más tranquila.

En 1933, V. Sos publica una lista de los fósiles triásicos existentes en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid, entre los que figuran:

Terebratula vulgaris Schloth.
Spiriferina mentzeli Dunker, procedentes de Begues.
Gyroporella n. sp., procedente de Vallirana.
Natica sp.
Spiriferina mentzeli Dunker, procedentes de Pallejá.
Loxonoma sp , procedente de Corbera.

Pero no añade nuevos datos a la estratigrafía.

Llopis Lladó inaugura, con la publicación de un estudio sobre la «Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo caústico de Garraf» (1941), una serie de investigaciones sobre la tectónica de esta región, que culminan con la publicación de una extensa monografía sobre el conjunto de las Cadenas Costeras catalanas (1947).

A través de ellas se va perfilando la compleja estructura de la misma, hasta quedar completamente descifrada en sus líneas generales.

En el primero de los trabajos citados (Llopis, 1941) estudia el contacto entre el Trías y el Cretáceo en la zona oeste de Vallirana e indica que existe una cierta discordancia. En otro trabajo de carácter más general (1942) estudia el trazado y mecanismo de la gran dislocación que separa el macizo del Tibidabo del bloque de Garraf, y sobre la cual se ha orientado el río Llobregat. Insiste en la profunda trituración a que han sido sometidos los materiales de esta región. En una publicación posterior (1943) analiza la estructura del extremo meridional de la depresión media catalana y describe con todo detalle la compleja estructura de la cubeta de San Andrés de la Barca (p. 43-45, figs. p. 44), la zona de fracturas a lo largo de la cual se ha orientado el valle de Corbera (p. 47-49, figuras p. 48 y 85) y la zona de Begues (p. 65-66, fig. 85).

El último de los trabajos citados (Llopis, 1947) compendia y completa todos los anteriores. Es imposible resumir en este capítulo las minuciosas y exactas descripciones que Llopis realizó de los principales accidentes de esta zona (p. 232-240). Al estudiar la estructura de conjunto de la región nos referimos ampliamente a los mismos, ya que los resultados por nosotros obtenidos desde el punto de vista estructural coinciden por completo con lo que este autor indicó. Es imprescindible, sin embargo, reseñar la cita de un yacimiento fosilífero entre los materiales del Keuper, *Myophoriopsis keuperiana* en la Font de Jem (cuatro kilómetros al oeste de Cervelló), y de dos yacimientos de *Daonella,* uno en el cerro de Santa Eulalia y otro en Mas Trabal.

Llopis dedica además otra publicación (1952) al estudio detallado de los yacimientos de *Daonella* y de su significación dentro de la paleogeografía del Trías catalán, indicando la sucesión estratigráfica que aparece en los yacimientos, pero en ninguno de los casos puede observarse una serie completa de los materiales triásicos que permitan

situar exactamente los niveles fosilíferos en la serie triásica de conjunto.

Estos hallazgos tienen el extraordinario valor de ser los yacimientos más septentrionales de *Monotis (Daonella) lommeli* Viss. var. *hispanica* n. v., que anteriormente se suponía circunscrita al extremo meridional de las Cadenas Costeras catalanas.

Acompaña el trabajo un mapa geológico a 1 : 200.000 que aporta considerables modificaciones a la cartografía existente (Almera, Instituto Geológico, 1930, 1931; Faura y Sans, 1922). Sin embargo, la escala del mapa, excesiva para la complejidad de esta región, no permite representar con suficiente detalle la mayoría de los accidentes.

En dos publicaciones dedicadas al estudio del desarrollo del Trías medio a lo largo de las Cadenas Costeras catalanas (Virgili, 1955, 1955 bis), iniciábamos el estudio estratigráfico detallado de esta zona con la publicación de la sucesión estratigráfica de los materiales del Trías observado en el cerro de Montmany (al norte de Vallirana). En ella reconocíamos la existencia de un Muschelkalk medio continental, pero la sucesión publicada no es completa, ya que abarca únicamente desde el Buntsandstein hasta el Muschelkalk superior.

B) CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La estructura de esta región es extraordinariamente compleja, como puede comprobarse en el mapa geológico y esquemas tectónicos adjuntos. Ello explica las confusiones surgidas al estudiar la estratigrafía de los materiales triásicos que lo constituyen. En realidad creemos que esta estratigrafía es prácticamente irreconocible sin realizar antes una detallada cartografía geológica a escala conveniente.

Estos materiales triásicos forman una orla que separa el macizo cretáceo de Garraf del Paleozoico que ocupa el fondo del valle del Llobregat. Es este río y sus principales

afluentes los que disecando la cobertera cretácea han permitido el afloramiento de los materiales triásicos. Así pues, no constituyen una banda regular, sino que forman profundos entrantes coincidiendo con la cuenca de los principales afluentes. En realidad esta zona está dividida en dos partes distintas. El afloramiento de Begues, excavado por la riera de este nombre y sus principales afluentes, y el de Vallirana, Cervelló y Corbera, excavado por las rieras que llevan estos mismos nombres. Hacia el norte y sur, la banda de materiales triásicos se continúa en dirección a Gelida y Castelldefels, respectivamente, pero la complicación tectónica es mucho mayor y no afloran más que algunos niveles triásicos, por lo cual estas zonas no han sido particularmente estudiadas.

En cuanto a su estructura, esta región es un magnífico ejemplo de tipo germánico. Numerosas fallas la cortan en todas direcciones y hunden las capas progresivamente hacia el oeste. En líneas generales, podríamos definirla como una estructura en «sherraks» con inclinación completamente opuesta a la topografía actual.

A continuación describiremos el detalle de la estructura para cada una de las dos regiones en que consideramos dividida esta zona. Antes creemos necesario esbozar un problema tectónico de tipo general, que tiene una cierta trascendencia estratigráfica. Nos referimos a la estructura del contacto Trías-Cretáceo. En algunos puntos del afloramiento es perfectamente normal, pero en la mayoría de los casos llama la atención el escasísimo espesor de los materiales del Keuper, así como también una cierta discordancia entre el Trías y el Cretáceo. En algunos cortes (carretera de Begues a Olesa de Bonesvalls, extremo meridional del afloramiento de Begues, zona de Torrelleta ...), llega casi a dar la impresión de que existe una verdadera discordancia angular, pues el Cretáceo llega a descansar directamente sobre el Muschelkalk. El problema que este hecho plantea es extraordinariamente grave, ya que la presencia de una discordancia, y la falta de buena parte de los niveles superiores del Trías, puede hacer pensar en la exis-

tencia de fases orogénicas postriásicas y precretáceas, precedidas además de una fase erosiva.

Un estudio más detallado del contacto muestra un detalle extraordinariamente importante. El nivel de dolomías brechoides, que algunos autores han considerado como Retiense y nosotros como posible Jurásico, pero que sin duda alguna no pertenece al Cretáceo, ha actuado en estos «plegamientos» como solidario de este último, mientras que en toda la cuenca de sedimentación se presenta inmediatamente y sin solución de continuidad después de los niveles superiores del Keuper.

Esto, y la presencia de señales de deslizamiento en los niveles cretáceos superiores nos ha llevado a la conclusión de que se trata de un fenómeno análogo a los observados por Fallot (1943, 1949) y Bordet (1947, 1949, 1950), en la zona subalpina y que denominan «dislocaciones intercutáneas». Allí, sobre un zócalo cristalino existe una serie sedimentaria constituída por el Trías, Lías, Dogger, Malm, Cretáceo inferior y Terciario. La parte basal de la serie secundaria (Trías-Cretáceo inferior) presenta dislocaciones que no afectan en absoluto ni al zócalo cristalino ni a la serie Cretáceo superior-Eoceno. Esta estructura había sido interpretada de muy diversas maneras, e incluso se había invocado la existencia de una tectónica antecretácea. Una cartografía detallada de esta región demuestra la existencia de un verdadero despegue de la serie plegada con relación al zócalo y a la parte superior de la cobertera, debidos únicamente al diferente comportamiento mecánico de los materiales ante el esfuerzo tectónico, o sea de un caso extremo de discordancia mecánica. Este concepto de la independencia mecánica de algunas series, no sólo con respecto al substrato, sino también con el techo de las mismas, creemos que explica por completo el contacto Trías-Cretáceo del borde del macizo de Garraf. Evidentemente se trata de un fenómeno a escala infinitamente más reducida que las descritas por los autores antes citados en las zonas alpinas y subalpinas, donde alcanzan algunas veces decenas

de kilómetros, pero su mecanismo y significado es el mismo.

En consecuencia, esta discordancia es un fenómeno puramente tectónico y muy posterior a la era triásica, sin ninguna trascendencia por tanto en la historia de este período.

La estructura de detalle dal amplio afloramiento excavado por las rieras de Corbera, la Palma, Cervelló y Vallirana, es un maravilloso ejemplo de tectónica germánica. Los estratos triásicos descansan sobre el Paleozoico en clara discordancia y con un suave buzamiento general hacia el oeste. Este hundimiento de las capas viene acentuado por numerosas dislocaciones, más profundas en la zona occidental, como si el zócalo paleozoico y los estratos triásicos quedaran aplastados por el enorme caparazón cretáceo. Las dislocaciones corresponden, como ya ha indicado Llopis (1942, 1947), a dos sistemas principales, uno de dirección NE.-SW. (el más desarrollado y que tiene mayor importancia en el trazado del relieve), y otro NW.-SE., perpendicular al anterior y que en general parece posterior. Como consecuencia de estas dislocaciones, el conjunto queda dividido en una serie de bloques groseramente rectangulares. En los más elevados, la erosión ha barrido la parte superior de la serie triásica, que se ha conservado únicamente en las fosas. (Fig. 43.)

En el esquema adjunto puede comprobarse cómo en líneas generales la zona está constituída por dos bloques levantados, el de Corbera de Dalt y el de la Palma, que separan tres depresiones: en el extremo NW. la de la Creu del Aragall, en el centro la de Corbera de Baix, y el extremo sur la de Cervelló-Vallirana. Describiremos brevemente cada una de estas unidades y las fallas que las limitan.

La depresión más extensa, la de la Creu del Aragall, constituye un claro ejemplo de inversión del relieve, ya que ha dado lugar a un macizo relativamente elevado (543-583 m.), que domina el horst paleozoico de Corbera (330-390 m.). El bloque de la Creu del Aragall está constituído por una serie de estratos, suavemente inclinados al

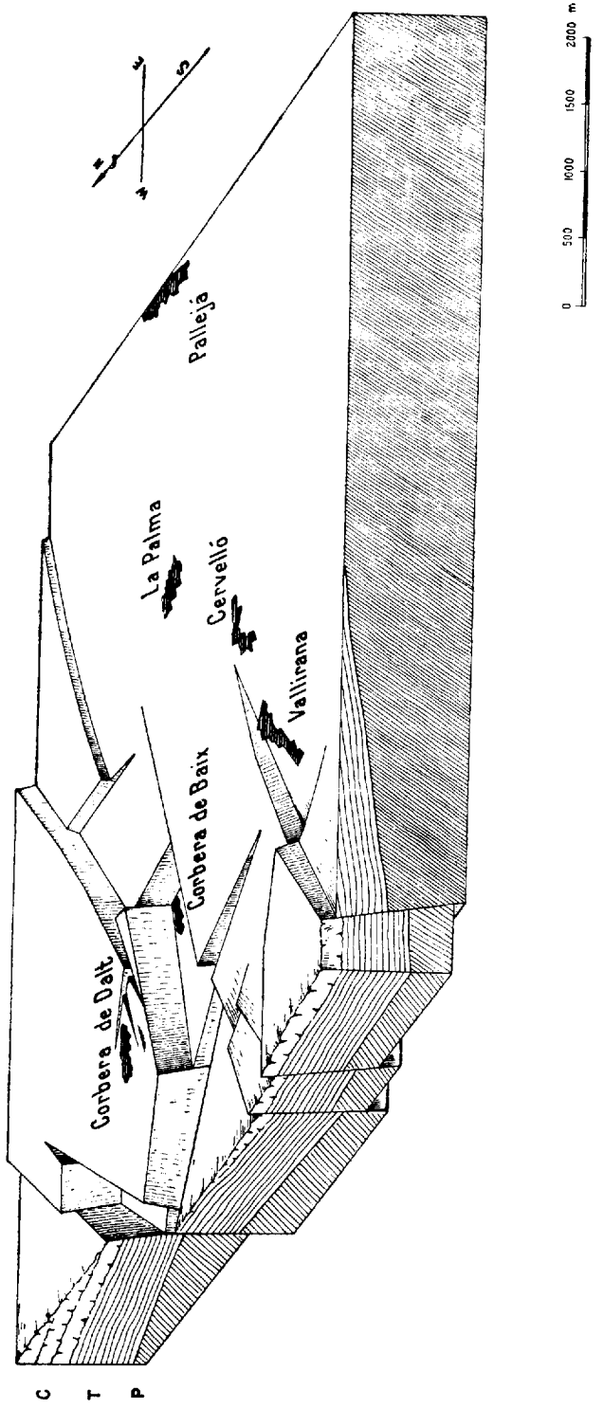


Fig. 43.—Esquema tectónico del sector Corbera-Cervelló.

WNW. La falla que lo separa del bloque de Corbera tiene en realidad muy poca importancia, ya que pone en contacto con el Paleozoico los niveles inferiores del Buntsandstein. En el extremo sur, entre los dos bloques, se intercala una estrecha y profunda fosa que en el extremo se manifiesta por un afloramiento de Keuper, acumulado mecánicamente en la zona deprimida.

El bloque de Corbera, que en la topografía se traduce por una depresión, constituye un afloramiento paleozoico que únicamente en el extremo SW. conserva un resto de su cobertera triásica. La falla septentrional que lo limita es mucho más importante que la anterior, y como aquélla aumenta de salto hacia el SW. Junto a Corbera adquiere una especial complejidad y forma una zona de intensa trituración que describiremos más detenidamente en el próximo capítulo. En el extremo occidental (caserío de l'Amut), esta dislocación pone en contacto el Buntsandstein con el Keuper.

La fosa de Corbera de Baix está constituída por una serie de peldaños progresivamente hundidos hacia el oeste. El más oriental es la cubeta de San Andrés de la Barca, en la cual un relleno terciario impide observar los depósitos secundarios. El siguiente escalón, separado del anterior por una pequeña falla N.-S., es la zona de Les Planes, constituída por un afloramiento de margas del Muschelkalk medio, sobre el cual descansan bloques calizos del Muschelkalk superior (cerro de la Socarrada). El tercer escalón lo constituye la pequeña fosa de Corbera de Baix, señalada por un afloramiento de materiales del Keuper profundamente tectonizados. El cuarto y último bloque, ligeramente hundido con respecto al anterior, está constituído ya por el caparazón de materiales cretáceos que descansan sobre las margas del Keuper, fuertemente tectonizados.

El horst de la Palma es el elemento estructural y morfológico más importante de esta zona. Aquí el relieve está de acuerdo con la estructura, ya que en este bloque se levantan los cerros de Montmany de Can Pasoles (336 m.) y

Montmany de Can Rafel (494 m.). Es la zona de estructura más sencilla y la que ha permitido descifrar la estratigrafía; está constituída por un paquete de estratos triásicos suavemente ondulados, cuyos niveles más altos son el Muschelkalk superior. El zócalo paleozoico es visible únicamente en el extremo oeste de la región (Cuatre Camins). La riera de la Palma ha hendido este bloque, aislando los dos cerros a que antes hemos aludido, y que constituyen ejemplos de muelas estructurales. En el extremo occidental, este horst queda en parte cortado por una pequeña falla que lo separa del bloque de Sant Pons, donde la erosión ha respetado los niveles más elevados y el Muschelkalk superior se hunde suavemente bajo el Keuper y éste bajo las dolomías cretáceas. Ya en plena zona cretácea una serie de dislocaciones repiten los distintos niveles.

La zona más meridional la constituye el bloque de Vallirana, ligeramente hundido con respecto a la anterior por acción de la falla que tradicionalmente se ha denominado de la riera de Vallirana y que describiremos más detenidamente en el próximo capítulo. Este bloque, que se extiende en dirección sur hasta Torrelles y Torrelletes, es de estructura más sencilla que los anteriores. Está constituído por un paquete de estratos triásicos ligeramente inclinados al SW., que descansan sobre el Paleozoico, y hacia el oeste se hunden bajo las capas cretáceas. Sobre esta estructura la erosión ha modelado una serie de cuestas con los frentes orientados al este y separados por sus correspondientes valles subsecuentes. La cuesta de Buntsandstein forma los cerros de Santa María, Penyes d'en Riera, Peña Bruguera. A continuación sigue la amplia y bien desarrollada cuesta del Muschelkalk inferior. El valle subsecuente que marca su límite occidental es la riera del Fondo de Valldeuros, instalada sobre los niveles margosos del Muschelkalk medio. El Muschelkalk superior no llega a formar una verdadera cuesta, únicamente se marca por un fuerte cantil, dominado por los relieves cretáceos, de los que en general queda separado por un pequeño rellano desarrollado sobre las margas del Keuper.

Más hacia el sur aparece una serie de fallas de dirección NNW.-SSE., que dividen este bloque en un conjunto de escalones, progresivamente hundidos hacia el oeste, hasta enlazar con el amplio afloramiento excavado por la riera de Begues.

El sector de Begues podría definirse, en líneas generales, como un complejo anticlinorio de dirección E.-W., cortado por dos sistemas de fallas ortogonales (NW.-SE., NE.-SW.) que han hundido en parte la bóveda central del mismo.

Esta estructura anticlinal de las capas está producida, más que por verdaderos pliegues, por pequeñas basculaciones de los bloques. Los dos flancos del anticlinal triásico se hunden bajo las moles cretáceas que dominan por el norte y por el sur el valle de Begues. El contacto, que en el borde septentrional es sensiblemente normal, en el meridional está extraordinariamente mecanizado y presenta la típica estructura discordante que ha sido ya descrita. En el extremo occidental del afloramiento, donde los macizos cretáceos están separados únicamente por 2 ó 3 Km., la estructura anticlinal se acentúa; los buzamientos están comprendidos entre 30° y 70°; el flanco norte, antes normal, está fuertemente mecanizado, y el flanco sur sustituído por una falla que pone en contacto la parte central del Trías con el Cretáceo. La terminación del anticlinal es en parte debido al buzamiento periclinal de los estratos, y en parte a una falla, perpendicular a su eje, que hunde el Trías bajo el macizo cretáceo de Garraf. (Fig. 44.)

Hacia el este el anticlinal se hace más laxo, al mismo tiempo que disminuye también la intensidad de la trituración. La parte más oriental del afloramieato está constituído por las areniscas del Buntsandstein, buzando al oeste con ligera variación al norte y al sur, y cortadas por el sistema de fallas de dirección NW.-SE. a que ya nos hemos referido.

La morfología de esta zona traduce perfectamente la complicación estructural. El extremo oeste del valle de Begues podría definirse como un bray, aunque el conjunto de dislocaciones que alteran la estructura anticlinal influyen

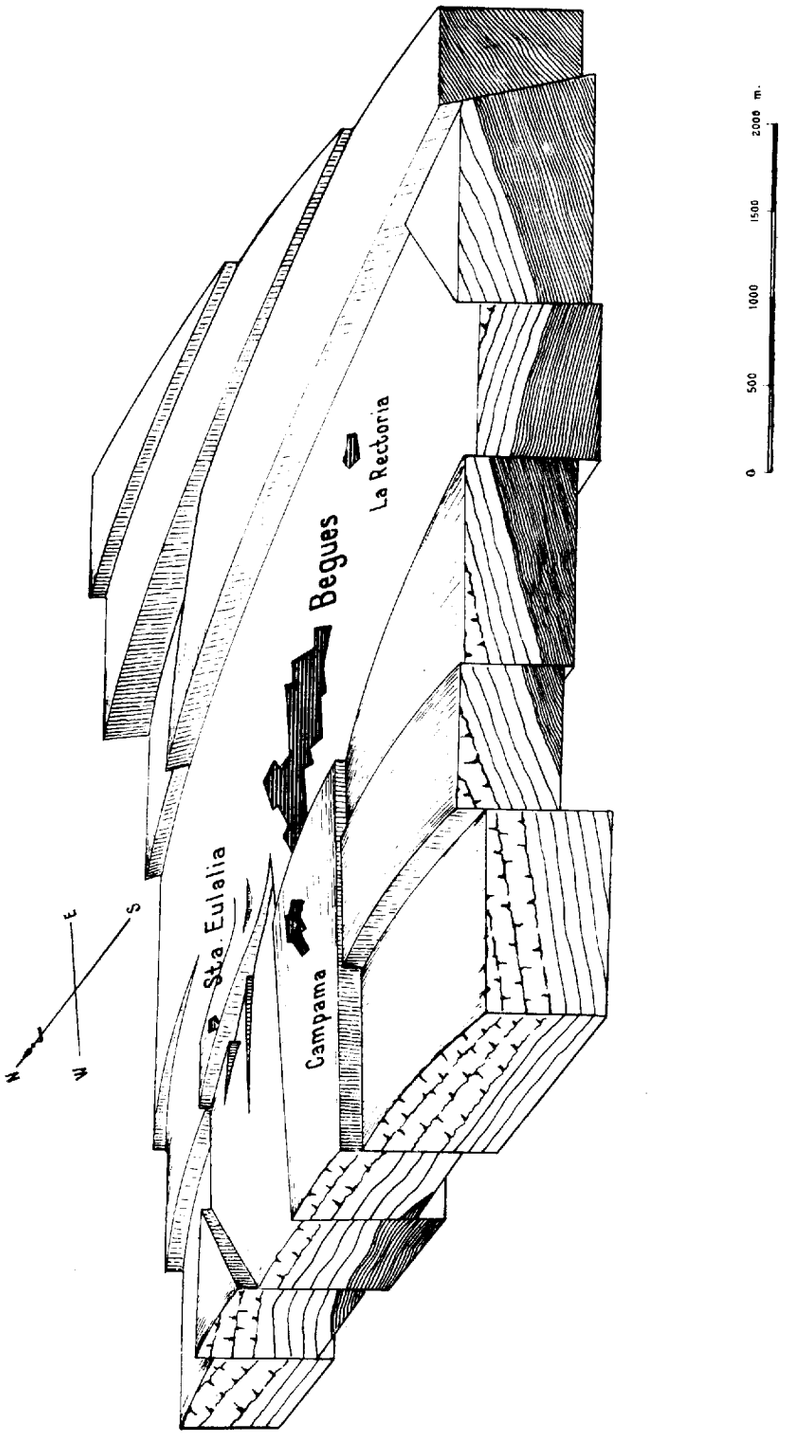


Fig. 44.—Esquema tectónico del sector de Begues.

también en el relieve. Hacia el este, sobre el valle del Llobregat, la erosión es más intensa y la estructura más tranquila y se desarrolla un sistema de cuestas. La más aparente es la originada por los conglomerados basales del Buntsandstein, en cuyo borde se alza el castillo de Aramprunyá. Las calizas del Muschelkalk inferior y medio dan también lugar a dos líneas de cuestas, aunque poco desarrolladas.

Describiremos a continuación algunas de las dislocaciones más importantes y las estructuras creadas por ellas. Para un mayor detalle véase la parte dedicada a descripciones locales.

El sistema de fallas NW.-SE., continuación del que con análogas características existe en la zona de Corbera-Vallirana, es aquí el más desarrollado. Desde Torrelletes hacia la Rectoría existen tres fallas paralelas que hunden progresivamente los estratos, dándoles enorme potencia aparente. De todas estas fallas la más importante es la que pasa junto al caserío de la Rectoría, y más al sur atraviesa la carretera de Gavá a Begas, junto a la ermita de Bruges. Esta falla determina el contacto Trías-Paleozoico a lo largo de unos 3-4 Km. Sin embargo, junto a Bruges hemos hallado en el labio hundido de la falla un pequeño afloramiento paleozoico colocado normalmente bajo el Triásico. El labio hundido de esta falla constituye una amplia dovela limitada por otra falla paralela a la anterior, sobre la cual se halla edificado la mayor parte del pueblo de Begas.

Esta pequeña cubeta tectónica (8 × 2 Km.) es el fragmento menos mecanizado de toda la región y el único que permite observar una serie completa de los materiales triásicos. Dada la disposición de las capas y el trazado del relieve, en el extremo SE. de la misma aflora el Paleozoico, mientras que hacia el NW. el Trías se hunde normalmente bajo los materiales cretáceos. La falla que constituye el límite occidental de este afloramiento puede seguirse claramente desde la ladera SW. de la Desfeta hasta el pueblo de Begues (3 Km.). A partir de este punto se ramifica en un complejo haz de dislocaciones que dan lugar a

una serie de bloques hundidos y levantados, el más importante y característico de los cuales es el cerro de Santa Eulalia, que será descrito en el próximo capítulo. El bloque oriental tiene una estructura aún más compleja.

El sistema de fallas NW.-SE. que aquí es menos regular, hunde progresivamente los bloques hacia el oeste, mientras que el sistema perpendicular acentúa la estructura del anticlinorio, y al mismo tiempo hunde su bóveda central.

C) DESCRIPCIONES LOCALES.

El borde de la cubeta de San Andrés de la Barca.— A pocos metros de la salida del pueblo, el camino de Corbera corta la dislocación que limita por el SE. la cubeta, y pone en contacto los conglomerados triásicos con las pizarras del Ordoviciense; existe una brecha de falla de 1,5 m. de anchura. En esta dislocación, aparece muy patente el carácter de cubeta «exclusivamente» morfológica, que tiene la depresión de San Andrés, ya que el borde (Creu de Sabat) está constituído por los niveles triásicos (bloque hundido) y el fondo por el Paleozoico (bloque levantado). (Fig. 45, I y II.)

Los materiales paleozoicos están recubiertos transgresivamente por los conglomerados terciarios, y el contacto se desarrolla a continuación entre éstos y las areniscas del Buntsandstein.

En la zona de Can Llopart-Can Foci, existen varios contactos entre Paleozoico y Terciario, mecánicos unos y transgresivos otros, que demuestran que este último es posterior a la dislocación.

Poco a poco va aumentando el salto de la falla, ya que a partir de Can Foci su labio oriental está constituído por el Muschelkalk. Una cubierta cuaternaria, bastante potente, impide observar los detalles de la misma.

El borde occidental de la cubeta aparece en esta zona formada por otra falla, que pone en contacto el Terciario con el Paleozoico; sin embargo, al este de Can Llopart,

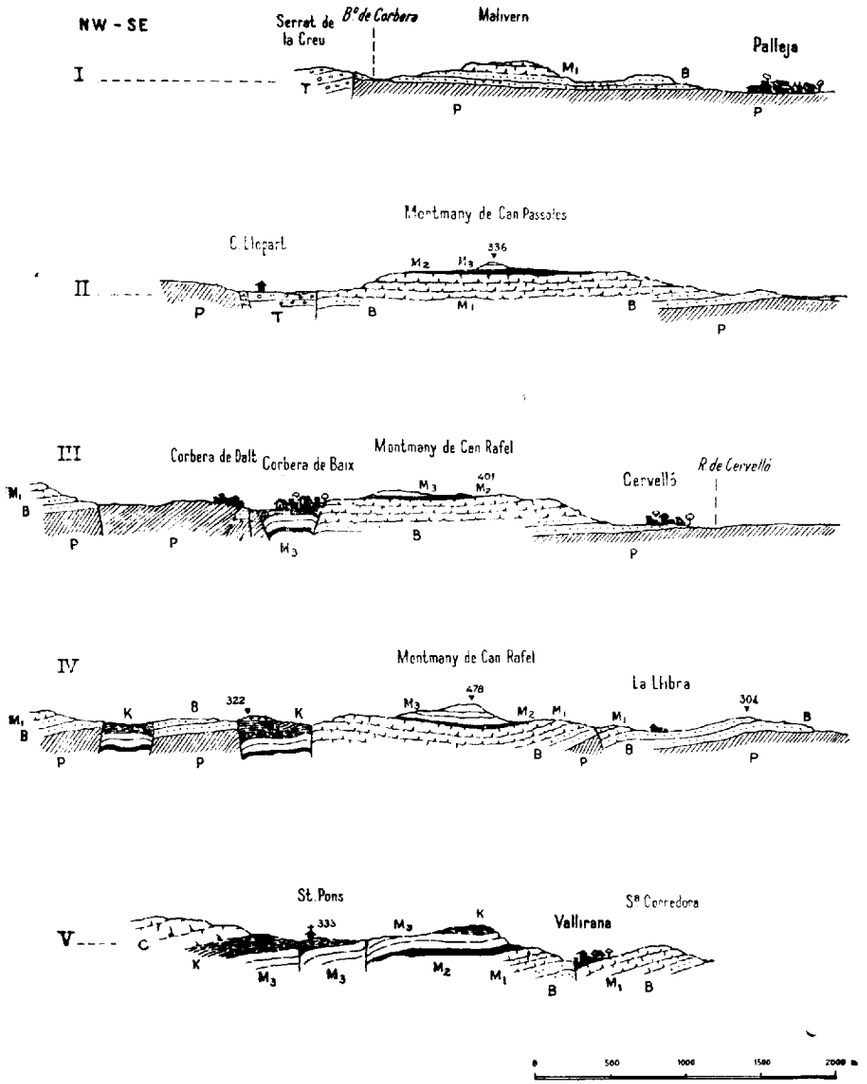


Fig. 45.—Macizo de Garraf (zona Corbera-Vallirana). Cortes generales seriados de norte a sur.

aparece entre ambos materiales una estrecha cuña de Triásico que hacia el sur se va ensanchando hasta constituir la colina de La Socarrada. El Triásico está constituído por arenisca roja arcillosa con lentejones de yeso. Estos materiales, que en general se han considerado como Buntsandstein o Keuper, son en realidad Mioceno medio, ya que en su extremo sur se superponen normalmente a las calizas del Mioceno inferior de la Palma.

Una pequeña cantera junto al camino de Can Llopart permite observar la falla entre el Trías y el Terciario. Junto a Can Coll se realiza entre areniscas rojas arcillosas y calizas terciarias. Entre ambos materiales hay unos 12 metros ocupados por arcillas rojas e irisadas y potentes bancos de yeso (0,20 - 1 m.) completamente verticales. (Fig. 47, II.)

Hacia el sur, esta falla converge con la que constituye el borde oriental de la cubeta, produciendo una zona de intensa trituración con pequeños bloques de Trías-Paleozoico y Terciario en una disposición casi caótica.

San Andrés de la Barca.—Este itinerario permite observar la estratigrafía de los materiales triásicos en una de las zonas donde está menos tectonizada, aunque no aparece la serie completa, ya que las cotas más elevadas corresponden a la base del Muschelkalk superior.

Junto al canal de riego situado al sur del pueblo, afloran las pudingas basales del Triásico, aunque no es visible el zócalo paleozoico. Siguen las areniscas rojas de la parte media y superior del Buntsandstein y sobre ellas toda la serie del Muschelkalk. Los materiales están subhorizontales y ligeramente ondulados. No se observa ninguna dislocación importante.

El camino continúa por la riera de Corbera, y más tarde asciende al cerro de Mal Hivern hasta alcanzar el rellano que constituye la cima de la muela, y que está desarrollado sobre las arcillas y areniscas rojas del Muschelkalk medio y coronado por pequeños relieves (c. 339, 322, 223, 336, 320, 310) calizos de Muschelkalk superior. Al pie de los mismos, en el contacto entre Muschelkalk

superior (calizo) y medio (arcillas) existe un importante nivel de fuentes. (Fig. 45, I.)

La serie estratigráfica que puede observarse desde San Andrés de la Barca hasta la cota más elevada (339, Socies) es la siguiente:

Muschelkalk superior.

10 m.—Calizas amarillentas arcillosas con restos de *Daonella*.
14 m.—Dolomías grises y compactas.
8 m.—Calizas con *fucoides*.
6 m.—Calizas amarillentas.

Muschelkalk medio.

5 m.—Margas azuladas con lechos de yeso.
30 m.—Arcilla roja con abundantes lechos de arenisca roja arcillosa y poco micácea.
10 m.—Arcillas rojas, irisadas y amarillentas con algunos lechos de margas blanquecinas en la parte basal.

Muschelkalk inferior.

55 m.—Dolomía compacta con algunos nódulos de sílex en la parte superior.
12 m.—Caliza compacta con trazas de *fucoides*.
10 m.—Calizas arcillosas y pizarreñas con restos de fucoides.
35 m.—Calizas grisamarillentas, algo rojizas en la base. Contienen *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. y *Paraceratites* sp., estos últimos en estado de conservación bastante deficiente.

Buntsandstein.

6 m.—Margas grises y amarillentas.
8 m.—Margas rojas e irisadas con lechos de areniscas blancas y rojas.
10 m.—Areniscas blancas con intercalaciones de arcillas y margas y margas amarillentas e irisadas.
65 m.—Arenisca roja cuarzosa más fina, arcillosa y pizarreña en la parte superior.
6 m.—Arenisca roja con numerosos cantos de cuarzo.
10 m.—Conglomerado rojo cuarzoso con lechos finos de arenisca. Los elementos, constituídos casi exclusivamente de cuarzo, tienen de 10 a 20 cm. de diámetro y están bien rodados.
10 m.—Conglomerado rojo semejante al anterior, pero con los elementos de menos tamaño (de 5 a 15 cm.) y menos rodados. Existe además del cuarzo algunos cantos de cuarcita, pizarra y rocas eruptivas.

Yacente.—Paleozoico.

Sierra de la Creu del Aragall.—Esta zona está constituída por un paquete de estratos subhorizontales que alcanzan desde el Buntsandstein hasta el Muschelkalk superior; es por tanto muy favorable para observar la sucesión de los materiales. El Buntsandstein que constituye la parte basal de la serie, está en contacto con el Paleozoico de la cubeta de San Andrés de la Barca por medio de una falla, que si bien tiene relativamente poco salto, produce una intensa trituración en los materiales e impide observar la sucesión normal. Nos limitaremos por tanto a describir la serie del Muschelkalk.

Techo.—No visible.
10 m.—Calizas dolomíticas compactas en gruesos bancos.
4 m.—Calizas arcillosas con restos de fucoides.
12 m.—Dolomías rosadas.
10 m.—Calizas grises.
1 m.—Margas nodulosas.
15 m.—Margas rojas, amarillentas e irisadas con finas intercalaciones de yesos y de areniscas.
10 m.—Areniscas y arcillitas rojas alternando.
20 m.—Areniscas rojas con intercalaciones arcillosas.
10 m.—Areniscas rojas compactas.
12 m.—Arcillas rojas con intercalaciones arenosas en la parte superior.
2 m.—Margas amarillentas e irisadas.
8 m.—Dolomías compactas.
15 m.—Calizas dolomíticas en lajas.
20 m.—Dolomías compactas que en algunos lugares contienen nódulos de sílex.
12 m.—Calizas dolomíticas en lajas.
15 m.—Calizas con fucoides, más compactas en la parte superior y arcillosas en la base.
8 m.—Calizas grises en lajas.
10 m.—Calizas rosadas y algo cavernosas en los niveles inferiores.

Pallejá.—Este pueblo está situado en el valle del Llobregat, al pie de la muela triásica que hemos denominado Montmany de Can Passoles.

La ascensión del pueblo hasta la cima de esta pequeña muela permite obtener una serie estratigráfica que en líneas generales es análoga de la que hemos descrito para

San Andrés de la Barca; presenta únicamente algunas diferencias debidas a cambios laterales de facies, y en esto estriba su principal interés.

Techo.—Calizas grises que forman el pequeño collado entre las cotas 322 y 339. Muschelkalk superior.
8 m.—Arcillas rojas. Muschelkalk medio.
40 m.—Arcillas rojizas y amarillentas con lechos arenosos.
10 m.—Alternancia de arcillitas rojas y margas amarillentas.
8 m.—Margas amarillentas con lechos de margas calcáreas y carniolas.
5 m.—Calizas arcillosas. Muschelkalk inferior.
12 m.—Dolomía gris compacta.
6 m.—Caliza dolomítica en lajas finas.
13 m.—Dolomía gris muy dura y compacta.
7 m.—Caliza grisamarillenta algo dolomítica.
10 m.—Calizas grises muy compactas con fucoides.
2 m.—Calizas con fucoides. Muy arcillosas y en lajas finas.
7 m.—Calizas grises con pequeñas geodas de calcita.
1 m.—Calizas margosas en lajas muy finas.
13 m.—Calizas rojizas, algo dolomíticas y ligeramente cavernosas.
1 m.—Carniolas. Este nivel se observa particularmente bien en una pequeña cantera situada sobre Can Dinan (a unos 500 m. al oeste de Pallejá).
4 m.—Arcilla roja con algunos lechos de yeso. Buntsandstein.
12 m.—Margas y arcillitas con intercalaciones de areniscas blanquecinas y de arcillitas rojas.
20 m.—Arenisca roja muy arcillosa.
10 m.—Arenisca roja compacta muy micácea.
6 m.—Alternancia de areniscas y conglomerados finos.
14 m.—Conglomerados de cemento rojo formados por cuarzo (98%) y cuarcita (2 %); los elementos son de mayor tamaño en la parte inferior, pero en general todos son poco redondeados.
Yacente.—No visible.

La Palma - Corbera.—El pueblo de La Palma está emplazado en el valle de la riera de Corbera, sobre los niveles altos del Buntsandstein. En esta zona el contacto con el Paleozoico y la base del Buntsandstein no son visibles, cubiertos por los derrubios cuaternarios.

La carretera que se dirige hacia Corbera sigue por el fondo del valle, excavado en los materiales triásicos.

Sobre las laderas, y a diferente altura, debido al ligero

buzamiento NNE. de las capas, aparecen los materiales calizos formando una cornisa de casi un centenar de metros. Los que constituyen la ladera izquierda del valle son la continuación del escalón inferior de la muela de Montmany de Can Pasoles y los de la vertiente derecha los que constituyen la Muela de Montmany de Can Rafel. La estratigrafía de ambos ha sido ya descrita. En esta zona se observa particularmente la diferencia entre la parte superior del Muschelkalk inferior, más dolomítica, y la parte basal, más caliza y menos compacta. (Fig. 45, III y IV.)

Cerca del Km. 4,8, una pequeña falla de dirección ENE.-WSW., cuya zona de trituración está cubierta por los derrubios cuaternarios, hace descender hasta la carretera las calizas del Muschelkalk. Esta falla se prosigue hacia el este cada vez con mayor salto, formando el límite meridional de la cubeta de Corbera, en la que se conservan los materiales del Keuper.

A partir de la falla la carretera continúa por los niveles basales del Muschelkalk, hasta que en el Km. 5,5 un accidente mucho más importante la pone en contacto con los materiales del Keuper.

Corbera.—Los alrededores de Corbera presentan una complejidad tectónica extraordinaria; una serie de fallas ponen en contacto el Paleozoico, el Buntsandstein y el Keuper, de tal manera que difícilmente puede observarse ningún contacto normal. Sin embargo, en esta zona tiene un particular interés para el estudio la parte superior de la serie triásica.

Corbera de Dalt está situado sobre el extremo meridional del horst que constituye los relieves de Can Xandri-Can Mitjans. Al sur del pueblo, una importante falla de más de 250 m. de salto pone en contacto el Bunsandstein y Paleozoico con el Keuper que rellena la pequeña fosa tectónica sobre la cual está construída Corbera de Baix. Otra falla sensiblemente paralela a la anterior pone en contacto esta fosa con el horst de Montmany de Can Rafael. (Fig. 45, IV.)

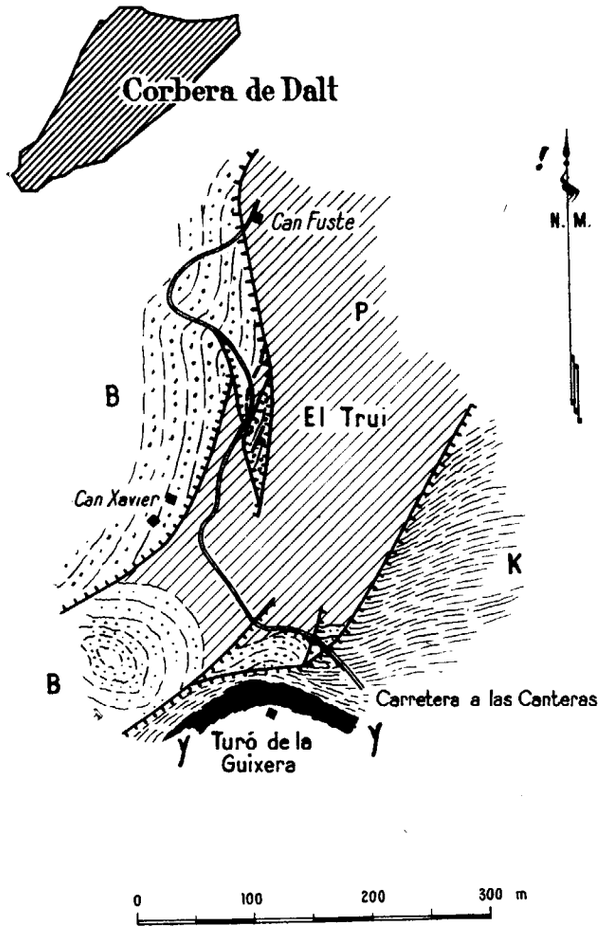


Fig. 46.—Esquema geológico de los alrededores de Corbera. *K, Keuper.—y, Yeso y anhidrita.—B, Buntsandstein. - P, Paleozoico.*

Las «fallas» a que nos hemos referido, no pueden en realidad considerarse como tales, sino como verdaderos campos de dislocaciones. La que pone en contacto el horst de Can Mitjans-Can Xandri con la fosa de Corbera de Baix es particularmente compleja. La parte septentrional del citado horst está constituído exclusivamente por mate-

riales paleozoicos, pero junto a Corbera aparece sobre los mismos la cobertera de Buntsandstein.

En la cabecera del torrente de Corbera, ambos materiales están en contacto normal, pero más al este, junto al cementerio, se inicia una pequeña falla que va adquiriendo salto hasta quedar cortada por la dislocación principal.

Sobre este Buntsandstein está edificado Corbera de Dalt. En el barranco situado al sur del pueblo, por debajo de estos materiales aflora de nuevo el Paleozoico. Sin embargo, el contacto no es normal, sino que está cortado por numerosas fallas, como puede apreciarse en el esquema adjunto. (Fig. 46.)

Corbera de Baix está colocado en una fosa tectónica de forma rectangular, de unos dos kilómetros de longitud por 0,5 Km. de anchura. En esta cubeta afloran los materiales del Keuper intensamente replegados, como puede apreciarse en el camino que une las dos Corberas. Está constituído por arcillas grises con algunos niveles rojos e irisados y grandes bancos de yeso de más de 10 m. de potencia. A pesar de la extensión del afloramiento no puede ni siquiera intentarse establecer una serie estratigráfica, ya que se ha producido una acumulación tectónica de margas y yesos y el conjunto adquiere una potencia muy superior a la normal. En ningún punto se observa ni las calizas del Muschelkalk que forman el yacente del Keuper, ni el Cretáceo que constituye su techo; no puede por tanto medirse ni siquiera su potencia aparente.

En el camino que une los dos pueblos se observa en líneas generales que los niveles de margas irisadas ocupan la parte superior, los yesos el centro y las carniolas la parte basal. Sin embargo, el conjunto está completamente triturado. Desde Corbera de Baix a Cuatro Caminos se observa una sucesión análoga.

La serie más completa y menos tectonizada puede observarse en las canteras situadas al SW. de Corbera de Dalt.

5 m. —Carniolas algo rosáceas.
3 m.—Margas grises algo compactas.
5 m.—Calizas rosadas en capas.

20 m. —Margas grises yesíferas.
10 m.—Yesos rojos con margas rojizas.
10 m.—Yesos gris-oscuro con margas.
30 m.—Yesos gris claro.
3 m. (visibles).—Margas grises compactas con niveles calizos.

Cervelló-Montmany de Can Rafael.—El macizo de Montmany de Can Rafael o Peña de Can Rafel (c. 494) constituye una muela de características análogas a Montmany de Sobre Roca, más al nordeste. Sin embargo, dada la mayor altura de Montmany de Can Rafel y la inclinación hacia el oeste de los estratos, en este relieve afloran niveles más superiores que los que podríamos estudiar en aquél. Así, por encima de los niveles de calizas amarillentas arcillosas con restos de *Daonellas* aflora una potente serie caliza dolomítica, cuyos niveles más elevados lo constituyen calizas arcillosas con restos de *Cassianella* y otra fauna ya citada por Almera (Almera, 1892; Instituto Geológico, 1932; Llopis, 1947), y que atestigua su pertenencia al Muschelkalk superior.

La erosión ha barrido los niveles más altos y no es por tanto posible observar la serie completa. Para ello es preciso seguir la banda caliza del Muschelkalk superior hacia el sur, donde se hunde normalmente bajo las margas irisadas del Keuper.

Esta zona es pues la más favorable para estudiar la estratigrafía del Trías de esta región. En el apartado dedicado a las referencias históricas hemos ya indicado cómo fue aquí donde Vezian (1856) estableció una serie estratigráfica de los materiales triásicos, que quiso extender a toda Cataluña.

La serie estratigráfica de los materiales del Buntsandstein y Muschelkalk es análoga a la que ya ha sido descrita en Montmany de Can Pasoles; en cambio el Muschelkalk medio presenta considerables diferencias, que estriban principalmente en la existencia de unos potentes lentejones de yeso, que en algunos puntos han sido explotados (Les Guixeres de Can Rafel). (Fig. 45, IV.)

El Muschelkalk superior está mucho más desarrollado

en este afloramiento que en el de Can Pasoles, pues aquí alcanza hasta los niveles más altos de la serie.

A continuación describiremos la serie estratigráfica observada para los niveles superior y medio del Muschelkalk.

TECHO.—No existe.
5 m.—Caliza compacta, algo cavernosa. Muschelkalk superior.
8 m.—Dolomías grises y negruzcas con restos de *Casianella.*
3 m.—Calizas dolomíticas en lajas delgadas.
45 m.—Calizas rosadas en bancos.
5 m.—Calizas en lajas con restos de fucoides.
10 m.—Dolomías rosadas.
10 m.—Calizas y dolomías grises con restos de *Daonella.*
2 m.—Margas nodulosas, Muschelkalk medio.
8 m.—Arcillas grises y amarillentas alternando con margas blanquecinas.
20 m.—Arcillas rojas e irisadas con intercalaciones de yeso, que alcanzan hasta 5 metros.
12 m.—Margas rojas alternando con areniscas muy arcillosas.
5 m.—Areniscas rojas compactas.
15 m.—Arcillas rojas irisadas y amarillentas.
YACENTE.—Dolomías del Muschelkalk inferior.

CERVELLÓ, VALLIRANA, FONT DEL JEM.—El tramo de carretera comprendido entre Cervelló y Vallirana es particularmente interesante para estudiar las características de la falla que hemos denominado de la riera de Vallirana.

Hasta llegar a Cervelló la carretera discurre sobre una capa de depósitos cuaternarios que recubren el Paleozoico. Hacia la parte central del pueblo aparecen las primeras capas triásicas, descansando normalmente sobre el Paleozoico. Junto al pueblo, y hacia el norte, el contacto no es visible, ya que queda ampliamente cubierto por los depósitos coluviales y aluviales. Hacia el sur, y debido al buzamiento SW. de las capas, el contacto no se realiza en el fondo del valle, sino a media ladera de la montaña, lo que permite observarlo mejor. A pesar de que la erosión actual producida por los afluentes del torrente de Torrelles es muy intensa, se conservan restos de la penillanura pretriásica, como puede comprobarse frente a la ermita de Santa María y al pie de las Penyes de Can Riera. (Fig. 45, V.)

Le carretera continúa sobre los materiales del Buntsandstein, que presenta la típica sucesión estratigráfica ya conocida, hasta que después del caserío de la Llibra se hunde debajo de las calizas del Muschelkalk inferior.

Estas capas calizas se continúan hacia el sur formando la cuesta de Serra Corredera y Campderrós, en las cuales puede observarse la siguiente sucesión:

5 m. -Caliza blanca en lajas de 1-2 cm.
16 m.—Caliza dolomítica azulada.
2 m.—Caliza en lajas de 10 cm.
4 m.—Caliza compacta en lajas de 1 m., color rojizo.
1 m.—Caliza brechoidea.
10 m.—Caliza en lajas de 0,5 m.
2 m.—Caliza dolomítica algo cavernosa.
YACENTE.—Buntsandstein.

En cambio hacia el norte quedan bruscamente cortadas por una falla de dirección SW.-NE.. que hunde el bloque de la Llibra y lo pone en contacto con el bloque de Montmany. La falla se inicia en el Trías inferior con una zona de trituración y adquiere cada vez mayor salto. Atraviesa el pueblo de Vallirana, siguiendo casi exactamente el trazado de la carretera. El labio hundido, sur, está formado por el Muschelkalk inferior de sierra Corredera y el norte por el Buntsandstein que constituye la base de la muela de Can Rafel. (Fig. 47, III y IV.)

A la salida de Vallirana, la carretera se introduce decididamente en el labio levantado de la falla, que alcanza el máximo salto al pie de la Peña de Rovira, al poner en contacto el Muschelkalk superior con el inferior.

Es este punto un lugar especialmente favorable para el estudio de la falla, principalmente en el breve recorrido (unos 200 m.) en que pone en contacto las calizas del Muschelkalk inferior con las arcillas rojas del Muschelkalk medio. Puede observarse claramente cómo no se trata de una sola fractura, sino de un sistema de pequeñas fallas en «relai», cada una de las cuales tiene dirección N. 70° E., mientras el conjunto es N. 55° E. Las dislocaciones no

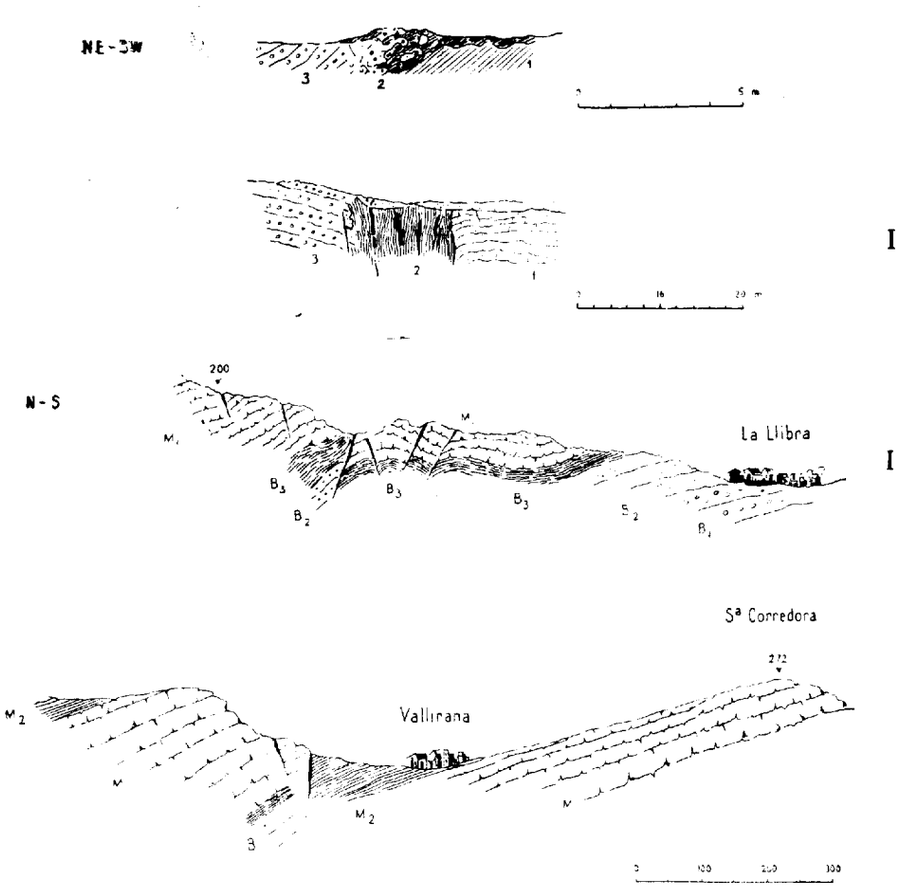


Fig. 47.—Macizo de Garraf. Sector de Corbera. Cortes parciales.

I. Contacto Trias-Paleozoico: 3, Buntsandstein.—2, Brecha de falla. 1, Paleozoico.

II. Contacto Muschelkalk medio e inferior: 3, Areniscas rojas.—2, Areniscas rojas y yesos muy triturados.—1, Calizas.

III-IV. La falla de la riera de Corbera: Signos convencionales igual que en la figura primera.

son verticales, sino que aparecen ligeramente inclinadas (70-80°) en el sentido del labio hundido.

A partir de este punto, la falla va perdiendo salto y disminuye aún más cuando pasado el Km. 352 es cortado por otra falla sensiblemente perpendicular. A partir de este punto los dos labios están constituídos por Muschelkalk superior, lo que dificulta su observación, y aparece únicamente en forma de una zona de intensa trituración en las capas calizas que pueden observarse junto a Les Casetes del Ciment.

El pequeño relieve de Claperóns (c. 322), situado al sur de la carretera permite observar la siguiente, sucesión de los materiales del Muschelkalk superior.

20 m. -Caliza dolomítica azul con cristales de calcita.
3 m.—Caliza grisazul en lajas de 1-0,5 cm.
13 m.—Caliza gris en lajas de 10-15 cm.
2,5 m.—Calizas margosas blanquecinas en lajas de 10 cm.
3 m.—Caliza margosa amarillenta.
20 m.—Caliza compacta rosada.
YACENTE.—Buntsandstein.

Finalmente, y coincidiendo con el cambio de dirección de la carretera hacia el norte, la falla se introduce en los materiales del Keuper, que constituyen el fondo de Can Prunera. Esta depresión constituye la cabecera de la riera de Vallirana, excavada en las margas del Keuper.

En el contacto de los materiales calizos con los margosos existen siempre fenómenos de discordancia mecánica.

En el extremo occidental del Fondo de Can Prunera existe un interesante yacimiento fosilífero. Está situado en el camino de Can Prunera y asciende a la Font de Jem. Se trata de unas lajas calizas intercaladas entre las margas irisadas y cubiertas de *Myophoriopsis keuperina* Quen. Este importante yacimiento fue el primero que proporcionó fósiles del Keuper en la cuenca catalana (Llopis, 1947).

Desgraciadamente, el afloramiento de Keuper está constituído por una pequeña escama pinzada entre el bloque cretáceo de Puig Bernat y de Coll Correscal y no es

posible relacionarlo con el amplio y relativamente tranquilo afloramiento de Can Prunera. De todas maneras, las capas calizas son análogas a los niveles que aparecen intercalados en la parte central de la serie margosa. Es verdaderamente curiosa la concentración de ejemplares en una única capa de unos 20 cm. de potencia, y de una extensión horizontal también escasa.

Carretera de Gavá a Begues.—La carretera de Barcelona a Villafranca, en el tramo comprendido entre el kilómetro 4,5 y 14 proporciona un interesante corte de afloramiento, si no muy favorable para observar la sucesión estratigráfica de los materiales, indispensable para obtener una visión de conjunto de su estructura.

El contacto entre el Triásico y el Paleozoico está constituído por una falla, de muy poco salto, pero que impide observar los niveles basales. Hasta el Km. 7,8 la carretera corta el Buntsandstein y permite apreciar la siguiente sucesión:

Techo.—Calizas grises con *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk.
3 m.—Margas grises con finas intercalaciones calcáreas.
5 m.—Margas arcillosas grises con vetas amarillas.
7 m.—Arcillitas rojas y verdes.
4 m.—Arcillitas rojas.
1 m.—Arenisca roja arcillosa.
5 m.—Conglomerados de elementos finos.
50 m.—Areniscas rojas con finos lechos de conglomerados.
20 m.—Conglomerados y areniscas rojas en lajas, alternando.
4 m.—Arenisca roja micácea.
40 m.—Conglomerados silíceos con elementos de cuarzo y cuarcita.
Yacente.—No visible.

La carretera no corta normalmente la serie, sino que los niveles se van repitiendo a causa de la dirección de las capas y de una serie de fallas que alteran la sucesión normal. Junto al hotel Petit Canigó, estas capas se hunden normalmente a las calizas del Muschelkalk inferior perfectamente datadas por la presencia de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli*. Hay tres yacimientos, uno en el pequeño cantil calizo situado inmediatamente detrás del hotel, otro en una cantera abandonada inmediatamente anterior al mismo, y el tercero en el kilómetro junto a las casas de la Rectoría. (Fig. 48, I, II y III.)

La cantera antes citada permite obtener el siguiente corte en los materiales del Muschelkalk inferior.

5 m. (visibles).—Calizas arcillosas en lajas.
2 m.—Calizas con fucoides.
20 m.—Calizas compactas en bancos regulares, contienen *Spiriferina*.
1 m. (visibles).—Calizas dolomíticas grises algo rojizas.

La sucesión normal de los materiales continúa hasta las primeras casas de Begues, edificadas sobre los materiales calizos del Muschelkalk superior, que buza 20° WNW. Estas mismas capas se extienden hacia el sur formando el cerro de Can Baguer y la parte basal de La Desfeta, y hacia el norte formando las lomas del Alsinar. Hacia el N. y W. estas capas se introducen suavemente bajo los materiales del Keuper. Junto a la carretera no puede observarse el contacto, pero sí un pequeño afloramiento de Keuper, en el extremo sur del Raval d'en Martí.

A partir de este momento se interrumpe la regularidad estructural, y a la salida de Begues la carretera corta una falla, casi oculta bajo los derrubios cuaternarios, que pone en contacto los materiales del Keuper con las calizas del Muschelkalk superior del cerro de C. Termens. Estos materiales buzan al S. 10° E. 30°, o sea perpendicularmente a los del bloque levantado.

Normalmente por debajo de estas calizas afloran los niveles del Muschelkalk medio, que forman un amplio afloramiento, sobre el cual está edificado el barrio de Campama. En el Km. 12 existe una estrecha dovela de calizas del Muschelkalk superior, empotrada dentro de estos niveles margosos. La dirección de las capas y fallas que la limitan es sensiblemente ESE.-WNW. De nuevo afloran los materiales del Muschelkalk medio, constituído por una

alternancia de arcillas rojas, areniscas rojas y blancas y finos niveles de carniolas. Este afloramiento había sido interpretado anteriormente como perteneciente al Buntsandstein. Las capas están cortadas por una serie de pequeñas fallas de dirección NE.-SW.; el conjunto buza 20° N., 10° W. La carretera atraviesa el barranco de Santa Eulalia, encajado en los niveles rojos del Muschelkalk medio, cubiertos por derrubios calizos. La ladera derecha del torrente está constituída por calizas del Muschelkalk superior. Unos 200 m después, otra falla de dirección SE.-NW. interrumpe de nuevo la sucesión y permite aflorar de nuevo los materiales rojos del Muschelkalk medio (Km. 12,5), sobre los que afloran las calizas del Muschelkalk superior con la siguiente sucesión estratigráfica:

25 m.—Dolomías grises compactas, pero muy trituradas.
10 m.—Calizas en lajas.
5 m.—Calizas dolomíticas compactas con trazos de fucoides.
15 m.—Calizas dolomíticas en capas finas, es el nivel de *Daonella*.
8 m.—Dolomías negruzcas con vetas de calcita.
4 m.—Dolomías rojizas ligeramente cavernosas.
YACENTE.—Arcillas rojas con lechos de areniscas blancas. Muschelkalk medio.

La parte alta de la serie triásica está intensamente triturada y entra en contacto directamente con las calizas cretáceas a través de una delgada lámina (10 m.) de carniolas y arcillas del Keuper (fig. 49, V). Las calizas cretáceas descansan sobre los materiales triásicos, y se observan una serie de detalles que indican claramente un deslizamiento de los mismos sobre los niveles plásticos. Las características del contacto han sido ya expuestas al describir la estructura de conjunto de la región. A lo largo de un kilómetro, la carretera bordea el contacto Trías-Cretáceo, pero éste no es visible ya que la riera de Begues ha excavado su cauce sobre él. A partir del Km. 14, la carretera se introduce definitivamente en los materiales cretáceos.

ERMITA DE BRUGUÉS - CASTILLO DE ARAMPRUNYÁ.—La ca-

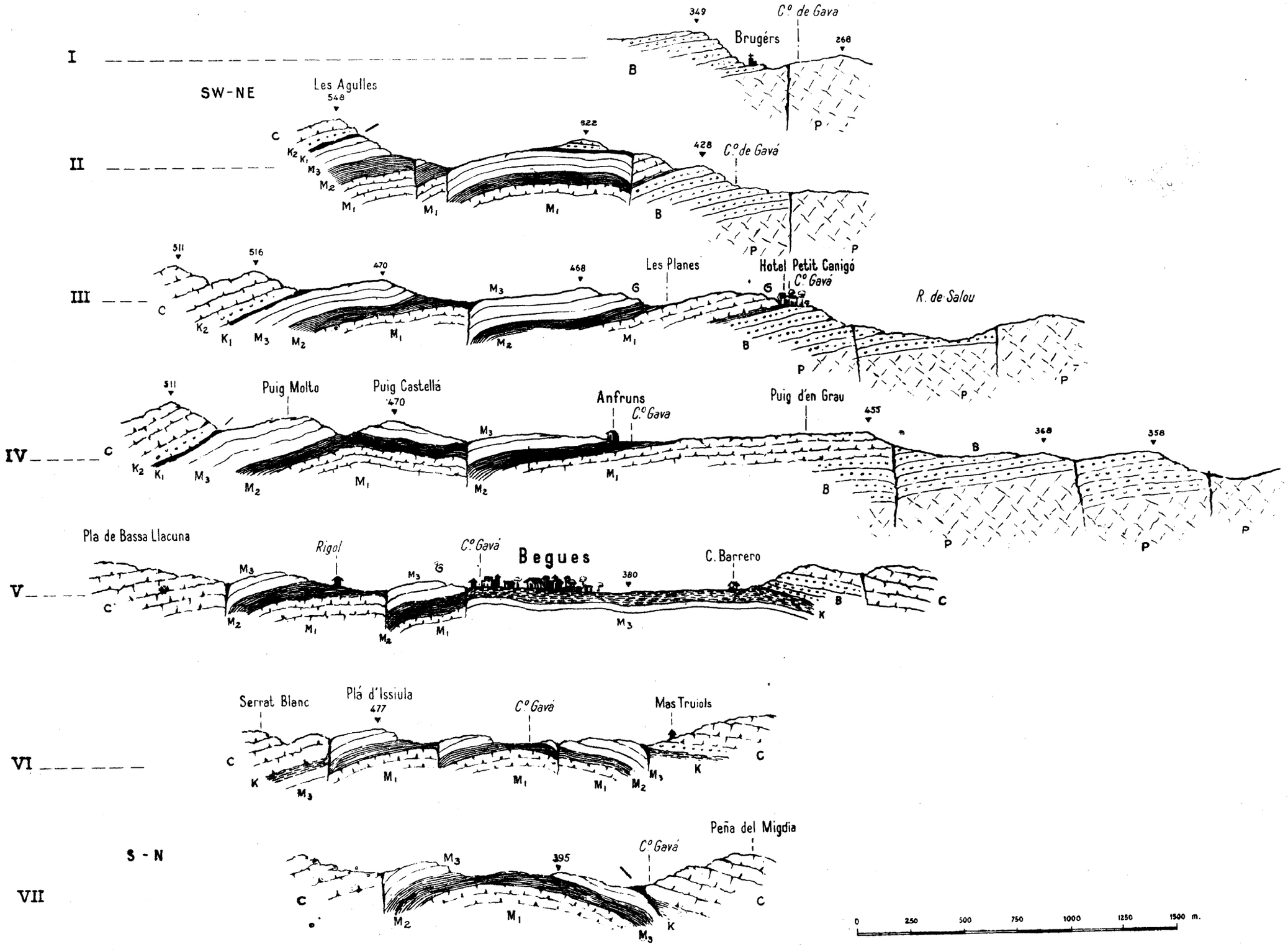


Fig. 48.—Macizo de Garraf. Sector de Begues. Cortes generales seriados de Sur a Norte.

rretera de Gavá a Begas está trazada en sus primeros kilómetros sobre materiales paleozoicos. Junto al Km. 4,5, una falla pone en contacto las pizarras silurianas con las areniscas y conglomerados de la base del Trias. Junto a la carretera, y a unos 20 m. de la falla, está edificada la ermita de Nuestra Señora de Brugués. (Fig. 48, I.)

Este punto del afloramiento es particularmente interesante, ya que en el fondo del pequeño torrente que queda al sur de la ermita aparece el Paleozoico como substrato normal de los materiales triásicos. El contacto puede observarse únicamente a lo largo de unos 600 m., y el afloramiento de Paleozoico tiene poco más de 5 Hm^2, pero permite observar perfectamente las características del mismo.

Es además un punto de referencia indispensable para conocer la potencia del Buntsandstein. La importancia del mismo puede juzgarse teniendo en cuenta que es aquí el único lugar donde esta potencia puede determinarse, ya que más al sur el contacto Trías-Paleozoico es por falla, y más al norte, o bien hay una falla entre el Buntsandstein y el Trías medio y superior, o bien el conjunto del Trías está tan triturado que todo cálculo es aproximado.

En el contacto las capas triásicas buzan SSW. 30°. Los conglomerados basales son gruesos, globulosos, poco cementados, y con abundantes fragmentos de pizarra muy diferentes del resto de la masa que constituye el abrupto de Aramprunyá.

Un dato particularmente importante, al que nos referiremos con más detalle en el capítulo dedicado a la litología, es la existencia de un nivel de arcillitas blancas o ligeramente amarillentas, de 20 cm. de potencia, dispuesto entre los niveles inferiores de conglomerados y las pizarras paleozoicas, las cuales no están en el contacto nada rubificadas; la zona de alteración no supera a un metro.

A partir de este punto, y ascendiendo al castillo de Aramprunyá, se observa la siguiente sucesión estratigráfica, que es imposible detallar, ya que los niveles de areniscas y conglomerados no forman capas continuas, sino lentejones.

TECHO.—Calizas grises de la base del Muschelkalk inferior.
10 m.—Arcillas rojas irisadas.
20 m.—Areniscas rojas muy arcillosas con finas intercalaciones de arcillitas.
50 m.—Areniscas rojas con lentejones de conglomerade en la parte basal.
10 m.—Conglomerados de cuarzo y cuarcita con intercalaciones arenosas.
YACENTE.—Paleozoico.

HOTEL PETIT CANIGÓ-CERRO DE LA DESPETA.—Como ya hemos indicado al describir el corte de la carretera Gavá a Begues, el cerro del Padró, al pie del cual está edificado el hotel Petit Canigó, está constituído por las calizas del Muschelkalk inferior, perfectamente datadas y caracterizadas por la presencia de *Spiriferina mentzeli,* niveles calizos que hacia el oeste se hunden con perfecta normalidad bajo el Muschelkalk medio. (Fig. 48, II.)

Hacia el sur la estructura es más compleja.

En la revuelta de la carretera del Km. 7,6 existe una pequeña cantera que permite observar los niveles de arcillitas rojas y verdes de Buntsandstein, en contacto por falla con las dolomías de la base del Muschelkalk inferior. La falla, ligeramente inversa, tiene dirección NE.-SW. y se continúa hacia el sur pasando casi exactamente por la cima de la Desfeta, hunde el bloque oeste con relación al este y permite que en la cima de la Desfeta se hayan conservado restos de la cobertera cretácea. Este nivel, identificado por Llopis (1947), no había sido señalado en los mapas geológicos anteriores.

Así pues, el corte obtenido desde el pie del hotel Petit Canigó hasta la cima de la Desfeta, es particularmente favorable para observar la sucesión estratigráfica de los materiales del Trías; tiene el único inconveniente que los niveles superiores, particularmente el Keuper, están fuertemente laminados y, por tanto, con los espesores muy falseados.

TECHO.—Calizas blancas cretáceas con *Materonia.*

KEUPER.
20 m.—Arcillas irisadas y grises con bloques de carniolas. El conjunto está fuertemente triturado y no pueden observarse los niveles más superiores.

MUSCHELKALK SUPERIOR.
5 m.—Calizas y dolomías blancas en lajas finas. Este nivel está muy triturado y el espesor no es seguro.
20 m.—Dolomías grises compactas.
16 m.—Calizas arcillosas en lajas, contienen algunos niveles con *fucoides.*
10 m.—Dolomías grisnegruzcas, compactas y tableteadas; en la base rojiza y ligeramente cavernosa.
4 m.—Dolomías compactas y ligeramente cavernosas.

MUSCHELKALK MEDIO.
1 m.—Arcillas azuladas y grises.
3 m.—Arcillas rojas e irisadas.
5 m.—Arcillas rojas con intercalaciones de areniscas blanquecinas.
7 m.—Areniscas rojas muy arcillosas, pasan insensiblemente al nivel inferior.
10 m.—Arcilla roja que forma la depresión de las Planes.

MUSCHELKALK INFERIOR.
20 m.—Dolomías grises compactas con *Gyroporella;* constituyen la cima del Padró.
10 m.—Dolomías grises con algún nódulo de sílex (son muy escasos y pequeños).
8 m.—Calizas con fucoides, más compactas en la parte superior y más arcillosas en la base.
4 m.—Calizas arcillosas en lajas. La potencia de este nivel es muy variable, y en la parte oriental, más próximo a la falla, aparece laminado.
18 m.—Calizas grises compactas con *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli.* Este fósil es relativamente abundante y se halla en un pequeño abrupto detrás del hotel y en el Km. 8 de la carretera.
3 m.—Calizas dolomíticas ligeramente cavernosas.
YACENTE.—Arcillas rojas y verdes con finas vetas de yeso. Representan la parte más alta del Buntsandstein y descansan normalmente sobre las típicas areniscas micáceas y conglomerados.

LA RECTORÍA-CAN FIGUERES.—El caserío de la Rectoría, en el Km. 8 de la carretera de Gavá a Begues, está situado sobre los niveles arcillosos que forman la parte superior del Buntsandstein; sobre ellos descansan, buzando 20° NW.

las calizas del Muschelkalk inferior con *Spiriferina mentzeli* Dunk. Este fósil aparece con relativa abundancia en una pequeña cantera abierta junto al Km. 9 de la carretera. El camino que desde esta cantera sigue hasta la Rectoría permite estudiar la estratigrafía de la base del Muschelkalk y parte superior del Buntsandstein.

Techo.—Calizas dolomíticas grises y compactas con *Spiriferina*.
5 m.—Dolomías compactas con vetas de calcita, en bancos de 50 a 100 centímetros. En la base son ligeramente cavernosas.
3 m.—Arcillas irisadas con finos lechos caleáreos.
10 m.—Arcillas rojas con lechos de areniscas rojas y verdosas.

El contacto entre el Buntsandstein y el Muschelkalk sigue hacia Can Vendrell y Can Grau, hasta que queda cortado por una falla de relativamente poco salto que las pone en contacto con la parte central del Buntsandstein.

Estas calizas del Muschelkalk inferior forman una pequeña cuesta (Puig de Can Grau), que hacia el oeste se hunde con un buzamiento de 15 a 20° bajo los niveles rojos arcillosos del Muschelkalk medio que forman la depresión de l'Alsiná.

En esta zona es imposible observar el detalle de la estratigrafía, ya que han sido aprovechados como tierras de labor. Tienen una potencia de 40 a 50 metros. Sobre ellas aparecen las calizas del Muschelkalk superior, con un buzamiento de 15° NW., que se hace más fuerte al avanzar hasta el N. y NW.

Junto a Can Barrera, estos niveles calizos se hunden normalmente bajo las margas grises e irisadas del Keuper. En realidad los materiales del Keuper no llegan a aflorar bajo los depósitos cuaternarios; se reconocen únicamente por los fragmentos de carniolas que aparecen mezclados en las tierras de labor. Sin embargo, en todas las excavaciones que llegan a más de 40 a 50 cm. de profundidad aparecen las típicas margas irisadas del Keuper.

Estos niveles margosos quedan cubiertos por las calizas y dolomías cretáceas que forman la mole del Sotarro. El contacto no es visible, pero es evidente que está mecanizado; faltan, en efecto, los niveles calizos dolomíticos de la parte superior del Keuper; además, hacia el este el Keuper se acuña hasta desaparecer por completo, y los materiales cretáceos entran directamente en contacto con el Muschelkalk superior.

Cerro de Santa Eulalia.—El cerro de Santa Eulalia está integrado por un pequeño horst de calizas del Muschelkalk superior (500 × 200 m.), que se eleva tectónica y morfológicamente sobre una llanura constituída por margas grises e irisadas del Keuper. En realidad no se trata de un verdadero horst, ya que si bien por el E., N. y SW. está limitado por fallas, por el S. y NW. las calizas se hunden normalmente bajo el Keuper. (Fig. 49, IV.)

Este Muschelkalk superior presenta la estratigrafía general en toda la zona; los niveles más bajos que afloran son los niveles de *Daonellas;* afloran precisamente en el extremo este del bloque, debajo de la ermita.

Estas calizas presentan buzamientos comprendidos entre 50 y 18° (aumentan de E. a W.) hacia el oeste con ligeras variaciones al norte y sur.

El límite oriental del cerro lo constituye una falla inversa de dirección N. 20° W.-S. 20° E. que pasa unos 20 metros al norte de la ermita. Esta dislocación es claramente visible, ya que dada la diferente dureza de los materiales se manifiesta en el relieve en forma de un pequeño cantil (4 a 5 m.). Las capas calizas buzan en la proximidad de la falla S. 25° E. 40°; en el contacto están intensamente trituradas.

Los materiales del Keuper que constituyen el labio hundido de la falla forman una amplia depresión, que se extiende hacia el norte y oeste hasta introducirse bajo los sedimentos cretáceos.

El límite septentrional del cerro de Santa Eulalia está constituído por una falla de características análogas a la anterior, y sensiblemente perpendiculares a la misma (NNW.-ESE.). Esta falla se continúa hacia el oeste poniendo en contacto con el Keuper diversos niveles del

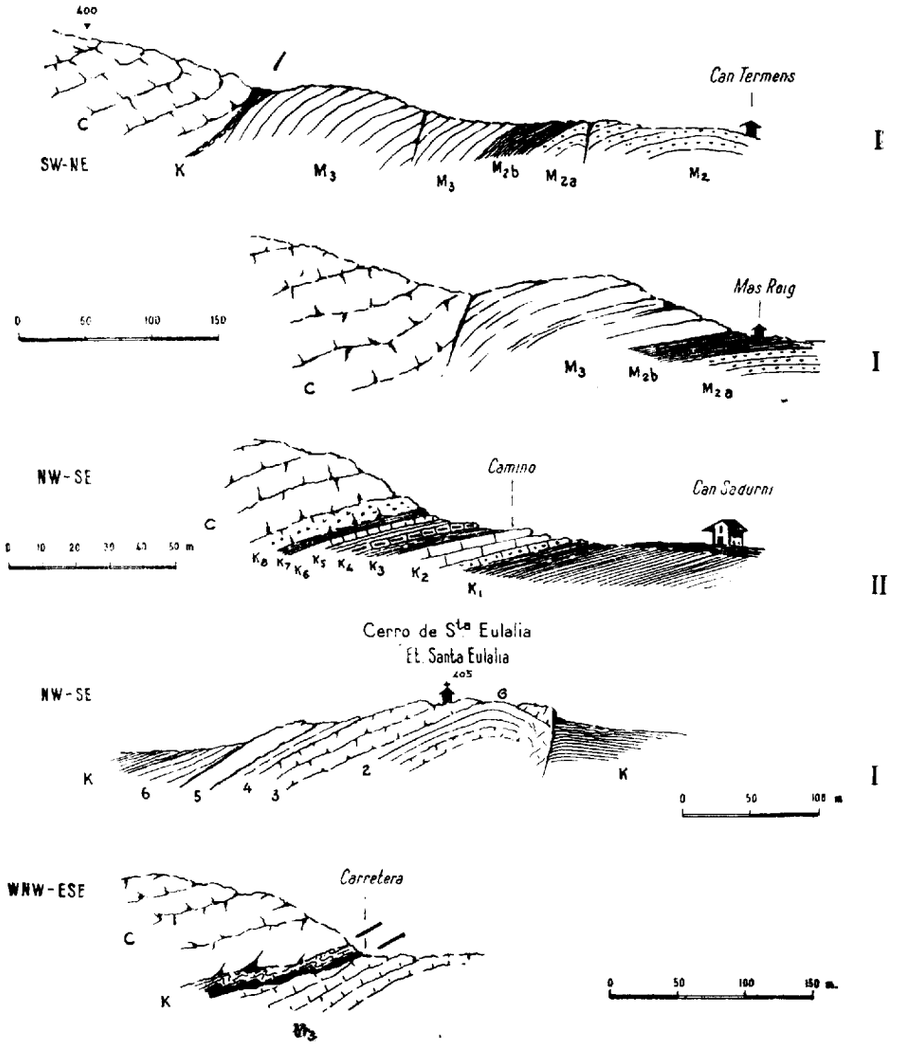


Fig. 49.—Macizo de Garraf, sector de Begues. Cortes parciales.

I-II. Falla del borde SE. del afloramiento: C, Cretáceo.—K, Keuper. Arcillas irisadas. M_3, Musch. superior. M_2b, Musch. medio. Arcillas rojas e irisadas.—M_2a, Musch. medio. Areniscas rojas arcillosas.

III. Estratigrafía del Triásico superior en el extremo NW. del afloramiento de Begues: C, Cretáceo.—K_8, Keuper. Calizas y dolomías brecholdes.—K_7, Keuper. Margas y carniolas arcillosas.—K_6, Keuper. Calizas duras cristalizadas.—K_5, Keuper. Calizas arcillosas.—K_4, Calizas dolomíticas cavernosas.—K_3, Keuper. Calizas amarillentas arcillosas.—K_2, Keuper, Calizas compactas, con bancos de carniolas en la parte inferior.—K_1, Keuper. Margas grises amarillentas e irisadas.

IV. El yacimiento fosilífero de la ermita de Sta. Eulalia: K, Arcillas del Keuper. 6, Musch. sup. Calizas dolomíticas arcillosas.—5, Musch. sup. Dolomías compactas.—4, Musch. sup. Calizas arcillosas con fucoides.—3, Musch. sup. Dolomías compactas y negruzcas.—2: Musch. sup. Dolomías negruzcas en lajas con Daonella.—1, Musch. sup. Dolomías cavernosas.

V. Contacto Trías-Cretáceo: Signos igual que en la figura primera.

Muschelkalk. Junto a Mas Truyols, forma el límite Keuper-Cretáceo, y finalmente se introducen bajo la mole cretácea del Montal.

El límite occidental es de características diferentes. Hacia el norte las calizas buzan N. 10° W. 18° y se colocan normalmente debajo de las arcillas grises e irisadas del Keuper. El contacto sigue exactamente sobre el camino de C. Sadurní a Begues. Avanzando hacia el sur los buzamientos son cada vez más acentuados, N. 40° W. 40°, hasta que finalmente quedan cortados por una pequeña falla (N. 10° W.-S. 10° E.) que los pone en contacto con el Keuper.

El yacimiento de Santa Eulalia.—Este yacimiento, descubierto por Llopis y Villalta (Solé, 1936; Llopis, 1947 y 1952), tiene una extraordinaria importancia, ya que fue en él donde por primera vez se halló fauna de tipo alpino en el extremo NE. de la cuenca catalana. Con ello, pues, se planteaba el problema de las relaciones entre el Trías de esta zona y el del bajo Ebro (1952) y se tambaleaba el claro esquema de Schmidt, que dividía esta cuenca en provincias perfectamente individualizadas.

El yacimiento se halla emplazado en una pequeña loma que se extiende entre el cerro de Santa Eulalia y el torrente de este mismo nombre. Está constituído por calizas del Muschelkalk superior, con buzamientos de 20-30° al NW., que hacia el sur descansan normalmente sobre el Muschelkalk medio que aflora en el Km. 12,5 de la carretera, y hacia el norte quedan cortadas por unas fallas que las ponen en contacto también con el Muschelkalk medio. (Fig. 49, IV.)

Traval y Puig Moltó.—Estos cerros, situados al sur de Begues, entre esta población y la mole cretácea de la sierra de la Guardia, permiten el estudio del Muschelkalk superior. Contienen uno de los dos primeros yacimientos de fósiles descubiertos en esta región (Solé, 1936; Llopis, 1947, 1952).

Al pie de los cerros se extiende una amplia depresión excavada en los niveles rojos del Muschelkalk medio. Existen numerosas y pequeñas fallas que cortan los estratos, pero sin alterar fundamentalmente la sucesión normal. El contacto de estos niveles con el Cretáceo está en cambio fuertemente mecanizado, de tal manera que el Keuper casi no existe.

En el extremo occidental hay una dislocación de tipo horizontal, que se extiende desde Can Termens hasta Can Creu por el sur; más que una falla, es un deslizamiento de los materiales cretáceos sobre los niveles plásticos del Keuper. El contacto forma una línea sinuosa que se sigue desde Coll Fe hacia Les Agulles. Las margas irisadas se laminan fuertemente y llegan a desaparecer.

La sucesión estratigráfica del Muschelkalk superior que hemos observado en esta zona, y que en líneas generales coincide con las observaciones de Llopis (1947, 1952), excepto en que este autor interpreta como Buntsandstein lo que nosotros consideramos Muschelkalk medio, es la siguiente:

TECHO.—Brecha constituída por arcillas irisadas y carniolas. Representa el Keuper completamente laminado.
15 m.—Dolomías grises compactas algo rojizas y carniolizadas en algunos niveles, Muschelkalk superior.
12 m.—Caliza arcillosa en lajas con fucoides en la parte central.
20 m.—Calizas dolomíticas negruzcas en lajas, con *Daonellas* y *Ammonítidos*.
5 m.—Calizas dolomíticas ligeramente rojizas y cavernosas en la parte inferior.
YACENTE.—Arcillas rojas e irisadas con lechos de areniscas (Muschelkalk medio). Estos niveles forman la parte meridional de la depresión de la Clota; el sector septentrional está constituído por las arcillas irisadas del Keuper, en contacto por falla con los anteriores.

MAS TRUYOLS-SAN SADURNÍ.—Esta zona es muy interesante para el estudio del contacto Trías-Cretáceo y la estratigrafía de la parte superior del Keuper, ya que es la única zona de la región en que este contacto es normal y no está enmascarado por derrubios.

Junto a Mas Truyols empieza la normalidad del contacto, más al sur está constituído por una dislocación que ha sido ya descrita en el corte de la carretera de Begues. Una falla de dirección W.-E. separa la zona meridional, intensamente tectonizada, de la parte septentrional, más tranquila. Junto a Mas Truyols las dolomías cretáceas buzan 40° W 10° N., por debajo de las mismas, concordantes con ellas, aparecen los niveles del Keuper. Siguiendo el camino de Can Truyols a C. Jepet, poco antes de llegar a Can Sadurní, las capas son menos inclinadas, 10° NNW., y permiten apreciar la siguiente sucesión:

TECHO.—Cretáceo.
5 m.—Calizas y dolomías brechoides.
4 m.—Margas y carniolas muy arcillosas.
2 m.—Calizas duras cristalizadas.
3 m.—Calizas muy arcillosas.
4 m.—Caliza gris muy dolomítica y cavernosa.
4 m.—Caliza amarillenta arcillosa.
10 m.—Caliza compacta amarillenta con bancos de carniolas en los niveles basales.
6 m.—Margas irisadas con vetas rojizas.
30 m.—Margas grises, amarillentas e irisadas, pero con predominio de tonos claros.

Este es el nivel más inferior de la serie que podemos observar. Su potencia no es segura, ya que desaparece recubierto por los materiales cuaternarios. (Fig. 48, VI)

EXTREMO OESTE DEL AFLORAMIENTO DE BEGUES (LA LORENEDA).—La constitución de esta zona es análoga a la descrita para la región de Mas Traval: un paquete de capas, constituído por el Muschelkalk medio y superior, cortado por una serie de fallas de poco salto y en contacto mecánico con el Cretáceo.

Los niveles triásicos forman aquí un suave anticlinorio, como puede observarse en el esquema tectónico de la región.

Como consecuencia de esta estructura, el Muschelkalk inferior no ocupa el fondo de una depresión, sino que

forma un pequeño relieve (La Loreneda). Rodeándola, en disposición periclinal, las capas calizas del Muschelkalk inferior forman pequeñas cuestas.

La serie que puede observarse desde la cota 415 (Loreneda) hasta la 477 (Les Torradases) es la siguiente:

TECHO.—No visible.
? 10 m.—Dolomías grises muy trituradas en contacto mecánico con los materiales cretáceos. Muschelkalk inferior.
10 m.—Calizas arcillosas en lajas con restos de fucoides.
5 m.—Dolomías con vetas rojizas.
4 m.—Calizas finás tableteadas.
8 m.—Calizas duras y compactas dolomíticas. En la base ligeramente carniolizadas.
8 m.—Arcillas rojas con bancos de areniscas rojas y blancas (50 cm. a un metro) de cemento calcáreo. Buntsandstein.
6 m.—Areniscas blancas (forma la cumbre de la cota 415).
12 m.—Arcillitas rojas.
Más de 20 m.—Areniscas rojas.
YACENTE.—No visible.

El contacto Trías-Cretáceo, en el extremo SW. es una falla de características análogas a la estudiada en la zona del Puig Moltó.

ZONA GAVÁ-CASTELLDEFELS.—Los afloramientos triásicos comprendidos entre Gavá y Castelldefels son particularmente desfavorables para un análisis estratigráfico, ya que están intensamente tectonizados y medio ocultos por los sedimentos recientes. Es completamente imposible observar ningún nivel en toda su extensión, y frecuentemente aparecen superposiciones anormales. Nos limitaremos a unos cerros situados en las proximidades de Gavá (Calamot, Casagats, La Sentíu, Roc del Migdía, ...) en los que hemos realizado algunas observaciones sobre el Buntsandstein y Muschelkalk inferior. (Fig. 48, VII.)

Una particularidad muy importante en la estructura de estos cerros, y que no puede olvidarse al estudiar la estratigrafía de los mismos, es la existencia de deslizamientos gravitatorios de edad muy reciente. Las cotas 74, 104, constituídas aparentemente por calizas del Muschelkalk

medio, que descansan normalmente sobre el Buntsandstein, son en realidad verdaderas megabrechas. El contacto del Trías medio e inferior es mecánico. Los estratos aparecen claramente cortados en bisel, y las calizas no descansan sobre los niveles más altos del Buntsandstein, sino sobre la parte media del mismo. Este último hecho tiene una gran importancia, porque como consecuencia del mismo la potencia aparente del Buntsandstein es unos 90 a 100 m., mientras que en el resto de la región alcanza casi 200; la interpretación correcta del contacto evita dar a esta disminución de potencia cualquier significado paleogeográfico.

El número de bloques deslizados es mucho mayor de los que se han cartografiado; algunos de ellos son de tamaño imposible de representar. En cuanto a la edad y mecanismo de este deslizamiento, lo suponemos análogo a las megabrechas reconocidas en la zona central de los Catalánides (Castellvell, Miramar y Prades).

La cota 164 (La Sentíu) donde el Muschelkalk descansa normalmente sobre el Buntsandstein, permite observar la estratigrafía de los niveles superiores del mismo.

TECHO.—Calizas grises.
5 m.—Margas rojas, grises y abigarradas.
10 m.—Areniscas rojas, alternando en la parte alta con lechos de arcillita roja.
25 m.—Areniscas rojas.
30 m.—Capas alternantes de conglomerados y areniscas.
15 m. (visibles).—Conglomerado rojo con elementos de cuarzo y cuarcita.

La parte inferior de la serie queda cubierta por los derrubios cuaternarios del barranco de las Comes.

En la ladera opuesta del mismo afloran ya los materiales paleozoicos; sin embargo, como el contacto Primario-Secundario es por falla, no puede deducirse la potencia del Buntsandstein.

No creemos necesario describir otros cortes de materiales del Trías inferior observados en esta zona, ya que

son aún más fragmentarios, y los repetidos y bruscos cambios de facies hacen imposible todo intento de correlación.

Mayor interés tienen los aflorámientos de Muschelkalk. En las cotas 104 y 71 hay dos pequeños (400 × 250 m. y 250 × 150 m) bloques deslizados que permiten observar la siguiente estratigrafía:

3 m. (visibles).—Calizas arcillosas en lajas finas.
5 m.—Calizas compactas con trazas de fucoides.
2 m.—Calizas con fucoides en lajas delgadas.
20 m.—Calizas grises compactas, ligeramente margosas en la parte superior. Contienen en ambos afloramientos *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk.
YACENTE.—Arcillas rojas irisadas del Buntsandstein.

D) SERIE ESTRATIGRÁFICA DE CONJUNTO.

TECHO.—Cretáceo concordante.

KEUPER.

5 m.—Calizas y dolomías brechoides.
4 m.—Margas y carniolas muy arcillosas.
2 m.—Calizas duras cristalizadas.
20 m.—Calizas arcillosas algo dolomíticas y cavernosas y con niveles de carniolas en la parte basal.
6 m.—Margas irisadas con vetas rojizas. En la parte basal existen unas finas intercalaciones calcáreas que en Vallirana contienen *Myophoriopsis (Pseudocorbula) keuperina* Quent.
50-30 m.—Margas grises y amarillentas con intercalaciones de yeso, cuya potencia varía entre pocos centímetros y más de 20 m.
5 m.—Margas grises y compactas con lechos de carniolas.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

5 m.—Calizas y dolomías blancas, arcillas y en finas lajas.
20 m.—Dolomías grises compactas, en Montmany de Can Rafel (Cervelló) contienen restos de *Cassianella*.
10 m.—Calizas más o menos arcillosas según los niveles y con trazas de fucoides.
15 m.—Calizas dolomíticas en lajas finas. Color gris oscuro en fractura reciente, pero con pátinas grisáceas. Es el nivel de *Daonella*, *Nannites* y *Protrachiceras* (Begues).
6 m.—Dolomías compactas y ligeramente cavernosas, en la parte basal pasando a carniolas.

Pontons – Mediona

Macizo de Garraf

Badalona Mongat

Valle del Congost

Borde
Vallés - Penedés

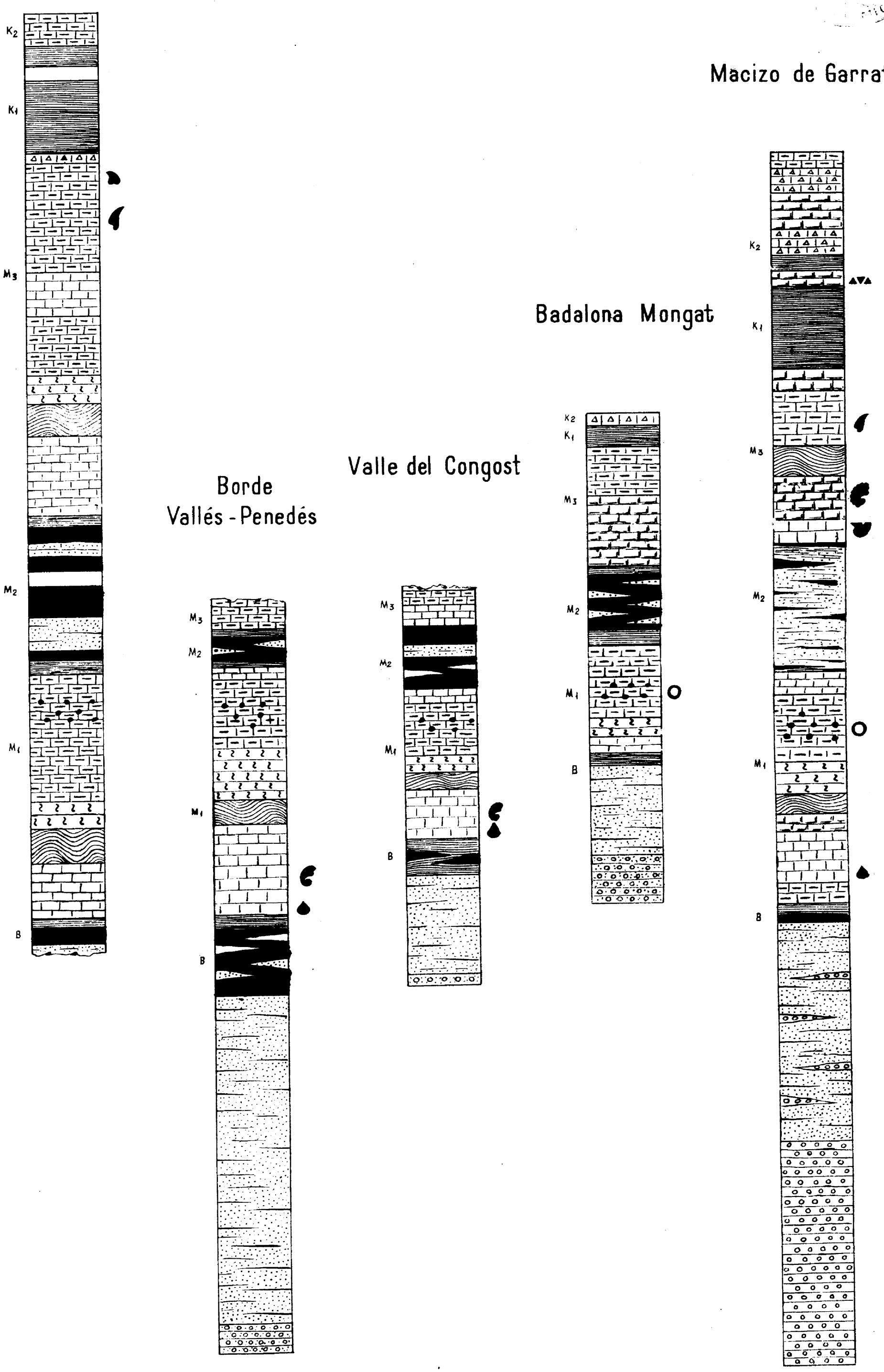


Fig. 50.—Series estratigráficas de conjunto. Sector septentrional.

MUSCHELKALK MEDIO.

1 m.—Arcillas azuladas y grises.
3 m.—Arcillas rojas e irisadas.
7 m.—Arcillas rojas con intercalaciones de areniscas blanquecinas.
10 m.—Areniscas rojas muy arcillosas, con lechos de arcillitas, pasan insensiblemente al nivel inferior.
15 m.—Areniscas rojas arcillosas.
10 m.—Arcilla roja e irisada.

MUSCHELKALK INFERIOR.

3 m.—Calizas blancas pulverulentas.
20 m.—Dolomías grises compactas con *Gyroporella* y púas de *Equínido*.
10 m.—Dolomías grises con algún nódulo de sílex (son muy escasos y pequeños).
8 m.—Calizas con fucoides, más compactas en la parte superior y más arcillosa en la base.
4 m.—Calizas arcillosas en lajas. La potencia de este nivel es muy variable, muchas veces está completamente laminado.
20 m.—Calizas grises compactas con *Spiriferina menkeli*.
5 m.—Calizas dolomíticas ligeramente cavernosas.

BUNTSANDSTEIN.

8 m.—Margas y arcillitas grises amarillentas con finas intercalaciones calcáreas en la parte superior.
7 m.—Arcillitas rojas y verdes en capas alternantes.
5 m.—Arcillitas rojas.
3 m.—Arenisca roja muy arcillosa.
5 m.—Conglomerados de elementos muy finos con intercalaciones arenosas.
50 m.—Areniscas rojas con finos lechos de conglomerados.
20 m.—Conglomerados y areniscas en capas alternantes.
80 m.—Conglomerados constituídos por elementos de cuarzo y cuarcita. Existen algunas intercalaciones arenosas.
3 m.—Conglomerados constituídos por cantos de origen local y subangulosos. Cemento arcilloso.
0,20 m.—Arcillitas blancas.

YACENTE.—Paleozoico.

6. Conclusiones estratigráficas parciales

En esta zona resulta mucho más difícil que en las anteriores establecer una sucesión estratigráfica que resuma las características de los distintos afloramientos. No estriba ello precisamente en que haya bruscos cambios de facies, sino en que mientras en algunos afloramientos la serie triásica aparece casi completa, en otros se limita al Buntsandstein y parte inferior del Muschelkalk.

Exceptuando esta particularidad, la serie estratigráfica de este sector meridional se caracteriza por la existencia, en la base del Muschelkalk inferior, de un interesante nivel fosilífero: las calizas con *Paraceratites*.

Este nivel, que no existía en los otros sectores estudiados, caracteriza paleontológicamente aquí el Muschelkalk inferior. En cuanto al Muschelkalk superior se aprecian pocas diferencias con el del sector central de los Catalánides. También aquí existe el nivel de *Daonellas* y *Protrachiceras* en la base del mismo, y el de *Cassianellas* en la parte superior.

En cuanto al Keuper, ya hemos indicado que su techo es el Eoceno o el Cretáceo. Esto indica que los niveles superiores del Trías han sido sometidos a la erosión durante un período de tiempo más o menos largo, y como consecuencia de ello la serie aparece siempre más o menos decapitada. En algunos lugares la erosión se ha limitado a arrastrar los niveles más altos de la serie (borde del macizo de Garraf y zona Pontóns-Mediona y Mongat), en otros, falta por completo el Trías superior y buena parte del Trías medio (borde septentrional del Vallés-Penedés, Valle del Congost). Así pues, la serie que a continuación indicaremos, sólo puede observarse completa en las zonas citadas en primer lugar (en Montgat, el nivel más alto no existe prácticamente). En el borde septentrional del Vallés-Penedés y valle del Congost, la serie actualmente existente empieza en la base del Muschelkalk superior.

TECHO. —Cretáceo o Eoceno. Entre este techo y la serie subyacente existe discordancia, por lo menos erosiva.

KEUPER SUPERIOR.

Dolomías duras, muy cristalizadas en la parte alta y carniolas en la base ..... 10-20 m.

Calizas muy arcillosas alternando con margas amarillentas y blanquecinas. En Vallirana contienen *Myophoriopsis (Pseudocorbula) keuperina* Quenst. . 8-20 m.

KEUPER INFERIOR.

Margas grises y amarillentas con finas intercalaciones de carniolas ..... 10-15 m.

Margas amarillentas irisadas y rojizas con niveles de yeso, de potencia variable entre pocos centímetros y 20 m. ..... 10-40 m.

Margas grises y compactas que pasan sensiblemente a calizas arcillosas y enlazan con el nivel basal.... 5-15 m.

MUSCHELKALK SUPERIOR.

Calizas y dolomías muy arcillosas y tableteadas, compactas y duras en la base; en su parte más alta contienen restos de *Cassianella* sp., *Myophoria goldfussi* Zeit., *M. elegans* Dunk..... 25-40 m.

Dolomías oscuras compactas y masivas; en la parte basal son más estratificadas y contienen *Protrachiceras* y *Nautilus* ..... 10-30 m.

Calizas dolomíticas compactas en lajas, a veces contienen fucoides, y en algunos puntos *Daonellas*..... 20-30 m.

Dolomías cavernosas y ligeramente rojizas ..... 2-5 m.

MUSCHELKALK MEDIO.

Arcilla roja e irisada, en los niveles más altos es margosa y amarillenta ..... 4-15 m.

Arenisca roja muy arcillosa, que pasa insensiblemente a los niveles inmediatamente superiores e inferiores ..... 10-30 m.

Arcilla roja e irisada con intercalaciones de yeso y anhídrido, que a veces faltan por completo y otras alcanzan hasta 7 m..... 15-30 m.

MUSCHELKALK INFERIOR.

Dolomías blancas arcillosas tableteadas y pulverulen-

tas: contienen *Pleuromya* y *Myophoria* no acostilladas	5-20 m.
Dolomías grises compactas con nódulos de sílex, en la parte más alta contienen *Diploporas*	10-30 m.
Calizas con fucoides, compactas en la parte superior y arcillosas en la base	8-15 m.
Calizas grises arcillosas en los niveles superiores y después compactas. En la parte más alta contienen una rica fauna de *Paraceratites*, y en la base *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk.; los niveles inmediatamente en contacto con el Buntsandstein son rosados y algo cavernosos	20-30 m.
BUNDSANDSTEIN.	
Arcillas rojas, irisadas y amarillentas con finas intercalaciones de yesos	10-20 m.
Areniscas rojas micáceas con intercalaciones verdes en su parte central. Estas últimas capas contienen restos vegetales	80-30 m.
Conglomerado constituído por elementos de cuarzo y cuarcita, contiene intercalaciones arenosas más abundantes en la parte superior	0,2-100 m.

II

Estudio paleontológico

SISTEMÁTICA

1. Vertebrados

Además de los restos de invertebrados que se describen en el presente trabajo se conocen unos pocos restos de peces, que en su inmensa mayoría provienen del yacimiento del Gorg Negre de Centelles (Llopis, 1942, 1947). Como sea que éstos han sido ya objeto de un estudio detallado por parte de J. Bauzá (1954), nos limitaremos aquí a incluir la lista de especies dadas por este autor, así como el único ejemplar descrito del yacimiento de Olesa por M. Schmidt (1935).

Gorg Negre de Centelles:

Gyrolepis cf. *albertii* Agas.
G cf. *quenstedti* Dam.
Crenilepis sandbergeri Dam.
Colobodus cf. *varius* Gieb.
Acrodus lateralis Agas.
Hybodus Agas.

Estación de Olesa:

Colobodus sp.

A esta lista cabría añadir la cita de *Ichthyodorulites* (Mallada, 1892), en la sierra de Sant Geroni, junto a Camposines, y los restos indeterminables de peces hallados por Wurm (1913), en este mismo yacimiento.

Los reptiles están representados únicamente por varias huellas atribuídas a *Chirotherium* sp. y *Nothosaurus* sp. (Almera, 1909; Instituto Geológico, 1947), pero cuya determinación no ofrece seguridad alguna, como reconocen los mismos geólogos autores de la cita. En realidad todos los datos que se poseen sobre la existencia de vertebrados terrestres en España durante el período triásico son extraordinariamente confusos y poco seguros (Bataller, 1956).

2. Artrópodos

Clase ..... Crustacea.
Subclase .... Branchiopodes.
Orden..... Conchostraca.
Familia..... Limnadiidae.
Género..... Estheria, Rumpel, 1837.

Estheria minuta Gold.

1844. Goldfus.—Petrefacta Germaniae, p. 113, fig. 5.

Una sola referencia existe sobre esta especie, correspondiente a un hallazgo efectuado por Almera y Bofill (Almera y Bofill, 1889, p. 1), en la peña de Can Casas, junto a Vallirana, esto es, en los niveles de areniscas del Muschelkalk medio. Esta cita se ha repetido numerosas veces (Almera, 1897, 1900; Instituto Geológico, 1930, p. 39), pero no ha sido comprobado por nuevos hallazgos; tampoco nosotros hemos encontrado ningún resto que pueda atribuirse a dicha especie. Este crustáceo aparece en niveles muy diversos del Triásico, pero caracteriza las facies salobres y detríticas.

Subclase.... Ostracodos.
Orden..... Podocopa.
Familia..... Bairdiidae.
Género ..... Bairdia, M. Coy, 1864.

Bairdia sp.

En el Triásico catalán este género está representado únicamente por dos ejemplares, uno de ellos procedente del yacimiento de Olesa (Schmidt, 1935, p. 133; Instituto Geológico, 1947, p. 89), y otro de Corbera (Almera. 1897, 1900; Bofill, 1893, p. 142; Faura y Sans, 1922, p. 57; Instituto Geológico, 1930, p. 39), este último, hallado por Almera, pertenece a la Colección del Seminario Conciliar, cuyo director nos ha permitido su estudio. En el yacimiento de Olesa hemos recogido unos ejemplares fragmentarios cuyas características coinciden con la descripción de Schmidt, aunque consideramos imposible su determinación específica.

El ejemplar de Almera está algo mejor conservado, consiste en una sola valva, implantado sobre un fragmento de caliza. Su longitud es de dos milímetros y su altura aproximadamente igual a la mitad de su longitud. Es de forma ovalada, el dorso convexo y la concha muy gruesa; no se observa la charnela y el ángulo cardinal tampoco está completo. Desde un punto de vista estratigráfico esta especie es completamente banal, ya que aparece en todos los niveles del Muschelkalk.

3. Cefalópodos

Clase..... CEPHALOPODA.
Subclase.... AMMONOIDEA.
Orden..... AMMONITIDA s. extr.
Suborden... CERATITINA.
Superfamilia CERATITACEAE.
Familia..... CERATITIDAE, Hyat, 1900.
Género..... PARACERATITES, Hyat, 1900.

Este género comprende ceratítidos bastante involucionados, frecuentemente comprimidos, discoidales con el dorso subaquillado y costillas de subdivisión típicamente trituberculadas, a veces muy débiles, y líneas de sutura con los lóbulos menos denticulados que en el género Ceratites. Su genotipo es *Ceratites elegans* Mojs. (Mojs., 1882, p. 21, lám. IX, fig. 5 *a-d*). (Fig. 51.)

Son característicos del Anisiense y poseen una amplia distribución geográfica: Alemania (Silesia), Balcanes, Asia Menor, Himalaya, Japón y Estados Unidos (California y Nevada), siempre en zonas de facies predominantemente alpinas (Spath, 1934 y 1954; Piveteau, 1952).

En realidad, este grupo es equivalente a lo que ha venido llamándose por algunos autores grupo de *C. antecedens* (M. Schmidt, 1928, 1934 y 1935; Llopis, 1947), y por otros, grupos del *C. binodosus-trinodosus* (Wurm, 1930). Sin embargo, teniendo en cuenta la confusión aún existente en lo referente a *C. antecedens*, que será objeto de ulterior discusión, y a las marcadas diferencias que los ceratítidos españoles presentan con el grupo *C. binodosus-trinodosus*, creemos preferible colocarlos dentro del género *Paraceratites*, con cuyo diagnóstico genérico encajan perfectamente.

Como características de los *Paraceratites* del Trías catalán, cabe indicar ante todo el mayor desarrollo de la ornamentación, acompañada de una involución menos marcada, las líneas de sutura menos denticuladas y la mayor robustez de la quilla ventral. En resumen, un conjunto de caracteres que hacen de los mismos unas formas de transición entre los típicos *Paraceratites* del Trías inferior y los verdaderos *Ceratites*. Un detalle interesante es que los caracteres «ceratítidos» aparecen más marcados en las formas adultas, y principalmente en sus últimas vueltas. Ello demuestra que se trata de caracteres de adaptación secundaria.

Este género está ampliamente representado en el Triásico catalán, si no por muchas especies, por un gran número de individuos. Por ello podemos considerarlos como uno de los «leit fossilien» del Muschelkalk inferior, ya que aquí las diversas especies de este género se localizan rigurosamente en un nivel calizo, cuya potencia varía entre 5 y 10 m , que limita inferiormente con las calizas de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli*, y por su parte superior con las calizas de fucoides. Su dispersión horizontal no es, sin embargo, muy grande, pues abarca únicamente el tercio septentrional de la cuenca catalana (desde el pie del Montseny hasta el valle del Llobregat).

Hasta el presente no nos ha sido posible hallarlos más hacia el sur. Creemos además poco probable que aparezcan en investigaciones posteriores, ya que los niveles calizos correspondientes de la base del Muschelkalk sufren hacia el sur de la Cadena Costera catalana un sensible cambio de facies. Las típicas calizas grises tableteadas, puras y de grano fino, en que suelen hallarse estos cefalópodos, pasan a unos niveles negruzcos de calizas dolomíticas, algo arenosas y compactas, que a veces presentan algunas intercalaciones rojizas, o sea a una facies con una mayor influencia terrígena.

Los primeros Ceratites citados en el Triásico catalán lo fueron por Mallada (1892) en Olesa de Montserrat. Bofill (1888) fue quien en realidad descubrió el yacimiento e indicó la presencia de un amonítido, que designó con el nom-

bre de *Hungarites pradoi* aff. *nodosus*. Este mismo autor, en 1898, identifica, de acuerdo con Mojsisovics una de las especies halladas como *C. antecedens* Beyr.

En 1916, Tornquist publica el primer estudio dedicado especialmente a los Ceratites del yacimiento de Olesa de Montserrat, y resalta sus analogías con las formas del grupo del *C. nodosus*, del Muschelkalk superior alemán. Los describe como tres nuevas especies: *C. occidentalis, C. evoluto-espinosus* y *C. flexuosiformis*. Teniendo en cuenta que, contrariamente a lo que creía Tornquist, el yacimiento corresponde al Muschelkalk inferior, las relaciones y parentesco de los ceratítidos españoles con las formas germanas no puede ser admitido. Como ya se ha hecho notar posteriormente (Schmidt, 1932), el parecido externo es producto de una convergencia, debida a la necesidad de adaptación a ambientes de características análogas.

No obstante su falsa situación estratigráfica estas especies han sido admitidas como tales en las publicaciones posteriores, con la única salvedad de *C. occidentalis*, el cual, teniendo en cuenta las leyes de la prioridad, ha sido cambiada de nombre. Kuttasy, en el «Fossilium Catalogus», propone el de *C. hispanicus* Kut.

En 1930, Bataller y Guerin describen, procedentes de este mismo yacimiento, tres nuevas especies, para las que proponen los nombres de *C. almerai, C. catalaunicus y C. guerini*.

Posteriormente, V. Sos (1933) cita entre los ejemplares existentes en el Museo Nacional de Ciencias Naturales un ejemplar procedente de este mismo yacimiento, y actualmente perdido, que procedía de la colección Faura y Sans y que había sido clasificado como *C. nodosus*, clasificación que no admite y que sustituye por *C. pulcher* Ried. Dado que ambas especies corresponden al Muschelkalk superior, lo más probable es que se trate de *Paraceratites almerai*, que presenta algunas semejanzas con la especie de Riedel.

Con posterioridad a esta fecha no se ha descrito ningún nuevo ceratítido; no obstante, gracias principalmente a los

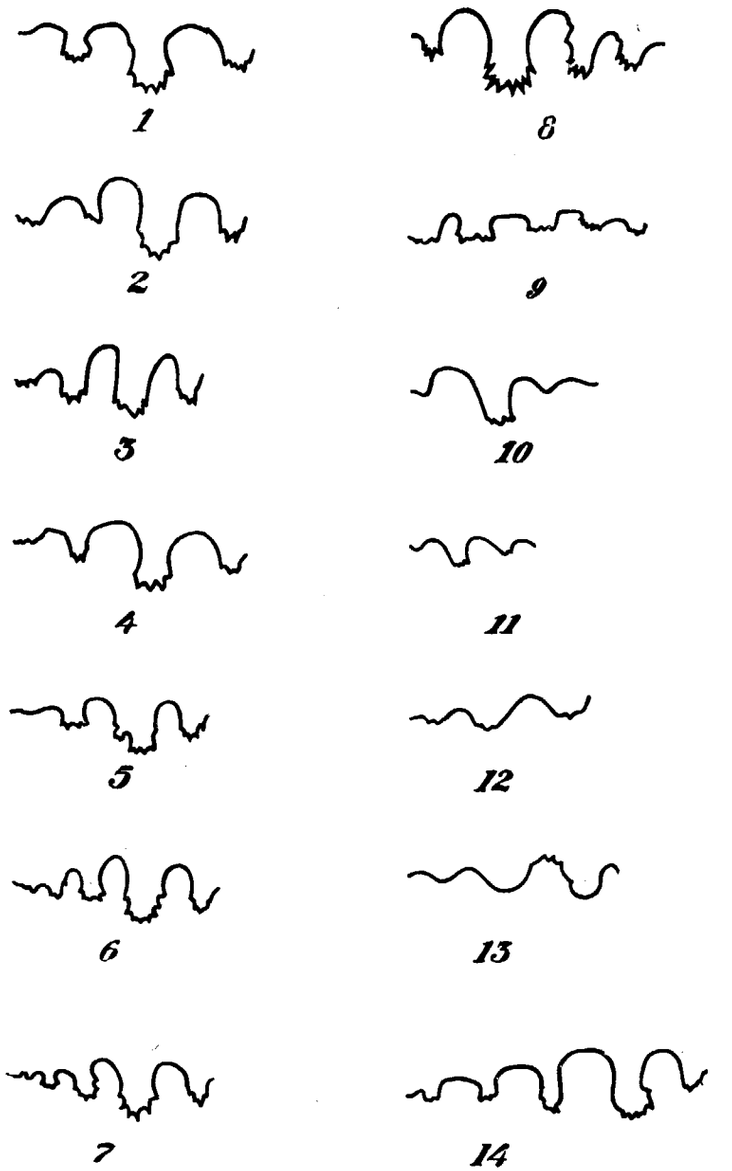


Fig. 51.- Líneas de sutura de diversos ceratítidos.

1 *Ceratites occidentalis* Torn. (según Schmidt, 1934).—2. *Ceratites antecedens* Beyr. (Wuttenberg) (según Schmidt, 1934).- 3. *Ceratites antecedens* Beyr. (según Schmidt, 1934).—4. *Ceratites antecedens* Beyr. (según Schmidt, 1934) — 5. *Ceratites antecedens* Beyr. (hallado por Picard) (según Schmidt, 1934).—6. *Ceratites binodosus* Hauer (según Schmidt, 1933).— 7. *Ceratites fritschi* nov. sp. (según Schmidt, 1934).— 8. *Paraceratites* (según Spath, 1933).— 9. *Alloceratites (Ceratites) schmidi* Zim. (según, Spath, 1933).—10. *Paraceratites catalaunicus* (Bat.). Olesa, Muschelkalk inf. 11. *Paraceratites guerini* (Bat.). Olesa, Musch. inf.— 12. *Paraceratites hispanicus* Kut. Olesa, Musch. inf.—13. *Paraceratites villaltae* nov. sp, Olesa, Musch. inf.—14. *Ceratites nodosus* Brug. (según Mojsisovics, 1882). Musch. sup.

trabajos de Llopis y Villalta (Llopis, 1942, 1947 y 1948; Instituto Geológico, 1947), se han multiplicado los hallazgos y descubierto tres nuevos yacimientos (Matadepera, El Farell y Gorg Negre). Ello nos ha permitido describir dos especies nuevas y completar las descripciones y relaciones de las ya existentes.

Paraceratites hispanicus Kutassy.

Lám. III, figs. 5 y 6.

1916. Tornquist, A.—Die nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. Sitzungsberichten der K. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathem.-Naturw. Abteilung I, 125 Band, página 237, lám. I, fig. 3 *(Ceratites occidentalis)*.

1932. Kutassy, A. – Cepalophoda triadica. II. Fossilium Catalogus, página 450 *(C. hispanicus)*.

Como ya se ha indicado anteriormente, Tornquist(1916), describió esta nueva especie de Ceratites procedente del yacimiento de Olesa de Montserrat, con el nombre de *C. occidentalis;* no obstante, teniendo en cuenta las leyes de prioridad y por haberse empleado por Schmidt este mismo nombre para una forma del Anisiense de Nevada (1914, p. 84, lám. XLIV, figs. 21-28, y lám. XLV, figs. 1-13) Kutassy propone (op. cit.) el nuevo nombre de *Ceratites hispanicus* nov. nom.

Schmidt sigue empleando con posterioridad a esta rectificación el nombre de *C. occidentalis* en el sentido de designar el conjunto de los Ceratites del Muschelkalk inferior de los Catalánides.

El número relativamente grande de ejemplares que hemos podido estudiar (24) y que pertenecen a las colecciones del Seminario Conciliar de Barcelona, Instituto Geológico y Minero de España y de la Cátedra de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona (*), nos ha permitido completar el diagnóstico de Tornquist, que disponía de un solo ejemplar.

Ni los trabajos de Bataller y Guerin (1930), ni los de Llopis (1942, 1947), en los cuales se cita repetidas veces esta especie, dan de ella la menor descripción. Schmidt (1932, 1935), que describe y figura abundantes materiales, agrupa bajo este nombre ejemplares pertenecientes a varias especies diferentes, como se desprende de las láminas del segundo de los trabajos citados. (Lám. 6, figs. 3-5.)

Se caracteriza por una amplia y profunda depresión umbilical, que representa aproximadamente un tercio del diámetro total, lo que permite observar tres vueltas interiores con una fuerte ornamentación, formada por costillas gruesas y abombadas, cuyo número oscila entre 9 y 12 por giro. Este carácter, muy constante, es sin duda la característica más sobresaliente de esta especie. La última vuelta tiene también gruesas costillas radiales, cuyo número oscila entre 18 y 22. En los individuos jóvenes, y en la parte central de los individuos adultos, estas costillas se hinchan algunas veces, dando lugar a un pequeño nódulo central puntiagudo, y caen bruscamente sobre la depresión umbilical sin que pueda hablarse de un borde umbilical. También junto al margen dorsal las costillas dan lugar a unos pequeños tubérculos puntiagudos poco

(*) En las páginas siguientes utilizaremos para referirnos a las colecciones en que se conservan los fósiles descritos, las abreviaturas:

Colección del Instituto Geológico y Minero de España: Col. Inst. Geol. Minero.

Colección del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid: Col. Museo Nacional Ciencias.

Colección de la Cátedra de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona: Col. Geol. Univ. Barcelona.

Colección del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Barcelona: Col. Museo Cienc. Nat. Barcelona.

Colección del Seminario Conciliar de Barcelona: Col. Seminario Barcelona.

prominentes. El dorso es suavemente abombado y carece de quilla. (Fig. 53, n.° 5 *a*.)

La cámara de habitación ocupa algo más de la mitad de la última vuelta y posee análoga ornamentación que el resto de la concha, con la excepción de su parte terminal, en donde las costillas se hacen más débiles y rectilíneas, al propio tiempo que desaparecen los nódulos de los flancos. (Fig. 53, n.° 5 *b*.)

La línea de sutura. que describimos aquí por vez primera, muestra, como puede observarse en el esquema adjunto, lóbulos poco profundos débilmente denticulados, mientras que las sillas son más anchas que altas, faltando los elementos auxiliares. La primera silla lateral es mucho mayor que la segunda, mientras que el segundo lóbulo es más profundo y ancho que el primero. (Fig. 51, n.° 12.)

Tornquist (1916) relaciona esta especie con *C. muensteri* Phil., del Muschelkalk superior alemán. Como indica Schmidt (1932), esta relación no es clara, ya que la forma alemana se caracteriza precisamente por presentar una estrecha depresión umbilical que no permite observar las primeras vueltas y además carece de costillas bien individualizadas. Atendiendo a su morfología externa, *P. hispanicus* recuerda preferentemente a *C. felso-orsensis* Stürz. (Mojsisovics, 1882, pág. 36, lám. XIII, fig. 1) del nivel de *Trachyceras reitzi* del Trías alpino; sin embargo, como ya hemos indicado reiteradamente, estas semejanzas son, a nuestro juicio, simples convergencias y carecen de significación estratigráfica y filética.

Esta especie, con el antiguo nombre de *C. occidentalis* ha sido citado repetidas veces en el yacimiento de la estación del Norte de Olesa de Montserrat (Tornquist, 1916; Bataller y Guerin, 1930, p. 82; Schmidt, 1932 y 1935, p. 107, e Instituto Geológico, 1947, p. 89) y en esta última publicación se le cita también de Matadepera. A estas citas podemos añadir dos nuevos yacimientos, Centelles y El Farell.

Las dimensiones a continuación reseñadas han sido tomadas sobre tres ejemplares, los más completos que

poseemos, y que al mismo tiempo corresponden a individuos de edades diferentes, uno de ellos procede del yacimiento de Olesa de Montserrat y los otros dos del Gorg Negre de Centelles.

Dimensiones en mm.	*Tornquist*	*Ejemplar n.° 1 Olesa*	*Ejemplar n.° 2 Centelles*	*Ejemplar n.° 3 Centelles*
Diámetro	60	31	54	103
Altura de la última vuelta .	25	13	21	38
Grosor de la última vuelta .	10	6	9,4	19,4
Ancho de la depresión umbilical	17	9,5	16	27,7
Relación altura-grosor última vuelta	2,5	2,2	2,1	2
Relación diámetro total - diámetro umbilical	3,5	3,3	3,4	3,5
Relación diámetro - altura última vuelta	2,4	2,4	2.6	2,6
Involución	62 %	60 %	70 %	?

Paraceratites evoluto-spinosus Tornquist.

Lám. I, fig. 3.

1916. Tornquist, A.—Die nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. Sitzungsberichten der K. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathem.-Naturw. Abteilung I, 125 Band, p. 240, lám. I, figs. 4-5.

Poseemos de esta especie ocho ejemplares incompletos, pero que permiten observar sus características y poder establecer las relaciones con las especies próximas. Cinco de ellos proceden de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona), otro del Gorg Negre (íd., íd) y dos del yacimiento de la estación de Olesa (íd., íd. y Seminario de Barcelona). Aunque este número es relativamente pequeño, demuestra que teniendo en cuenta la proporción relativa con las demás especies, *P. evoluto-spinosus* es más frecuente en el yacimiento de El Farell La fragmentación de los

ejemplares no se debe al azar, como ya indicó Tornquist, sino que parece debida a su hábitat en aguas someras y agitadas, a las cuales estaba adaptado este cefalópodo, como lo demuestra su fuerte ornamentación.

De acuerdo con la descripción original de Tornquist (op. cit.) y de los datos aportados posteriormente por Schmidt (1932, p. 206-208), es una forma relativamente grande, con una ornamentación tosca, constituída por una línea de nudos alargados y prominentes situados en los flancos, a razón de 15 y 16 por vuelta, y otros en número aproximado situados junto al dorso, que tienen las puntas agudas y dirigidas paralelamente a la línea dorsal. Los nódulos laterales y dorsales no se corresponden radialmente, pero están unidos entre sí por finas crestas.

El ejemplar figurado por Tornquist es bastante defectuoso y en él no se observa el dorso, pero en uno de los estudiados por nosotros se observa una quilla bien marcada, pero poco prominente, que se borra al llegar al final de la cámara de habitación, en donde el dorso es liso y ligeramente abombado. La línea de sutura es visible en uno de los ejemplares procedentes del yacimiento de El Farell y presenta las mismas características que el ejemplar tipo de Tornquist. En la línea de sutura, inmediatamente anterior a la cámara de habitación, se observa una silla externa tan alta como ancha, a la que sigue un lóbulo externo igualmente ancho, dentado únicamente en su parte posterior; siguen a continuación dos sillas laterales, tan altas como anchas, mientras que el primer lóbulo lateral es, como en todos los *Paraceratites* de los Catalánides, aproximadamente igual al doble del tamaño del segundo; faltan toda clase de elementos auxiliares en la línea de sutura.

La sección de la cámara de habitación es, como puede comprobarse en el ejemplar figurado por Tornquist (op. cit., lám. I. fig. 4 *b*), de forma trapezoidal, cuyo diámetro máximo, si se prescinde de los nódulos, corresponde a su tercio inferior y con los flancos fuertemente abombados. La relación altura-grosor es igual a tres mitades, o sea que es la

forma más robusta de todas las halladas por nosotros. En otras zonas de la concha la sección toma el aspecto pentagonal por la aparición de una quilla bien individualizada. La depresión umbilical es muy grande, pues representa aproximadamente el 45 % del diámetro total en nuestros ejemplares (en el descrito por Schmidt, 1932, representa sólo el 41 %). El tránsito desde los flancos a la depresión es muy brusco. Faltan los nódulos y otros relieves periféricos a la depresión umbilical y las vueltas internas no son visibles. Tornquist relaciona esta especie con *C. evolutus* Phil. y *C. spinosus* Phil., con las cuales tiene de común el tener la depresión umbilical muy ancha y una fuerte ornamentación. No obstante, *C. evolutus* presenta fuertes y anchas costillas radiales (Stolley, 1916, lám. XX, figs. 4 y 7) y carece de los nudos, tan característicos de *P. evoluto-spinosus*. Se separa también ampliamente de *C. espinosus* principalmente por el distinto aspecto del dorso y por otros caracteres de menor importancia. Presenta, por el contrario, una notable semejanza externa con *Alloceratites schmidi* Zim. (*) (Schmidt, 1928, p. 300, fig. 828, y Spath, 1934, p. 493, fig. 160), del cual se separa por su línea de sutura, que en esta especie es fuertemente denticulada. *A. schmidi* es una forma típica del Keuper germánico, y según Schmidt (1930), «constituye el último habitante de las cuencas del Letenkohle y representa una adaptación rápida y poco adecuada a unas condiciones de vida epibentónica». Las semejanzas morfológicas entre ambas especies son un ejemplo típico de una convergencia, debida a una gran semejanza entre las condiciones ambientales, sin que exista entre ambas ninguna relación filética. (Fig. 52, n.° 1 *a* y *b*.)

(*) El género *Alloceratites* ha sido creado por Spath (1934) para las formas de *Ceratites* del Trías superior germánico; por ello, en las publicaciones anteriores a este trabajo figura citado como *Ceratites schmidi*.

Paraceratites flexuosiformis Tornquist.

Lám. III, figs. 1, 2 y 3.

1916. Tornquist, A.—Die nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. Sitzungsberischten der K. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathem.-Naturw. Abteilung I, 125 Band, p. 244, lám. I, figs. 1-2.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por cinco ejemplares en perfecto estado de conservación; tres de ellos proceden del yacimiento de la estación de Olesa de Montserrat (Col. Inst. Geol. Minero, Seminario de Barcelona y Geol. Univ. Barcelona). Un molde externo que permite el estudio de la depresión umbilical procede del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona) y un fragmento procedente de unas canteras existentes en Can Sallent, junto a Castellar del Vallés (*).

El dorso presenta una fina quilla que se extiende hasta el final de la cámara de habitación (que no se ve en la figura de Tornquist, 1916, lám. 1, fig. 2.ª), pero a la que Schmidt alude en su descripción.

Todas estas características parecen demostrar que vivía en aguas profundas y tranquilas, lo que ha permitido la conservación de las conchas «in toto», lo que parece comprobarse por la ausencia de esta forma en el yacimiento de El Farell (Caldas de Montbuy), en el que por el contrario dominan las formas globosas ornamentales y que generalmente se presentan muy fragmentadas.

Entre todos los paraceratítidos de los Catalánides esta especie es la más parecida a las formas alpinas. También

(*) Este ejemplar fue recogido por J. M. Closas, a cuya colección pertenece y al cual agradecemos aquí su gentileza por habernos facilitado su estudio. Es hasta el presente el único fósil conocido de esta localidad.

recuerda por su aspecto a *P. flexuosus* Phil. y a *C. atavus* Phil., del Muschelkalk superior germánico, y al igual que *P. almerai* Bat. representa una forma nadadora de aguas profundas, que aún no había iniciado el engrosamiento de la concha ni las demás transformaciones que marcan la adaptación a la vida bentónica.

La ornamentación de la concha está formada por finas costillas falciformes, que a veces se bifurcan, ya sea a partir de la depresión umbilical, ya a partir de la parte media de los flancos. Al llegar a la cámara de habitación estas costillas se hacen más finas, acentuándose su flexuosidad, de tal manera que pasan insensiblemente a las líneas de crecimiento. Su número oscila de 20 a 25, sin contar las bifurcadas. A un tercio de su altura, aproximadamente, estas costillas presentan unos pequeños nódulos puntiagudos, como asimismo en su terminación, en la parte dorsal, presentan pequeños nódulos dirigidos hacia atrás, en número de 30 a 35 por vuelta. El paso de las costillas a la depresión umbilical se hace bruscamente, sin formar ningún reborde. Esta ornamentación tan característica es poco visible en la figura de Tornquist, como ya advierte Schmidt (1932), pues en el dibujo se han exagerado los nódulos, con lo cual se da una idea bastante diferente de la realidad.

La depresión umbilical es ligeramente menor que en el *P. hispanicus* Kut., permitiendo ver las dos vueltas interiores, las cuales están ornadas de débiles nódulos cónicos. La sección transversal, como puede apreciarse por los esquemas adjuntos, tiene la forma de un cuadrilátero muy alargado con los lados mayores ligeramente abombados. (Fig 52, n.° 2 *a* y *b*.)

Si comparamos las medidas de los ejemplares estudiados con el descrito por Tornquist, se observa que éste es bastante más aplastado; sin embargo, teniendo en cuenta la gran concordancia de las restantes características, no creemos posible separar bajo otro nombre nuestros ejemplares, máxime cuando corresponden perfectamente con la descripción dada posteriormente por Schmidt. Por otra parte, creemos posible que de los dos ejemplares figura-

dos por Tornquist sólo corresponda a *P. flexuosiformis* el que lleva el número 1, ya que el que lleva el número 2 más bien recuerda, por su forma ovalada y exageradamente aplastada, a *P. almerai* Bat.

La línea de sutura no es visible ni en el ejemplar tipo ni en ninguno de los que nosotros hemos estudiado.

Esta especie había sido citada únicamente en el yacimiento de Olesa de Montserrat; hemos pues añadido a la misma dos nuevas localidades, Castellar del Vallés y Centelles.

Dimensiones en mm.	*Ejemplar de Tornquist*	*Ejemplar de Olesa*	*Ejemplar de Castellar del Vallés*
Diámetro	50	51	47
Altura última vuelta	22	21,3	18,5
Grosor última vuelta	11	14	13
Depresión umbilical	15	15,2	14,2
Anchura del dorso	?	9,6	9,3
Altura-grosor última vuelta	2	1,5	1,4
Diámetro total-alt. última vuelta.	2,3	2,4	2,5
Diámetro total - diámetro depresión umbilical	3,3	3,3	3,3

Paraceratites almerai Bataller.

Lám. IV, figs. 6, 7, 8.

1930. Bataller, J. R., y Guerin, M. - Notas sobre el triásico de Barcelona y Tarragona. Butlletí Inst. Cat. Hist. Nat., t. 30, p. 81, lám. IV, fig. 7.

Esta nueva especie fue propuesta por Bataller (1930) para unos ejemplares procedentes de la estación de Olesa de Montserrat (op. cit), pero la descripción no la hizo hasta unos años después (Bataller, 1952). Hemos estudiado catorce ejemplares, de los cuales proceden cinco del yacimiento de Olesa de Montserrat (Col. Seminario Barcelona), los restantes proceden del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol Univ. Barcelona). Todos los ejemplares de esta última localidad están en estado de molde externo, lo que permite una perfecta observación de la ornamentación y de la estructura de la depresión umbilical.

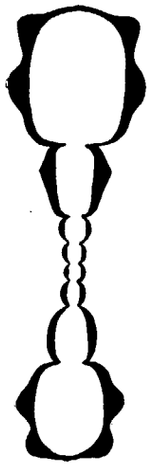
Como ya se ha indicado al hablar de la especie anterior, creemos que uno de los ejemplares estudiados por Tornquist (1916, figs. 2, 2 *a* y 2 *b*) bajo el nombre *C. flexuosiformis* pertenece también a esta especie.

Su carácter más notable es, a nuestro modo de ver, el rápido crecimiento de las vueltas de espira, lo que da a la concha una forma ovalada muy característica. La sección transversal es muy aplastada, correspondiendo el máximo diámetro a la proximidad de la depresión umbilical. La ornamentación está formada por dos líneas de tubérculos, unos muy débiles, colocados junto al dorso y en número de unos 20 por vuelta, y otros más fuertes sobre los flancos y a un tercio de su altura a partir de la depresión umbilical, en número de unos 15 por vuelta. Estas dos líneas de nódulos están unidas entre sí por costillas irregulares y poco marcadas. El dorso es estrecho y fuertemente aquillado. La depresión umbilical es estrecha y permite observar una o dos vueltas interiores. (Fig. 52, n.° 4 *a* y *b*.)

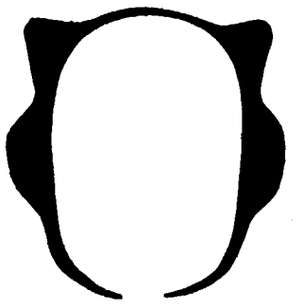
Todos los ejemplares son de pequeño tamaño (de 3,8 a 21 mm. de diámetro), pero no es posible confundirlos, dada sus especiales características, con ninguna de las formas juveniles de las restantes especies.

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo (*).*	*Ejemplar n.° 1.....*	*Ejemplar n.° 2.....*	*Ejemplar n.° 3.....*	*Ejemplar n.° 4.....*
Diámetro	20,4	19,2	13	11,3	14
Altura última vuelta	10	8,2	6,1	5.4	6,2
Grosor última vuelta	5,1	4	2,8	2.6	3,2
Diámetro depresión umbilical...	5,8	5,3	3,2	2.8	3,1
Altura-grosor última vuelta	2	2,1	2,2	2.1	1,9
Diámetro total-altura últ. vuelta.	2	2	2,1	2	2,2
Diámetro total-diám. umbilical..	3,5	3,6	4	4,1	4,5

(*) El ejemplar tipo forma parte de las colecciones del Seminario Conciliar de Barcelona y nos ha sido cedido amablemente para su estudio por el Dr. J. R. Bataller.

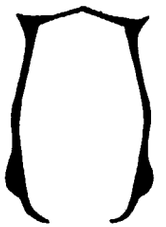


1a



1b

2a



2b

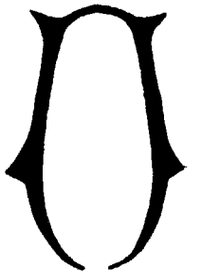
3a

3b

4a

4b

5a

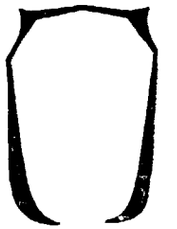


5b

6a

6b

7a



7b

Figs. 52 y 53.—Secciones transversales de diversos ceratítidos.

1 a-b.—*Paraceratites evoluto-spinosus* Torn.
2 a-b.—*Paraceratites flexuosiformis* Torn.
3 a-b.—*Paraceratites catalaunicus* Bat.
4 a-b.—*Paraceratites almerai* Bat.
5 a-b.—*Paraceratites hispanicus* Kut.
6 a-b.—*Paraceratites guerini* Bat.
7 a-b.—*Paraceratites villaltae* nov. sp.

Paraceratites catalaunicus Bat.

Lám. II, figs. 3, 4, 5.

1950. Bataller, J. R., y Guerin, M.—Nota sobre el triásico de Barcelona y Tarragona. Butlletí de l'Institució Catalana de Historia Natural, tomo XXX, p. 81, lám. 4, figs. 2-6.

Es una de las especies más abundantes del Trías catalán, principalmente en el yacimiento de la estación de Olesa de Montserrat, pero ha sido únicamente citada por Bataller (op. cit.), que la figura sin describirla.

Gracias a haber podido disponer del ejemplar tipo, amablemente cedido por el Dr. Bataller, y que pertenece a las colecciones del Museo del Seminario Conciliar de Barcelona, así como una serie de locotipos pertenecientes a esta misma colección, a la del Instituto Geológico y Minero de España y a la Cátedra de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Barcelona, además de otros ejemplares procedentes del Gorg Negre (Col. Geol. Univ. de Barcelona) podemos establecer aquí el diagnóstico de esta nueva especie.

La concha discoidal es relativamente aplastada y su tamaño oscila entre 1 y 7cm. de diámetro. El dorso es ancho, aproximadamente igual al máximo espesor de las vueltas, y está provisto en su parte central de una quilla aguda que se atenúa ligeramente sobre la cámara de habitación. La sección transversal tiene una forma cuadrangular y los flancos son poco abombados.

La ornamentación está constituida por dos filas de robustos tubérculos, la primera de las cuales se sitúa a un cuarto de la altura del flanco, a partir de la depresión umbilical, y la otra junto al dorso. Ambas filas no se corresponden, pues los tubérculos de la fila interior se sitúan frente a los intervalos de la exterior. La fila exterior consta de 20 a 30 tubérculos, mientras que en la interior se reducen a 14 ó 15. Las dos filas son casi independientes, pues únicamente en los ejemplares muy jóvenes están relacionadas por leves costillas. La depresión umbilical es relativamente ancha y permite observar les dos o tres vueltas interiores. La cámara de habitación ocupa la mitad de la primera vuelta de espira. (Fig. 52, n.° 3 *a* y *b*.)

Por este carácter presenta cierta semejanza con *C. cimeganus* Mojs. (Mojsisovics, 1882, p. 28, lám. XXXI, fig. 5) del Trías alpino.

La línea de sutura es más profunda y denticulada que en los restantes paraceratítidos del Trías catalán; consta de un primer lóbulo muy profundo y relativamente estrecho, seguido de una silla amplia y profunda, con una sola silla auxiliar. (Fig. 51, n.° 10.)

Dimensiones en mm.	*Ejemplar n.° 1*	*Ejemplar n.° 2*	*Ejemplar n.° 3*	*Ejemplar n.° 4*
Diámetro	33	26.2	24,8	50,6
Diámetro última vuelta	14	11,3	10,3	20
Grosor última vuelta	7,4	5,3	5.5	11
Diámetro umbilical	10	8	17	16,2
Grosor-diámetro última vuelta	1,9	2,1	1,9	1,9
Diámetro-altura última vuelta	2,3	2.3	2,4	2,5
Diámetro total-diám. umbilical	5,3	3,2	3,5	3,2

Paraceratites guerini Bat.

Lám. III, figs. 7, 8, 9.

1930. Bataller, J. R., Guerin, M.—Notes sobre el triasic de Barcelona i Tarragona. Bull. Inst. Cat. de Hist. Nat., T. 30, p. 81, lámina IV, figs. 3 y 5; lám. V, fig. 5.

Esta especie fue creada por el Dr. Bataller para unos ejemplares procedentes del yacimiento de la estación del Norte de Olesa de Montserrat (op. cit.) (Col. Seminario Barcelona). Lo hemos hallado también en el Farell y Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Los flancos son fuertemente abombados, por lo que la sección transversal de las vueltas de espira es pentagonoide; la máxima anchura está muy cerca de la depresión umbilical, lo que determina que el tránsito entre los flancos y dicha depresión sea muy brusco. La ornamentación está constituída por dos líneas de tubérculos muy marcados y poco numerosos; los dorsales son extraordinariamente prominentes, terminados en una punta aguzada, cuyo número varía entre 18 a 20 por vuelta de espira. Los tubérculos, que están colocados junto a la depresión umbilical, son aún más gruesos y escasos (de 14 a 15) y de forma alargada. No existen costillas bien individualizadas, pero en la zona correspondiente al final de la cámara de habitación las quillas de los tubérculos laterales se prolongan hacia el dorso y llegan a enlazar con los tubérculos dorsales. El dorso es ligeramente aquillado, excepto sobre la cámara de habitación, en donde casi llega a desaparecer, y donde, debido al extraordinario desarrollo de los tubérculos dorsales, tiene un perfil cóncavo. La depresión umbilical es moderadamente ancha y permite observar una vuelta interior. (Fig. 53, n.° 5 *a* y *b*.)

La línea de sutura recuerda a la de *P. catalaunicus*, de la cual se separa, no obstante, por ser los surcos más anchos que largos y tener el segundo surco lateral más desarrollado que el primero, al contrario de lo que sucede en *P. catalaunicus*, Bat. En realidad, esta especie ocupa, por todas sus características, una posición intermedia entre *P. catalaunicus* Bat. y *P. evoluto-spinosus* Tornq. (Fig. 51, n.° 11.)

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo Olesa*	*Ejemplar n.° 2 Farell*	*Ejemplar n.° 3 Centelles*
Diámetro máximo.	37,6	44,6	16
Altura última vuelta	15,1	17	6,8
Grosor última vuelta	8,1	9	4
Diámetro depresión umbilical	13	16	6,3
Altura-grosor última vuelta	1,9	1,9	1,8
Diámetro-altura última vuelta	2,5	2,6	2,4
Diámetro máximo-diámetro depresión umbilical	2,9	2,8	2,8

Paraceratites villaltae nov. sp.

Lám. II, figs. 1, 2; lám. I, figs. 4, 5.

Creemos que corresponde a una nueva especie un lote de ejemplares (14) en excelente estado de conservación que procede de los yacimientos del Gorg Negre de Centelles (4), El Farell (6) y Olesa de Montserrat (4) (Col. Geol. Univ. Barcelona).

La concha es ligeramente ovalada, debido al rápido crecimiento de las vueltas de espira; éstas tienen una sección transversal ovoide, con el vértice agudo colocado en la dirección del ombligo, y su diámetro máximo a 4/5 de la altura a contar de la depresión umbilical. Este carácter, que lo distingue fácilmente de las restantes especies anteriormente descritas, lo aproxima por el contrario a *C. antecedens*, pero en este último los flancos son menos abombados y en las formas adultas su sección tiene un aspecto rectangular. (Fig. 53, n.° 7 *a* y *b*.)

La ornamentación está constituída por costillas, en número de 15 a 18 por vuelta de espira, poco prominentes y con cresta cortante, rectilíneas y dispuestas radialmente. Alguna de ellas se bifurcan a partir del centro del flanco y presentan en el punto de bifurcación un pequeño nódulo. Todas las costillas forman en su terminación dorsal una

serie de nódulos cónicos y agudos, en número de unos 25 por vuelta, mientras que junto a la porción umbilical las costillas se atenúan progresivamente, terminando por borrarse.

Así, por la ornamentación se distingue de *C. antecedens*, que presenta igualmente costillas bifurcadas, pero ligeramente curvadas y formando en la región final de la cámara de habitación una serie de repliegues y ondulaciones. Recuerda más bien a varias formas alpinas, como *P. wintervottomi* Salter, del Anisiense del Himalaya (Spath, 1934, p. 441, lám. XVII, fig. 7 *a* y *b*) y a *P. binodosus* Auer. (Mojsisovics, 1882, p. 19, lám. XI, figs. 1 a 5).

Otra de las características que permiten apreciar mejor el carácter intermedio del *P. villaltae* entre las formas de facies germánica y facies alpina es el desarrollo del disco (relación entre la altura de la última vuelta de espira y el diámetro total). En *C. antecedens* oscila entre un 44 y 47 %, en *P. villaltae* entre el 50 y 55 %, y en las formas alpinas es siempre superior al 55 %.

La depresión umbilical es bastante más estrecha que en *C. antecedens*, pero más amplia que en *P. binodosus*; la involución oscila entre el 75 y el 80 % aproximadamente, igual a las de las formas alpinas, mientras que en *C. antecedens* es siempre inferior al 70 %.

El borde bucal, como ocurre en la inmensa mayoría de los paraceratítidos españoles, está incompleto. La cámara de habitación ocupa la mitad de la primera vuelta, mientras que en *C. antecedens* es siempre mayor de un 60 %.

La línea de sutura, perfectamente visible, es muy característica, siendo más estrecha que en *C. antecedens* y los Paraceratites alpinos, y muchísimo menos denticulada que en estos últimos. Las sillas son más anchas que los lóbulos. La primera silla auxiliar es ancha y poco profunda y está contenida en su mayor parte en los flancos. Este carácter general a todas las formas del Muschelkalk inferior lo aproxima a *C. antecedens*. (Fig. 53, n.° 13.)

Lo típico de *P. villaltae*, y que permite separarlo de la forma germánica, es el hecho de tener la segunda silla lateral más ancha que la primera y que la auxiliar; esto se observa también en los Paraceratites alpinos, pero en ellos la primera silla auxiliar es alta y estrecha, al revés que en *P. villaltae*.

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo 1.°*	*2.°*	*3.°*	*4.°*
Diámetro total	51	49	52	54
Altura última vuelta	22	20,4	20	23
Grosor última vuelta	15,5	14,2	13,3	16
Diámetro depresión umbilical	13,7	13,4	15,3	15,5
Altura-grosor última vuelta	1,5	1,5	1,5	1,5
Diámetro-altura última vuelta	2,3	2,5	2,5	2,3
Diámetro total-depresión umbilical	3,7	3,7	3,4	3,6

El problema de **Ceratites antecedens** Beyr.

La evolución convergente que se observa entre los ceratítidos del Muschelkalk inferior de la cuenca catalana y los del Muschelkalk superior germánico existe también en el sur de Francia, en Cerdeña e incluso en ciertas zonas de la propia cuenca germánica. Este hecho ha planteado el que podríamos llamar el problema del *C. antecedens*. Esta especie fue creada por Beyrich (1858, lám. IV, fig. 4; 1867, p. 312, lám. IV, fig. 3) para algunas formas del Muschelkalk inferior germánico, actualmente perdidas y cuyo yacimiento exacto es desconocido. Posteriormente este nombre ha sido empleado para designar formas muy diferentes, hasta el punto que algunas de ellas corresponden al Muschelkalk superior (Schmidt, 1907, p. 533).

La extraordinaria variabilidad de esta especie es advertida por el propio Schmidt (1934), cuando, al estudiar el complejo problema que plantea la sistematización de los Ceratites del Muschelkalk inferior germánico, llega a la conclusión que pueden agruparse como una única especie

con el nombre de *C. antecedens* Beyrich. Aunque esta especie es admitida como tal en el «Fossilium Catalogus», consideramos que abarca en realidad un cierto número de especies diferentes y que podría homologarse bajo este aspecto con el género *Paraceratites* de Spath (1934). Es posible que cuando se disponga de un mayor número de ejemplares procedentes del Trías inferior germánico sea comprobado este hecho.

A pesar de todo, y no obstante su gran variabilidad, los caracteres asignados a *C. antecedens* la separan fácilmente de las seis especies conocidas del Trías catalán, como ya había reconocido el propio Schmidt (1932 y 1935). Por ello consideramos que ninguno de los ejemplares del Trías catalán debe ni puede referirse a *C. antecedens* Beyr.

Esta opinión parece estar en abierta oposición con la sustentada por los diversos geólogos que han estudiado el Trías catalán, y expresada también por nosotros mismos en anteriores publicaciones. En efecto, abundan en las listas faunísticas de los diversos yacimientos, las citas de *C. antecedens*. Así, Bataller y Guerin (1930, p. 81), Schmidt (1957, p. 4), Llopis (1947, p. 50) y Virgili (1954, p. 706, y 1955, p. 46) lo citan en Olesa de Montserrat; Llopis (1942, p. 18, y 1947, p. 50), en el Gorg Negre de Centelles y en El Farell (Llopis, 1947, p. 50; Instituto Geológico, 1947).

Sin embargo, hay que tener en cuenta que los geólogos españoles utilizan el nombre de *Ceratites antecedens* no con un valor específico, sino en un sentido mucho más amplio, que tiende a indicar que las formas españolas están relacionadas con las del Muschelkalk inferior germánico. Considerando así que este nombre es casi un sinónimo de *Paraceratites* y por ello nada se puede objetar a las determinaciones anteriormente citadas.

Familia ..... Beyrichitidae, Spath.
Género ..... Beyrichites, Wagner, 1897.

Beyrichites cognatus (Wagner).

Lám. IV, figs. 1, 2.

1891. Wagner, R.—Weber einige Versteinerungen des uteren Muschelkalk von Jena Zeitsch, d. Deut. Geol. Gesellschaft, página 898, lám. XLIX, fig. 6.

Atribuímos a esta especie dos fragmentos que proceden de las dolomías grises, correspondientes a la parte alta del Muschelkalk inferior en el yacimiento de El Farell (Caldas de Montbuy).

Uno de ellos permite observar la depresión umbilical, que es muy pequeña y deprimida, así como la sección de la concha, que es muy estrecha, la fuerte quilla y las típicas líneas de sutura. Éstas están muy apretadas y poseen siete lóbulos, de los cuales los dos o tres primeros (carácter que varía de una línea a otra) son denticulados (Fig. 54, n.º 2 *a* y *b*.)

Las dimensiones de los ejemplares son:

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo....*	*Ejemplar n.º 1 ...*	*Ejemplar n.º 2...*
Diámetro máximo	?	26,4	28
Altura de la última vuelta	16	16,9	16,7
Grosor máximo de la última vuelta .	?	5,2	?

Los ejemplares españoles son idénticos al ejemplar descrito por Wagner, que es muy defectuoso y procede del «Schawmkalk» (parte alta del Muschelkalk inferior) de Rosenthal, cerca de Zwatzen (colecciones de la Universidad de Göttingen).

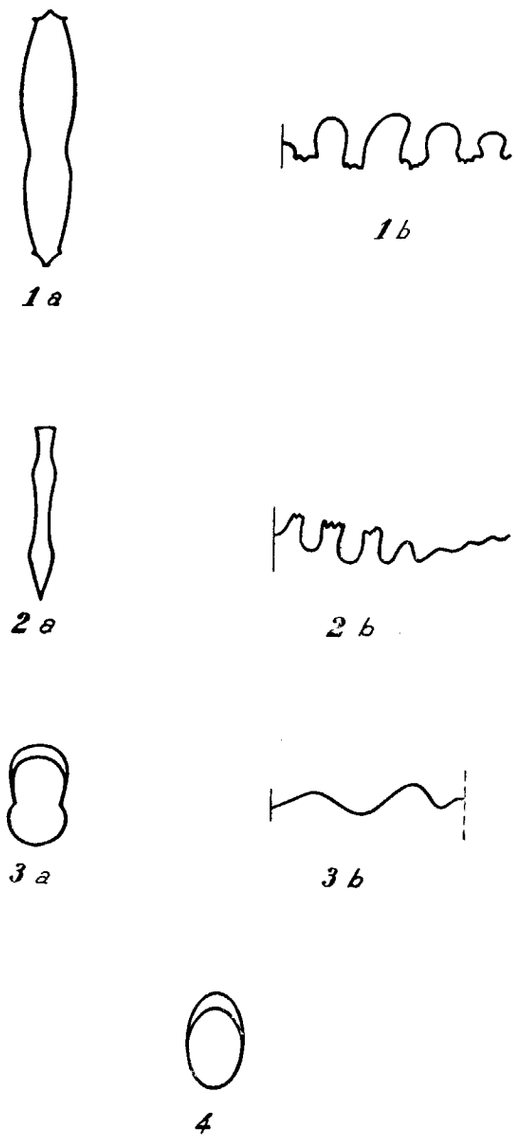


Fig. 54.

1 a-b.—*Hungarites pradoi* Mojs. Sección transversal y línea de sutura. Musch. sup., Camposines.
2 a-b.—*Beyrichites cognatus* Wagner. Sección transversal y línea de sutura. Musch. inf., El Farell (Caldas de Montbuy).
3 a-b.—*Nannites bittneri* Mojs. Sección transversal y línea de sutura. Musch. sup. Begues.
4 a-b.—*Nannites* cf. *fugax* Mojs. Sección transversal. Musch. superior, Begues.

Wagner, teniendo en cuenta su sección, muy estrecha y aquillada, lo atribuyó al género *Beneckeia*, si bien hace notar que la línea de sutura es algo diferente de las restantes especies de este género. Posteriormente, Philippi (1903, p. 38, fig. C), reproduce el mismo ejemplar de Wagner, colocándolo en el género *Ptychites*. M. Schmidt (1928, p. 289), rectifica la situación genérica situándolo definitivamente en el género de *Beyrichites*, cosa que admite Kutassy en el «Fossilium Catalogus» (1933). El nombre de *Ptychites cognatus* es inválido no sólo por la errónea clasificación genética, sino también porque existía ya otro *Ptychites cognatus* Oppel, completamente diferente (Diener 1882, p. 247).

El género *Beyrichites* es característico del Anisiense en los Alpes, Balcanes, Himalaya, Japón, Estados Unidos, etc., o sea en aquella zona donde el Trías presenta facies alpina.

Los ejemplares por nosotros estudiados fueron ya citados con el nombre de *Beyrichites* cf. *cognatus* en la memoria explicativa del mapa geológico correspondiente a esta zona (Instituto Geológico, 1948) (Col. Geol. Univ. Barcelona) y, al igual que el ejemplar tipo de Wagner, proceden de la parte alta del Muschelkalk inferior, contemporáneo al Anisiense de Zwatzen.

Género ..... Hungarites, Mojs., 1879.

Hungarites pradoi (D'Archiac).

Lám. IV, figs. 3, 4.

1860. *Ceratites pradoi* d'Archiac. –Histoire des progrés de la Geologie, t. VII, p. 260.
1868. *Ceratites* cf. *strombecki* Neumayr. – Versteinerungen der spanischen Trias in der Verneuilschen Sammlung. Verhandl. der K. K. Geol. Reichsandstalt, p. 349.
1868. *Ceratites pradoi* Neumayr. – Ibid.

1890. *Ceratites pradoanus* Vern.—Mallada; Sinopsis de los fósiles encontrados en España. Terreno triásico. Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España, t. VII, p. 244.

1881. *Hungarites pradoi* E. v. Mojsisovics. - Ueber die Cephalopoden. Fauna del Trias - Schichten von Mora d'Ebro in Spanien. Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, p. 106.

Esta especie es extraordinariamente abundante en el yacimiento de Camposines (Mora de Ebro), siendo no obstante; muy difícil encontrar ejemplares bien conservados.

Poseemos un individuo de 52 mm. de diámetro que permite observar una serie de caracteres que no son visibles ni en el ejemplar tipo de Mojsisovics (1881, p. 106), ni en los de Mallada (1890, p. 244) (Col. Inst. Geol. Minero), ni en los ejemplares fragmentarios descritos por Schmidt (1935, p. 206, fig. 54).

En nuestro ejemplar son perfectamente visibles las débiles costillas falciformes que caracterizan esta especie, pero no los tubérculos y engrosamientos a que Mojsisovics se refiere, a pesar de su perfecto estado de conservación,

Resulta curioso que este autor observe estas esculturas únicamente en ejemplares fragmentados, y según indica «deformados por la presión», y como sea que en ellos no es visible la línea de sutura y tienen un tamaño mayor que cualquiera de los ejemplares que con seguridad pueden atribuirse a esta especie, creemos que no pertenecen a Hungarites, sino muy probablemente a *Protrachyceras vilanovae*.

Tanto la línea de sutura como las quillas dorsal y laterales son perfectamente visibles y concuerdan exactamente con la descripción de este autor. (Fig. 54, 1 *a* y *b*.)

Las dimensiones del ejemplar tipo y del que describimos son:

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo de Mojsisovics*	*Ejemplar figurado*
Diámetro total	54	52
Altura de la última vuelta	28	26,3
Grosor de la última vuelta	13	12
Diámetro depresión umbilical	5	4,5

Hasta el presente, la única localidad conocida de esta especie es el yacimiento de Camposines, de donde lo citan Mojsisovics (1881), Mallada (1880), Palacios (1898), Wurm (1913) y Schmidt (1935).

Bofill (1898) atribuye a esta especie unos ejemplares procedentes del yacimiento de la estación de Olesa de Montserrat, que pertenecen al Muschelkalk inferior y que en realidad corresponden al género *Paraceratites,* como hemos indicado anteriormente.

Hungarites cf. **yatesi** Hyat y Schmidt.

Wurm (1913, p. 567, lám. XIX, fig. 1 *a* y 1 *b*), atribuye a esta especie dos fragmentos de cefalópodo procedente del yacimiento de Camposines (Mora de Ebro) y que por sus características se distingue perfectamente del *H. pradoi* Mojs. típico de este yacimiento, pues su tamaño es mucho menor, la forma más comprimida, las esculturas menos desarrolladas y las líneas de crecimiento más sencillas.

En los ejemplares que poseemos procedentes del mismo yacimiento, se observa una serie de tránsitos intermedios entre el típico *H. pradoi* y la forma que Wurm describe como *H.* cf. *yatesi* Hyat. Todo ello nos induce a pensar que las formas descritas como *H.* cf. *yatesi* son en realidad ejemplares jóvenes de *H pradoi* Mojs.

Superfamilia. TRACHYCERATACEAE
Género ..... TRACHYCERAS.
Subgénero .. PROTRACHYCERAS, Mojs.

Protrachyceras hispanicum Mojs.

Lám. V, figs. 4, 5, 6.

1868. Neumayr, N.—Vereteinerungen der spanischen Trias in der Verneuilschen Sammlung. Verhandl. der K. K. geol. Reichsanstalt p«g. 349 *(Ceratites binodosus)*.

1881. Mojsisovics, E. v.—Über die Cephalopoden-Fauna der Trias-Schichten von Mora d'Ebro in Spanien. Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanstals, p. 105.

Hemos tenido ocasión de estudiar catorce ejemplares procedentes del yacimiento de Camposines (Col. Seminario Barcelona, Inst. Geol. y Minero y Geol. Univ. Barcelona), un ejemplar procedente del camino de la Torre de Fontaubella a Coll de Jou, otro del Pradell y dos del Ullal de Alfara (Col. Seminario Barcelona) y, por último, dos de un nuevo yacimiento situado en las cercanías de Castellvell, en las proximidades de Reus (Col. Geol. Univ. Barcelona). Este abundante material nos ha permitido reconocer las características de esta especie, así como completar las descripciones dadas anteriormente por Mojsisovics (1881, p. 105 y 1882, p. 123) y Schmidt (1935, p. 112-114, lám. VI, fig. 10-16), principalmente en lo que a la línea de sutura se refiere.

La ornamentación, que se conserva perfectamente en uno de los ejemplares procedentes de Camposines, es robusta. Consta de una fila de nódulos umbilicales muy desarrollados y en número de once por vuelta, de los cuales parten costillas ligeramente incurvadas y bifurcadas sobre las que aparecen tres filas concéntricas de tubérculos bien individualizados en la zona de la cámara de habitación y que se borran progresivamente en las primeras vueltas de espira. Según Schmidt (1935, p. 113), esta disposición

de los elementos que constituyen la ornamentación demuestran una mayor adaptación a la vida bentónica. En la región dorsal se observan dos filas de pequeños tubérculos que se extienden sobre toda la concha en los márgenes de un amplio surco dorsal. La sección transversal es ovalada y en ella el diámetro menor equivale a los 4/5 del mayor. (Fig. 55, n.° 1 *a* y *b*.)

Las líneas de sutura, poco visibles en los ejemplares estudiados por Mojsisovics y Schmidt, se caracterizan, como puede observarse en la figura adjunta, por tener el primero lóbulo lateral más desarrollado que el segundo y fuertemente denticulado. El lóbulo exterior posee la depresión media indicada por Schmidt y el primer lóbulo auxiliar es largo y bajo.

Las dimensiones, tomadas en los dos ejemplares de tamaños extremos, a fin de comprobar la constancia de las relaciones entre las diversas medidas, son las siguientes:

Dimensiones en mm.	*Ejemplar de Mojsisovics*	*Ejemplar de Mora de Ebro*	*Ejemplar de la Torre*
Diámetro	30	29	14
Altura última vuelta	14,50	14	»
Grosor última vuelta	8	9	4
Diámetro depresión umbilical	6	6,5	3
Diámetro-altura última vuelta	2	2,1	2
Altura-grosor última vuelta	1,8	1,6	1,8
Diámetro total-diámetro depresión umbilical	5	4,4	4,7

Protrachyceras ibericum Mojs.

Lám. V, figs. 7, 8.

1881. Mojsisovics, E. v.—Über die Cephalopoden-Fauna der Trias-Schichten von Mora d'Ebro in Spanien. Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanstalt, p. 105.

Esta especie es, como los restantes *Protrachyceras*,

extraordinariamente abundante en el yacimiento de Camposines, único lugar en que ha sido citado y en el que nosotros lo hemos hallado. No obstante su abundancia, es muy difícil obtener ejemplares en perfecto estado de conservación.

Difiere de los restantes *Protrachyceras* por tener la sección mucho más aplastada, con los flancos casi paralelos y la máxima anchura situada en la parte central. Un detalle muy visible en nuestros ejemplares, y no reseñado por Mojsisovics, es la presencia de una depresión o surco situado sobre los flancos, que corre paralelamente al borde dorsal a poca distancia del mismo.

La ornamentación está formada por una fila de tubérculos umbilicales que se alargan hacia el dorso, dando lugar a pequeñas crestas. En nuestros ejemplares hemos podido comprobar que en el resto de la concha no existen «las posibles» costillas que suponía Mojsisovics, creyendo que habían desaparecido en el único ejemplar de que disponía. Los tubérculos umbilicales alcanzan algunas veces un desarrollo extraordinario; así, en un pequeño ejemplar, la altura de estos tubérculos supera al espesor máximo del oxicono. En el dorso existen dos filas de pequeños tubérculos separados por un pequeño surco central. (Fig. 55, n.° 3 *a*.)

La línea de sutura es, en nuestros ejemplares, idéntica a la descrita por Mojsisovics (op. cit.) como puede comprobarse con la comparación de ambos esquemas. (Fig. 55, n.° 3 *b*.)

Mallada y Mojsisovics no dan ningún dato sobre las dimensiones a este respecto de esta especie. Los valores observados en el ejemplar mejor conservado que poseemos son los siguientes:

Diámetro total	55	mm.
Altura última vuelta	18	mm
Grosor última vuelta	4,5	mm.
Diámetro de presión umbilical...	5	mm.

Esta especie ha sido citada en el yacimiento por Mojsisovics, Mallada y Schmidt, pero es fácil comprobar que los dos ejemplares descritos por Schmidt (1935, p. 122-124, lám. VI, fig. 18-19), uno de los cuales fue recogido por Teichmüller, y el otro procedente de la colección Philippi, son muy diferentes del ejemplar tipo descrito por Mojsisovics y de los estudiados por nosotros. En efecto, poseen una amplia depresión umbilical y la ornamentación está constituída por robustas costillas radiales; también las líneas de sutura son muy diferentes. Por todo ello creemos que corresponden probablemente a *P. batalleri* n. sp. y *P. hispanicum*.

Protrachyceras vilanovae d'Archiac.

Lám. V, figs. 1, 2.

1860. D'Archiac.—Histoire des progrès de la Gèologie, t. VIII, p. 260. *(Ceratites vilanovae)*.

1868. Neumayr.—Versteinerungen der spanischen Trias in der Verneuilschen Sammlung. Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt, p. 349 (*Ammonites* aff. *furcatus* Munster).

1880. Mallada, L.—Sinopsis de los fósiles encontrados en España» Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, t. VII, p. 243 *(Ceratites vilanovae)*.

1881. Mojsisovics, E. v.—Über die Cephalopoden-Fauna der Trias-Schichten von Mora d'Ebro in Spanien. Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, p. 105 *(Trachyceras vilanovae)*.

Esta especie puede ser considerada por todos sus caracteres como una forma intermedia entre *P. hispanicum*, y *P. ibericum*. Generalmente la ornamentación es de tipo nodoso, pasando algunas veces al tipo acostillado, y la línea de sutura presenta un grado de complejidad intermedio entre ambas formas, así como su sección transversal, que no es tan globulosa como en *P. ibericum*, ni tan aplastada como en *P. hispanicum*. Un carácter diferencial

parece ser su mayor tamaño, que supera excepcionalmente los once centímetros.

Hemos tenido ocasión de estudiar ocho ejemplares que proceden del yacimiento de Camposines (Col. Seminario Barcelona y Col. Geol. Univ. Barcelona). Por haber sido descrita y figurada reiteradamente (Mojsisovics, 1881, p. 120, lám. XXXII; 1882, p. 105; Bataller y Guerin, 1930, lám. IV, fig. 4, y lám. V, fig. 1; Schmidt, 1932, p. 223-232, lám. 6, y 1935, p. 112, lám. XI, fig. 8 y 9) nos limitaremos a reseñar aquí brevemente los principales caracteres, y principalmente los que se desprenden de la línea de sutura, poco visible en los ejemplares descritos por Mojsisovics y Schmidt, y muy visible en un ejemplar, el mismo descrito por Bataller (1950, p, 3) (Col. Seminario Barcelona).

La depresión umbilical es pequeña y la sección transversal del oxicono subrectangular. La ornamentación consta de una corona umbilical de fuertes espinas, en número de 9 por vuelta, y dos filas de tubérculos sobre los flancos (en vez de tres como en *P. hispanicum*). Junto al dorso existe otra fila de tubérculos menos desarrollados. Las espinas umbilicales, menos marcadas en los ejemplares jóvenes, como ya indica Schmidt, están unidas por costillas irregulares. (Fig. 55, n.° 2 *a* y *b*.)

La línea de sutura, como puede apreciarse por el esquema adjunto, se caracteriza por tener el segundo surco lateral muy desarrollado y algo denticulado.

Las dimensiones son:

Dimensiones en mm.	*Ejemplar de Mojsisovics*	*Ejemplar Dr. Bataller*	*Ejemplar descrito*
Diámetro	80	60	63
Altura última vuelta	39	28	29
Grosor última vuelta	30	12	14
Diámetro depresión umbilical	24	14	12

Protrachyceras batalleri nov. sp.

Lám, V, figs. 7, 8.

Atribuímos a una nueva especie una serie de ejemplares procedentes en su mayoría del ya clásico yacimiento de Camposines, en donde se encuentra asociada a las formas que hemos citado anteriormente y otros procedentes de un nuevo yacimiento situado junto a la fuente del Ullal, valle del Alfara, que corresponde al mismo nivel estratigráfico que el yacimiento anteriormente citado y van asociados a *Protrachyceras vilanovae* y *P. hispanicum*.

El ejemplar tipo de esta especie procede del yacimiento de Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona). Otros ejemplares pertenecen también a dicha colección y a la del Seminario Conciliar de Barcelona, cuyo director, el Dr. J. R. Bataller, ha tenido la amabilidad de cedérnosla para su estudio, amabilidad que le agradecemos dedicándole esta nueva especie, para la cual proponemos el siguiente diagnóstico:

Concha relativamente pequeña (9,2 mm. de diámetro) con una amplia depresión umbilical cuyo diámetro es ligeramente superior a la anchura de las vueltas de espira. Los flancos, bastante abombados, presentan costillas radiales, muy regulares, lisas y rectas, en número de unas treinta por vuelta, que terminan hundiéndose en la depresión umbilical, en donde dan lugar a pequeños tubérculos; también en la porción dorsal se forman tubérculos cónicos y bien destacados en la terminación de las costillas El dorso es relativamente estrecho, no correspondiéndose los tubérculos de un lado con los de otro, sino que unos quedan entre los intervalos de los otros. Este carácter los separa fácilmente de *P. vilanovae*.

Teniendo en cuenta que el diámetro máximo es de 9,2 mm. y la anchura de la última vuelta de 4 mm., la relación que existe entre ambos es igual a 2,3, muy supe-

rior a la que presentan los restantes *Protrachyceras* del mismo nivel. También la relación altura-anchura de las vueltas es muy característica, siendo su valor 1,3. La máxima anchura de las vueltas, que en la zona más próxima al reborde bucal es 3,1 mm., está situada aproximadamente en la parte central de la vuelta. Los flancos son relativamente abombados, ya que la relación entre la anchura del dorso y el máximo espesor de la vuelta es 3,5.

Es también interesante la relación entre la anchura de la fila de tubérculos dorsales y la del surco que queda comprendido entre ambos; la anchura de cada fila de tubérculos representa algo más del 50 % de la anchura dorsal. Esto explica perfectamente la disposición al «tresbolillo» que adoptan los tubérculos, así como la pequeña y sinuosa depresión que queda entre ellos. En realidad, casi no puede hablarse de surco dorsal.

A pesar de la conservación de la concha, la línea de sutura es perfectamente visible, caracterizándose por tener la segunda silla más desarrollada que las restantes, siendo todos los elementos, como puede verse en la figura adjunta, más anchos que altos. (Fig. 55, n.° 4.)

Por todas estas características, esta nueva especie pertenece al grupo de *Protrachyceras furcatus* (Munster) (Mojsisovics, 1882, p. 110, lám. XXIV), constituídos por formas pequeñas y acostilladas. La forma española se distingue claramente de *T. furcatum* por su mayor depresión umbilical y dorso menos aquillado. La especie alpina tiene además las costillas curvadas y a veces bifurcadas. Por su ornamentación recuerda mejor a *T. langobardicum* Mojs., de la que se distingue sin embargo por las restantes características.

Creemos que también pertenecen a esta especie el ejemplar reproducido por Schmidt (Schmidt, 1936, lám. VI, número 11), procedente de Covas Veyas (Menorca) y que el autor atribuye a *Protrachyceras hispanicum* Mojs., y el atribuído a *P. hermitei* Schmidt (1936, lám. VI, n.° 20); las diferencias entre estas especies y *P. batalleri* son suficientemente marcadas (falta de ornamentación tuberculada,

líneas de sutura, depresión umbilical...) para que estos ejemplares no puedan ser considerados como ejemplares juveniles de *P. hispanicum* y *P. hermitei*. Además, todos los ejemplares de esta nueva especie que poseemos tienen diámetro máximo comprendido entre 8 y 9 mm., siendo sus caracteres muy constantes, y no se aprecia en ningún caso estados intermedios entre ellos y *P. ibericum* y *P. hermitei*.

Protrachyceras cf. ***steimmani*** Mojs.

1882. Mojsisovics, E. v. – Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhand. der K. K. Geol. Reichsans., t. 10, p. 109, lámina LXXXI.

Con toda clase de reservas atribuímos a esta especie una serie de ejemplares procedentes de las calizas con *Daonella* de la base del Muschelkalk superior. Unos proceden del yacimiento de Camposines (Mora de Ebro), en la región sur de los Catalánides, y otros del yacimiento de Begues, en el valle del Llobregat.

Todos los ejemplares que disponemos están bastante mal conservados y ninguno permite observar la línea de sutura, que tampoco es visible en el ejemplar tipo. Por estar todos ellos incluídos en la roca no son visibles tampoco ni su grosor ni la forma de quilla. Algunos conservan la concha, lo que permite observar la típica ornamentación de esta especie, que se caracteriza por tener la depresión umbilical muy amplia, rodeada de una fila de tubérculos bien desarrollados; los flancos son muy aplanados y en ellos se observan tres filas equidistantes de tubérculos poco prominentes, unidos entre sí por finas costillas falciformes. También en el dorso se advierte una fila de tubérculos.

Esta especie pertenece al Ladiniense inferior, zona del *Trachyceras archelaus*, o sea al mismo nivel que los *Nan-*

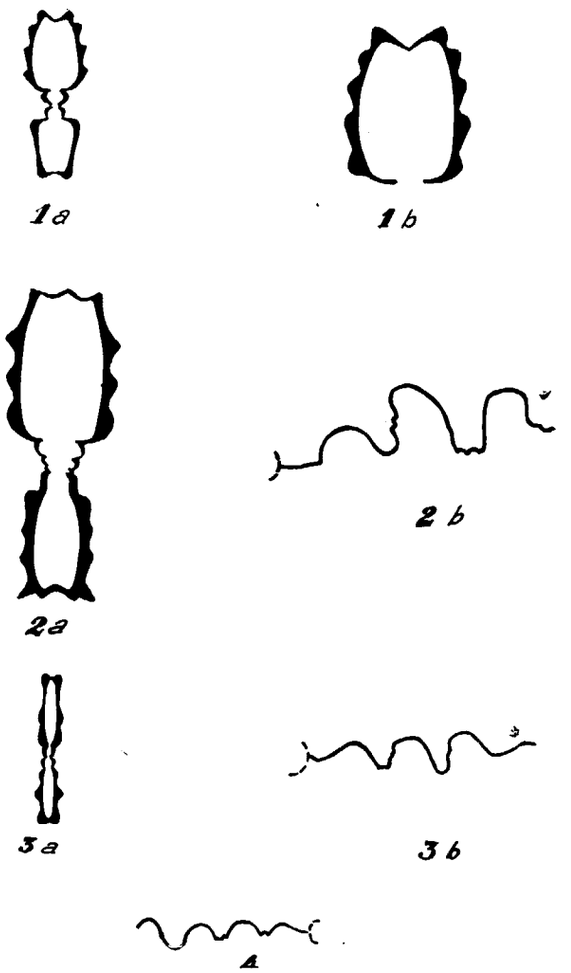


Fig. 55.

1 a-b.—*Protrachyceras hispanicum* Mojs. Sección transversal.
2 a-b.—*Protrachyceras vilanovae* d'Archiac. Sección transversal y línea de sutura.
3 a-b.—*Protrachyceras ibericum* Mojs. Sección transversal y línea de sutura.
4.—*Protrachyceras batalleri* nov. sp. Línea de sutura.
Todos ellos del Muschelkalk superior de Camposines.

nites y *Daonella,* fósiles con los que en ambos yacimientos se le encuentran asociado; siendo hasta el momento desconocida en el Triásico de la Península Ibérica (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Dimensiones en mm.	*Ejemplar de Mojsisovics*	*Ejemplar de Camposines*
Diámetro	59	42
Altura de la última vuelta	30	23
Anchura de la última vuelta	15	?
Diámetro umbilical	13	7,2

Protrachyceras sp.

Además de las especies descritas anteriormente, existen en nuestras colecciones una serie de fragmentos indeterminables específicamente, muchos de los cuales proceden de nuevas localidades que hasta el momento no han proporcionado ejemplares clasificables; estos yacimientos se ubican en el sector central: proximidades de Castellvell y trinchera de la pista militar junto al kilómetro 488 de la carretera de Alcolea, en el afloramiento de Falset-Pradell.

Creemos de interés estas nuevas localidades teniendo en cuenta que las capas que los contienen constituyen un magnífico horizonte guía que contribuye a aclarar la estratigrafía de esta zona.

Superfamilia. PRYCHITACEA, Mojs.
Género..... NANNITES, Mojs., 1882 (Incerta cedis).

Este género fue citado por primera vez en Cataluña (Llopis, 1947) en el yacimiento de Begues (provincia de Barcelona). Los ejemplares por nosotros estudiados son los mismos que fueron citados por dicho autor y nos han sido cedidos para su estudio.

La presencia de este género, que está únicamente representado por dos especies, una de ellas dudosa, es extraordinariamente importante, ya que permite relacionar la serie triásica catalana con la de Menorca, en cuyo Trías Schmidt (1935) señala también este género. Además es un argumento importante a favor de una intensa relación entre el Trías español y el de la cuenca alpina y en contra del pretendido carácter germánico de la zona septentrional de la cuenca catalana. En efecto, estas formas proceden de la banda triásica que se extiende junto al Llobregat, casi en el límite NW. de los afloramientos triásicos de los Catalánides.

Schmidt describe, procedente del yacimiento de Covas Veyas (Menorca), *N. mambrini, N. pinguis* y *N. capucinus,* las cuales son globulosas y poseen una marcada ornamentación, caracteres que las separan de las que a continuación describimos.

Nannites bittneri Mojs.

Lám. IV, fig. 2.

1881. Mojsisovics, E. v. — Die Cephalopoden der mediterranen Trias provinz. Abhand. der K. K. Geol. Reichsanst., t. 10, p. 264, lám. XXXIV, fig. 11.

Corresponden a esta especie cuatro ejemplares, cuyo

diámetro es 8,7, 7,4, 6 y 5,2 mm., respectivamente, procedentes de los niveles de calizas dolomíticas con *Daonella* del yacimiento de Santa Eulalia, Begues (provincia de Barcelona) (Col. Geol. Univ. de Barcelona).

Como el tipo de Mojsisovics (op. cit.), nuestros ejemplares son muy abombados y tienen una sección ovalada, la depresión umbilical es muy estrecha y profunda, la superficie de la concha es lisa y no se observan líneas de crecimiento a pesar de estar la concha perfectamente conservada y cuyo espesor es de 0,3 a 0,4 milímetros.

La línea de sutura es, como puede deducirse del esquema adjunto, análoga a la que presenta el ejemplar descrito por su autor. (Fig. 54, n.° 3 *a* y *b*.)

Dimensiones en mm.	*Ejemplar tipo (Mojsisovics)*	*Ejemplar n.° 1*	*Ejemplar n.° 2*	*Ejemplar n.° 3*	*Ejemplar n.° 4*
Diámetro máximo.	10	8,7	7,4	6	5,2
Altura de la última vuelta	5	4,6	3,8	3	2,4
Grosor de la última vuelta. ..	5	4,4	3,7	3	?
Diámetro de la depresión umbilical	1	0,8	0,7	0,6	?
Ultima vuelta-diámetro máximo-altura	2	1,89	1,95	2	2,17
Altura-grosor última vuelta	1	1,04	1,02	1	?

Nannites bittneri Mojs. corresponde a la zona de *Trachyceras archelaus,* y más exactamente a los niveles de calizas con *Daonellas* de las capas de Wegen, o sea a la parte alta del Trías medio de facies alpina. Esta posición concuerda perfectamente con la edad que asignamos a las capas calizas que lo contienen en la zona de Begues. Además, también en esta región se presentan los *Nannites* asociados a las *Daonellas.*

Nannites cf. *fugax* Mojs.

1882. Mojsisovics, E. — Die Cephalopoden des mediterranen Trias provinz. Abhan. der K. K. Geol. Reichsanst., t. 10, p. 211, lám. XXXIX, fig. 10.

Esta especie se separa de la anterior, no sólo por su mayor tamaño, sino principalmente por tener la sección transversal fusiforme en vez de ovalada, o sea con el máximo grosor correspondiendo precisamente a la región umbilical. Además, en *N. bittneri* la relación entre la altura y la anchura de cada vuelta es aproximadamente igual a la unida, mientras que en *N. fugax* es mucho mayor. (Fig. 54, n.° 4.)

La línea de sutura de esta especie es muy próxima a la de *N. bittneri,* pero el surco externo es más alto y el primer lóbulo lateral algo más ancho. Los ejemplares que poseemos están fosilizados por calcita en cristales bastante grandes. La concha, casi destruída, tiene de 0,2 a 2,4 milímetros. Las líneas de sutura no son visibles, por lo cual consideramos poco precisa la determinación.

Dimensiones en mm.	*Datos de Mojsisovics*	*Ejemplar*
Diámetro	13	17,9
Altura de la última vuelta	7	9,3
Grosor de la última vuelta	8	10 aprox.
Anchura umbilical	1	1,6

Los ejemplares que atribuímos a esta especie proceden del mismo yacimiento y nivel que los anteriores.

La significación y posición estratigráfica de *N. fugax* es también análoga a la de *N. bittneri.*

Nautilus.

Este género ha sido citado varias veces en el Trías de los Catalánides, siempre a base de ejemplares muy fragmentarios y cuya determinación no ofrecía ninguna seguridad. Como ya hemos indicado al describir los restantes géneros de cefalópodos, consideramos que tales citas corresponden en realidad a moldes internos de *Trachyceras* y *Paraceratites.*

Mallada, en la «Sinopsis de las especies fósiles de España» (1880, p. 3), dice haber hallado «un fragmento de Nautilus», que sospecha corresponde a *N. bidorsatus* Schlot., en el yacimiento de Camposines. Este mismo autor, en la «Explicación del Mapa Geológico de España» (1902, p. 173), se refiere a otro *Nautilus* «parecido» a *N. langobardigus* Mojs., procedente de la sierra de Sant Geroni, en las proximidades de Camposines. También Wurm (1913) cita *Nautilus* sp. procedente de este mismo yacimiento.

Almera (1890), al referirse a los niveles calizos del supuesto Keuper de la zona de Corbera, Vallirana y Begues, indica que contienen «una especie de Nautilus», pero sin indicar la localidad exacta. Dicha cita es recogida por Mallada (1902, p. 121).

4. Lamelibranquios

Clase..... Lamellibranchiata.
Orden..... Taxodonta.
Suborden... Ctenodonta.
Familia..... Nuculidae.
Género..... Nucula, Lamarck.

Nucula goldfussii (Alberti).

Lám. IX, figs. 3, 4.

1838. Alberti, F. v., in Goldfuss.—Petrefacta Germaniae, p. 152, lámina CXXIV, fig. 13.

Poseemos de esta especie seis ejemplares procedentes del yacimiento de Centelles y uno del de Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona), y presentan los caracteres típicos de esta especie que indican Walther (1906), Assmann (1915) y Schmidt (1928):

Concha de forma triangular, casi equilátera en los ejemplares de Centelles y un poco alargada transversalmente en el de Camposines y en el figurado por Wurm (1913, lám. XIX, fig. 10), que procede de este mismo yacimiento. El gancho es robusto y está situado aproximadamente en el centro del borde superior y fuertemente dirigido hacia la parte anterior. La superficie de la concha es fuertemente abombada y está recubierta de finas líneas de crecimiento. Nuestros ejemplares tienen una longitud que oscila entre 5 y 9 mm. y una altura comprendida entre 4 y 6,5 mm.

La extensión estratigráfica de esta especie es muy amplia y comprende la totalidad del Trías medio, tanto en las zonas de facies alpina como en la germánica (Diener, 1923; Kutassy, 1931).

La única cita de esta especie en el Trías de los Catalánides se debe a Wurm (op. cit.), que la señala en el yacimiento de Camposines; a ella podemos añadir hoy el yacimiento de Gorg Negre de Centelles, que corresponde al Muschelkalk inferior.

Nucula subcuneata.

1849. d'Orbigny.—Prodome, I, p. 175, 199.

Atribuímos a esta especie un ejemplar procedente del yacimiento situado en el Km. 488 de la carretera de Reus a Falset, en las cercanías de El Pradell (Col. Geol. Univ. Barcelona), y otros que proceden del yacimiento de San Gregori, junto a Camposines (Col. Inst. Geol. Minero). También es probable que pertenezcan a la misma unos ejemplares de este mismo museo, procedentes de El Pradell.

Nuestros ejemplares son de pequeño tamaño, 7 milímetros de longitud por 3,5 de altura; tienen forma elíptica, con la superficie muy abombada y desprovista de líneas de crecimiento. El gancho es muy prominente y puntiagudo, está situado junto al borde anterior y es ligeramente incurvado hacia adelante. Todos los caracteres coinciden por completo con las descripciones de Bittner (1895) y Schmidt (1928).

Esta forma es característica de los niveles más altos del Trías medio y superior, siendo especialmente abundante en las regiones de facies alpina (St. Cassian) aunque se encuentra también en los de facies germánica (Bittner, 1895; Diener, 1923; Schmidt, 1928). En los Catalánides aparece siempre en los niveles más altos del Muschelkalk.

Nucula cuneata Goldf. non Münster *(**Nucula subcuneata*** d'Orbigny).

Vilaseca (1920, p. 57) señala la presencia en el yacimiento de El Pradell de *N. cuneata* Münst. Indudablemente se trata de una confusión con *N. cuneata* Goldfuss.

Esta última especie se considera actualmente sinónima de *N. subcuneata* d'Orbigny, que nosotros hemos hallado y citado en este yacimiento.

Nucula cf. ***munsteri*** Goldf.

En el yacimiento de El Pradell señala Vilaseca (1920, p. 57) la existencia de «una pequeña *Nucula* muy elíptica y bastante convexa que recuerda a *N. münsteri* Goldfuss». Especie actualmente no admitida.

Algunos ejemplares recogidos por nosotros en este mismo yacimiento, que presentan caracteres análogos a los descritos por Vilaseca, pertenecen indudablemente a *N. subcuneata* d'Orb., y es por ello que creemos que corresponden también a esta especie los citados por Vilaseca. En la memoria explicativa del mapa geológico correspondiente a esta región (Instituto Geológico, 1952, p. 44), se recoge la cita de Vilaseca.

Nucula gregaria Münst.

Mallada (1880, p. 8, lám. III, fig. 3) describe y figura con el nombre de *N. gregaria* Münst., un ejemplar procecente de Cabra del Santo Cristo. Posteriormente, este mismo geólogo (1890, p. 77) señala la existencia de esta especie en el Vall dels Lladres (Camposines).

Bofill y Vilaseca, basándose probablemente en la descripción y figura de Mallada, señalan la presencia de la pretendida *N. gregaria* en San Pere Sacama (Olesa de Montserrat) (Bofill, 1893, p. 147) y en la Trona de la Almuçara (Vilaseca, 1920, p. 56).

Como sea que ni Diener (1923), ni Kutassy (1931) en su «Fossilium Catalogus», admiten la validez de esta especie, ya que este nombre se aplica a *Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria* Münster, y que los ejemplares recogidos por Mallada, que se guardan actualmente en la Colección del Instituto Geológico y Minero de España, pertenecen realmente a *N. goldfussi* Alb. y a *N. subcuneata* d'Orb, creemos que deben pertenecer a una de estas dos especies los ejemplares estudiados por Bofill y Vilaseca.

Familia ..... Ledidae.
Género ..... Leda, Schumacher, 1917.

Leda sp.

Faura y Sans (1922, p. 40), indica la presencia de una especie de este género en el yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns y en el de Can Rocamora de La Llacuna.

No obstante, ninguno de los geólogos que posteriormente se han ocupado de la fauna de estos yacimientos la incluyen en sus listas, y nosotros tampoco hemos podido encontrarlas en nuestras búsquedas, por ello creemos dudosa la presencia de este género en el Trías de los Catalánides.

Suborden ... ACTINODONTA.
Familia ..... ANTHRACOIDAE.
Género ..... ANOPLOPHORA, Sandberger, 1862.

Anoplophora solei, nov. sp. Vill. et Vir.

Lám. IX, fig. 7.

Poseemos en nuestras colecciones una serie de ejemplares (15) de una *Anoplophora* del grupo de la *Anoplophora lettica* Quenst., que proceden de los yacimientos del Gorg Negre y El Farell, que por sus caracteres parecen corresponder a una nueva especie, para la que proponemos el siguiente diagnóstico:

Concha elíptica, alargada transversalmente, con el borde cardinal agudo, recto y casi paralelo al inferior y con los extremos anterior y posterior bastante redondeados; poco convexa. El gancho es redondeado, poco prominente y está situado siempre a un cuarto de la longitud total; de él parte una línea poco marcada que se dirige hacia el ángulo postero-inferior y otra más acusada hacia el antero-inferior. Las líneas de crecimiento, bastante marcadas, están muy juntas, no existiendo otro tipo de esculturas.

Todos nuestros ejemplares están en estado de moldes externos, no pudiéndose apreciar por ello ningún carácter de la dentición ni de la cara interna de la concha.

Su longitud oscila entre 12 y 19 mm., siendo la más frecuente 18 mm., mientras que su anchura varía entre 7 y 9 mm., lo que da un cociente longitud anchura igual a 2

El número relativamente elevado de ejemplares que poseemos permite estudiar la variación de los caracteres métricos; de ellos se deduce la gran uniformidad del cociente longitud-anchura y de la distancia al gancho longitud total, siendo en ambos casos las dispersiones muy pequeñas. Si obtenemos la gráfica de la longitud, de la distancia del gancho al extremo anterior y de la relación

entre esta distancia y la longitud, se observa la existencia de los máximos que quizá podrían representar variaciones sexuales. (Fig. 56.)

La presencia del género *Anoplophora* en el Trías español fue ya indicada por Schmidt (1937). Este autor cita,

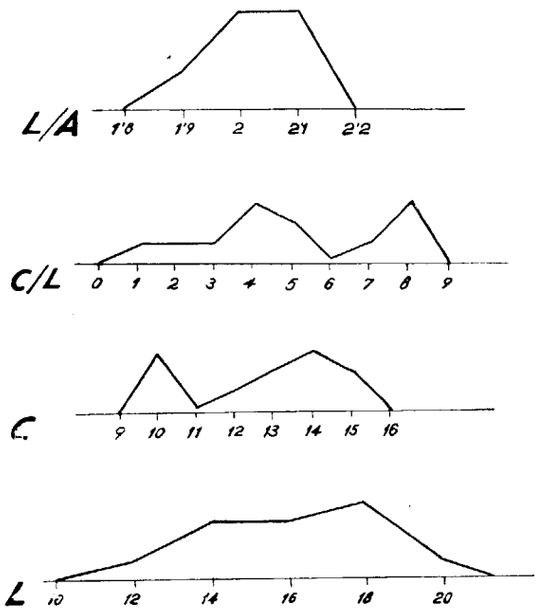


Fig. 56.
Variación de los caracteres métricos de *Anoplophora solei* n. sp.
L. Longitud. en mm.
A. Anchura, en mm.
C. Distancia del gancho al extremo anterior, en mm.

procedente del Langobardiense de Monterde y Espejeras, una forma, que a juzgar por su fotografía es idéntica a la que venimos describiendo, y que él refiere al grupo de *Anoplophora münsteri* Wissm.

Si comparamos la especie objeto de descripción con las del Trías alemán observamos que difiere de *A. lettica* Quenst. por ser más redondeada y aplastada y tener el

gancho situado en posición menos anterior. La forma alargada la separa claramente de *A. brevis* v. Schaur. y de *A. donacna* Schlot., y el no presentar esculturas radiales ni incisiones, de *A. alberti* Assm., que tiene una forma semejante a la que describimos. Recuerda por algunos caracteres a *A. gregaria* Quenst., de la que se separa por ser de mayor tamaño, más alargada y tener el gancho en posición más anterior. Además esta especie es una forma característica del alto Muschelkalk, mientras que los ejemplares españoles proceden del Muschelkalk inferior. Se separa de *A. postera* Deffn., de *A. montis fluvii* Zell. y de *A. asfiaeformis* v. Alb. por su forma más alargada y la posición del gancho.

A. münsteri Wissm., a la que Schmidt refiere las formas por él halladas en el Muschelkalk, presenta con la forma que describimos algunas semejanzas. No obstante, es más aplastada, corta y ovalada, y el gancho es muy prominente y está situado a un quinto de la longitud total, mientras que en nuestra especie es poco prominente y está a 1/4 de la longitud total. Todos los ejemplares descubiertos por Schmidt proceden del Muschelkalk superior.

Dimensiones en mm.	*Long.*	*Anch.*	*Cono*	*L/A*	*C/L 100*	*L/A*	*C/L 100*
F_1 (iz)	13,5	7	10	1,9	74	−0,99	+0,9
F_2 (iz)	16	8	12,5	2	78	0	−3,1
F_3 (dr)	14	7	10	2	71	0	+3,9
F_4 (iz)	16	8	?	2	15	0	−0,1
F_5 (iz)	13,5	7	10	1,9	74	−0,11	+0,9
F_6 (dr)	18,5	9	14	2,06	72	+0,05	+2,9
F_7 (iz)	18,5	9	14,5	2,06	74	+0,05	+0,9
F_8 (dr)	18	8,5	14	2,01	73	+0,09	+1,9
F_9 (dr)	18	9	13,5	2	77	0	−2,1
F_{10} (dr)	12	6	?	2	?	0	?
C_1 (dr)	16,5	8	13	2,1	78	+0,09	−3,1
C_2 (dr)	19	9	15	2,1	78	+0,09	−3,1

$L_{me} = 16{,}1$; $L_{ma} = 19$; $L_m = 12$ $\quad L/A_m = 2{,}01 \pm 0{,}11$

$C/L^{100} = 74{,}9 \pm 4$

Anoplophora sp.

Wurm (1920, p. 156) cita, como procedente del Mas Ponoll de Pontóns, unos restos «demasiado malos para su clasificación segura» que refiere al género *Anoplophora*.

Nos ha sido imposible confirmar la presencia de este género en dicho yacimiento, pues a pesar de nuestras reiteradas búsquedas no hemos encontrado ni un solo fragmento que se pueda atribuir a este género.

Suborden ... Pseudo-ctenodonta.
Familia ..... Parallelodontidae.
Género ..... Parallelodon, Meek et Worthen, 1866.

Parallelodon beyrichi, Stromb.

1849. Strombeck, A. v.—Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. I, p. 145, lám. VII A.

Atribuímos a esta especie un único ejemplar, en muy buen estado de conservación, procedente del yacimiento del Gorg Negre de Centelles y que pertenece a las colecciones del Instituto Geológico de la Universidad de Barcelona.

Es una concha romboidal, dos veces y media más larga que alta, el borde anterior forma con el borde charnelar un ángulo recto y enlaza incurvándose con el inferior, el cual presenta una ligera escotadura análoga a la que se observa en los ejemplares figurados por Giebel (1856, p. 46, lámina IV, fig. 8) y Schmidt (1928, p. 176, fig. 195, *a, c*), el borde posterior es extraordinariamente alargado. El gancho es puntiagudo y apenas sobresale del borde charnelar;

parten del mismo una cresta radial posterior bien visible pero poco aguda, que limita un área posterior muy deprimida, y una depresión radial bastante marcada que produce la escotadura del borde inferior.

Esta especie carece de interés estratigráfico, pues su dispersión abarca desde el Buntsandstein al Keuper, tanto en las zonas de facies alpina como en las de facies germánica (Giebel, 1856; Alberti, 1864; Walther, 1906; Assmann, 1915; Diener, 1923; Schmidt, 1928; Kutassy, 1931).

Parallelodon cf. ***verneuili*** Wurm.

1914. Wurm. A.—Baiträge zur Kenntnis der Iberisch-Balearischen Trias-provinz, Verh. Natur. Ver. zu Heidelberg. Band. 12, Heft 4, p. 103, Taf XIX, fig. 11 *a, b.*

Wurm (op. cit.) atribuye con algunas reservas al género Macrodon (=Parallelodon) unos pequeños lamelibranquios que describe con el nombre de *M. (?) verneuili,* procedentes del yacimiento de Camposines, y que posteriormente Kutassy (1931, p. 306) sitúa en este género.

Nosotros hemos también recogido en este yacimiento una serie de formas análogas a las descritas por Wurm, pero en un estado de conservación tan defectuoso que nada permite añadir a la descripción de dicho autor.

Nuestros ejemplares son de forma ovalada, con una longitud de 5,5 mm. y una altura de 3 mm., mientras que los descritos por Wurm miden 7 y 3,7 respectivamente. El gancho es redondeado, poco prominente y está situado a un cuarto del borde anterior. La superficie de la concha es bastante delgada y no presenta trazas de ornamentación radial.

Parallelodon sp.

Algunos de los ejemplares hallados en el yacimiento de Camposines son de tamaño algo mayor que el tipo de *P. verneuili* Wurm. Este autor, basándose en este dato, así como en la falta de esculturas radiales y de la depresión, plantea la posibilidad de que pertenezcan a otra especie.

Nosotros creemos muy probablemente que se trate de ejemplares pertenecientes a la misma especie, pues el tamaño no es ningún carácter definitivo, ya que existen todos los intermedios y la falta de la ornamentación radial puede ser debida al defectuoso estado de conservación.

Macrodon beyrichi Stromb.

Véase *Parallelodon beyrichi.*

Macrodon cf. ***verneuili.***

Véase *Parallelodon* cf. *verneuili.*

Macrodon sp.

Véase *Parallelodon.*

Orden ..... Dysodonta.
Familia ..... Mytilidae.
Género ..... Mytilus, Linne, 1758.

Mytilus eduliformis (Schlot.).

1850. Schloteheim, v.—Petrefaktenkunden, p. 299 *(Mytilites).*

Referimos a esta especie un único ejemplar procedente del yacimiento de la estación de Olesa de Montserrat.

Es una concha de forma ovalada con el ápice alargado y estrecho, ligeramente incurvado, que forma en su vértice un ángulo de unos 45 grados. Su superficie, poco abombada, está cubierta de líneas de crecimiento más visibles en el borde posterior.

Esta forma carece de interés desde el punto de vista estratigráfico, pues su dispersión abarca desde el Trías inferior al superior (Alberti, 1864; Tommasi, 1895; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1932), y se encuentra tanto en las formaciones de facies germánica como en las de facies alpina.

El yacimiento de Olesa se sitúa en la parte media del Muschelkalk inferior. Esta especie había sido citada por D'Archiac, entre Tivisa y Bellmunt, y por Mallada (1880, p. 249, lám. III, figs. 4-5) en el norte de Tivisa. No nos ha sido posible el comprobar estas citas.

Mytilus sp.

Vilaseca (1920, p. 57), atribuye a esta especie «unas pequeñas valvas cuneiformes con la cara posterior redondeada y líneas de crecimiento manifiestas», que proceden del yacimiento de la Musara (Prades).

Creemos probable que los ejemplares que cita Vilaseca correspondan al género *Modiola,* hallado en esta misma localidad y cuyos caracteres coinciden con la anterior descripción.

Género..... Modiola, Lamark, 1801.

Modiola (Septiola) pygmaea Münst.

1841. Münster, Graf zu.—Beiträge zur Geognosie un Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, IV, p. 80, lám. VII, fig. 26,

Con toda clase de reservas atribuímos a esta especie unos pequeños lamelibranquios, de 3 a 5 mm. de longitud, que proceden del yacimiento de Camposines y son idénticos a los que describe Wurm (1913, p. 578, lám. XIX, figs. 9 *a* y *b*), de esta misma localidad, pero en un estado de conservación tan defectuoso que obligó a dicho autor a atribuirlos a esta especie sólo de una manera provisional.

Nuestros ejemplares son siempre valvas sueltas de forma triangular con el gancho muy prominente y líneas de crecimiento fuertes y bien destacadas.

Almera (1899, p. 71) y Wurm (1920, p. 156, y 1920 bis, p. 165), indican la presencia de esta especie en los yacimientos de Mas Fonoll de Pontóns, Puig de la Creu, en la sierra de la Llacuna y en La Trona de la Musara (sierra de Prades). Hemos hallado en los dos yacimientos primeramente citados unos moldes que es probable pertenezcan a esta especie, pero consideramos poco probable la presencia de este lamelibranquio en La Trona de la Musara, ya que se trata de una especie típica de los niveles más altos del Trías medio de facies alpina (Bittner, 1895; Diener, 1923, y Kutassy, 1931) y este yacimiento corresponde a un nivel considerablemente más bajo.

Familia..... Pteriidae.
Género..... Avicula, Klein, 1753.

Avicula iberica Wurm.

1914. Wurm, A.—Beiträge z. Kenntnis der Iberisch-Balearischen. Trias-provinz. Verhandl. d. natushist. medizin. Vereins zu Heidelberg. N. F. XII. Hcft 4, p. 572, lám. XIX, figs. 3, 4 *a-b*

La localidad tipo de esta especie es el yacimiento de Mora de Ebro (Camposines) donde es muy abundante, así como en los niveles equivalentes de los yacimientos de Pradell y Paúls.

A pesar de su gran abundancia, no hemos podido obtener ni un solo ejemplar completo, como tampoco lo es el ejemplar tipo de Wurm; no obstante, su estado de conservación es suficiente para poder apreciar los caracteres típicos de esta especie: concha extraordinariamente alargada con los bordes laterales casi paralelos y el gancho muy agudo y ligeramente dirigido hacia atrás; el ala posterior, la única conservada, es muy estrecha; el dorso es abombado y carece en absoluto de ornamentación (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Esta especie puede ser considerada como el fósil característico de los niveles más altos del Muschelkalk superior de los Catalánides y ha sido citada en los yacimientos de Camposines por Wurm (op. cit.), Bataller y Guerin (1930, p. 84) y Schmidt (1935, p. 64); y del Pradell, por Schmidt (1535, p. 64) e Instituto Geológico (1952, p. 43). A estas localidades podemos añadir hoy la de Paúls.

Avicula bronnii Alberti.

1834. Alberti, F. v.—Beiträge zu einer Monographie des bunten Sandstein. Muschelkalkes und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation (Trias), p. 55, lám. III, fig. 2.

Con este nombre ha citado Almera unos ejemplares que proceden de la carretera de Villafranca a La Llacuna (1899, bis, p. 540), localidad que corresponde al yacimiento situado junto al Km. 28.

Según el «Fossilium Catalogus» (Diener, 1923, p. 18) ese nombre es sinónimo de *Gervilleia costata* Schlot., especie que hemos hallado en este yacimiento y que describimos dentro de las Gervilleias.

Género ..... Claraia, Bittner, 1900.

Claraia cf. ***catharinae*** Leonardi.

1935. Leonardi, P.—Il Trias inferiore delle Venezie. Memorie dell Instituto Geologico della R. Universita di Padova. Vol. XI, p. 61-62, lám. III, fig. 18.

Creemos que pertenecen a esta especie dos ejemplares procedentes del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona), y que por todos sus caracteres, excepto por su talla, que es algo menor, parecen corresponder al tipo descrito por Leonardi.

Las dimensiones de nuestros ejemplares son 26 mm. de longitud por 14 de altura y 26 de longitud por 15 de altura, mientras que el descrito por Leonardi tiene una longitud de 51 mm. y una altura de 28.

Un carácter que separa perfectamente esta especie de las restantes en su forma ovalada y no redondeada; la superficie de la concha es ligeramente abombada y está provista de líneas de crecimiento gruesas y poco regulares y de finas estrías concéntricas muy regulares y perfectamente visibles El ápice está situado casi en el centro de las valvas, es poco marcado y no sobresale del borde cardinal. La oreja anterior no es visible, lo mismo que ocurre en el ejemplar tipo; la posterior está bastante desarrollada, un poco más que en el ejemplar de Leonardi, y en ella se observan líneas de crecimiento bien marcadas, pero no estrías radiales, que tampoco presenta el ejemplar del Trías veneciano.

Al igual que en Italia nuestra especie procede del Muschelkalk inferior.

Género y especie son nuevos para la fauna del Trías español.

Género .... Cassianella, Beyrich, 1861.

Cassianella tenuistriata (Münst.),

1838. Münster in Goldfuss. — Petrefacta Germaniae, II, p. 127, lám. CXIV, fig. 11 *(Avicula)*.

Referimos a esta especie varios moldes externos, en perfecto estado de conservación, que proceden del yacimiento de La Almuçara, en la sierra de Prades (Virgili y Julivert, 1954, p. 226, fig. 10; Col. Geol, Univ. Barcelona).

El mejor de ellos es una valva izquierda que presenta el dorso muy abombado y bastante incurvado, de manera que el gancho de la concha queda dirigido hacia la parte inferior de la misma; está ornado de finas estrías concéntricas muy regulares y ligeramente denticuladas. Las orejitas son triangulares y lisas.

Su altura es de 4,5 mm. y su longitud de 5,2 mm., o sea análogas a la de los ejemplares de San Cassian.

Esta especie es típica del Trías de San Cassian (Laube, 1865; Bittner, 1893), habiéndose hallado también en los Alpes del Sur y en Sicilia (Scalia, 1910: Diener, 1923; Kutassy, 1931, y Leonardi, 1943) y su dispersión estratigráfica queda limitada a los niveles altos del Trías medio y al Trías superior de facies alpina. Posición que está completamente de acuerdo con la que ocupa en la serie triásica de la sierra de Prades (niveles más altos del Muschelkalk superior) y con la fauna a ella asociada.

Cassianella decussata (Münst.).

Lám. VI, fig. 2.

1838. Münster in Goldfuss. — Petrefacta Germaniae, II, p. 127, lám. CXVI, figs. 10 *a-d* (non *e*) *(Avicula)*.

Corresponden a esta especie una serie de ejemplares procedentes del yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns (Col. Museo Mun. Cienc. Nat. Barcelona, Col. Seminario Barcelona y Col. Geol. Univ. Barcelona).

De esta localidad y de otras situadas en sus inmediaciones proceden todos los ejemplares que han sido citados por los diversos geólogos que han estudiado el Trías de los Catalánides (Almera, 1899, p. 540; Wurm, 1920, p. 156, y Faura y Sans, 1922, p. 40). Llopis (1947, p. 52) indica su existencia en La Llacuna, refiriéndose seguramente a esta misma localidad. En el Puig de la Creu la citan Almera (1899, p. 540) y Wurm (1920, p. 156), y en Can Rocamora de La Llacuna, Faura y Sans (1922, p. 40).

Todos los ejemplares están en estado de moldes internos y su talla oscila entre 10 y 15 mm. de longitud. Su dorso, muy abombado, presenta la típica costulación longitudinal y las orejas están muy bien conservadas y tienen la forma característica de esta especie que indican Laube (1865), Bittner (1895), Schmidt (1928) y Leonardi (1943). Wurm indica (1920, p. 159) que las costillas son más fuertes que en los ejemplares de San Cassian, variando su número entre cinco y siete.

Esta especie es típica de los niveles de San Cassian, pero su dispersión vertical abarca desde los niveles más altos del Triásico medio hasta el Trías superior. En la Cadena Costera catalana ocupan un nivel equivalente al de San Cassian (Ladiniense superior). Creemos necesario insistir en esta situación estratigráfica, ya que, cuando por primera vez se determinaron estos fósiles, se atribuyeron

erróneamente los niveles que los contenían al Keuper, y esta situación ha venido repitiéndose a través de toda la literatura geológica posterior dedicada a la región objeto de estudio. Fue Llopis, en 1947, el primero que indicó que las capas con *Cassianella* corresponden realmente al Muschelkalk superior, posición que han corroborado los resultados por nosotros obtenidos.

Cassianella cf. ***planidorsata*** (Münst.).

1841. Münster.—Beitrage zur Geognosis und Petrefaktenkunde des südöstlicen Tirols, IV, p, 76, Lám. VII, fig. 11 *(Avicula)*.

Almera (1899, p. 540) y Faura y Sans (1922, p. 40) atribuyen a esta especie unos ejemplares procedentes del yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns. Nosotros no hemos podido comprobar esta cita. Wurm (1920, p. 58-59) tuvo ocasión de revisar los ejemplares de Almera, que son los mismos que citó Faura y Sans e indica que esta clasificación debe considerarse muy dudosa, pues si bien existen en este yacimiento Cassianellas ligeramente diferentes del tipo cf. *decussata* Münst., y que recuerdan a *C. planicostata,* no presentan ninguno de los caracteres típicos de esta especie: forma de las orejas, crestas dorsales, gancho muy prominente, etc.

En realidad, el único carácter que separa estos ejemplares de *C. decussata* típica es el tener el dorso más plano y ancho, lo que no consideramos suficiente para crear una nueva especie, tanto más cuanto en los mismos ejemplares procedentes de San Cassian se observan amplias variaciones de este carácter.

Cassianella cf. ***transiens*** Wilck.

1909. Wilkens,R.—Palaentologisch Unter-suchung triadischer Faunen aus der Ungebung von Predazzo in Südtirol. Verhandl. Naturhist. Med. Ver. Heidelberg, N. F. vol. X, p. 124, lám. V figs. 5 y 8.

En el yacimiento de Camposines, y en los niveles de calizas arcillosas inmediatamente superiores a las calizas con cefalópodos, abundan los ejemplares de una pequeña *Cassianella* claramente diferente de *C. tenuistriata* Münst. y de *C. decussata* Münst., que referimos, de acuerdo con la determinación propuesta por Wurm (1913, p. 533), que la cita de este mismo yacimiento con el nombre de *C. (P.) transiens* Wilck.

Tanto el ejemplar descrito por Wurm, como los encontrados por nosotros, están en un deficiente estado de conservación, lo que no permite una determinación cierta. Son de pequeño tamaño, de 1 a 3 mm. de longitud, con el dorso ancho y muy abombado y desprovisto de la ornamentación que caracteriza a *C. decussata* y *C. tenuistriata,* y no presenta tampoco los caracteres típicos de *C. transiens,* como ya hace notar Wurm. En realidad tanto podía atribuirse a esta especie como a *C. gryphaeata* Münst. (Bittner, 1895; Leonardi, 1945), que posee también el dorso liso, ancho, poco abombado y tiene una talla homóloga a los ejemplares que describimos; por todo ello consideramos como muy imprecisa esta determinación.

Cassianella sp.

Además de las especies anteriormente descritas del género Cassianella, nos han proporcionado restos determinados atribuibles a este género los yacimientos de la sierra

de San Geroni, junto a Camposines, y Montmany de Can Rafel, junto a Corbera. También en la memoria explicativa de la hoja de San Baudilio (Instituto Geológico, 1930, p. 39) indican la presencia de Cassianellas, sin precisar la localidad.

Estas citas, no obstante, tienen un gran interés desde el punto de vista estratigráfico, ya que este género en las Cadenas Costeras catalanas es típico de los niveles más altos del Muschelkalk superior, o sea de las capas equivalentes a la formación de San Cassian.

Género .... Monotis, Brcnn., 1830.

Monotis sp.

Wurm (1920, p. 163-165) atribuye con ciertas reservas a este género unos fragmentos hallados en el Mas Monet de Coll de Jou (sierra de Llavería). Esta determinación se basa, según este autor, en «la forma de las costillas, que son a manera de un contramolde de las costillas ordinarias de las Daonellas». Según el mismo autor, los ejemplares están demasiado fragmentados para comprobar si las valvas presentan las orejas y la charnela típica del género *Monotis*.

Hay que tener en cuenta que este género se encuentra únicamente en el Anisiense y en el Noriense-Carniense, pero no en el Ladiniense, que es el nivel equivalente a las capas de Mas Monet. Las exploraciones que hemos efectuado en este yacimiento no nos han proporcionado ningún ejemplar referible a este género, pero sí numerosos contramoldes de *Daonellas* que presentan todos los caracteres señalados por Wurm. Por ello consideramos muy dudosa la presencia de este género en el Trías de los Catalánides.

Subgénero .. Daonella, Mojsisovics, 1874.

Monotis (Daonella) lommeli Wiss. var. ***hispanica*** nov. var.
Lám. VII, figs. 1, 2.

Este fósil es, sin duda alguna, el más abundante en el Trías de los Catalánides, pues sus yacimientos se escalonan a lo largo de toda la cuenca, desde el extremo septentrional hasta el meridional, localizándose siempre en un horizonte de muy pocos metros de potencia situado en la parte baja del Muschelkalk superior, lo que hace que tenga un extraordinario valor estratigráfico. Así las capas de Daonellas son un horizonte guía de una importancia definitiva, no sólo para datar la serie triásica y relacionar entre sí los distintos afloramientos de la cuenca catalana, sino también para poder establecer las relaciones paleogeográficas de la misma con el resto de Europa.

Además, la presencia de este fósil típicamente alpino en un Trías de facies «germánica», y en el que además se presenta asociado a otros fósiles típicos de las cuencas de Alemania central, permite deducir interesantes consecuencias sobre las correlaciones entre las series triásicas alpina y germánica, tema tan debatido y aún no completamente aclarado en sus detalles, y que discutiremos ampliamente al estudiar la estratigrafía general de esta cuenca y su paleogeografía.

De SW. a NE. de la cuenca catalana se conocen para esta especie las siguientes localidades: Alfara (Mallada, 1890; p. 81; Vilaseca, 1920, p. 58), Paúls (Llopis, 1947, p. 54, y 1952, p. 40), Camposines (Mallada, 1890, p. 77; Vilaseca, 1920, p. 58: Bataller y Guerin, 1930; p. 81; Schmidt, 1935, p. 51; Llopis, 1947, p. 54), Molá (Llopis, 1947, p. 54, y 1942, p. 40), Cova de Lloret (Mallada, 1890, p. 82), Mas Monet de Colldejou (Wurm, 1920, p. 163; Vilaseca, 1920. p. 50: Instituto Geológico, 1952, p. 43), Mas Vicent, Mas

Riudoms, Mas de la Vall, barranco de la Grallera, Recó de la Dubia, todos ellos en la sierra de Llavería (Vilaseca, 1920, p. 58; Instituto Geológico, 1952, p. 43), sierra de las Quimeres, Falset (Mallada, 1890, p. 50; Vilaseca, 1920, p. 50), Pradell (Vilaseca, 1920, p. 58), sierra de Prades (Llopis, 1947, p. 53) y Begues (Llopis, 1947, p, 53, y 1952, p. 42-43).

Esta forma, cuya determinación genérica no ofrece ninguna dificultad, ya que es fácilmente reconocible aun en pequeños fragmentos, plantea un grave problema en cuanto se intenta su clasificación específica. Problema que la mayoría de las veces se ha orillado citándola como *Daonella* cf. *lommeli* o como *Daonella lommeli* var. Mojs.

Algunos de nuestros ejemplares, y en especial los procedentes del yacimiento de Begues, presentan todos los caracteres típicos de *Daonella franconica* Sandb.: costillas muy anchas, separadas por profundos surcos principales que presentan en su superficie surcos secundarios poco marcados, lo que da a la costilla una sección ondulada. Mientras que otros, por ejemplo los procedentes del Coll Roig de Pratdip, presentan la típica ornamentación de *D. lommeli,* o sea, que los surcos principales que separan las costillas y los secundarios situados sobre ellas son casi iguales, de tal manera que más que de costillas marcadas puede hablarse de haces de costillas o de costillas fasciculadas. Entre las formas que presentan este último tipo de relieves podemos distinguir diversas modalidades: en una, estas costillas se dividen sólo dicotómicamente, en otros se llega a una tri o tetradivisión, como sucede en los ejemplares alpinos. (Fig. 57.)

Así pues, si dispusiéramos de unos pocos ejemplares no habría dificultad alguna en su clasificación, pues podríamos referirlos o bien a *D. lommeli* Wiss, o a *D. franconica* Sandb., y aun a otras especies de acuerdo con el modo de división de las costillas.

Gracias a disponer de unos 60 ejemplares (Col. Instituto Geol. Minero, Col. Seminario Barcelona, Col. Geol. Univ. Barcelona) hemos podido comprobar que no se trata de tipos bien definidos, sino que existen todas las formas intermedias y se pasa insensiblemente de un tipo a otro. Podemos pues asegurar, sin la menor duda, que se trata de un caso de variabilidad intraespecífica, en la cual debemos también incluir los ejemplares procedentes de Menorca (yacimiento del Monte Toro) y Mallorca (Canet de Esporlas).

En conjunto tenemos, pues, un grupo de formas que, si bien no pueden separarse por sus caracteres de *D. lommeli* Wiss., de la cuenca alpina, presentan una mayor variabilidad, de tal manera que las formas extremas alcanzan el tipo de *D. franconica* Sandb. Esta última especie creemos

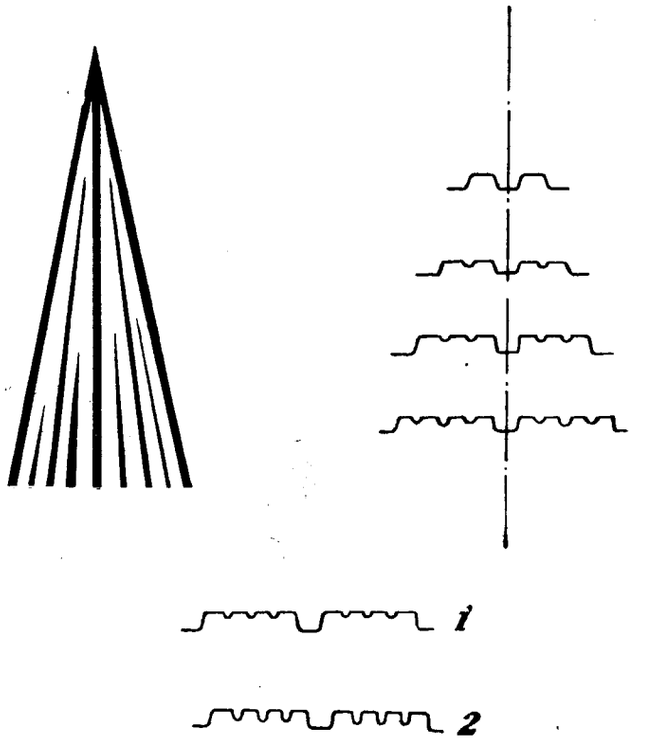


Fig. 57.—Ornamentación en *Monotis (Daonella) lommeli* Wiss. var. *hispanica* nov. sp.

1. Costillas tipo de *Daonella lommeli* Wissmann. 2. Costillas tipo de *Daonella franconica* Sandberger.

que debe ser sometida a una revisión, ya que es muy probable que también en el Trías de Alemania central exista un grupo de formas con una gran variabilidad que pertenezcan a una única especie, y que el nombre *D. franconica* se aplique a una forma extrema, ya que el ejemplar tipo de esta especie es muy fragmentaria y de ella se conocen poquísimos ejemplares.

Por las consideraciones antedichas creemos, pues, que todas las formas españolas de *Daonellas* deben incluirse dentro de *D. lommeli* Wiss., si bien presentan suficientes caracteres para poderlas considerar como una nueva variedad, para la que proponemos el nombre de var. *hispanica*, que agruparía todas aquellas formas que tienen los surcos secundarios menos diferenciados que los principales, o sea, que poseen caracteres intermedios entre la ornamentación típica de *D. lommeli* Wiss. y *D. franconica* Sandb., de tal manera que los términos extremos de la curva de variabilidad de la forma española caen por un lado dentro del tipo de *D. lommeli* y por el otro dentro del de *D. franconica*.

Esta opinión modifica en parte el criterio de Mojsisovics, el cual incluía las formas españolas en *D. franconica* Sandb. por considerar que la única diferencia entre las formas españolas y las germánicas era la bifurcación de las costillas, e indicando que en las formas alemanas las costillas son tri o tetrabifurcadas, mientras que en las formas españolas, donde existen también formas análogas, predomina la división dicotoma de las costillas. En realidad esta diferencia es sólo aparente, ya que la división de las costillas se realiza por sucesivas intercalaciones de surcos secundarios; por ello, en la zona próxima al vértex las costillas aparecen como bifurcadas, mientras que en la proximidad del margen aparecen como tri o cuadricotomas.

Esta falta de reales diferencias entre las formas alpinas y germánicas fue ya observada por Schmidt (1935), no obstante los pocos ejemplares que conocía procedentes del Trías de los Catalánides, lo que le indujo a considerar la presencia de esta especie como un hecho circunstancial que atribuyó al arrastre por las corrientes marinas.

Daonella franconica Sandb.

Véase *D. lommeli* var. *hispanica*.

Daonella franconica Sandb. var. **tornquisti** Schmidt.

Véase *D. lommeli* var. *hispanica*.

Subgénero .. Halobia, Bronn., 1830.

Halobia sp.

Wurm (1920, p. 163) indica la posibilidad que pertenezcan a este género unos fragmentos procedentes del yacimiento del Mas Monet de Coll de Jou (sierra de Llavería), si bien indica que «no puede comprobarse la existencia o falta de la oreja, a fin de determinar de una manera precisa si se trata de una *Daonella* o de una *Halobia*».

Nuestra búsqueda en este yacimiento no nos ha permitido el corroborar la cita de Wurm, pues todos los ejemplares que poseemos completos, en su región apical presentan el borde rectilíneo y la falta de orejas características de la *Daonella*.

Género Posidonia, Born., 1828.

Posidonia oblicua Hauer.

Lám. VI, fig. 1.

1857. Hauer, v. F.—Palaeontologische Noticen. Deukschr. Akad. Wiss. Wien, p. 153, lám. 2, fig, 9.

Los individuos pertenecientes a esta especie se presen-

tan, igual que las restantes *Posidonias,* cubriendo en gran número unas lajas calizas del nivel de *Protrachyceras.* Por ello disponemos de muchos ejemplares; sin embargo, la mayoría de ellos se hallan en un estado de conservación bastante defectuoso. De todas maneras, unos 20 entre los mejor conservados permiten reconocer los caracteres típicos de esta especie.

La forma de la concha es ovalada, con el borde superior rectilíneo, siendo este carácter extraordinariamente típico lo que la diferencia de las restantes especies. El mayor ejemplar que poseemos tiene 13,5 mm. de longitud por 9,5 de altura (los ejemplares descritos por Wurm, 1913, p. 374, tienen 14 × 10 mm.). En todos ellos la relación longitud-altura está comprendida entre 1,4 y 1,5.

El ápice está colocado a 1/6 del borde superior; es puntiagudo y ligeramente prominente, pero muy poco abombado. En conjunto toda la concha es bastante aplastada. Las líneas de crecimiento están separadas, son irregulares y muy marcadas.

Posidonia oblicua ha sido citada repetidas veces en el Triásico del extremo sur de los Catalánides. Wurm (1913, p. 574, lám. XIX, p. 6) da a conocer por primera vez su existencia en el yacimiento de Camposines. Vilaseca (1920, p. 58) la descubre también en Pradell. Recientemente (Instituto Geológico, 1952, p. 43) ha sido citada de nuevo en este yacimiento. Nosotros la hemos identificado además en dos nuevas localidades situadas en el extremo opuesto de la cuenca triásica catalana, Mas Trabal y Santa Eulalia (Begues) (Col. Geol. Univ. Barcelona). En ambos yacimientos ocupa exactamente la misma posición, parte central del Muschelkalk superior, donde se halla asociada a una fauna de Nannites y Protrachyceras. Esta posición está de acuerdo con la que ocupa en los restantes yacimientos europeos en que ha sido citada (Laube, 1865; De Lorenzo, 1892; Bittner, 1895). Este fósil se halla únicamente en el Trías de facies alpina.

Posidonia bittneri De Lorenzo.

Lám. V, fig. 1.

1896. De Lorenzo, G.—Fossili del Trias medio di Lagonegro. Paleontogr. Ital., vol. II, p. 133, lám. XVI, figs. 19-21.

Ésta viene caracterizada por tener la concha orbicular, extraordinariamente aplastada y ser de tamaño relativamente grande (19 por 16 mm.), separándose por ello fácilmente de las restantes especies de este género, a las que se halla frecuentemente asociada. Tiene el borde cardinal rectilíneo en la zona próxima al gancho, pero éste se incurva suavemente, pasando sin solución de continuidad a los bordes posterior y anterior. El gancho está situado aproximadamente en la parte central de la concha, es agudo, poco prominente y nunca abombado. Las líneas de crecimiento son extraordinariamente finas y numerosas, siendo otro de los caracteres que permiten separarla de las restantes especies de este género encontradas hasta ahora en el Trías de los Catalánides.

Está ampliamente difundida en el Trías alpino (De Lorenzo, 1896; Kittl, 1912, y Diener, 1923), en donde se encuentra localizada únicamente en los niveles más altos del Trías medio y no en el Carniense, como indica Diener (1923).

En la cuenca triásica catalana se presenta asociada a las restantes especies de este género, o sea en la misma posición que en la serie alpina. Aparece sobre lajas dolomíticas negruzcas y en general en perfecto estado de conservación Los ejemplares estudiados por nosotros proceden de la zona de Begues, Mas Trabal y torrente de Santa Eulalia (Col. Geol. Univ. Barcelona).

P. bittneri no había sido citada hasta el presente en el Trías español.

Posidonia wengenensis Wissm.

1841. Wissmann in Münster.—Geogn. d. Südöstl. Tirols. p. 23, lámina XVI, fig. 22.

Esta forma, que se presenta asociada a las especies anteriormente citadas, se caracteriza por su forma suboval, redondeada, por tener el gancho colocado casi en el centro del borde cardinal, siendo éste muy prominente, puntiagudo y abultado, lo que da a la concha un aspecto muy característico que lo separa fácilmente de las restantes especies. Las líneas de crecimiento están bastante marcadas y son poco regulares; por este carácter recuerda los ejemplares descritos por Leonardi (1943, p. 22, lám. 4, figs. 13-15), por De Lorenzo (1892, p. 8, fig. 2), y por Bittner (1895, p. 221), que son diferentes bajo este aspecto del figurado por Laube (1865, p. 76, lám. XVI, fig. 12).

La longitud máxima de nuestros ejemplares es de 8 mm. o sea un poco superior al de las formas alpinas.

Esta especie es característica del Trías de facies alpina y tiene una dispersión estratigráfica que abarca todo el Ladiniense (*) (Stoppani, 1856; Laube, 1865; De Lorenzo, 1892; Bittner, 1895; Frech, 1907; Diener, 1923, y Kutassy, 1931).

En la cuenca catalana se encuentra únicamente en el Ladiniense medio, nivel de *Protrachyceras*. Todos los ejemplares por nosotros estudiados proceden de los yacimientos de Begues y Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona). Es la primera cita en el Triásico de los Catalánides.

(*) Las citas de esta especie en el Carniense, son anteriores a los trabajos de J. von Pia (1930), y se refieren al nivel de St. Cassian (Cordevoliense-Ladiniense superior) que en aquella época se colocaba equivocadamente en el Carniense.

Posidonia sp.

Asociadas a las especies anteriormente citadas y en los mismos yacimientos existen numerosos ejemplares en un defectuoso estado de conservación que no permiten en general una determinación específica. Algunos de pequeño tamaño, forma abombada y sin ornamentación parecen corresponder a *P. gibbosa* Gemm. (De Lorenzo, 1896 y 1892). No obstante, Kittl (1912, p. 28) y Diener(1923, p. 66), consideran que no se trata realmente de una especie diferente, sino que bajo este nombre se agrupa un conjunto de formas juveniles pertenecientes a otras especies.

Familia..... Pernidae.
Género..... Gervilleia, Defrance, 1820.

Gervilleia costata (Schlot.) var. ***contracta*** v. Schauroth.

1857. Schauroth, v. K.—Die Schaltierrest der Lattenkohlenformation des Herzogtums Coburg. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gess IX, p. 105, lám. V, fig. 3.

Wurm (1920, p. 166), cita como procedente del Vall de Lladres (Camposines) una pequeña *Gervilleia* indicando que «más bien corresponde a la *Gervilleia costata* var. *contracta* de Schauroth, sp., de Royuela, por mi descritos». A pesar de nuestras búsquedas por los yacimientos de esta zona nos ha sido imposible el poder confirmar la determinación de Wurm.

Gervilleia elegans Assm.

1915. Assmann, R.—Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias, Jahrb. Preub. Geol. Landesanst. XXXVI-1, Heft 3, p. 606, lám. 32, fig. 21.

Referimos a esta especie dos moldes externos que proceden del yacimiento de El Farell, junto a Caldas de Malavella (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Se caracteriza por tener el dorso estrecho y fuertemente abombado; las alas, perfectamente conservadas en uno de nuestros ejemplares, son amplias y con el borde redondeado la anterior, mientras que la posterior es más estrecha y forma una punta dirigida hacia atrás. La ornamentación está formada por finas líneas de crecimiento concéntricas que casi se borran sobre las alas; no existen vestigios de ornamentación radial.

Esta especie es característica del Muschelkalk inferior de alta Silesia (Schmidt, 1928; Diener, 1923, y Kutassy, 1931), y es la primera vez que se cita en el Triásico español.

Gervilleia substriata Credn.

1851. Credner, H.—Über die Gervillien der Triasformation in Thüringen, Neues Jahrb. f. Mineral, p. 651, lám. VI, fig. 5.

Especie de tamaño relativamente grande, de 3 a 3,5 centímetros de longitud, con el ángulo del vértex agudo, de 25 a 30° y prominente. La ornamentación es muy característica y está formada por finas líneas radiales, numerosas e irregulares que se bifurcan frecuentemente; las alas no se conservan en ninguno de los ejemplares estudiados.

Su dispersión estratigráfica abarca el Muschelkalk superior y el Keuper y el único yacimiento conocido en los Catalánides es Valldeneu, Pla de les Mirones, en donde fue ya citada por Almera (1913), Wurm (1920, p. 162) y Llopis (1942, p. 20), y de donde proceden los ejemplares por nosotros estudiados (Col Museo Cienc. Nat. Bareelona, Col. Seminario Barcelona, Col. Geol. Univ. Barcelona).

Gervilleia substriata Credn. var. *lineata* Goldf.

1838. Goldfuss, A.—Pretrefakta Germaniae, II, p. 122, lám. CXVII, fig. 6 *(Avicula)*.

Esta variedad se distingue de la forma tipo por tener el dorso más aplanado, el vértex menos agudo y la ornamentación radial formada por líneas más finas que quedan cortadas por las líneas de crecimiento; el ala anterior es redondeada y la posterior, muy desarrollada, tiene la forma de un triángulo isósceles.

Los cuatro ejemplares estudiados proceden del yacimiento del Pla de les Mirones, Valldeneu, en donde se encuentra asociada a la forma tipo y fue ya citada por Almera (1913), Wurm (1920, p, 162) y Llopis (1942, p. 20 y 1947, p. 50). Wurm (1920, p. 156) cita un ejemplar de *Lima* sp., que procede del yacimiento de La Picosa, en las proximidades de Camposines, y que es muy probable se trate también de esta especie.

Esta variedad es característica del Muschelkalk superior de la cuenca germana y ocupa una posición análoga en el Trías de los Catalánides.

Cervilleia subcostata (Goldf.).

1838. Goldfuss, A.—Petrefakta Germaniae, II, p. 129, lám. CXVII, fig. 5. *(Avicula)*.

Fue Schmidt (1935, p. 56), quien indicó la presencia en la sierra de a Llacuna de unos ejemplares de *Gervilleia* en un estado de conservación muy defectuoso, que refiere a *G. subcostata* Goldf.

Nosotros no hemos tenido ocasión de comprobar esta cita y es siguiendo a este autor que la incluímos aquí.

Gervilleia subcostata Goldf. **falcata** Zeller.

1908. Zeller, F.—Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Neues Jahrb. f. Miner. Bd. XXV, p. 72.

Referimos a esta variedad unos ejemplares procedentes de los yacimientos de Mas Fonoll de Pontóns (Col. Inst. Geol, Minero) y de Alfara (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Esta variedad se caracteriza por tener las costillas radiales muy fuertes y en número de 10 a 12. El dorso es estrecho, relativamente poco abombado y el gancho, muy agudo, está ligeramente incurvado hacia la parte interior. En nuestros ejemplares las alas son poco visibles, pero un ejemplar de Alfara muestra en el ala anterior una ornamentación radial.

V. Sos (1933) señala la presencia de esta variedad en el yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns. El de Alfara era hasta el presente inédito.

Esta forma se encuentra en los niveles más altos del Muschelkalk y del Keuper de Alemania central (Zelles, 1908; Diener, 1923). En la Península Ibérica ha sido señalada por Wurm (1911, p. 109-110, lám. VI, fig. 15). En el yacimiento del Frasno (Teruel) existen formas extraordinariamente parecidas a nuestros ejemplares de Alfara.

Familia..... Cestinidae.
Género..... Pleuronectites Schlot., 1820.

Pleuronectites laevigatus Schlot.

Lám. IX, fig. 5.

1820. Schlotheim, v.—Petrefaktenkunde, p. 217.

Este gran pectínido, el mayor de los hallados en la región por nosotros estudiada, se caracteriza por tener una forma circular ligeramente disimétrica, con la parte anterior un poco menor que la posterior; la valva derecha es convexa y presenta en la oreja posterior, que sobresale un poco por encima de la línea cardinal, una profunda hendidura para el biso. En ambas valvas se observan únicamente finas líneas de crecimiento.

Poseemos de esta especie cuatro ejemplares que proceden de El Farell y dos del Gorg Negre de Centelles, cuya longitud máxima oscila entre los 30 y 55 mm., mientras que en el Trías germánico existen ejemplares de hasta 80 mm. (Schmidt, 1928, p. 158, fig. 338).

Referimos también a esta especie, con toda clase de reservas, un ejemplar muy defectuoso que procede del yacimiento de Camposines.

Desde el punto de vista estratigráfico la forma que comentamos carece por completo de valor, ya que su dispersión abarca desde el Muschelkalk inferior al Keuper y se encuentra tanto en las formaciones de facies alpina como germánica (Alberti, 1864: Salomon, 1895; Walther, 1906; Assmann, 1915; Schmidt, 1928: Diener, 1923, y Kutassy, 1931).

Llopis (1942. p. 43) citó por primera vez esta especie en el Trías de los Catalánides en su lista de fósiles del Gorg Negre de Centelles, y Villalta y Crusafont indicaron su presencia en El Farell (Instituto Geológico, 1947, p. 90).

Género .... Entolium, Meek, 1869.

Entolium discites v. Schlot.

Lám. VIII, fig. 4.

1920. Schlotheim. v.—Petrefaktenkunde, p. 111, lám. XXX, fig. 2.

Hemos tenido ocasión de estudiar numerosos ejemplares (22) de esta especie (Col. Museo Nac. Cienc., Col. Instituto Geol. Minero y Col. Geol. Univ. Barcelona).

Todos ellos, muy constantes en sus características, tienen la forma casi completamente circular, con un ángulo del cono que oscila entre 85 y 90°, el gancho está bien marcado y las dos valvas son idénticas y están ligeramente abombadas en su parte central. Las orejas están muy desarrolladas, especialmente en los individuos jóvenes, y al igual que en el descrito por Schmidt (1928, p. 59-60, lámina IV, figs. 28-29) se observa una ligera disimetría en el trazado de las orejas, ya que la anterior es más corta y tiene el borde más rectilíneo que la posterior. La ornamentación está formada únicamente por una débil estriación, mientras que las líneas de crecimiento están bien marcadas. Del gancho salen dos quillas radiales poco marcadas que separan dos áreas laterales más deprimidas que la parte central.

Nuestros ejemplares son siempre más pequeños que las formas germánicas, pues su talla oscila entre 10 y 29 mm., si bien en el Trías alpino existen formas todavía menores. Es interesante señalar que su talla es menor cuanto más bajo es el nivel estratigráfico en que han sido hallados.

Esta especie es cosmopolita y ha sido citada, además de la Península Ibérica, en Alemania central, Alpes, Sicilia, Cárpatos, Balcanes y América del Sur (Quenstedt, 1852; Giebel, 1856: Alberti, 1864; Tomassi, 1894; De Lorenzo, 1896; Waagen, 1900; Walther, 1906; Assmann, 1915, y Schmidt, 1928). Se la encuentra tanto en las formaciones de facies alpina como de facies germánica. También su dispersión estratigráfica es muy grande, pues abarca todo el conjunto de la serie triásica, desde el Röt hasta el límite con el Jurásico.

En los Catalánides ha sido citado en el yacimiento de Camposines, junto a Mora de Ebro, por Neumayer (1868) y Wurm (1913, p. 534); la sierra de las Pedreras, junto a Montroig, y en el Mas Monet de Coll de Jou (Instituto Geológico, 1952; p. 137), en la Torre de Fontaubella y Pradell, por Vilaseca (1920, p. 59); La Musara, sierra de Prades, por Virgili y Julivert (1952, p. 226-227); Vilaseca (op. cit.) y Wurm (1920, p. 55-56) la citan del Mas Fonoll de Pontóns, y este mismo autor la encuentra también en el Puig de la Creu. Llopis (1947, p. 54) la reconoce en La Llacuna, Gorg Negre de Centelles (Llopis, 1947, p. 50) y El Farell, junto a Caldas de Montbuy (íd., 1947, p. 90). Los yacimientos de Centelles, El Farell y sierra de las Pedreras de Montroig corresponden al Muschelkalk inferior, mientras que Camposines, Mas Monet, Torre de Fontaubella, Pradell, Mas Fonoll y Puig de la Creu se sitúan en el Muschelkalk superior.

Entolium liscaviensis Gieb.

1856. Giebel, L.—Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle, Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch, VII, página 20, lám. II, fig. 1.

Concha pequeña, de forma ovalada con el ángulo de cono igual a 90°, con concha muy delgada, cuya orna-

mentación está formada por finísimas y casi imperceptibles costillas radiales y por leves líneas de crecimiento. Las orejas presentan la ligera disimetría tan típica de esta especie. Nuestros ejemplares miden de 9 a 13 mm., o sea tienen el mismo tamaño que las formas germánicas.

Esta especie es típica del Muschelkalk inferior de Alemania central y se extiende también por la cuenca alpina durante el Anisiense (Diener, 1923; Kutassy, 1931; Schmidt, 1928).

Todos estos ejemplares proceden del yacimiento de El Farell, en el Muschelkalk inferior (Col. Geol. Univ. Barcelona). Esta localidad era ya conocida y fue incluída en la memoria explicativa de la hoja del mapa geológico (Instituto Geológico, 1947).

Entolium cf. ***liscaviensis*** Gieb.

1936. Schmidt, M. -Fossiliem der spanischen Trias. Abhandl. der Heidelberger Akad, der Wissens. Math. naturw. Kl. núm. 22, p. 59, lám. IV, fig. 26.

Schmidt (op. cit.), describe procedente del Muschelkalk superior de El Pradell un pequeño pectínido, que por sus caracteres atribuye con reservas a *E. liscaviensis*, indicando que no se atreve a dar como segura esta determinación, ya que no ha sido nunca encontrada esta especie en un nivel tan alto.

La figura dada por dicho autor parece corresponder a *P. (V.) inaequistriatus* Goldfuss, especie bastante común en este mismo nivel y en zonas próximas de donde procede el ejemplar figurado.

Esta cita de Schmidt se recoge en la memoria explicativa de la hoja de Reus, del mapa geológico de España (Instituto Geológico, 1952).

Género .... Chlamys, Bolten, 1798.
Subgénero .. Velata, Quenstedt. 1856.

Chlamys (Velata) inaequistriatus Goldf.

1838. Goldfuss, A.—Petrefacta Germaniae, II, p. 42, lám. LXXXIX, fig. 1.

En las calizas del Muschelkalk superior de la sierra de Prades, junto a La Musara, hemos hallado un pequeño pectínido que atribuímos a esta especie.

Nuestro ejemplar, en magnífico estado de conservación, mide 4 mm. de altura por 3,2 mm. de anchura máxima. Las orejas son ligeramente disimétricas, midiendo la posterior 1,2 mm. de longitud por 0,8 de anchura, y la anterior 1 mm. de largo por 0,7 mm. de anchura. El diámetro máximo de la concha está situado un poco por debajo de la parte central, lo que da a ésta, si se prescinde de las orejas, una forma oval alargada algo asimétrica. El gancho es bastante agudo y sobresale un poquito de la línea cardinal. La ornamentación está formada por costillas radiales separadas por surcos, cuya anchura es menor que la de las costillas; éstas se extienden únicamente sobre los dos tercios de la longitud de la concha, pues el tercio superior, más abombado que el resto, es completamente liso. En algunos puntos se observan leves líneas de crecimiento. También en las orejas existen costillas radiales y débiles lineas de crecimiento:

Por algunos de sus caracteres recuerda a *Ch. (V.) albertii* Goldf., de la que se separa por su forma menos abombada, su mayor ornamentación y por tener el borde ondulado. Es muy probable que los ejemplares descritos por Neumayer, procedentes de Mora de Ebro, bajo el nombre de *P.* cf. *albertii* Goldf., pertenezcan realmente a esa especie, que ya había sido citada del yacimiento de Camposines por Wurm (1913, p. 577, lám. XIX, fig. 7 *a-b*).

Esta especie caracteriza los niveles más elevados del Trías medio, Ladiniense (*) en las regiones de facies predominantemente alpina (Bronn, 1856; Linstow, 1905; Diener, 1923, y Kutassy, 1931). Las dos localidades anteriormente citadas, así como también Royuela, de donde procede un ejemplar descrito por Wurm (1911, p. 102, lám. VI, figs. 8, 9 y 10), corresponden a los niveles más altos del Muschelkalk superior.

El ejemplar anteriormente descrito fue ya citado anteriormente (Virgili, Julivert, 1954; Col. Geol. Univ. Barcelona).

Chlamys (Velata) albertii Goldf.

Lám. VIII, fig. 2.

1838 Goldfuss, A.—Petrefacta Germaniae, II, p. 138, lám. CXX, fig. 6 *(Monotis)*.

Esta forma, que como ya hemos indicado presenta ciertas afinidades con *C. (V.) inaequistriatus* Goldf., está representada en el Trías de los Catalánides por un único ejemplar procedente del yacimiento de El Farell y dos que proceden del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

En todos ellos se aprecia la típica forma suboval, bastante convexa, con las orejitas pequeñas y disimétricas y la superficie de la concha cubierta de costillas radiales agudas y fuertemente hundidas.

Las dimensiones de nuestros ejemplares oscilan entre 18 y 27 mm., o sea, tienen una talla intermedia entre los

(*) Las citas de esta especie en el Carniense son anteriores a los trabajos de J. von Pia (1930) y se refieren al nivel de St. Cassian (Cordevoliense = Ladiniense superior), que en aquella época se colocaba equivocadamente en el Carniense.

ejemplares de pequeño tamaño del Trías alpino y los gigantescos de la facies germánica (Alberti, 1864; Tommasi, 1894; Bittner, 1901; Assmann, 1915, y Schmidt, 1928).

Esta forma tiene una enorme dispersión estratigráfica, que abarca desde el Buntsandstein superior al Trías superior (Diener, 1923; Kutassy, 1931).

Chlamys (Velata) cf. **albertii** Goldf.

Lám. VIII, fig. 1.

1838. Goldfuss, A.—Petrefacta Germaniae, II, p. 138, lám. CXX, fig. 6 *(Monotis)*.

Poseemos, procedente de la parte alta del Muschelkalk inferior del Gorg Negre de Centelles (nivel de lamelibranquios) la valva izquierda de un pectínido con una fuerte disimetría entre las orejas, pues mientras la anterior es extraordinariamente pequeña, la posterior es muy grande y prominente.

Por estar implantado en la roca y ser visible por la cara interna, no es posible el darle una atribución específica; no obstante, dadas sus dimensiones, 12 mm. de longitud por 9 de anchura, y la presencia de costillas radiales, hace posible se trate de *C. (V.) albertii,* que se encuentra también en este yacimiento.

Subgénero .. Terquemia.

Terquemia sp.

En el yacimiento de Camposines aparecen con gran frecuencia, en la superficie de las placas calcáreas, unas huellas circulares de 2 a 10 mm. de diámetro, que a veces

conservan restos de concha, si bien no es posible observar en ellas estructura alguna. Wurm (1913, p. 578, lám. 8) indica la existencia de estos restos, que atribuye a *Terquemia* sp. por la semejanza que presentan con los ejemplares de *Terquemia complicata* Goldf. procedentes del Boquete de Tranquera, descritos por dicho autor (1911, p. 105, lámina VI, fig. 12).

Tanto nuestros ejemplares como los descritos por Wurm están en un estado que «hace imposible toda determinación segura» (op. cit.).

Pecten sp.

El número de fragmentos de pectínidos, específica y aun genéricamente indeterminables, es realmente muy grande, pues raro es el yacimiento en donde no se hallan en mayor o menor abundancia. Creemos interesante el resumir aquí las citas de los mismos que aparecen a través de la literatura geológica del Trías de los Catalánides. En Mas Fonoll de Pontóns los citan Almera (1899, p. 240). Wurm (1920, p. 156), Faura y Sans (1922, p. 40) y en la memoria explicativa de la hoja del mapa geológico (Instituto Geológico, 1954, p. 32); en el Puig de la Creu y en Can Rocamora, localidades muy próximas a la anterior, lo hacen Almera (1899, p. 450) y Faura y Sans (1922, p, 40); en el Puig de la Creu de Castellar del Vallés y en El Farell, los citan Villalta y Crusafont (Instituto Geológico, 1947, p. 90); Wurm los señala en La Picosa, junto a Camposines (1920, p. 166), y Vilaseca lo hace en la Trona de la Almusara, Mas de la Vall (Capsanes) y en la sierra de San Geroni, junto a Camposines.

Familia..... Limidae.
Género..... Lima s. str., Bruguière, 1792.

Lima (Lima) cf. ***telleri*** Bittn.

1859. Bittner.—Lamellibranchiaten der alpinen Trias. II. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. G. R. A. XVII-1, p. 194, lám. XXIV, fig. 4.

Schmidt (1828, p. 57, lám. 4, fig. XXI), atribuye a esta especie un ejemplar bastante defectuoso que procede del Muschelkalk inferior de Pallejá. Nosotros hemos hallado también en este mismo nivel y en unas canteras situadas al oeste de Pallejá unos fragmentos muy parecidos al ejemplar descrito por este autor.

Su defectuoso estado de conservación nos impide confirmar la clasificación propuesta, y por ello aceptamos la sugerida por Schmidt. Uno de nuestros ejemplares muestra finas líneas de crecimiento que al pasar sobre las costillas forman pequeñas denticulaciones.

Lima (Lima) vilasecai Schmidt.

Lám. VIII, fig. 3.

1936. Schmidt, M.—Fossilien des spanischen Trias. Abhandlingen der Heidelberger Akad. der Wissenschaften. 22, Abhand, p. 57, lám. IV, fig. 22-23.

Esta especie, característica del Triásico español, está representada en nuestras colecciones por un único ejemplar que procede de una zona muy próxima al yacimiento de Camposines, ermita de San Julián, y por algunos

fragmentos de El Pradell y Camposines, que son las dos localidades típicas de esta especie.

Es una forma de pequeño tamaño, de 11 a 16 mm. de longitud máxima, con una anchura aproximadamente igual a su longitud, de forma ovalada bastante disimétrica, con la superficie relativamente abombada y provista de 24 costillas radiales, prominentes y redondeadas, separadas por surcos más anchos que ellas, cruzadas por líneas de crecimiento que en su intersección dan lugar a pequeñas escamas y a veces llegan a formar pequeños aguijones; las orejas presentan una ornamentación formada por costillitas radiales.

Schmidt describe unos ejemplares que proceden de la estación de El Pradell y de la ermita de San Geroni, junto a Camposines (Col. Inst. Geol. Minero). Los de la primera localidad fueron citados anteriormente por Vilaseca con el nombre de *Lima* sp. aff. *regularis* (1920, p. 60), junto con unos ejemplares procedentes del camino de la Torre de Fontaubella a Pradell; esta última localidad figura también citada en la memoria explicativa de la hoja de Reus (Instituto Geológico, 1952, pág. 43). Todos los yacimientos conocidos de esta especie corresponden pues al sector central y meridional de los Catalánides y se sitúan en las capas basales del Muschelkalk superior, un poco por debajo de las capas con *Daonella*.

Subgénero .. Plagiostoma, Sowerby, 1814.

Lima (Plagiostoma) striata (Schloth).

1823. Schlotheim v.—Nachträge zu Petrefaktenkunde, II, lámina XXXIV, fig. I *(Chamites)*.

Atribuímos a esta especie unos ejemplares que proceden del Gorg Negre de Centelles y El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Es una *Lima* de gran talla; nuestros ejemplares tienen unos 60 cm. de longitud máxima, y a pesar de no estar completos permiten apreciar la región umbonal con su típica oreja triangular y lisa, la lúnula fuerte y deprimida. El dorso es bastante abombado, principalmente en las proximidades del gancho y está cubierto por costillas radiales cuyo número oscila entre 30 y 35, éstas son fuertes, redondeadas, y están separadas por surcos un poco más anchos que ellas; no se observan líneas de crecimiento, pero sí ligeros abombamientos dispuestos concéntricamente.

Esta especie tiene una amplia área de dispersión que abarca, en las regiones de facies germánica, desde el Buntsandstein hasta el límite con el Keuper, mientras que en las regiones de facies alpina queda limitada al Anisiense (Alberti, 1864; Tommasi, 1894; Tornquist, 1904; Assmann, 1915; Walther, 1927, y Schmidt, 1928). En la región estudiada se ubicúa únicamente en la parte media del Muschelkalk inferior. Es la primera cita para el Trías de los Catalánides.

Lima* (*Plagiostoma*) cf. *costata Goldf.

1838. Goldfuss, A.—Petrefacta Germaniae. II, p. 79, lám. C, fig. 2.

Con toda clase de reservas atribuímos a esta especie unos fragmentos procedentes de Begues, encontrados en las mismas canteras que nos han proporcionado los ejemplares de *Spiriferina (Menzelia) mentzeli* Dunk., pero en un nivel ligeramente superior.

Esta forma se distingue de *Lima (P.) striata* Schlot. por su menor tamaño, por ser menos abombada, tener las costillas más estrechas, agudas y menos numerosas, caracteres que permiten atribuirla a *L. P. costata* Goldf. (Alberti, 1864; Tornquist. 1900; Philippi, 1900; Assmann, 1915, y Schmidt, 1928).

Bofill (1893, p. 142-143) cita esta especie en Pallejá y Almera (1889, p. 138) en el Turó de Calamot (Castelldefels), localidades situadas en la misma región de donde proceden los ejemplares por nosotros estudiados.

Mallada (1890, p. 77) atribuye con reservas a esta especie un ejemplar procedente de la ermita de San Gregori, en las proximidades del yacimiento de Camposines, que a nuestro modo de ver corresponde a *Lima vilasecai* Schmidt, que hemos hallado en esta misma localidad y que según Mallada difiere de la forma tipo «por su menor talla y por pasar de 22 el número de sus costillas radiales».

En la cuenca germánica esta especie se encuentra en todo el Muschelkalk, mientras que en los Catalánides se sitúa en la parte media del Muschelkalk inferior.

Familia ..... Ostreidae.
Género ..... Enantiostron, Bittner, 1901.

Enantiostron difforme v. Schlot.

1823. Schlotheim, v. —Nachträge zur Petrefaktenkunde, lám. XXXVI, fig. 2 *(Ostracites crista difformis)*.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por varios ejemplares, cuyas dimensiones oscilan entre 1,5 y 0,3 cm. Su contorno es generalmente redondeado, pero en algunos casos se hace ovalado, siendo entonces la longitud el doble de la anchura. Las valvas son más o menos abombadas y poseen un área ligamentaria muy grande y un número variable de costillas, cruzadas por líneas de crecimiento bien destacadas. Estas características concuerdan con las que presentan los ejemplares del Trías de Alemania central (Alberti, 1864, p. 64; Assmann, 1915, p. 591, lám. XXX, fig. 17: Walther y Clauss, 1927, p. 28; Schmidt, 1928, p. 66, fig. 361).

Esta forma es poco característica y su dispersión estratigráfica se extiende desde el alto Buntsandstein hasta el Muschelkalk superior.

En los Catalánides se encuentra siempre en el Muschelkalk inferior y ha sido citado en Figaró (Llopis, 1942, p. 20, 23), en El Farell (Villalta-Crusafont, Instituto Geológico y Minero, 1947, p. 50) y en el Gorg Negre de Centelles (Llopis, 1947, p. 50). Los ejemplares estudiados por nosotros proceden de los yacimientos de Centelles y de El Farell (Col. Inst. Geol. Minero, Col. Geol. Univ. Barcelona).

Enantiostreon spondyloides Schlot.

1823. Schlotheim, v.—Nachträge zur Petrefaktenkunde, lám. XXXVI, fig. 1 *b (Ostracites)*.

Poseemos de esta especie un único ejemplar procedente del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona) y que va asociado a *E. difforme*.

Esta especie se separa de *E. difforme* Schlot, por tener un mayor número de costillas, el ser éstas más estrechas y presentar relieves producidos por la intersección de las líneas de crecimiento. El vértex es bastante prominente y la concha tiene en general una forma subtriangular.

Su dispersión estratigráfica es bastante restringida, ya que abarca tan sólo el Muschelkalk medio e inferior. En Alemania central ha sido citada por Alberti (1864), Philippi (1903), Frech (1912) y Assmann (1915). Nuestro yacimiento se sitúa en las capas altas del Muschelkalk inferior y es la primera vez que se cita esta forma en el Triásico español.

Orden..... Prehterodonta.
Familia..... Trigoniidae.
Género..... Myophoria, Bronn, 1835.

Myophoria elegans Dunker,

Lám. XI, fig. 1.

1849. Dunker, W.—Über die im Kasseler Muschelkalk bis jetzt gefundenen Mollusken. Programm d. höheren Gewerbeschule in Kassel, p. 15.

Concha de contorno trapezoidal y ornamentación concéntrica, con el gancho muy prominente aunque redondeado en su ápice. De él parte una aguda quilla principal, delante de la cual existe una depresión estrecha y bien marcada que hace rasaltar todavía más la quilla, que termina en el borde inferior en un ángulo saliente. El área es de forma rectangular y está dividida en dos partes casi iguales por una línea radial. Las líneas de crecimiento son fuertes y separadas en la parte superior, mientras que en la región del área se hacen más finas, aumentando su número por intercalación de líneas secundarias que nacen junto a la quilla principal. En los ejemplares estudiados contamos unas 20 en la parte anterior. Esta especie había ya sido citada en el Trías catalán por Wurm, que cita bajo el nombre de *Myophoria* cf. *elegans* unos ejemplares hallados en el supuesto Keuper del Puig de la Creu y Mas Fonoll (Pontóns), y por Llopis (1947. p. 52) en el Muschelkalk superior de La Llacuna. (Fig. 58, n.° 6.)

Mallada, en su «Sinopsis», describe un ejemplar como procedente de Tivisa, que atribuye a *M. curvirrostris* y es idéntico a nuestros ejemplares de *M. elegans*. Creemos que esta determinación es exacta, ya que *M. curvirrostris* Schlot. es muy diferente a la forma que Mallada designa

bajo este nombre (Schmidt, 1928, p. 453; Walther, 1927, lám. VII, fig. 43).

Los ejemplares que hemos tenido ocasión de estudiar (Col. Geol. Univ. Barcelona) proceden del yacimiento de El Farell, que corresponde a la parte alta del Muschelkalk inferior, del Gorg Negre de Centelles, que se sitúa en la base del Muschelkalk superior, y del Mas Fonoll de Pontóns, que se incluye en los niveles más altos del mismo piso. No obstante, esta especie posee una amplísima distribución estratigráfica, que abarca desde el Buntsandstein superior al Keuper (Philippi, 1903; Walther, 1906; Assmann, 1915; Diener, 1923; Kutassy, 1931, y Schmidt, 1928).

Myophoria vulgaris (Schlot.)

1820. Schlotheim, v. – Petrefaktenkunde, p. 112, lám. XXVI, fig. 5.

Esta especie se caracteriza por tener una forma suboval; la relación longitud altura tiene un valor que oscila entre 1 : 1 y 1 : 1,2 y el cociente de Seebach comprendido entre 1 : 2,6 y 1 : 3 (según Schmidt este valor oscila antre 1 : 2,24 y 1 : 2,79 en los ejemplares procedentes del Trías germánico). Por las restantes características esta especie es muy parecida a *M. intermedia* Shaur., con la cual se ha confundido algunas veces y ciertos autores (Rübenstrunk, 1909) han pretendido identificarla.

Como carácter diferencial entre ambas especies podríamos indicar que las líneas de crecimiento son más débiles e irregulares en *M. vulgaris* que en *M. intermedia*.

La confusión de ambas especies no representaría, sin embargo, desde el punto de vista estratigráfico, ninguna dificultad, ya que ambas formas se presentan comunmente asociadas, la dispersión vertical es casi la misma y se encuentran, tanto en facies alpinas como en las facies germánicas a lo largo de todo el Muschelkalk (Goldfuss, 1838;

Strombeck, 1849; Seebach, 1861; Philippi, 1903; Zeller, 1907; Assmann, 1915; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931).

En la cuenca catalana esta especie se localiza en los niveles dolomíticos del Muschelkalk inferior, en su parte más alta. Ha sido citada por Almera (1899, p. 538, y 1898, p. 145), Bofill (1893, p. 142) y Faura y Sans (1922, p. 39) en el Keuper, si bien todos los yacimientos de dichos autores: Collado de las Portes, junto a Begues, cerro dels Voluntaris, en Corbera, ermita de Foix... corresponden realmente al Muschelkalk. Llopis y Villalta (1935, p. 6) y Llopis (1947, p. 50) la citan de Aiguafreda, y nosotros la hemos reconocido además en El Figaró, en el yacimiento situado junto a la salida del pueblo, y en El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Myophoria intermedia Schaur.

1857. Schauroth, v. K.—Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Herzogtums Coburg. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. IX, p. 127, lám. VII, fig. 3.

Esta forma está abundantemente representada en la cuenca triásica catalana y presenta, como ya indicaron Wurm (1911, p. 94), Llopis y Villalta (1935, p. 8), grandes analogías con *M. vulgaris,* con la que existen numerosas formas de tránsito.

Nuestros ejemplares tienen un cociente de Seebach que varía entre 1 : 3,5 y 1 : 4,5, mientras que el típico de *M. intermedia* es 1 : 4 y el de *M. vulgaris* 1 : 2,8, según Seebach (1861, p. 609) y Schmidt (1928, p. 188). La ornamentación consta de finas líneas de crecimiento muy regulares, más visibles que en *M. vulgaris;* sus dimensiones están comprendidas entre 6 y 12 mm., o sea, son un poco más pequeñas que las formas germánicas (Assmann, 1915, y Schmidt, 1928), pero mayores que las del Trías alpino

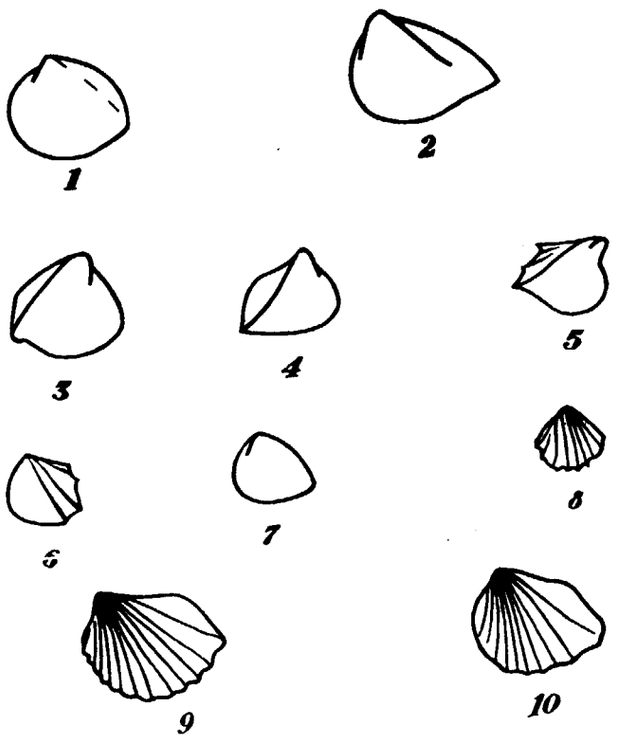


Fig. 58.

1. *Myophoria orbicularis* Bronn. Musch. inf., El Farell.—2. *Myophoria laevigata* Ziether, Musch. inf., Centelles.—3. *Myophoria vulgaris* Schlot. Musch. inf., Aiguafreda.—4. *Myophoria cardissoides* Zieth. Musch. inf, El Farell.—5. *Myophoria vulgaris* Schlot. v. *semicostata* Hohenstein. Musch. inf., Aiguafreda.—6. *Myophoria elegans* Dunker. Musch. inf., El Farell.—7. *Myophoria sublaevis* Schmidt. Musch. sup., Camposines.—8. *Myophoria harpae* Munster.—9. *Myophoria goldfussi* Almera. Musch. sup., Aiguafreda.—10. *Myophoria vestita* Alberti. Musch. sup., Mas Fonoll, Pontóns.

(Bittner, 1855) y análogas a los ejemplares del NE. de España descritos por Wurm (1911).

Esta forma carece de valor estratigráfico, ya que se encuentra desde la base del Trías medio hasta el límite con el Jurásico, apareciendo tanto en las facies alpinas como en las germánicas.

En los Catalánides, además de Aiguafreda, de donde proceden los ejemplares que hemos estudiado, ha sido citada por Llopis (1947, p. 55) junto a la Trona de la Musara (sierra de Prades), en donde ya la había citado Vilaseca (1920, p. 541) y la hemos encontrado posteriormente (Virgili y Julivert, 1954, p, 5). Llopis la cita también entre Lloá y Vilella Alta, y Sos (1933-34) en el Mas Fonoll de Pontóns. También hemos tenido ocasión de ver ejemplares procedentes del camino de Montreal a Alcover (Col. Seminario Conciliar de Barcelona) y del yacimiento de La Vilella, junto a La Figuera. En todos estos yacimientos esta especie se presenta siempre en el nivel dolomítico más alto del Muschelkalk inferior, con la única excepción del yacimiento del Mas Fonoll, en donde no hemos tenido la suerte de hallarla.

Myophoria laevigata v. Ziet.

Lám. XI, fig. 9.

1830. Ziethen, v. Ch.—Die Versteinerungen Württemberge, p. 94, lám. LXXI. figs. 2, 6.

Concha de contorno triangular equilátero, con el ángulo anterior redondeado; gancho prominente poco incurvado; área de la quilla muy cortante y recta, lo que determina que la parte posterior sea muy abrupta; detrás de esta quilla existen dos costillas poco prominentes que dividen el área en tres regiones de anchura aproximadamente igual. La parte anterior de la concha es lisa, existiendo únicamente una pequeña costillita anterior que parte del gancho y desaparece debilitándose progresivamente en la parte media de la concha. El ángulo cardinal tiene, según Mallada (1880, p. 247) un valor aproximado de 70°. (Fig. 58, n.° 2.)

Nuestros ejemplares están todos en estado de moldes internos, lo que impide la observación de los caracteres charnelares; en ellos quedan a veces pequeños fragmentos

de la concha, que nos permiten ver una fina estriación radial que ya fue observada por Schmidt (1935) y por Mallada (op. cit.) en la mayoría de los ejemplares españoles.

Desde el punto de vista estratigráfico la especie que nos ocupa es completamente banal, ya que su dispersión abarca todo el Trías, y se encuentra indistintamente en las facies alpina y germánica (Giebel, 1856; v. Alberti, 1864; Tommasi, 1895; Bittner, 1898-1901; Frech, 1907; Assmann, 1915; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931).

En las Cadenas Costeras catalanas ha sido citada en el yacimiento de Camposines, en donde la hemos hallado nosotros, por Mallada (1880, p. 64, lám. II, fig. 4, y 1890, p. 77) y por Neumayr (1868), y en el de Tivisa por d'Archiac (1880) y Mallada (1880).

El mejor ejemplar que poseemos procede del Gorg Negre de Centelles, Muschelkalk inferior (Col. Geol. Univ. Barcelona); sus dimensiones son 22 mm. de altura por 21 de longitud y 7 de espesor, talla mucho menor que la que presentan algunos de los grandes ejemplares de Ruebenshain, que llegan a tener hasta 60 mm. de longitud. Neumayr (1868) señala la presencia de esta especie en el yacimiento de Camposines, que se sitúa en el Muschelkalk medio; como sea que ninguno de los autores que posteriormente han estudiado este yacimiento la citan, y nosotros tampoco hemos podido reconocerla entre el numeroso material que hemos recogido, creemos dudosa su presencia en esta localidad.

Myophoria vulgaris (Schlot.) var. ***semicostata*** Hohenst.

1913. Hohenstein, V.—Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Palaeontol. Abhandl. v. Pompockju. v. Huene, N. F. XII/2, p. 230, lám. 13, figs. 2, 9, 11.

Llopis y Villalta (1935, p. 7) señalan la presencia de esta variedad en el yacimiento de Aiguafreda, asociadas a *M. vulgaris* típica y a *M. intermedia*.

Nosotros hemos tenido ocasión de revisar dos de los ejemplares recogidos por dichos geólogos; son de pequeña talla, 9 y 13 mm. respectivamente; tienen la quilla muy marcada y prominente, terminando en punta junto a la charnela y el área externa es muy reducida. Caracteres todos ellos típicos de dicha variedad. (Fig. 58, n.° 5.)

Al igual que en el Trías de la Selva Negra (localidad tipo), nuestros ejemplares proceden de la parte alta del Muschelkalk inferior (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Myophoria sublaevis Schmidt.

Lám. XI, fig. 3.

1935. Schmidt, M. –Fossilien der spanischen Trias. Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenchaftliche Klasse. 22 Abh. p. 78-79, lám. V, figs. 27-30.

Esta especie fue creada por Schmidt para unos ejemplares procedentes del Langobardiense de Cehegín y se caracteriza por su pequeño tamaño, y su forma muy aplastada, excepto en la zona del gancho, el cual es muy agudo y prominente. Las líneas de crecimiento son concéntricas y muy marcadas; el área externa es muy estrecha, raras veces visible, y la quilla areal es aguda, pero poco saliente. (Fig. 58, n.° 7.)

Atribuímos a la misma un ejemplar procedente de Camposines que presenta todas las características indicadas por Schmidt, así como una serie de fragmentos procedentes de este mismo vacimiento, que parecen corresponder a esta misma especie, y también el ejemplar citado por Neumayr bajo el nombre de *M. cardissoides* Zeit. En esta localidad la forma que nos ocupa tiene análoga situación estratigráfica que en la localidad tipo.

Myophoria orbicularis Bronn.

Lám. XI, fig 3.

1837. Bronn, H.—Lethaea geognostica, II, p. 174, lám. XIII, fig. 11.

Referimos a esta especie un ejemplar de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona), y que por todos sus caracteres, forma redondeada, gancho grande, poco saliente e incurvado hacia adelante, cresta radial poco marcada, líneas de crecimiento finas, superficie de la concha fuertemente abombada, especialmente en su parte superior, etcétera, debe incluirse en la especie de Bronn. (Fig. 58, n.°1.)

Es la primera vez que se cita esta forma en el Trías de los Catalánides, si bien Wurm (1911, p. 97-98, lám. VI, fig. 5) la cita del Muschelkalk inferior de El Frasno-Saviñán, o sea en el mismo nivel que en El Farell. Su hallazgo tiene extraordinaria importancia, ya que caracteriza los niveles más altos del Muschelkalk inferior germánico y proporciona por lo tanto un interesante dato para la comparación de la serie española y germánica.

Myophoria cardissoides Ziet.

1830. Ziethen.—Die Versteinerungen Wurttembergs, p. 78, lámina. LVIII, fig. 4.

En la memoria explicativa del mapa geológico correspondiente a la hoja de Sabadell (Instituto Geológico, 1947, p. 90), Villalta y Crusafont citan con reservas esta especie. Nuestras búsquedas en este yacimiento, así como el hallazgo de otros ejemplares en el Gorg Negre nos han permitido confirmar esta determinación.

Nuestros ejemplares tienen de 6 a 8 mm. de longitud, o sea tienen la talla menor que los del Trías germánico, en

en donde alcanzan hasta 27 mm. Las valvas son subtriangulares, con una cresta radial bastante prominente que limita el área externa, bastante grande. En los ejemplares mejor conservados puede apreciarse sobre dicha área la presencia de dos pequeñas crestas radiales divergentes. El gancho es prominente y agudo y la superficie de las valvas es lisa y sin estrías de crecimiento. (Fig. 58 n.° 4.)

Esta especie está ampliamente difundida en el Trías europeo, tanto de facies alpina como germánica; no obstante, su dispersión vertical es escasa, ya que se limita al Muschelkalk inf. y al Anisiense, respectivamente (Bronn, 1937; Assmann, 1915; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931). En los yacimientos de la cuenca catalana se ubica en la parte más alta del Muschelkalk inferior. Como ya se ha indicado anteriormente, Neumary (1968) incluye esta especie en su lista del yacimiento de Camposines, pero creemos que aquellos ejemplares corresponden a *M. sublaevis* Schmidt.

Myophoria goldfussi (Zeit.).

1830. Zeiten, v. Ch. - Die Versteinerungen Württembergs, p. 94, lám. LXXI, fig. 4.

Esta forma es relativamente abundante en el Trías de los Catalánides, como demuestran las reiteradas citas que de ella han hecho los diversos autores que se han ocupado de estas formaciones; así Wurm (1920) la cita en Valldeneu, junto a Aiguafreda; Llopis (1942, p. 20) en el Plá de los Mirones, en esta misma región; Sos (1933, p. 78) en Vallsenen; Almera (1389, p. 136-145) en el Collado de las Portes (Begues) y en la ermita de Nuestra Señora de Foix, junto a La Llacuna (Almera, 1899, p. 538 539, y Faura y Sans, 1922, p. 39); en Els Puig, junto a Pradell la ha encontrado Vilaseca (1920, p. 55), y en Camposines la citan Neumayr (1868), Mallada (1880 y 1890) y Wurm (1913).

Por último, Faura y Sans (1922, p. 37) refieren a esta especie unos fragmentos procedentes de Begues, Gavá y Pallejá, sin indicar la localidad exacta de la cual provienen.

Los ejemplares por nosotros estudiados proceden del Plá de les Mirones (Aiguafreda) y del Puig de la Creu, junto a Castellar del Vallés, en el extremo oriental de la cuenca triásica catalana, y de los yacimientos de Camposines y Alfara en el extremo occidental, y por sus características concuerdan perfectamente con las descripciones de esta especie.

La concha es de pequeño tamaño, en nuestros ejemplares oscila entre 5,8 y 8 mm., mientras que en los de la cuenca germánica llega hasta los 13 mm. El contorno es ovalado y la relación altura-anchura varía de 1,1 a 1,3. Está provista de agudas costillas, cuyo número oscila entre 12 y 15; el área externa presenta también indicios de costillas radiales, entre las que destaca por su mayor grosor la que constituye el borde areal. En ninguno de los ejemplares que poseemos son visibles las líneas concéntricas que a veces existen en esta especie; sin embargo, quedan sobre las costillas radiales pequeñas espinas. (Fig. 58 n.° 9)

En el Trías europeo esta especie puede ser considerada como completamente banal, ya que aparece, en la zona de facies germánica, desde el Muschelkalk superior hasta el Keuper, y en las de facies alpina desde el Anisiense hasta el Carniense (Thommasi, 1864; Philippi, 1903; Zeller, 1907; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931).

No obstante, en el conjunto de la columna estratigráfica del NE. de España se encuentra hasta el presente localizada exclusivamente en el Muschelkalk superior, y en general en los niveles basales de este tramo, por debajo del nivel de Daonellas, en forma de ejemplares aislados, y asociado con *M. vestita* Alb. en los niveles más superiores de este tramo, en el contacto con las margas del Keuper.

Myophoria vestita Alb.

1864. Alberti, F. v.—Uberblick über die Trias, p. 113, Taf II, fig. 6.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por algunos moldes internos procedentes del yacimiento del Mas Fonoll de Pontóns, localidad que ya había sido señalada por Tornquist (1909, p. 917), Wurm (1920, p.159) y Llopis (1947, p. 52). El yacimiento del Puig de la Creu, citado también por Wurm, no corresponde al Puig de la Creu de Castellar del Vallés, sino a una localidad tan próxima al Mas Fonoll y ubicada en los mismos niveles que nosotros consideramos como una misma localidad.

Los ejemplares que poseemos son idénticos a los descritos por Wurm: forma muy pequeña, de 3 a 8 mm., con nueve costillas en el dorso y la superficie areal lisa. Quilla areal muy prominente y aguda. Ni en nuestros ejemplares ni en los descritos por Wurm y Tornquist se observa la típica ornamentación de la lúnula (Rübenstrunk, 1909, y Schmidt, 1928). (Fig. 58, n.° 10.)

La dispersión estratigráfica de esta *Myophoria* es bastante restringida, ya que abarca únicamente los tramos más altos del Muschelkalk superior y el Keuper (Zeller, 1908; Rübenstrunk, 1909; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931), mientras que la geográfica es muy amplia, encontrándosela tanto en las facies alpina como en las germánicas. En los Catalánides se localiza precisamente en los niveles dolomíticos margosos que están encima de la fauna de San Cassian, e inmediatamente por debajo de las arcillas irisadas. Su presencia es pues de una importancia decisiva, pues nos permite datar toda la serie arcillosa superior en el Keuper, como tendremos ocasión de exponer en el capítulo dedicado a las conclusiones estratigráficas.

Myophoria curvirrostris Alb.

Con este nombre citan Verneuil (1855, p. 729) y d'Archiac (1860, p. 238) unos ejemplares que según dichos autores proceden «de las cercanías de Mora y Tivisa». Posteriormente Mallada (1880, p. 247, lám. II, figs. 5-9) describe y figura, bajo este mismo nombre, un ejemplar procedente de esta última localidad.

A estas citas cabe objetar que el autor de esta especie es Schlotheim y que el ejemplar figurado por Mallada es completamente diferente de *M. curvirrostris* Schlot. Las citas de Verneuil y d'Archiac no han podido ser comprobadas por no dar dichos autores la menor descripción de los ejemplares.

M. curvirrostris Schlot. es una especie de talla pequeña, fuertemente acostillada y sin líneas de crecimiento (Bittner, 1885, p. 115; Walther, 1906, p. 31, lám. VII, figura 41; Assmann, 1915, p. 622, lám. XXXIV, figs. 23-24; Schmidt, 1928, p. 192, fig. 543); todos estos caracteres la separan perfectamente del figurado y descrito por Mallada, que a nuestro modo de ver puede ser referido a *M. elegans* Dunk.

Myophoria sp.

Restos indeterminables de Myophorias fueron señalados por Mallada (1890, p. 69) en el cerro de las Torres y en la sierra de Les Quimeres, en las cercanías de Falset, y por Bofill en el yacimiento de la estación del Norte de Olesa de Montserrat (1893, p. 142).

Nosotros hemos tenido ocasión de recoger en la zona de Falset ejemplares atribuíbles al genero *Myophoria,* si bien es imposible su determinación específica dado su mal estado de conservación.

También de muchos de los yacimientos anteriormente citados poseemos fragmentos indeterminables, que nos permiten afirmar que existen otras especies además de las descritas en el presente trabajo.

Género ..... Myophoriopis, Wöhrmann, 1889.

Myophoriopis camposinensis Wurm.

1914. Wurm, A.—Beiträge z. Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz Verhandl. d. naturhist. medizin. Verein zu Heidelberg, N. F. XII, Heft 4, p. 581, lám. XIX, figs. 12, 13 *a-b*.

Esta especie es típica del Triásico catalán y fué descrita por Wurm (op. cit.); Schmidt (1935, p. 86-87) completó esta descripción figurando unos ejemplares recogidos por Vilaseca en el yacimiento de Pradell.

Es de pequeño tamaño (7 mm. de longitud, 7 mm. de anchura y 5 mm. de grosor), de forma rectangular; el borde superior forma con la horizontal un ángulo de unos 45° y luego de una pequeña escotadura se une en ángulo casi recto con el borde inferior, cuya longitud es aproximadamente 4/5 del superior. El borde inferior forma una punta prominente que primero se dirige hacia delante y luego se encorva hacia atrás; el anterior es bastante abombado, sobre todo en su porción central. El gancho está muy encorvado hacia el borde superior y ocupa una posición muy anterior; de él parte una quilla diagonal cortante que se dirige en línea recta hasta el borde inferior, en donde forma la punta; delante de esta quilla hay una depresión que contribuye a hacer más visible la quilla. Ésta limita un área posterior bastante grande, de forma ovalada, en cuyo centro hay una profunda lúnula. El escudete está poco desarrollado. (Fig. 59, n.° 5.)

Los ejemplares estudiados son completamente lisos, no observándose ni las líneas de crecimiento ni la estriación radial descritas por Wurm y Schmidt. Tampoco es posible la observación de los caracteres charnelares, por estar la mayoría de ellos en estado de moldes.

Proceden de Camposines, localidad tipo (Col. Geol. Univ. Barcelona); también hemos tenido ocasión de estudiar los ejemplares procedentes del Pradell (Col. Seminario Barcelona), en donde ya se habían citado (Vilaseca, 1920; Schmidt, 1935, p. 86-87, fig. 24 *a-b*, lám. V, fig. 41, e Instituto Geológico, 1952, p. 44).

Creemos posible atribuir a esta especie unos ejemplares hallados en el Km. 489 de la carretera de Falset a Pradell, no obstante su deficiente estado de conservación.

Subgénero ..... Pseudocorbula, Philippi, 1898.

Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria Münster.

1838. Münster in Goldfuss.—Petrefacta Germaniae, p. 152, lámina LXXIV, fig. 12.

Atribuímos a esta especie varios ejemplares procedentes del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona), uno de los cuales, perfectamente conservado, permite observar los caracteres típicos de la especie. Es de tamaño relativamente pequeño (65 mm. de altura y 7,5 de longitud), de contorno triangular, relativamente convexo (el espesor máximo de las dos valvas reunidas es 5,8 mm.), su borde inferior es muy redondeado y el gancho, situado casi en el centro del borde superior, es puntiagudo y está encorvado hacia delante. La quilla media y el área lateral por ella limitada, están muy poco marcadas; en nuestros ejemplares no es visible la lúnula. (Fig.59, n.° 5.)

Esta especie es nueva para el Trías catalán, si bien carece de interés estratigráfico, ya que se extiende desde la base del Muschelkalk hastà el Keuper, tanto en las zonas de facies alpina como germánica (Philippi, 1898; Assmann, 1915; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931).

Myophoriopis (Pseudocorbula) keuperina (Quenst.).

Lám. VII, fig. 2.

1851. Quenstedt, F.—Handbuch der Petrefaktenkunde, I, Aufl. lám. XLIV. fig. 17 *(Cycles)*.

Concha de talla pequeña (de 3 a 8 mm.), de forma triangular, con el borde anterior redondeado y el posterior rectilíneo. Gancho poco prominente, del cual parte una débil quilla que limita una estrecha área posterior. (Figura 59, n.° 2.)

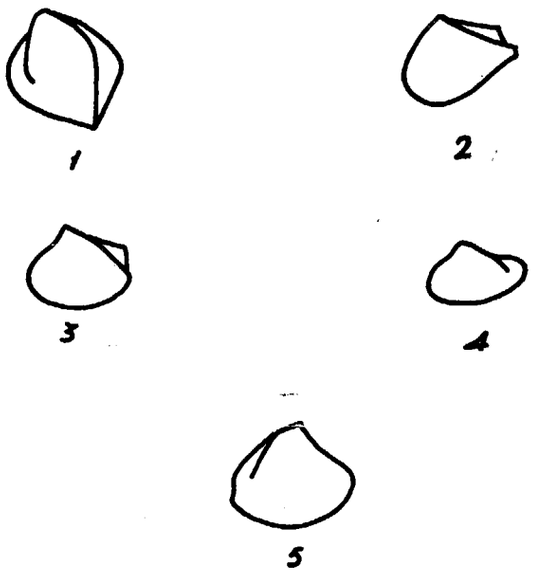


Fig. 59.

1. *Myophoriopis camposiensis* Wurm. Musch. sup., Camposines.—2. *Myophoriopis (Pseudocorbula) keuperina* Quenst. Keuper, Vallirana.—3. *Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata* Schauroth. Musch. inf., El Farell. Caldas de Montbuy. 4. *Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculeiformis* Zenk. Musch. inf., Centelles.—5. *Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria* Münster. Musch. inf., Centelles.

En nuestros ejemplares no son visibles las líneas de crecimiento que presentan los descritos por Alberti (1864, p. 121, lám. II, fig. 6), Zeller (1908, p. 95) y Schmidt (1928, p. 195, fig. 464), detalle que tampoco es visible en los ejemplares procedentes del Keuper de Medina Sidonia, descritos por Schmidt (1935, p. 85, lám, V, fig. 38).

Esta forma es típica de la cuenca germánica y tiene mucho interés desde el punto de vista estratigráfico, dada su pequeña dispersión vertical, del Lettenkohle hasta el Keuper medio.

Ha sido citada por primera y única vez en Cataluña en el yacimiento de la Font de Jem, junto a Vallirana (Llopis, 1947). Esta cita tiene un gran interés por ser el primer fósil hallado en el Keuper de Cataluña, ya que las listas dadas anteriormente de los yacimientos de Begues, Camposines y Mas Fonoll como correspondientes al Keuper, corresponden realmente al Muschelkalk superior.

Además de los ejemplares hallados por Llopis en Vallirana (Col. Geol. Univ. Barcelona) hemos tenido ocasión de estudiar otros que proceden de un nuevo yacimiento situado en el extremo sur de los Catalánides, junto al pueblo de Paúls, en donde se encuentran en unos niveles de calizas dolomíticas intercalados en la parte superior de las arcillas irisadas del Keuper, o sea en una posición idéntica a la que ocupan en la cuenca germánica (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata Schaur.

Lám. IX, fig. 6.

1855. Schauroth, v. K. Übersicht der geognostischen Verhältnissen der Gegen von Recuero im Vissentinischen. Sitzgyer, Akad. Wiss. Wien., p. 516, lám. II, fig. 7 *(Tapes)*.

Concha de tamaño pequeño, de 6,5 a 7,5 mm. de longitud y de 4,8 a 5,5 mm. de altura, de forma oval subtrian-

gular, con las valvas fuertemente convexas y el gancho poco prominente, colocado entre un tercio y una mitad de la longitud de la concha; de él parte una quilla radial suave, pero bien visible, que delimita una extensa área exterior (fig. 59, n.° 3.).En uno de nuestros ejemplares, procedente del Gorg Negre de Centelles, se observa en el borde areal una ligera escotadura análoga a la de los ejemplares descritos por Schmidt bajo el nombre de *M. sandbergeri* (1928, p. 194, fig. 458).

Esta especie es bastante banal desde el punto de vista estratigráfico, ya que se encuentra en todo el Trías medio, tanto en las zonas de facies alpina como germánica (Philippi, 1903; Tornquist, 1904; Assmann, 1915, y Schmidt, 1928), y se ha citado reiteradamente bajo el nombre de *M. sandbergeri* Phil. (Philippi, 1898;Gruber, 1907;Schmidt, 1928, e Instituto Geológico, 1947, p. 90). Nombre que según Kutassy (1931, p. 385) es sinónimo de *M. subundata* Schaur.

Los ejemplares por nosotros estudiados proceden del Farell y del Gorg Negre, en el Muschelkalk inferior (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Myophoriopis (Pseudocorbula) sandbergeri Phil.

Véase *Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata* Schaur.

Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculeformis Zenk.

1833. Zenker, J.—Beitrag zur Naturgeschichte der Urweit, pág. 227. *(Cucullaea).*

Referimos a esta especie una serie de ejemplares, algunos en perfecto estado de conservación, procedentes del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Recuerda por su tamaño y forma a *M. subundata,* de la que se separa por una mayor disimetría de la concha, ya que el gancho está colocado entre un cuarto y un tercio del borde anterior, posición que es claramente visible en los ejemplares estudiados, así como el perfil ovalado, la suave quilla radial, y la amplia, pero poco marcada, depresión externa. Las líneas de crecimiento no son visibles en ninguno de nuestros ejemplares. (Fig. 59, n.° 4.)

La forma que nos ocupa posee una amplia dispersión estratigráfica, ya que se extiende desde el Röt hasta el Keuper (Walther, 1906; Assmann, 1915; Diener, 1923, y Kutassy, 1931).

Es la primera vez que se cita en el Triásico de los Catalánides. Los ejemplares estudiados proceden del yacimiento de Centelles, como ya se ha indicado, que corresponde al Muschelkalk inferior.

Myophoriopis (Pseudocorbula) sp.

Wurm (1920, p. 160) cita la existencia en el yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns de un ejemplar de *Pseudocorbula,* «que recuerda exactamente al ejemplar de *P. gregaria* Phil. del Muschelkalk de Aragón descritos por mí».

Como sea que *P. gregaria* es una especie de Münster y no de Philippi, cabría suponer que Wurm pudiera referirse a *P. gregaria* Münster o a *P. gregaroides* Philippi; no obstante, estas dos especies son bastante diferentes del ejemplar figurado por Wurm.

En lo que se refiere al ejemplar procedente del yacimiento del Mas Fonoll es difícil, ya que no está ni descrito ni figurado, el poder averiguar a qué forma pertenece. Nosotros poseemos también algunos ejamplares en muy mal estado de conservación procedentes de este mismo yacimiento, que por alguno de sus caracteres recuerdan a *M. (P.) subundata,* sin que sea posible una clasificación exacta.

Myophoriopis sp.

En el yacimiento de Gorg Negre de Centelles abundan unos pequeños *Myophoriopis* de 1 a 3 mm. de longitud, que no pueden referirse a ninguna de las especies anteriormente descritas. Por algunas de sus características, tamaño, forma redondeada, gancho en posición central, recuerda a *M. (P.) incrassata* Münster, y de una manera especial al figurado por Schmidt (1928, p. 195, fig. 462); no obstante, dado su defectuoso estado de conservación, creemos preferible considerarlos como indeterminables.

Myophoriopis nov. sp. ?

Vilaseca (1920, p. 56) indica la existencia en las cercanías del Pradell de un *Myophoriopis* diferente de *M. camposinensis* Wurm, con el cual se encuentra asociado. No nos ha sido posible el comprobar esta cita, ya que todos los ejemplares que hemos hallado en esta región corresponden a *M. camposinensis*.

¿**Myophoriopis** sp. ?

Lám. XII, fig. 2.

En unos niveles de areniscas amarillentas intercaladas entre los niveles margosos más inferiores del Buntsandstein en Cervelló, aparecen unos restos de conchas que podrían identificarse con pequeños *Myophoriopis* y recuerdan, por su talla y forma, a *M. (P.) nuculiformis* Zank. o a *M. (P.) gregaria* Münster. Como sea que todos los

ejemplares que poseemos se hallan en estado de moldes internos y que la arenisca que los fosiliza no permite la conservación de los detalles con toda clase de reservas los incluímos en el género *Myophoriopis*.

Es la primera vez que se cita la presencia de moluscos en los niveles inferiores a las calizas del Muschelkalk. La facies de los niveles que los contienen es análoga al Muschelsandstein de los Vosgos, en donde tanto abundan los restos de estos moluscos.

Los restos a que nos referimos son numerosos en la zona que hemos denominado borde del macizo de Garraf, siendo más abundantes junto al pueblo de Cervelló, a la salida del camino que va a La Palma.

Familia ..... Megalodontidae.
Género ..... Megalodon, Sowerby, 1827.

Megalodon hispanicus Wurm.

Lám. IX, figs. 1 y 2.

1913. Wurm, A.—Beiträge zur Kenntnis der Iberisch-Balearischen Triasprovinz. Verh. Natur. Ver. zu Heidelberg. Band 12 Heft 4, p. 107, Taf XIX, fig. 16 *a, b. c.*

Poseemos de esta especie numerosos ejemplares que proceden de la localidad tipo, Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Esta forma es muy abundante en este yacimiento, pero es difícil obtener ejemplares perfectos por encontrárseles siempre incluídos dentro de los niveles calcáreos, de los cuales es muy difícil poderlos separar y en donde están generalmente deformados. Esta especie, que por muchos de sus caracteres recuerda a *M. malladae,* se separa de ella por ser más alargada y abombada, tener el gancho más estrecho y arrollado y carecer de crestas radiales. La superficie de la concha presenta leves líneas de crecimiento.

Nuestros ejemplares miden 16,5 mm. de altura por 17 de longitud, o sea, tienen una talla análoga a los descritos por Wurm.

Camposines es la única localidad conocida de esta especie, habiéndola citado también Schmidt (1935) en este yacimiento.

Megalodon malladae Wurm.

1913. Wurm, A. – Beiträge zur Kenntnis der Iberisch-Balearischen Triasprovinz. Verh. Natur. Ver. zu Heidelberg. Band 12, Heft 4, p. 108, Taf XIX, fig. 17 *a*, *b*.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por numerosos ejemplares, generalmente en un deficiente estado de conservación, que proceden de la localidad tipo, Camposines, uno de los cuales excepcionalmente bien conservado (Col. Geol. Univ. Barcelona), permite reconocer todos los caracteres típicos de esta especie y completar el diagnóstico de Wurm, establecido sobre ejemplares incompletos.

La concha es extraordinariamente convexa, equivalva, de perfil triangular, casi isósceles, algo más alta que ancha y con los vértices redondeados. El gancho es bastante fuerte y arrollado hacia adelante, este fuerte arrollamiento da lugar a dos pequeñas fositas situadas en la base del gancho; de éste parte una cresta radial poco marcada que se dirige hacia el borde interno. Ligamento externo bastante largo (7 mm. en el ejemplar descrito) y sostenido por dos fulcros muy prominentes. La lúnula, bien desarrollada, tiene 6 mm. de longitud por 0,5 mm. de anchura; el coselete es más corto (5 mm.) y más ancho (1,5 mm.). Las dimensiones de nuestro ejemplar son: longitud, 12,5 milímetros; altura, 14 mm.; espesor de las dos valvas reunidas, 12 mm. Un poco menores que el ejemplar tipo de Wurm (22 mm. de altura por 15,5 de longitud) pero con idéntica relación longitud-anchura.

Orden ..... Heterodonta.
Familia ..... Astartidae.
Género ..... Opis, Defrance, 1825.
Subgénero .... Coelopis, Munier-Chalmas, 1887.

Opis (Coelopis) tarraconensis Wurm.

1913. Wurm, A.—Beiträge zur Kenntnis der Iberisch-Balearischen Triasprovinz. Verh. Natur. Ver. zu Heidelberg. Band 12, Heft 4, p. 105, Taf. XIX, fig. 14 *a*, *b*, *c*.

Esta especie fué descrita por Wurm (op. cit.) a base de unos ejemplares procedentes del yacimiento de Camposines, única localidad conocida y de donde proceden los estudiados por nosotros.

Nuestros ejemplares están en general en un estado de conservación muy deficiente; la mayoría están colocados transversalmente, lo que impide observar las crestas radiales y los surcos transversales tan característicos de esta especie. El único ejemplar que tiene la valva implantada paralelamente a la superficie de la roca, permite observar el perfil característico indicado por Wurm (lámina XIX, fig. 14 *b*).

Este género caracteriza los niveles más altos del Trías medio de facies alpina y el yacimiento de Camposines señala el límite occidental de su dispersión.

Opis (Coelopis) affinis Laube.

1865. Laube, G.—Die Fauna der Schichten von St. Cassian. II. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. XXV, p. 41, lám. XVI, fig. 2.

Con toda clase de reservas atribuímos a esta especie unos ejemplares en un deficiente estado de conservación, procedentes del yacimiento de Camposines y en donde fué

ya señalado por Wurm (1913, p. 582-83, lám. XIX, figura 15, *a, b, c*).

Esta especie es típica de la parte más alta del Trías medio de facies alpina y muy abundante en las capas de St. Cassian (Bittner, 1895; Diener, 1923, y Kutassy, 1931).

Familia ..... Lucinidae.
Género ..... Unicardium, d'Orbigny, 1852.

Unicardium schmidi Geinitz.

Lám. X, fig. 5.

1842. Geinitz, H. B. – Über einige Petrefakten des Zechsteins und Muschelkalks. Neues Jahrb. f. Mineral, p. 577. lám. X, fig. 9 *(Arca)*.

Atribuímos a está especie un único ejemplar procedente del yacimiento de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Es de concha ovalada, fuertemente abombada; su diámetro transversal, 22 mm., es algo mayor que el vertical, 18 milímetros. El gancho es bastante prominente y está situado casi en el centro del borde superior, siendo la parte anterior de este borde un poco más elevado que la posterior. Las líneas de crecimiento, concéntricas, están poco marcadas. Por todos estos caracteres se sitúa en la especie de Geinitz (Alberti, 1864; Zeller, 1908; Assmann, 1915).

Su dispersión vertical abarca el Trías medio y el superior y aparece indistintamente en zonas de facies germánica y alpina. El ejemplar estudiado, único encontrado hasta ahora en la Península Ibérica, procede de los niveles dolomíticos que forman la parte alta del Muschelkalk inferior.

Familia ..... Pleuromyidae.
Género ..... Pleuromya, Agassiz, 1843.

Pleuromya cf. **_oblicua_** Bittn.

1901. Bittner, A.—Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes Resultate d. wissenschaftl. Erforschg. de. Balatonsees I/I Palaeontol. Anhang. Budapest, p. 5, lám. VIII, fig. 14.

Wurm (1913 p. 585, lám. XIX, fig. 18) refiere a esta especie un pequeño fragmento de lamelibranquio procedente del yacimiento de Camposines. No nos ha sido posible confirmarlo.

Pleuromya brevis Assm.

Lám. X, fig. 1.

1915. Assmann, R.—Die Brachiopodem und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. Jahrb. Preub. Geol. Landessanst f. XXXVI/I, Heft 3, p. 631, lám. XXXVI, fig. 7.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por un único ejemplar procedente del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Por sus características concuerda exactamente con la descripción del ejemplar tipo de Assmann (Assmann, 1915. p. 631, lám. XXXVI, fig. 7; Schmidt, p. 204, fig. 439). Es de forma redondeada (fig. 60, n.° 4), con el gancho bastante ancho y situado a un tercio de la parte anterior; los flancos están abombados en la región apical y tienen gruesas líneas de crecimiento, más marcadas en la zona próxima al borde ventral. Las dimensiones de nuestro ejemplar son 19 mm. de longitud, mientras que en la cuenca germana pueden alcanzar hasta los 26 mm.

Es la primera vez que se cita en el Trías español y ocupa en la serie triásica catalana el mismo nivel que en las capas tipo de Alta Silesia, o sea, los bancos dolomíticos superiores del Muschelkalk inferior.

Pleuromya catalaunica Schmidt.

1936. Schmidt, M.—Fossilien der spanischen Trias. Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, 22 Abhand, p. 90, tect. fig. 28.

Este molusco es, como ya indica Schmidt, extraordinariamente abundante en las calizas en lajas del yacimiento de Olesa, si bien, por estar los ejemplares implantados en ellas, es muy difícil obtener ejemplares en un buen estado de conservación. El disponer de un ejemplar bivalvo excepcionalmente bien conservado, permite confirmar el diagnóstico que su autor consideró como provisional, dado el deficiente estado de conservación del material de que disponía. La concha es de tamaño relativamente pequeño, 18 mm. de longitud por 11 de anchura (fig. 60, n.° 5) con los ganchos pequeños, aplastados y dirigidos hacia adelante; a partir de ellos se inicia una cresta suave y redondeada que se dirige hacia la parte posterior; el borde ventral es fuertemente aquillado. Se observan finísimas líneas de crecimiento no señaladas en el diagnóstico original.

En la localidad tipo ha sido señalada no sólo por Schmidt (1936 y 1937, p. 39), sino también en la memoria explicativa del mapa geológico (1947, p. 89-90). Corresponden a la parte central del Muschelkalk inferior.

Pleuromya elongata Schlot.

Lám. X, fig. 4.

1822. Schlotheim, v.—Nachträge zur Petrefaktenkunde. II, p. 109, lám. XXXIII, fig. 3 *(Myacites)*.

Poseemos de esta especie, además del ejemplar procedente de Aiguafreda descrito por Llopis y Villalta (1935, p. 9, lám. IV, fig. 6), otro encontrado en El Farell (Colección Geol. Univ. Barcelona).

Es una concha alargada, cuya relación longitud-anchura es igual 2,1, un poco menor que la indicada por Schmidt para los ejemplares alemanes, que es 2,5. La longitud máxima corresponde a un tercio del borde superior y la anchura máxima pasa por el gancho; éste es prominente, redondeado, y está situado a un cuarto del borde anterior, o sea, una posición algo posterior a lo que indica Schmidt; el borde inferior forma con la horizontal un ángulo de 45° (fig. 60, n.° 3), y el anterior, que al principio tiene una inclinación análoga, se curva bruscamente hacia la parte superior, formando un entrante detrás del gancho, pasado el cual se dirige regularmente hasta encontrarse con el inferior. Los flancos presentan una pequeña depresión que se traduce en una leve escotadura del borde inferior, que ya fué indicada por Schmidt, pero que no es visible en las figuras de dicho autor. Toda la superficie de la valva está cubierta de líneas de crecimiento bastante visibles y muy regulares.

Nuestros ejemplares, como es regla general en la cuenca triásica catalana, son menores que los del Trías germánico y análogos a los descritos por Wurm en Navarra (longitud 19,5 mm. y anchura 9 mm.).

Esta forma carece de interés estratigráfico, pues se encuentra en todo el Muschelkalk, tanto en la facies alpina como en la germánica (Wurm, 1911; Assmann, 1915; Diener, 1923. Schmidt, 1928, y Kutassy, 1931).

Pleuromya cf. ***hispanica*** Wurm.

1911. Wurm, A. - Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXIII, p. 116, lám. VI, fig. 24.

Wurm (op. cit.) propone esta nueva especie para unos moluscos «que en número incalculable cubren los bancos

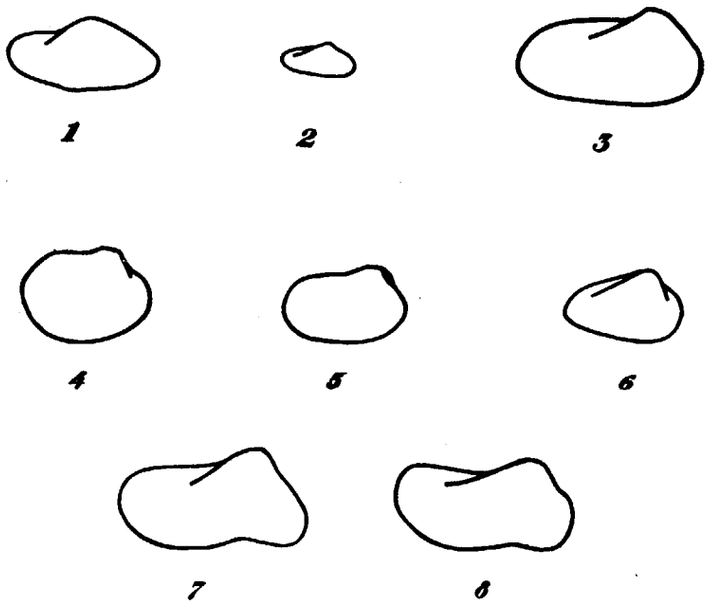


Fig. 60.
1. *Pleuromya mactroides* Schloth. Musch. inf., El Farell.—2. *Pleuromya pulchra* Assmann. Musch. inf., Centelles.—3. *Pleuromya elongata* Schloth. Musch. inf., Aiguafreda.—4. *Pleuromya brevis* Assmann. Musch. inf., El Farell.—5. *Pleuromya catalaunica* Schmidt. Musch. inf., Olesa.—6. *Pleuromya* cf. *hispanica* Wurm. Musch, superior, Camposines.—7. *Pleuromya musculoides* Schloth. Musch. inf., Aiguafreda.—8. *Pleuromya musculoides* Schloth. v. *rhomboidea* Bender. Musch. inf., Aiguafreda.

margosos de la parte supetior del Muschelkalk en el afloramiento triásico de Alhama».

Nosotros hemos hallado, en una posición estratigráfica análoga y en la parte central y meridional de las Cadenas Costeras catalanas, yacimiento de Camposines, Alfara y Mas Fonoll de Pontóns, formas muy próximas a las descritas por Wurm y que atribuímos con reservas a dicha especie.

Se trata de moluscos de pequeño tamaño, 8 mm. de longitud como máximo, cuya relación longitud-anchura es 1,5, con la concha bastante abombada y de forma ovalada (fig. 60, n.° 6); el gancho está situado en su tercio anterior. El mal estado de conservación de nuestros ejemplares no permite observar las quillas radiales que presenta el ejemplar tipo.

Es probable que pertenezcan a esta especie los ejemplares citados por Sos (1933) procedentes del yacimiento de Camposines, y que según dicho autor pertenecen a las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

Pleuromya mactroides Schlot.

1822. Schlotheim, v.—Nachträge zur Petrefaktenkunde, p. 109, lám. XXXIII, fig. 4 *(Myacites)*.

Atribuímos a esta especie una serie de ejemplares que proceden de los yacimientos de sierra Pedrera (Montroig) y Alcover (sierra de Prades) (Col. Seminario Barcelona), así como un ejemplar bivalvo procedente del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Todos ellos concuerdan, tanto por su forma como por sus relaciones dimensionales, con los procedentes de la cuenca germánica (Bender, 1921) y con los descritos anteriormente por Llopis y Villalta (1935) en el yacimiento de Aiguafreda.

El gancho es prominente y muy robusto y está situado

entre la mitad y el tercio anterior de la concha; ésta tiene borde ventral rectilíneo en su parte anterior y convexo en el posterior; el posterior limita una ligera depresión, que se acentúa hacia el extremo. En el ejemplar de El Farell se observa perfectamente una ornamentación formada de numerosas líneas de crecimiento bastante prominentes y regulares. La relación longitud-altura es 1 : 1,7 y la espesor-longitud es 1 : 2. (Fig. 60, n.° 1.)

Como la mayoría de las *Pleuromyas,* esta forma es completamente banal desde el punto de vista estratigráfico, ya que su dispersión comprende desde el Buntsandstein al Keuper y se encuentra en las dos facies, alpina y germánica (Bronn, 1856; Philippi, 1903; Wurm, 1911; Assmann, 1915, Bender, 1921; Diener, 1923; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1935).

La primera cita de esta especie en los Catalánides se debe a Llopis y Villalta (1935, lám. 4, fig. 35; Llopis, 1942, p. 20, y 1947, p. 50) en el yacimiento de la estación de Aiguafreda. Posteriormente, en la memoria explicativa de la hoja del mapa geológico (Instituto Geológico, 1952, p. 44) se citan para esta especie las localidades de sierra Pedrera. junto a Montroig y Mas Monet, en las cercanías de Coll de Jou, ambas en el extremo meridional de los Catalánides, a ellas añadimos hoy la de El Farell. Todos los yacimientos anteriores, con la única excepción del Mas Monet, corresponden a la parte más alta del Muschelkalk inferior.

Pleuromya musculoides Schlot.

Lém. X, fig. 2.

1822. Schlotheim, v.—Nachträge zur Petrefaktenkunden, p. 109, lám. XXXIII, fig. 1, 2 *(Myacites).*

Poseemos de esta especie tres ejemplares procedentes del yacimiento de El Farell y uno del de Aiguafreda, que

fué anteriormente descrito por Llopis y Villalta (1935, p. 8, lám. 4, fig. 1).

Es una concha de forma alargada, cuya longitud es 1,7 veces mayor que la anchura, o sea un poco menor que los ejemplares descritos por Schmidt, en los cuales esta relación es 1,85. El gancho está bastante desarrollado y situado a un tercio del borde anterior, siendo en este punto donde la concha tiene su máxima altura, mientras que su longitud máxima se sitúa por debajo de la mitad de la altura. El borde posterior es muy abrupto y forma con la horizontal un ángulo que varía entre 60 y 70°, mientras que el posterior forma un suave declive; el borde dorsal es al principio casi paralelo al ventral, encorvándose luego hacia arriba y uniéndose con el borde ventral con un ángulo de casi 90 grados. En la parte derecha de la concha hay una depresión bastante marcada que se estrecha desde el ápice hasta el borde ventral, en donde da lugar a una escotadura claramente visible (fig. 60, n.°7), Esta depresión es uno de los caracteres diferenciales de la forma tipo y su variedad *romboidea.* Todos los ejemplares presentan líneas de crecimiento finas, pero claramente visibles.

Carece de interés estratigráfico, ya que se extiende del Buntsandstein superior al Keuper en la cuenca alpina y germánica (Goldfuss, 1838; Alberti, 1864; Bender, 1921; Diener, 1923, y Schmidt, 1928).

En la cuenca catalana ha sido citada, además de los yacimientos de Aiguafreda y de El Farell (Instituto Geológico, 1947), en el de Camposines (Schmidt, 1935, p. 89) y en la carretera de la Torre a Coll de Jou (sierra de Llavería) (Instituto Geológico, 1952, p. 70).

Pleuromya musculoides Schlot. var. **_catalaunica_** Llop. et Vill.

1935. Llopis Lladó, N., y Villalta, J.—Contribució a la fauna triásica catalana. Butlletí de l'Institució Catalana d'Historia Natural, tomo 35, p. 59, lám. 4, figs. 7-8.

Creemos que corresponde a esta variedad un ejemplar procedente del Muschelkalk inferior de El Farell, que presenta las mismas características que el ejemplar tipo de Aiguafreda descrito por Llopis y Villalta (1935).

Según dichos autores se diferencia de la forma tipo por tener la concavidad del borde dorsal posterior menos marcada y ser menos convexa en su unión con el borde ventral, de lo que resulta que ambos bordes son casi paralelos en el tercio posterior de la concha; también la depresión de los flancos es mucho menos visible y queda únicamente reducida a la porción ventral; las líneas de crecimiento más débiles y menos numerosas.

Pleuromya musculoides Schlot. var. **_romboidea_** Bend.

1921. Bender, G.: Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberg. Gegend. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Vol. LXXIII, p. 85, lám. II, fig. 4-5.

Esta variedad se separa de la forma tipo por tener el borde dorsal descendiendo regularmente hacia la parte ventral y no encorvándose hacia arriba en su parte posterior; también la depresión de los flancos y la escotadura ventral son mucho menos marcadas que en la forma tipo. (Fig. 60, n.° 8.)

Los ejemplares por nosotros estudiados son los mismos que describieron Llopis y Villalta (1935), por lo cual no se describen.

Pleuromya pulchra Assmann.

1915. Assmann, R. –Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. Jahrb. Preub. Geol. Landesanst. f. 1915, XXXVI/I, Heft 3, p. 632, lám. XXXVI, fig. 9.

Poseemos de esta especie dos ejemplares que proceden de El Farell y del Gorg Negre de Centelles, respectivamente (Col. Geol. Univ. Barcelona), y que presentan las mismas características que el ejemplar tipo descrito por Assmann (1935).

Es una concha pequeña, 11 mm. de longitud, muy aplastada, de contorno ovalado, en la cual la relación longitud-altura es igual a 2. El gancho es pequeño y puntiagudo, pero no encorvado, y está situado a los dos quintos de la longitud total. El borde anterior es redondeado y cortante y no existe escotadura ventral (fig. 60, n.° 2). La ornamentación, muy débil, está constituída por leves líneas de crecimiento.

Esta especie es nueva para la fauna del Triásico español y ocupa, en la cuenca catalana, la misma posición estratigráfica que en la germana, o sea los tramos más altos del Muschelkalk inferior.

Familia ..... Panopaeidae.
Género .. .... Homomya, Agassiz, 1942.

Homomya althausi Alberti.

Lám. X, fig. 3.

1864. Alberti, F. v. –Uberhlick über die Trias, p. 150, lám. V, fig. 3 *(Panopaea)*.

Poseemos de esta especie un ejemplar procedente del

yacimiento de El Farell, donde había sido ya citada por Villalta y Crusafont (Instituto Geológico, 1947, p. 90).

Es una concha de contorno elíptico que, salvo por su menor tamaño, 45 mm., coincide perfectamente con las descripciones y figuras de esta especie. Es alargada, moderadamente convexa, con una relación longitud-altura menor de una mitad. El gancho está situado por delante del tercio anterior de la concha, es muy robusto y está fuertemente enrollado; el borde anterior es recto, así como el ventral, siendo el anterior redondeado. La ornamentación está constituída por líneas de crecimiento poco visibles en nuestro ejemplar.

Esta especie es típica del Muschelkalk inferior de Alemania central (Alberti, 1869; Bender, 1921; Schmidt, 1928; Diener, 1923, y Kutassy, 1931), posición análoga a la que ocupa en el Trías catalán.

Familia ..... Anatinidae.
Género ..... Anatina, Lamarck, 1809.

Anatina sp.

Con algunas dudas referimos a este género un ejemplar procedente de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona) y que presenta una serie de caracteres que permiten atribuirlo a este género. Tales son una fuerte disimetría antero-posterior, y el tener la parte anterior de la concha redondeada mientras que la posterior es estrecha, alargada, y termina en un ángulo fuertemente marcado. El borde ventral es ligeramente escotado. La superficie, poco abombada, presenta finas líneas de crecimiento. El gancho es bastante prominente y no encorvado.

Familia ..... Corbulidae.
Género ..... Corbula, Bruguière, 1792.

Corbula sp.

Este género aparece citado por Almera y Bofill y Faura y Sans en diversos yacimientos del sector central de los Catalánides: Can Grau de Begues (Almera, 1899, p. 143), Can Rocamora, en La Llacuna, y Mas Fonoll de Pontóns (Faura y Sans, 1922, p. 40) y Cerro dels Voluntaris, de Corbera (Bofill. 1893, p. 142).

Ni los geólogos que posteriormente se han ocupado de estos yacimientos, ni nosotros, hemos tenido ocasión de comprobar esta cita, que es por otra parte insólita, pues las formas más antiguas de *Corbula* aparecen en el Keuper superior y en el Retiense, y todos los yacimientos antes citados corresponden al Muschelkalk superior.

Lo más probable es que estos ejemplares correspondan realmente a *Myophoriopis (Pseudocorbula)* sp., tan abundante en esos yacimientos y que ha motivado en toda la literatura geológica (Diener, 1923, p. 240), frecuentísimas confusiones.

Familia ..... Modiolopsidae.
Género ..... Myoconcha, Sowerby, 1824.

Myoconcha sp.

Tenemos, procedentes de los niveles más altos del Muschelkalk superior, unos pequeños lamelibranquios de forma ovalada y concha lisa, cuyas dimensiones oscilan entre 5 y 10 mm. de longitud, con una altura comprendida entre 3 y 6 mm., en estado de moldes internos, lo que nos impide el poder observar la charnela.

Este género fué ya señalado en esta localidad, ermita de Foix, en La Llacuna, por Almera, a base de los mismos ejemplares por nosotros estudiados y que pertenecen a la colección del Seminario Conciliar de Barcelona.

5. Escafópodos

Subclase ..... Scaphopoda.
Familia ..... Dentalidae.
Género ..... Dentalium, Linneo, 1758.

Dentalium regulare Ahlburg.

1906. Ahlburg, J.—Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. Heft 50, p. 86, lám. III, fig. 2.

Atribuímos a esta especie una serie de ejemplares procedentes del yacimiento de El Farell (Caldas de Montbuy y Mas Fonoll de Pontóns), que se presentan incluídos en el nivel de las calizas fétidas con pequeños gasterópodos y se encuentran generalmente en estado de secciones; no obstante, como éstas son muy numerosas y aparecen en todas las orientaciones es fácil apreciar las características de esta especie.

La longitud de nuestros ejemplares oscila entre los 10 y 20 mm., mucho menos que en los que proceden del Trías alemán, en donde alcanzan hasta los 32 mm. de longitud (Schmidt, 1928); su sección es circular y en ellos no se observan ni líneas de crecimiento ni ninguna estructura en la parte bucal. (Fig. 61, n.° 3 y 4.)

Esta forma es característica de la parte alta del Muschelkalk inferior de facies germánica, pero también ha sido citada en el Trías alpino (Laube, 1869; Diener, 1926; Kutassy, 1940). En los Catalánides ha sido citada en El Farell (Instituto Geológico, 1947, p. 81). En Pontóns, Wurm (1920, p. 160) y Faura y Sans (1922, p. 40) citan *Dentalium* sp.

Dentalium cf. **regulare** Ahbl.

1906. Ahlburg, J.—Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. Heft 50, p. 86, lám. III, fig. 2.

Procedente de los niveles dolomíticos del Muschelkalk superior de la sierra de Prades poseemos unos ejemplares, incluídos en un nódulo de sílice, ya descritos (Virgili y Julivert, 1954). Es visible únicamente su cara ventral y no puede observarse la sección transversal, tan característica en las diversas especies de este género.

Es de tamaño relativamente pequeño, 11 mm. de longitud y uno de anchura en la parte basal y 0,8 en el ápice. De forma ligeramente arqueada, la superficie está ornamentada por líneas de crecimiento muy poco marcadas.

Puede referirse por tanto, con bastante seguridad, a *D. regulare* Ahbl., sin embargo, por su tamaño, ligera curvatura y líneas de crecimiento presenta también cierta semejanza con *D. decoratum* Munst. (Laube, 1869) de los niveles de St. Cassian. Como la diferencia fundamental entre ambas formas es la sección transversal (redonda en *D. regulare* y pentagonal en *D. decoratum* Munst.), no visible en nuestro ejemplar, no es posible una exacta determinación específica.

Género ..... Entalis, Gray.

Entalis laevis Schlot.

Lém. XVII, fig. 1.

1822. Schlotheim, v.—Petrenfaktenkunde, p. 95.

Poseemos de esta especie una serie de ejemplares perfectamente conservados que se presentan en gran cantidad

recubriendo las placas de calizas arcillosas del Muschelkalk superior, nivel de los *Protrachyceras* del yacimiento de Camposines.

Nuestros ejemplares miden de 8 a 12 mm., presentan una sección ovalada, son un poco encorvados y tienen el extremo anterior muy puntiagudo y la superficie de la

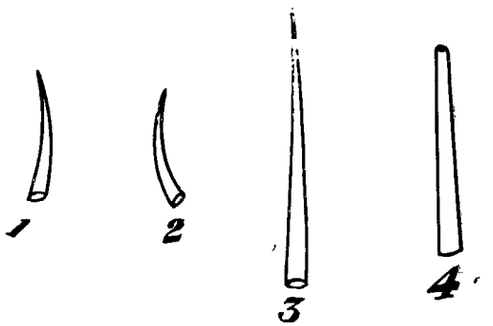


Fig. 61.
1 y 2. *Entalis laevis* Schlot. Musch. sup., Camposines.—3 y 4. *Dentalium regulare* Ahlb. Musch. inf., El Farell, Caldas de Montbuy.

concha ornada de finas líneas de crecimiento más visibles hacia el borde bucal. (Fig. 61, n.° 1 y 2.)

Es típico del Muschelkalk superior de Alemania central, pero existe también en el Anisiense alpino (Picard, 1903; Schmidt, 1928; Diener, 1926; Gruber, 1032, y Kutassy, 1940) y es la primera vez que se cita en el Trías de los Catalánides.

6. Gasterópodos

Familia ..... Loxonematidae.
Género ..... Loxonema, Phil., 1841.

Loxonema loxonematoides Giebel.

1856. Giebel, L.—Die Vesteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Zeitschr. f. de. ges. Naturwissensch. Halle VII, p. 62, lám. VII, fig. 5 *(Chemnitzia)*.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por un ejemplar perfectamente conservado procedente del yacimiento de la Musara, sierra de Prades; otro provinente del Gorg Negre de Centelles y una serie de secciones, referibles con dudas a esta especie, que proceden del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Es una concha fusiforme cuya longitud queda comprendida entre 9 mm. (en el ejemplar de la Musara) y 7 en el ejemplar de Centelles, y la anchura es de 3 y 2,5 mm. respectivamente. Están formadas por seis vueltas de espira, las primeras de las cuales son casi isodiametrales, mientras que las últimas tienen una anchura aproximadamente igual al doble de la altura.

Es típico del Muschelkalk alemán, pero los ejemplares que allí se encuentran son algo mayores que los que aquí describimos (Schmidt, 1928). De todas maneras este mismo autor (1935) cita como procedente de Espejeras un ejemplar todavía menor que los nuestros (5 mm.), que refiere a *L. loxonematoides,* si bien admite la posibilidad de que se trata de una *Zygopleura* que haya perdido la ornamentación. Esta posibilidad no puede admitirse en nuestros ejemplares, ya que están perfectamente conservados.

Se separa de *L. johannis böhmi* Phil., que también ha sido citada en el Triásico español (Schmidt, 1935), por te-

ner las vueltas de espira más abombadas, las líneas de sutura menos inclinadas respecto al eje de la concha y un mayor ángulo apical.

Loxonema johannis-böhmi Phil.

Lám. XIII, fig. 1.

1898. Philippi, E.—Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomits von Hünnerfeld bei Schwieberdingen und des sogenanten Cannstatter Kreidemergels. Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturkunde Würtemberg, LIV, p. 185, lám. VIII, fig. 3.

Atribuímos a esta especie un ejemplar procedente del yacimiento de El Farell. Es una concha muy esbelta, de 3 cm. de longitud, con un ángulo apical de unos 15°, formada por seis vueltas de espira, de sección oval alargada, separadas por líneas de sutura bastante profundas y poco inclinadas respecto al eje de la concha. La relación entre la altura y la anchura de las vueltas es 0,8, excepto en la última, cuya altura es aproximadamente igual al tercio de la longitud total de la concha.

Hasta el presente esta especie se consideraba típica del Muschelkalk superior (Diener, 1926; Schmidt, 1928; Kutassy, 1940). El ejemplar que describimos procede del Muschelkalk inferior y es la primera vez que esta especie se cita en el Trías de los Catalánides.

Loxonema sp.

En los yacimientos de El Farell, Centelles y estación de Olesa de Montserrat son abundantes las secciones de unos gasterópodos fusiformes con las vueltas de espira más o menos abombadas, siempre más altas que anchas, de sección oval; la boca, cuando es visible, es más alta que ancha, ovalada en su parte anterior y atenuada en la posterior. Todos sus caracteres permiten colocarlos en el género *Loxonema* a pesar de que ninguno de ellos presenta las típicas líneas de crecimiento en forma de «ese» invertida, debido a su mal estado de conservación.

Es muy probable, dada la gran variabilidad de talla de nuestros ejemplares, de 3 a 20 mm., que exista más de una especie de *Loxonemas* y que algunas de las secciones correspondan realmente a *Zygopleuras*.

Este género ha sido citado con anterioridad en el yacimiento de Olesa (Instituto Geológico, 1947, p. 89) y en Corbera y el Mas Fonoll de Pontóns, por Sos (1933).

Subgénero..... Polygyrina, Koken, 1892.

Loxonema (Polygyrina) lommeli Münster.

1841. Münster, Graf zu.—Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 122, lám. XIII, fig. 43 *(Turritella)*.

Poseemos de esta especie cuatro ejemplares procedentes del yacimiento de Camposines, cuya longitud está comprendida entre los 6 y los 8 mm.; tienen cinco vueltas de espira, muy abombadas y separadas por profundas suturas: la altura de cada vuelta es aproximadamente igual a los dos tercios de su anchura y tienen una sección casi circular. El ángulo de la espira es muy agudo y su valor oscila entre los 5 y 10° y las vueltas de espira carecen de ornamentación.

Esta forma se considera típica de los niveles de St. Cassian, parte superior del Trías medio alpino (Laube, 1869; Kittl, 1894; Diener, 1924, y Kutassy, 1940). si bien se ha encontrado también en el Trías medio de facies germánica (Grunert, 1898; Schmidt, 1928). En el yacimiento de Camposines ocupa la misma posición estratigráfica que en el

yacimiento de St. Cassian. La presencia de esta especie en dicho yacimiento fué ya indicada por Wurm (1913, p. 591), si bien los ejemplares por él hallados no permitían una clasificación exacta.

Loxonema (Zygopleura) aff. ***obliquecostata*** Bronn.

Véase *Zygopleura obliquecostata* Bronn.

Loxonema (Zygopleura) tenue Münst.

Véase *Zygopleura tenuis* Münster.

Género ..... Zygoplbura, Koken, 1892.

Zygopleura cf. ***obliquecostata*** Bronn. in Münster

Lam. XIII, fig, 2.

1841. Münster, Graf zu. – Beiträge zur Geologie un Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, worzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 97, lám. IX, fig. 43 *(Melania)*.

Atribuímos a esta especie un ejemplar perfectamente conservado procedente del yacimiento de la Font del Aladern (sierra de Llavería) (Col. Seminario Barcelona). Es de forma fusiforme, bastante aguda, con ángulo apical de unos 40° y un tamaño de 9 mm., mayor por lo tanto que en el ejemplar tipo del Trías germánico (Schmidt, 1928). Las vueltas de espira son tres veces más anchas que altas, muy abombadas y separadas por líneas de sutura bastante profundas. La superficie de las mismas presenta costillas verticales gruesas y abultadas, en número de 11 a 12 por vuelta de espira.

Esta especie es característica de los tramos superiores

del Trías medio de facies alpina (Laube, 1889; Kittl, 1894; Kokon, 1898; Haeberle, 1908; Diener, 1926; Kutassy, 1940), posición análoga a la que ocupa en la serie estratigráfica de los Catalánides. En la serie germánica aparece en una posición equivalente (Muschelkalk superior). Su existencia en el Trías de los Catalánides había sido ya citada a base del mismo ejemplar descrito (Instituto Geológico, 1952).

Zygopleura cf. ***tenuis*** Münster.

1841. Münster, Graf zu. –Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 121, lám. XIII, fig. 31 *(Turritella)*.

Referimos a esta especie una serie de ejemplares en bastante mal estado de conservación procedentes del yacimiento de Camposines y que tienen una longitud que oscila entre los 3 y 4 mm., con un ángulo apical comprendido entre los 15 y los 20°. Están formados de unas seis vueltas de espira, cuya altura, excepto en la última, es igual a la mitad de la anchura, poco abombadas y separadas por suturas bastante profundas y ornadas por costillas verticales.

Desde el punto de vista estratigráfico esta forma carece de interés, ya que en el Muschelkalk alpino aparece en todos los niveles y en el germánico caracteriza el Muschelkalk superior (Laube, 1869; Kittl, 1894; Haeberle, 1909; Tommasi, 1913; Diener, 1926; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940).

Esta forma era ya conocida en este yacimiento desde los trabajos de Wurm (1913, p. 590), que la cita bajo el nombre de *Loxonema (Zygopleura) tenue* Münst.

Familia ..... Coelostylinidae.
Género ..... Coelostylina, Kihp. 1894.

Coelostylina conica Münster.

1841. Münster, Graf zu. Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, IV, p. 94, lám. IX, fig. 21 *(Melania)*.

Atribuímos a esta especie cinco ejemplares procedentes del yacimiento de Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Su longitud está comprendida entre los 3 y 4 mm.; son de forma turriculada con la espira moderadamente larga y con crecimiento regular, formando en el ápice un ángulo que oscila entra los 40 y 45°. Las primeras vueltas son casi planas y las dos últimas son ligeramente abombadas. La última representa aproximadamente un tercio de la longitud total; en ninguno de nuestros ejemplares se conserva íntegra la boca y en algunos de ellos se observan las costillas verticales, poco marcadas, indicadas en la figura de Haeberle (1909, p. 411, lám. VI, fig. 7).

Es interesante hacer notar que tanto por su talla como por los restantes caracteres nuestros ejemplares son mucho más parecidos a los procedentes del Trías alpino (Kittl, 1894; Haeberle, 1909; Tommasi, 1913) que a los del Muschelkalk inferior germánico (Cossmann, 1924; Schmidt, 1928); este hecho fué ya señalado por este último autor (1935, p. 100) al describir los ejemplares hallados por él en el Langobardiense de Espejeras.

Esta forma era ya conocida en este yacimiento desde los trabajos de Wurm (1913, p. 591), que la cita con el nombre de *Omphaloptycha (Coelostylina)* cf. *conica* Münster.

Subgénero .... Omphaloptycha, Assmann, 1692.

Coelostylina (Omphaloptycha) rhenana Koken.

1898. Koken, E.—Beiträge zur Kenntiis der Castropoden der süddeutschen Muschelkalkes, Abhandl. Geol. Spezialkarte v. Elsass-Lothringen, N. F. Heft II, p. 38, lám. VI, figs. 1-2.

Corresponden a esta especie numerosos ejemplares incluídos en los nódulos de sílex, del yacimiento de la Musara, sierra de Prades, así como también otros, implantados sobre las calizas grises, del Gorg Negre de Centelles, en donde se encuentran, y con muchas reservas una serie de secciones procedentes de El Farell.

Son de forma ovoide-cónica con espira poco alargada y muy aguda; vueltas bastante convexas y separadas por suturas muy profundas. Están formadas por cinco o seis vueltas de espira, la última de las cuales es siempre menor que la mitad de la longitud total. La longitud de nuestros ejemplares varía entre 2 y 3 milímetros.

Desde el punto de vista estratigráfico esta especie carece de interés, ya que aparece en todo el Muschelkalk de facies germánica (Assmann, 1924; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940).

En los Catalánides ha sido citada por Llopis en el yacimiento de Centelles (1942) y en el de la Musara por Virgili y Julivert (1954). El primero corresponde a la parte inferior del Muschelkalk, mientras el segundo se sitúa en los tramos superiores.

Coelostylina (Omphaloptycha) sp.

Además de la especie que acabamos de describir abundan en los yacimientos de El Farell, estación de Olesa de

Montserrat y Camposines, ejemplares referibles a este subgénero, sin que por su mal estado de conservación sea posible su determinación específica.

Su presencia ha sido ya indicada en Camposines por Wurm (1913) y en Olesa de Montserrat y Matadepera por Schmidt (1933) y Villalta y Crusafont (Instituto Geológico, 1947).

Omphaloptycha (Coelostylina) cf. **conica** Münster.

Véase *Coelostylina conica* Münster.

Omphaloptycha gregaria Münster.

Véase *Ampullospira gregaria* Münster.

Omphaloptycha sp.

Véase *Coelostylina (Omphaloptycha)* sp.

Género ..... Trypanostylus, Cossmann, 1895.

Trypanostylus pygmaeus Llopis et Villalta

1935. Llopis Lladó, N., y Villalta, J.—Contribución a la fauna triásica catalana. Butlletí de l'Institució Catalana d'Historia Natural, t. 35, p. 53.

Referimos a esta especie una serie de ejemplares, la mayoría en estado de secciones, que proceden del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Uno de ellos, perfectamente conservado, permite observar los caracteres indicados en la descripción del ejemplar tipo, si bien su talla es un poco mayor. La espira está

formada por unas ocho vueltas, fuertemente abombadas, cuya altura es igual al doble de la anchura y están separadas por suturas profundas. El ángulo apical oscila entre los 18 y 20°; la superficie de la concha es lisa por completo.

Hasta el presente, esta especie era sólo conocida de la localidad tipo: Tagamanent (Llopis y Villalta, 1935). Cuando se habían realizado los primeros estudios sobre la estratigrafía de esta región se consideró que estos niveles correspondían al Noriense; los citados autores fueron los primeros en indicar la posibilidad de que correspondieran al Muschelkalk. Posteriormente se ha comprobado (Llopis, 1942) que estas capas corresponden exactamente al Muschelkalk inferior.

Trypanostylus cf. **pseudoscalatus** Assmann.

1924. Assmann, P.—Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. Hahrb. Preuss. Geol. Landesanst, XLIV, p. 28, lám. III, figuras 3, 7 y 9.

Referimos a esta especie un único ejemplar procedente del yacimiento de El Farell (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Es una concha de forma cónica bastante pupoide, con un ángulo apical de unos 20°, formada por unas siete vueltas de espira, las primeras muy bajas, cuya altura no alcanza la mitad de la anchura; las inferiores son un poco más altas: en nuestro ejemplar no es visible la boca ni la base, por ello, a pesar de que los caracteres de la espira parecen coincidir con los asignados a *T. pseudoscalatus*, damos por incierta esta determinación.

Esta especie es característica del Muschelkalk inferior germánico (Assmann, 1924; Schmidt, 1928; Kutassy, 1940). En los Catalánides ha sido citada, con dudas, por Villalta y Crusafont en el yacimiento de El Farell y a base del mismo ejemplar que aquí describimos (Instituto Geológico, 1947).

Trypanostylus sp.

En muchos de los yacímientos, Tagamanent, El Farell, Puig de la Creu, Mas Fonoll de Pontóns, estación de Olesa de Montserrat, Camposines, etc., aparecen abundantemente secciones de moldes internos indeterminables específicamente, pero que permiten atribuirlos a este género.

Los ejemplares de Tagamanent, mejor conservados, recuerdan, como ya indican Llopis y Villalta, a *T. modestus* Assmann, del Muschelkalk inferior germánico, mientras que los citados por Wurm en Camposines, Puig de la Creu y Mas Fonoll de Pontóns (1913. p. 591, y 1920, p. 161) podrían relacionarse con *T. triadicus* Kittl,

Género ..... Undularia, Koken, 1892.
Subgénero .... Toxoconcha, Kittl, 1899.

Undularia (Toxoconcha) sp.

En el catálogo de las especies del Triásico español existentes en el Museo Nacional de Ciencias Naturales, publicado por V. Sos, se indica la existencia de un ejemplar referible a este género que procede del yacimiento del Mas Fonoll de Pontóns. No hemos podido comprobar esta cita, pues el ejemplar a que se refiere Sos no se encuentra hoy en dichas colecciones, ni nosotros hemos podido referir a esta cita ninguno de los ejemplares hallados en este yacimiento.

Toxoconcha sp.

Véase *Undularia (Toxoconcha)* sp.

Género ..... Euchrysalis, Laube, 1868.

Euchrysalis cf. **fusiformes** Münster.

Lám. XIII. fig. 3.

1841. Münster, Graf zu.—Beiträge zur Geologie un Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 59, lám. IX, fig. 27 *(Melania)*.

Atribuímos a este especie un pequeño gasterópodo en estado de molde interno, pero conservando restos de la concha. Procede del yacimiento del Mas Fonoll de Pontóns (Museo Ciencias Nat. Barcelona).

Es de forma pupoide, bastante estrecha, con cinco vueltas de espira. Las primeras mucho más anchas que altas y bastante convexas; la última es muy alargada, dos veces más alta que ancha, y con una longitud igual a la mitad de la altura total de la concha. Como es típico de esta especie (Kittl, 1841; Cossmann, 1909) las primeras vueltas están ligeramente desviadas respecto al eje de la concha. La boca es oval, estrecha y angulosa, tanto en la parte superior como en la inferior. Las dimensiones del ejemplar estudiado son unos 6 mm. de longitud por dos de anchura máxima, que corresponde a la parte anterior de la última vuelta.

Esta especie es característica de la parte superior del Trías medio y es típica de los niveles de la Marmorata y St. Cassian (Laube, 1869; Kittl, 1894; Diener, 1926; Cossmann, 1909, y Kutassy, 1940). En el Trías de los Catalánides ocupa los niveles más elevados del Muschelkalk superior.

El mismo ejemplar por nosotros estudiado fué ya citado por Wurm como *Euchrysalis* sp. (1920, p. 162).

Familia ..... Spirostylidae, Cossmann, 1809.
Género ..... Spirostylus, Kittl, 1894.
Subgénero .... Heligmostylus, Cossmann, 1909.

Spirostylus (Heligmostylus) columnaris Münst.

1841. Münster, Graf zu.—Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzuglich der Schichten von St. Cassian, p. 95, lám. IX, fig. 26 *(Melania)*.

Poseemos de esta especie varios ejemplares procedentes del yacimiento de El Farell, cuya longitud oscila entre uno y dos centímetros. La espira está formada por siete vueltas, lisas y separadas por líneas de sutura fuertemente marcadas; las primeras son casi isodiametrales, mientras que las posteriores son más altas que anchas; el ángulo de la espira es de unos 10°, lo que da a la concha una forma que recuerda a la de una columna salomónica.

En este yacimiento fué señalada ya su presencia por Villalta y Crusafont (Instituto Geológico, 1947, p. 90) a base de los mismos ejemplares estudiados (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Esta forma es típica de los niveles más altos del Muschelkalk inferior germánico, si bien también aparece en el Ladiniense alpino (Kittl, 1894; Cossmann, 1909; Assmann, 1924; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940).

Spirostylus (Heligmostylus) subcolumnaris Münst.

Lám. XIII, fig. 5.

1841. Münster, Graf zu—Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 95, lám. IX, fig. 31 *(Melania)*.

Esta especie está representada en nuestras colecciones por numerosos ejemplares que proceden de los yacimientos de El Farell y el Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Esta forma se separa de *S. (H.) columnaris* por tener el ángulo de la espira un poco mayor, las vueltas más cortas y un poco abombadas, las líneas de sutura profundamente incisas y la boca más ancha y corta.

Es típica del Muschelkalk inferior germánico, si bien se le encuentra también en los niveles comprendidos entre el Anisiense y el Carniense (Kittl, 1900; Cossmann, 1909; Assmann, 1924; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940). En los Catalánides se localiza en la parte más alta del Muschelkalk inferior, y es la primera vez que se cita en la Península Ibérica.

Familia ..... Littorinidae.
Género ..... Amberleya, Morris et Lycett, 1851.
Subgénero .... Eunemopsis, Kittl, 1891.

Amberleya (Eunemopsis) cf. *rombergi* Haeberle, 1908.

1908. Haeberle, D.—Palaentologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verhandl. Naturhist. Medizin. Ver. Heidelberg. N. F. IX, p. 322, lám. II, fig. 18.

Atribuímos a esta especie un único ejemplar procedente del Puig Suriol, cerro Matas, en las proximidades de Montagut y que pertenece a las colecciones del Seminario Conciliar de Barcelona.

No obstante estar en estado de molde externo permite apreciar claramente algunos detalles de su ornamentación y en parte la boca.

La última vuelta de espira mide 2,8 mm. de longitud por tres de anchura, siendo un poco menor que el ejemplar tipo descrito por Haeberle, en el que la longitud es tres mi-

tímetros, la antepenúltima es la longitud igual a los dos tercios que la anterior y la anchura igual a los tres cuartos. El ángulo apical está comprendido entre los 30 y 35°; las restantes vueltas son incompletas, lo que impide dar sus dimensiones. La ornamentación está constituída por cordones espirales y costillas verticales. Sobre la base existen únicamente los cordones espirales.

Esta especie fué incluída por su autor en el género *Eucycloscala,* pero posteriormente Cossmann, que es el autor de este género, ha demostrado que debe incluirse en el género *Amberleya* subgénero *Eunomopsis*. Esta forma es típica del Ladiniense de Latemar, junto a Pedrazzo (Alpes del Sur). En el yacimiento de Montagut aparece en los niveles dolomíticos del Muschelkalk superior, o sea en una posición estratigráfica análoga al del yacimiento alpino.

El ejemplar por nosotros estudiado fué ya citado por Almera (1891, 1892, 1900 bis), bajo el nombre de *Eucycloscala* sp.

Familia..... Liotidæ.
Subfamilia .... Littorinacea.
Familia ..... Rissoidae.
Género ..... Rissoa, Fréminville, 1913.

Rissoa turbo v. Schauroth.

1857. Schauroth K. v. – Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Herzogtums Coburg. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. IX, p. 53, lám. VII, fig. 6.

Atribuímos a esta especie un único ejemplar procedente de las calizas del Muschelkalk superior de las cercanías de Corbera, y que pertenecen a la Colección del Seminario Conciliar de Barcelona.

Es una concha de pequeño tamaño, 7,8 mm. de longitud. La espira está formada de cinco vueltas fuertemente

abombadas que forman en el ápice un ángulo de cuarenta grados, mientras que en los ejemplares típicos este valor oscila entre cuarenta y cincuenta grados. La última vuelta presenta débiles costillas verticales poco prominentes.

Esta especie carece de interés estratigráfico, no sólo por su rareza sino también por presentarse en las zonas de facies alpina en la base del Trías medio y en las de facies germánica en el límite superior de este tramo.

Familia..... Pyramidae.
Género ..... Turbonilla, Risso, 1826.

Turbonilla (?) cf. **_dubia_** Münst.

1837. Münster in Bronn. — Liethaca geogr. II, A. Fl., lám. XII, figura 10.

Referimos a esta especie un único ejemplar procedente del yacimiento de El Farell que está implantado en un fragmento de las calizas grises correspondientes a los niveles más altos del Muschelkalk inferior (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Es de pequeño tamaño, 4 mm., de forma bastante alargada, puntiaguda, con un ángulo apical de unos 25°, está formada por seis vueltas de espiras cuya anchura es aproximadamente igual al doble de la altura, separadas por líneas de sutura bastante visibles.

Esta especie aparece indistintamente en el Muschelkalk superior de facies germánica y en la base del Trías medio de facies alpina (Schmidt, 1928; Diener, 1926; Kutassy, 1940) y es la primera vez que esta forma se señala en el Triásico español.

Familia..... Euspiridae.
Género..... Ampullospira, Harris, 1897.

Ampullospira gregaria (Schlot.).

1822. Schlotheim, v. - Hachtrage zur Petrefaktenkunde, lámina XXXII, fig. 5, 6 *(Buccinites).*

Poseemos de esta especie abundantes ejemplares procedentes de los yacimientos de Olesa de Montserrat, el Farell, Tagamanent, Begues, Sierra de Prades y Camposines (Col. Geol. Univ. Barcelona). Se presentan unas veces recubriendo la superficie de capas calizas y otras en estado de secciones en el interior de los nódulos silíceos. Son de pequeño tamaño, con una talla que oscila entre 3 y 5 mm., de forma fusiforme, ligeramente más altos que anchos, con cinco vueltas de espira bastante convexas, la última de las cuales cubre casi por completo las anteriores; el ángulo apical oscila entre los noventa y cien grados y el vértice es redondeado.

Esta forma, muy abundante en el Muschelkalk germánico aparece también en la parte inferior del Trías medio de facies alpina (Diener, 1926; Kutassy, 1940). En los Catalánides se extiende por todo el Trías medio.

A través de la literatura geológica, esta especie ha sido atribuída a diferentes géneros pertenecientes a familias muy diversas. Así Schlotheim, que fué quien la describió, la incluye en el género *Buccinites* (1822), Dunker (1851) en el género *Turbo,* Giebel (1856) y otros varios la denominan *Natica gregaria.* Walther (1924), Assmann (1924) y Schmidt (1928 y 1935) la incluyen en el género *Omphaloptycha,* mientras que Cossmann (1925) considera que pertenecen al género *Ampullospira,* criterio que acepta Kutassy en el «Fossilium Catalogus» y al cual nos adherimos.

Son numerosas las citas de esta forma en el Trías medio de los Catalánides, generalmente bajo el nombre de *Natica gregaria* Schlot. Mallada (1880, p. 244) la señala a doce kilómetros al norte de Tivisa. Almera en el Mas Fonoll y en el Puig de la Creu (1899, p. 132), en Begues (1898, p. 136), en el Km. 25-26 de la carretera de Villafranca a La Llacuna y en Can Rocamora, cerca de esta última población (1899, p. 132). Bofill en Castellar de Valldeneu, en Olesa y en Can Baró, junto a Corbera (1893, p. 142), Faura y Sans y Wurm (1922, p. 40, y 1920, p. 156) repiten la cita de Almera en la región de La Llacuna y Pontóns. Vilaseca señala, por primera vez, su presencia en el sector meridional al citarla en el yacimiento de Mas Monet de Colldejou (1920), cita que se reproduce en la memoria del mapa geológico correspondiente a esta región (1952, p. 44).

Con el nombre de *Omphaloptycha gregaria* ha sido citada por Villalta y Crusafont en el Puig de la Creu (Castellar del Vallés) (Instituto Geológico, 1947) y por Virgili y Julivert en La Musara (sierra de Prades).

Amauropsis (Prostylifer) sp.

Wurm (1913, p. 590) señala la presencia de una especie de este subgénero, que no determina, en el yacimiento de Camposines. Todos los ejemplares por nosotros recogidos en este yacimiento y que recuerdan a esta forma, pertenecen realmente a *Ampullospira* cf. *gregaria* Schlot., y por ello creemos muy probable que corresponda también a esta especie el ejemplar señalado por Wurm.

Superfamilia ... NERITACEA.
Familia ..... NERITOPSIDAE.
Género ..... NATICOPSIS, Mac Coy, 1844.

***Naticopsis* cf. *illita* Quenst.**

1884. Quenstedt, F.—Handbuch der Petrefaktenkunde. Vol. III, lámina CXCV, figs. 15-16 *(Natica)*.

Atribuímos a esta especie tres ejemplares que proceden casi respectivamente de los yacimientos del Gorg Negre de Centelles, de El Farell y de Pallejá (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Su altura está comprendida entre los 3 y 3.5 mm. Son completamente esféricos con la espira muy aplastada. La última vuelta es extraordinariamente abombada, llegando a recubrir las anteriores. En ninguno de nuestros ejemplares es visible la boca, lo que hace incierta su determinación.

Esta especie caracteriza el Muschelkalk medio y superior de facies germánica (Cossmann 1925; Diener 1926; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940). En los Catalánides esta forma se localiza en la parte más alta del Muschelkalk inferior y la única cita que hay se debe a Villalta y Crusafont que la señalan en El Farell (Inst. Geológico, 1947, p. 90).

Subgénero .... MARMORATELLA, Kittl, 1894.

***Naticopsis (Marmoratella) planoconvexa* Kittl.**

1894. Kittl, E.—Die tradischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols. Jahrb. Geol. Reichsanst, XLIV, p. 144, lám. I, fig. 4.

Poseemos de esta especie un único ejemplar, incluído en un nódulo silíceo procedente de las dolomías del Muschelkalk superior del yacimiento de la Musara (Sierra de Prades), donde había sido ya citada (Virgili y Julivert, 1954).

Es una forma de tamaño bastante grande, mucho más ancha (14 mm.) que alta (8 mm.); las vueltas de espira tienen sección oval con el eje mayor colocado en posición transversal y con una longitud casi el doble de la del eje longitudinal. Todas las vueltas están contenidas en un solo plano, con la excepción del ápice que sobresale ligeramente del resto de la concha, y su diámetro aumenta rápidamente. La superficie de la concha es lisa sin líneas de crecimiento.

Esta especie está ampliamente difundida en el Trías del norte de Alemania, en donde caracteriza el Muschelkalk superior (Schmidt, 1928), mientras que en los Alpes del Sur y en Turingia se encuentra en el Ladiniense (Diener, 1926; Kutassy, 1940).

Subgénero .... HOLOGYRA, Koken, 1892.

***Naticopsis (Hologyra)* cf. *elongata* Münst.**

1841. Münster, Graf zu.—Beiträge zur Geologie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 99, lám. X, fig. 4 *(Natica)*.

Atribuímos a esta especie varios ejemplares procedentes de las capas margosas amarillentas del Muschelkalk superior de los yacimientos de Alfara y Camposines en un estado de conservación bastante defectuoso que impide una determinación más exacta.

Son pequeños gasterópodos, cuya talla oscila entre 1,5 a 3 mm., con espira bastante aplanada y el vértice más prominente que en la mayoría de las especies de este género; en nuestros ejemplares no son visibles las líneas de crecimiento, así como tampoco es posible el estudio completo de la boca.

Esta especie es característica del Ladiniense y Carniense alpino, posición que concuerda con la de los yacimientos españoles. Wurm (1913, p. 589) la había ya citado en Camposines.

Subgénero .... VERNELIA, Joh. Böhm., 1895.

Naticopsis (Vernelia) cf. ***laevissima*** Kittl.

1894. Kittl, E.—Die tradischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols. Jahrb. Geol. Reichsanst. XLIV, p. 148, lám. III, fig. 27-29 *(Naticopsis)*.

Con muchas reservas atribuímos a esta especie un pequeño gasterópodo, 3 mm. de altura, procedente del Mas Fonoll de Pontóns y que pertenece al Museo Municipal de Ciencias Naturales de Barcelona.

Es de forma oval, bastante abombado, con la última vuelta de espira muy desarrollada en relación a las anteriores. La boca no es visible por hallarse implantado en una placa de caliza, lo que hace muy insegura esta determinación.

Esta forma fué señalada por Wurm en este yacimiento a base del mismo ejemplar estudiado por nosotros (1920, p. 161). Posteriormente Llopis (1947, p. 52) recoge la cita de Wurm empleando lo mismo que este autor el nombre de *Hologyra* cf. *laevissima* Kittl.

Hologyra elongata Münst.

Véase *Naticopsis (Hologyra) elongata* Münster.

Hologyra cf. ***laevisima*** Münst.

Véase *Naticopsis (Vernelia) laevissima* Kittl

Familia ..... NATICIDAE.
Género ..... ACILIA, Koken, 1897.

Acilia gracilis Haeb.

Lam. XIII, fig. 4.

1908. Haeberle, D.—Palaeontologische Untersuchung triadischer Gastropoden sus dem Gebiet von Predazzo, p. 375, lám. IV, fig. 31.

Esta especie está representada en nuestras colecciones (Geol. Univ. Barcelona) por dos ejemplares en perfecto estado de conservación, procedentes del Gorg Negre de Centelles, otro de El Farell y uno muy defectuoso del yacimiento de la estación de Olesa de Montserrat, todos ellos en el Muschelkalk inferior. Su longitud oscila entre 4 y 5,5 mm. y su anchura entre 3 y 4,5 milímetros; son de forma coniforme muy puntiagudos; las vueltas de espira, en número de 4 a 5, son bastante abombadas, principalmente la más externa, dos veces más anchas que altas y la última ocupa más de la mitad de la longitud total de la concha.

Esta forma carece de interés estratigráfico, pues a pesar de haber sido descrita del Ladiniense alpino (Haeberle, 1909), se ha encontrado posteriormente en el Muschelkalk inferior germánico (Schmidt, 1928; Kutassy, 1940), o sea en el mismo nivel que los yacimientos catalanes.

Natica.

En la literatura geológica española referente al Triásico abundan las citas de *Natica* sp. (Almera, 1899; Bofill, 1893; Faura y Sans, 1922, etc.). Como sea que actualmente no se admite la existencia de este género en el Triásico,

ya que los más antiguos representantes indudablemente proceden del Liásico-Jurásico, hay que atribuir a otros géneros los ejemplares citados bajo esta denominación. Es muy probable que la mayoría correspondan a *Coelostylina (Omphaloptycha),* extraordinariamente abundante en el Trías de los Catalánides, y que se encuentra representado en la mayoría de los yacimientos en donde ha sido citada la pretendida *Natica.* Otros ejemplares podrían corresponder a *Ampullospira,* que tiene también una amplia difusión en nuestros yacimientos.

Natica gregaria Schlotheim.

Véase *Ampullospira gregaria* Schlotheim.

Género ..... Protonerita, Kittl, 1894.

Protonerita cf. **mandelslohi** Klips.

1843. Klipstein, A. v.—Beiträge zur geologischen Kennetnis der östlichen Alpen., p. 193, lám. XIII, fig. 2 *(Natica).*

Referimos a esta especie un pequeño gasterópodo procedente del Gorg Negre de Centelles (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Tiene 2,5 mm. de altura, forma casi esférica, con muy pocas vueltas de espira y el ápice poco prominente. La última vuelta es fuertemente convexa y cubre casi por completo las anteriores. La boca es grande, de forma ovalada, casi circular, pero con la parte superior e inferior un poquito puntiaguda.

Es una forma completamente banal desde el punto de vista estratigráfico, y se encuentra tanto en el Muschelkalk inferior de Alta Silesia como en el Trías medio alpino (Haeberle, 1909; Assmann, 1924; Schmidt, 1928, y Diener, 1926). En el Trías de los Catalánides, donde no había sido citado anteriormente, se localiza en el Muschelkalk inferior.

Familia ..... Neritidae.
Género ..... Cryptonerita, Kittl. 1894.

Cryptonerita cf. **elliptica** Kittl.

1894. Kittl, E.—Die triadische Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols. Jahrb. Geol. Reinhsanst. XLIV, p. 126, lám. II, figs. 13 15 y 17.

Referimos a esta especie una serie de ejemplares que proceden de los yacimientos de Camposines, Pontóns, Olesa de Montserrat y Centelles.

Son de pequeño tamaño, de 1 a 3 mm. de altura, globulosos, con el ápice relativamente aplanado, si bien el vértice es muy puntiagudo; las vueltas de espira tienen una sección ovalada y carecen de líneas de crecimiento.

Es una especie banal, ya que su área de dispersion abarca todos los niveles del Trías medio, tanto de facies alpina como germánica (Haeberle, 1908; Assmann, 1924; Diener, 1926; Schmidt, 1928, y Kutassy, 1940). En los Catalánides ha sido señalada por Wurm (1913, p. 589), en Camposines, Puig de la Creu y Mas Fonoll de Pontóns (Wurm, 1920, p. 156), y en el Gorg Negre de Centelles, por Llopis (1942, p. 18).

Superfamilia... PLEUROTOMARIA.
Familia ..... MURCHISONIDAE.
Género ..... MURCHISONIA, D'Arch. et Vern., 1841.

Murchisonia (Chelotoma) graetzi Assmann.

1924. Assmann, P.—Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. Vol. XLIV, p. 11, lám. 1, figura 21.

Pueden referirse a esta especie varios ejemplares, procedentes del yacimiento de la Musara en la Sierra de Prades, ya citados anteriormente (Virgili y Julivert, 1954, página 229). Tienen de 4 a 6 mm. de altura, de 3 a 4 mm. de anchura, y son de forma turriteriforme con un ángulo apical de 30°. Constan de cinco vueltas de espira, cuya altura es aproximadamente igual a la mitad de la anchura. El tamaño de las mismas decrece muy lentamente; la última ocupa menos de un tercio de la longitud total de la concha. Las líneas de sutura son sensiblemente normales al eje de la concha. La separación entre las vueltas de espira está marcada por un surco bastante profundo y ancho. La ornamentación consiste en dos filas de tubérculos, muy gruesos y prominentes los inferiores y más débiles los superiores; ambas filas están unidas entre sí por crestas verticales muy poco marcadas. Esta ornamentación, muy fuerte en las primeras vueltas, se hace más débil en las siguientes, pero no llega a desaparecer.

Todos estos caracteres permiten clasificar estos ejemplares como *M. graetzi* Assm., especie citada repetidas veces en el Muschelkalk de Alemania central (Diener, 1926; Kutassy, 1940; Schmidt, 1928; Zittel, 1881-1885; Assmann, 1924).

INST. DE BIBLIOTECA

Chemnitzia sp.

Este género fué creado por D'Orbigny en 1839 para un molusco viviente procedente de las Islas Canarias, que posteriormente él mismo clasificó como *Melania campanella* Phil. Este mismo autor, poco tiempo después utilizó el mismo nombre para describir un molusco cretáceo que no tenía ninguna relación ni parecido con la forma de Canarias, y al estudiar la fauna del Jurásico francés aplicó este mismo nombre genérico atribuyéndole nada menos que 163 especies, que según Cossmann (1909, vol. XIII, p. 12) son tan diferentes de la forma cretácea como de la actual de las Canarias.

Stoppanini y otros autores continuaron creando nuevas especies que incluyeron en este género, a base de ejemplares procedentes de los más diversos terrenos geológicos, de tal manera que este género llegó a estar formado «por un inmenso número de conchas fósiles completamente heterogéneas, ya que se clasificaba como *Chemlntzias* todo aquello que no se atrevían a denominar *Turritella, Ceritium* o *Nerinea*» (Cossmann, 1909, vol. XIII, p. 12). Por todo ello este género no se admite actualmente (Kutassy, 1940) y las especies antes comprendidas en él han sido referidas a otros muchos géneros.

Vistos estos antecedentes no tiene nada de particular que abunden las referencias de este género en las listas de los fósiles del Trías de los Catalánides dadas a principio del siglo actual, y que generalmente se refieren a secciones o ejemplares muy mal conservados que seguramente corresponden a diversos géneros de la familia Loxonematidae.

Almera (1898, p. 110) señala su presencia en Pallejá, Olesa de Montserrat, cerro de Calamot (1898, p. 138), Castelldefels del Puig de la Creu y Mas Fonoll de Pontóns y en la carretera de La Llacuna a Villafranca; Faura y Sans (1922, p. 37) en Corbera, y Vilaseca (1920, p. 53) en el yacimiento del Pradell.

7. Braquiópodos

Clase ..... Brachiopoda.
Subclase ..... Inarticulata.
Familia ..... Lingulidae.
Género ..... Lingula Brugieres, 1792.

Lingula tenuisima Bronn.

1851-56. Bronn, H.—Lethaea geognostica, 3 Aufl., 3 Teil., p. 51, taf XIII.

Esta especie se caracteriza por tener la concha muy frágil, lo que hace difícil su conservación. Es de forma oval alargada, con el vértice puntiagudo y el borde frontal redondeado. Las líneas de crecimiento son, en relación con el espesor de la concha, muy marcadas. (Fig. 62, n.° 4.)

Como la mayoría de los braquiópodos es una especie cosmopolita y tiene una dispersión vertical que abarca la totalidad del Trías (Schmidt, 1928 y 1935; Bittner, 1890; Leonardi, 1935; Salomon, 1895; Alberti, 1864; Walther, 1906; Grupe, 1907; Assmann, 1915, etc.). No obstante, en los Catalánides se halla únicamente en los niveles calcáreo-arcillosos de la parte superior del Muschelkalk que quedan inmediatamente por debajo de las margas irisadas del Keuper.

Ha sido citada por Wurm (1913, p. 587, lám. XIX, fig. 62), Almera (1899, p. 539) y Faura y Sans (1922, p. 39) en la ermita de Ntra. Sra. de Foix, junto a La Llacuna, y por Almera (1889, p. 136) en el collado de Las Portes, junto a Begues, si bien estos autores sitúan los yacimientos en el Keuper. Además de los yacimientos anteriormente citados, la hemos recogido en el mismo pueblo de Paúls, en las capas del Muschelkalk superior.

Familia ..... Discinidae.
Género ..... Orbiculoidea, D'Orbigny, 1847.

Orbiculoidea discoides Schlotheim.

1820. Schlotheim, E. F. v.—Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Stondpunkte etc., taf XXXIII, fig. 3 *(Patellites)*.

Esta especie está representada por dos ejemplares (Col. Geol. Univ. Barcelona) en un regular estado de conservación, que corresponden ambos a la valva superior y concuerdan perfectamente por sus caracteres con la descripción de Schmidt (1928, p. 137, fig. 273). Su contorno es casi circular, con un diámetro aproximado de 8 mm. En la cara posterior existe una serie de estrías concéntricas finas, pero que resaltan claramente sobre el esmalte que cubre la concha. (Fig. 62, n.° 5.)

Esta especie ha sido citada, a base de los ejemplares que aquí se describen, por Llopis (1942, p. 18) en el Gorg Negre de Centelles, siendo hasta el presente la única localidad conocida de los Catalánides. En Alemania es frecuente en los yacimientos del Anisiense (Schmidt, 1928).

Subclase ..... Articulata.
Orden ..... Telotremata.
Familia ..... Rhynchonellidae.
Género ..... Halorella, Bittner, 1884.

Halorella decurtata Girard.

1843. Girard, H.—Uber eine Reise nach Italien. N. Jahrb. f. Min. p. 474, taf II-B, fig. 4 *(Terebratula)*.

Concha de perfil subtriangular con el ápice prominente y redondeado, poco abombada. La valva dorsal presenta

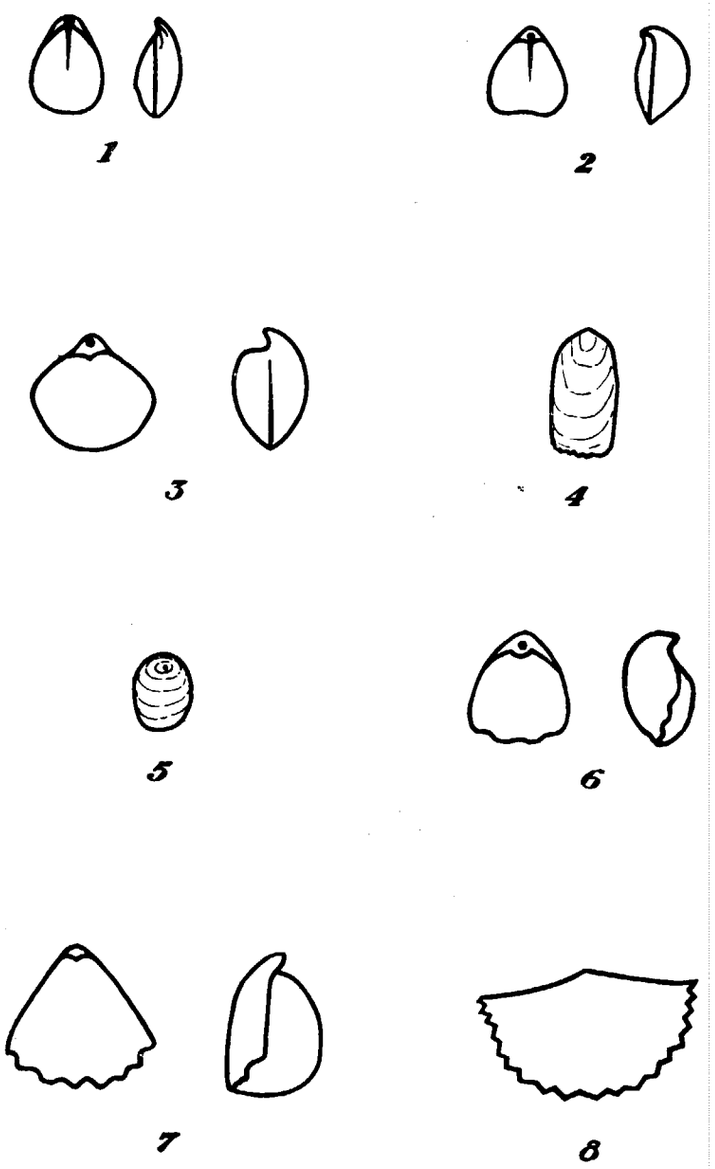


Fig. 62.
1. *Dielasma ecki* Frank. Musch. inf., El Farell, Caldas de Montbuy. – 2. *Coenothyris vulgaris* v. Schlot. Musch. inf., Centelles.—3. *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. Musch. inf., El Farell, Caldas de Montbuy.—4. *Lingula tenuisima* Bronn., Musch. inf., Paúls.– 5. *Orbiculoides discoides* Schlot. Musch. inf., Centelles.– 6. *Coenothyris stoppanii* Suess. Musch. sup., Camposines.– 7. *Halorella decurtata* Girard. Musch. sup. Camposines.—8. *Spiriferina fragilis* Schlot. Musch. sup., Musara (Sierra de Prades).

dos costillas en el interior del seno y tres a cada lado, mientras que la valva ventral, que no es visible en el único ejemplar estudiado, se caracteriza por poseer nueve costillas. Todas las costillas están cruzadas por finas líneas de crecimiento. (Fig. 62, n.° 7.)

Esta especie tiene, como las restantes de este grupo, una amplia dispersión horizontal y vertical. En Alemania central se le considera característica del Wellenkalk superior, o sea de la base del Trías medio (Dunker, 1851; Assmann, 1915; Eck, 1865, y Schmidt, 1928), y en la zona alpina de la parte alta de este nivel (Bittner, 1980; Tommasi, 1894; Martelli, 1904).

En la Cordillera Costera catalana ha sido citada únicamente por Mallada (1890, p. 77) en el yacimiento de Camposines (Mora de Ebro), de donde también proceden los ejemplares estudiados (Col. Inst. Geol. y Minero).

Familia ..... SPIRIFERINIDAE.
Género ..... SPIRIFERINA, d'Orbigny, 1874.
Subgénero .... MENTZELIA, Quenstedt, 1870.

Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk
Lám. XIV. figs. 5 y 6.

1951. Dunker, W.—Uber die im Muschelkalk Oberschlesiens bis jetzt gefundenen Mollusken, p. 287, taf XXIV, fig. 17-19 *(Spirifer)*.

Esta forma, tan abundante en el Trías de los Catalánides, es uno de los fósiles de mayor valor estratigráfico.

Sus caracteres son lo suficientemente conocidos para que no sea preciso dar aquí una descripción completa. El contorno es circular, casi elíptico, con una relación anchura-altura de 1,07 a 1,2, y las valvas están fuertemente abombadas, pues la relación altura-espesor varía entre 1,3 y 1,4. Su vértice es muy prominente, el borde de la charnela rectilíneo y el área bastante elevada. Es muy

característico el septo medio poco prominente de la valva ventral y el aspecto liso de su concha, ornada de débiles líneas de crecimiento y frecuentemente nacarada. El tamaño de los ejemplares por nosotros estudiados oscila entre 0,8 y 2,2 cm. (Fig. 62, n.° 3.)

En los yacimientos de los Catalánides se presenta constantemente en unos niveles de calizas algo dolomíticas, grises o ligeramente rojizas, muy duras, que permiten no obstante el separar los ejemplares de la ganga por percusión gracias a conservar éstos en parte la concha. En algunos niveles es extraordinariamente abundante, llegando a constituir verdaderas lumaquelas (yacimiento del Farell).

Esta especie puede ser considerada como el fósil característico de las capas basales del Trías medio de facies alpina, ya que tiene una dispersión vertical muy reducida, que contrasta con su amplia distribución geográfica. Se encuentra desde el norte de Europa hasta el sur de Asia: en Reocaro (Alpes), Golfo de Ismit (Asia Menor), Dobrudoch (Cárpatos), Dalmacia y Bosnia (French, 1903-1908; Wurm, 1913; Schmidt, 1928; Diener, 1920). En todas estas localidades aparece en la base del Trías medio, en niveles que representan el Anisiense o equivalen al mismo. No obstante ser un fósil típicamente alpino, se le encuentra también en zonas de facies germánica (Alta Silesia y Bellogracit, en los Balcanes), allí aparece mezclado, de una manera análoga de lo que sucede en el Trías de los Catalánides con elementos de la fauna germánica.

Ha sido reiteradamente citada en la región que nos ocupa y se conocen los yacimientos siguientes: Olesa, canteras de la Estación (Almera, 1898: Bofill, 1909), junto a la ermita de Sant Pere Sacama (Bofill, 1893); Pallejá (Bofill, 1893), Sant Miquel de Puig Gracios (íd), Colina del Padró, junto a Begues (Almera, 1889), Cerro de Calamot, en Gavá (íd.), y del yacimiento del Farell (Inst. Geológico, 1947), habiéndolo hallado nosotros además en la carretera de Figuero a Montmany, junto a la Cova de la Casa Falsa.

Spiriferina fragilis Schlot.

1814. Schlotheim, E. F. v.—In Leonhards Taschenbuch, Taf II, fig. 4 (*Terebratula*).

Poseemos de esta especie varios ejemplares procedentes del yacimiento de la Musara (Sierra de Prades), los cuales están incluídos en una masa de caliza dura espatizada, en la que se encuentran también junto con numerosos fragmentos de lamelibranquios completamente indeterminables y artejos de crinoideos (Virgili y Julivert, 1954).

El mejor conservado es de tamaño relativamente pequeño, 15,5 mm. de anchura y 9 de altura; su forma es semicircular, bastante abombada, y la valva superior presenta una serie de costillas radiales muy marcadas en la región central y más débiles en los bordes. (Fig. 62, n.° 8).

Esta especie no es sólo muy abundante en el Muschelkalk germánico, sino que también ha sido hallada en las calizas de la Marmorata y en el alto Ladiniense de los Alpes y de las Dinárides (Tommasi, 1911; Diener, 1920).

Familia ..... Centronelidae.
Género ..... Coenothyris Douvillé, 1879,

Coenothyris vulgaris v. Schlot.

Lám. XIV, figs. 3 y 4.

1822. Schlotheim, E. F. v.—Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. etc., taf XXXVII, fig. 5, 7 y 9.

Esta especie, muy polimorfa, tiene una enorme dispersión tanto en el espacio como en el tiempo. Los ejemplares por nosotros estudiados son relativamente pequeños, de 1,4 a 3 cm., de forma alargada, bastante abombados,

principalmente en su porción apical; el ápice es poco prominente y el poro relativamente grande; la concha es lisa y sólo se observan finas líneas de crecimiento, si bien existen en la valva dorsal dos pequeños surcos no siempre bien individualizados. El área ventral presenta también una débil ondulación. (Fig, 62, n.° 2.)

Todos estos caracteres relacionan nuestros ejemplares con los procedentes de las calizas de Reocaro, en donde se hallan acompañados de una fauna típicamente alpina, al propio tiempo que los separan de las formas germánicas mucho más grandes y alargadas (Schmidt, 1928 y 1935; Bittner, 1890).

Esta especie tiene una gran dispersión geográfica y se encuentra en el Muschelkalk de Alemania central, Alpes, Balcanes, Dinaries, Himalaya y Sur de China (Giebel, 1856; Alberti, 1864; Douvillé, 1879; Winner, 1899; Tornquist, 1900; Walter, 1906; Diener, 1907 y 1920; Assmann, 1915; Schmidt, 1928 y 1935).

Como dato curioso cabe indicar que en las zonas donde el Trías tiene carácter netamente germánico esta especie abunda en los niveles altos del Muschelkalk, mientras que en aquellas de facies alpina se encuentra únicamente en los niveles inferiores correspondientes al Anisiense, tal como ocurre en el Triásico catalán. Se ha citado en Beges (Schmidt, 1935; Sos. 1933), Gorg Negre de Centelles (Llopis, 1942), Estación del Norte de Olesa (Schmidt, 1935) y Gavá (Schmidt, 1935).

Los ejemplares por nosotros estudiados proceden del yacimiento anteriormente citado y de un nuevo yacimiento en las cercanías de Pallejá (Col. Inst. Geol. Minero y Col. Geol. Univ. Barcelona).

Mallada (1899 y 1892) cita esta especie como procedente de Camposines; no obstante, los ejemplares por nosotros estudiados de este yacimiento, que se sitúa en el Muschelkalk superior, no corresponden a esta especie sino a *C. stopanii,* como se indica más adelante al hablar de esta especie.

Coenothyris stopanii Suess.

Lam. XIV, figs. 1 y 2.

1860. Suess. — Note sur la *Waldheimia stopanii* des pétrifactions d'Esino. Note adresée á l'Abbè Stoppanii. Paléontol. Lombarde, I, p. 108, Pl. XXIII, fig. 12-16 *(Waldheimia).*

Se caracteriza por su perfil ovalado y fuertemente abombado, el ápice fuerte y prominente y el borde inferior ligeramente ondulado, debido a la existencia de cuatro crestas dorsales. En los ejemplares por nosotros estudiados la relación altura-anchura es de 1 a 1,05 y la de anchura-espesor 1,06. (Fig. 62, n.° 6.)

Esta especie es característica del Ladiniense alpino (Diener, 1920; Bittner, 1902, y Suess, 1860), posición que concuerda exactamente con la que ocupa la serie triásica española. Se ha citado únicamente de Camposines (Mora de Ebro), (Mallada, 1890, p. 77), de donde proceden los ejemplares estudiados (Col. Inst. Geol. Minero).

Familia ..... Dielasmatiras.
Género ..... Dielasma King, 1859.

Dielasma ecki Frank.

Lám. XIV, figs. 7 y 8.

1881. Frantzen. — *Terebratula ecki* und das Lager diese Versteinerung. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst, p. 157, taf. V.

Esta especie es bastante alargada (la relación longitud-anchura mayor a 1,2), poco abombada y de tamaño relativamente pequeño, pues no sobrepasa a los 15 milímetros. Tiene la superficie completamente lisa, sin pliegues ni crestas; el ápice es puntiagudo y prominente. (Figura 62, n.° 1.)

Caracteriza el Muschelkalk inferior de Alemania central (Schumacher, 1890; Diener, 1920; Schmidt, 1907-1928).

Hasta el presente no había sido citada en el Trías de los Catalánides. La hemos encontrado en el yacimiento del Farell, donde es muy abundante y va asociada a *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Familia ..... Zeilleridae.
Género ..... Aulacothyris, Douvillé, 1879.

Aulacothyris angusta v. Schlot.

1820. Schlotheim, E. F. v.—Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte, etc., p. 285 *(Terebratulites)*.

Este pequeño braquiópodo tiene forma oval. Es aplastado, su ápice es poco prominente y el borde inferior es ligeramente ondulado. El máximo espesor de la concha corresponde a la parte central mientras que la máxima anchura se sitúa en el cuarto inferior. La superficie es lisa, no apreciándose líneas de crecimiento y el seno está muy poco marcado.

Especie ampliamente difundida en el Trías alpino y germánico (Dunker, 1851; Suess, 1856; Bittner, 1890; Assmann, 1915; Diener, 1920; Schmidt, 1928), caracteriza el Muschelkalk inferior en las zonas de facies germánica y el Ladiniense en la de facies alpina. En el Trías de los Catalánides se encuentra únicamente en la parte alta del Muschelkalk y ha sido citada por Mallada (1890, p. 77) en el yacimiento de Camposines, de donde proceden también los ejemplares estudiados (Col. Inst. Geol. Minero).

8. Equinodermos

Clase ..... Crinoidea.
Orden ..... Dicyclica.
Familia ..... Encrinidae.
Género ..... Encrinus cf. Schulze, 1760.

Encrinus cassianus Laube.

1894. Laube, G. C.—Uber Encrinus cassianus Lbe. und dessen Verhältnilsen zu bekannten Encriniten. Verh. Geol. Reichsanst. 14, p. 207-208.

Poseemos de esta especie una gran cantidad de artejos, la mayoría de los cuales corresponden a la parte media del tallo y tienen un diámetro que oscila entre los cuatro y los ocho milímetros, con una altura bastante variable; en ellos se observa el hecho que Laube señala como característico de esta especie y que consiste en que los ejemplares menores son siempre de forma alargada con una relación entre la longitud y el diámetro comprendida entre 12 y 15, mientras que en los mayores la longitud y el diámetro son iguales, o bien este último es ligeramente superior. Los artejos son de forma cilíndrica, algo abombados en su parte central y con el borde bastante dentado en los ejemplares pequeños. El canal de alimentación, claramente visible, está rodeado en algunos ejemplares por pequeñas granulaciones dispuestas pentagonalmente.

Esta especie se separa de *E. liliformis* Schlot., citado en el Trías de los Catalánides, por tener los artejos más abombados y alargados y la especial disposición de los dientes marginales.

Los caracteres anteriormente citados permiten clasificar estos ejemplares como *E. cassianus* Lau., especie que fué descrita en 1834 por Münster como *E. liliformis* y que

posteriormente Laube (op. cit.) consideró como especie diferente. Esta forma es típica y abundante en el Ladiniense de facies alpina (Alemania, Austria, Cárpatos, Turquía, Italia, etc.).

La única localidad conocida de esta especie en el Trías de los Catalánides es el yacimiento de Gallicant, junto a la Musara, en la Sierra de Prades, de donde fué ya citado por Virgili y Julivert (1954, p. 222, fig. 7), y de donde proceden los ejemplares descritos (Col. Geol. Univ. Barcelona). Estratigráficamente corresponden al nivel de *Cassianella*.

Encrinus granulosus Münst.

1841. Münster, G., Graf zu, Wissman, H. L. y Braun, L.—Beiträge zur Geognosie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, verzüglich der Schichten von St. Cassian, p. 53-54, lámina V, figs. 11-19.

Esta forma está representada en nuestras colecciones por una gran cantidad de artejos, perfectamente conservados, sueltos o unidos en grupos de tres a ocho, que proceden del yacimiento de Gallicant, junto a la Musara, en la Sierra de Prades, en donde se encuentran asociados a *E. cassianus* Laube.

Los artejos son cilíndricos, aplastados, de tamaño relativamente grande y presentan, tanto en la cara superior como en la inferior, un reborde que ocupa la mitad o la tercera parte de la anchura y está cruzado por crestas radiales; la parte interna presenta granulaciones dispuestas pentagonalmente. Este último carácter se observa en los ejemplares descritos por Münster procedentes del Trías alpino, y no en los del Trías germánico estudiados por Schmidt.

Las dimensiones de nuestros ejemplares (Col. Geol. Univ. Barcelona) son:

Ejemplares	*Diámetro* — *mm.*	*Altura* — *mm.*	*Diámetro/altura*
A	10,2		
B	9,5	4	2,37
C	9	4	2,25
D	9,2	3,6	2,50
E	10	5,5	2,20
F	9	4,2	2,10
G	13	6	2,16

Diámetro medio 9,9 mm.

Altura media 4,55 mm.

Valor medio de la relación diámetro-altura, 2,19.

Este crinoideo fué cosmopolita durante la parte final del Trías medio, pero ha sido únicamente citado en el Trías español a base de ejemplares procedentes de este mismo yacimiento, por Virgili y Julivert (1954, p. 224-225, fig. 8).

Encrinus cf. ***liliformis*** v. Schlot. (?).

1820. Schlotheim, E. F. von.—Die Petrefaktenkunde suf ihrem jetzigen Stanppunkte, p. 335-36.

Almera y Bofill (1889 y 1891) citan, sin describirla ni figurarla, esta especie en sus listas de fósiles del yacimiento de Begues, y posteriormente Schmidt (1935, p. 35) indica la presencia de unos cristales de calcita incluídos en una masa de dolomías correspondientes a la parte alta del Muschelkalk superior del yacimiento de Olesa, que interpreta como artejos de crinoideos y que atribuye, con toda clase de reservas a *E. liliformis*.

No hemos podido comprobar esta cita y el estudio del material procedente de este y otros yacimientos nos lleva a la conclusión de que los cristales de calcita son completamente diferentes a los artejos de los crinoideos, ya que en ningún caso puede observarse ni la más ligera orna-

mentación y la mayoría de ellos presentan una forma cristalina perfectamente definida. Además, estas formaciones aparecen repartidas en los diversos niveles y yacimientos, pudiéndose casi asegurar que siempre que existan formaciones dolomíticas se presentan cristalizaciones análogas. Por ello consideramos poco probable atribuirlos a crinoideos.

Es posible, además, que se trate de una confusión con *E. liliformis* Münst., hoy denominado *E. cassianus* Laube, y que ha sido ya citado.

Encrinus monetensis Lambert.

1927. Lambert, J. - Revisión des Echinides fossiles de la Catalogne, p. 8, lám. I, fig. 6-7.

Esta especie fué creada por Lambert a base de un pretendido fragmento de tallo de 17 mm. de longitud por 3/4 mm. de diámetro, de forma cilíndrica y muy delgado.

Esta forma no se admite en el Fossilium Catalogus (1934, p. 128); consideran que se trata de un fragmento de púa de equínido. Nuestras observaciones están de acuerdo con esta opinión, ya que hemos encontrado en el mismo yacimiento, y en otros de igual nivel estratigráfico, fragmentos de púas indiscutibles que ofrecen análogas características que el ejemplar descrito y figurado por Lambert.

Encrinus cf. ***varians*** Münster.

1841. Münster, C. Graf zu Wissmann, H. L. y Braun, L. - Beiträge zur Geognosie und Petrefaktenkunde des südostlichen Tirols, vorzuglich der Schichten von St. Cassian, p. 52-53, lámina V, figs. 8-10.

Poseemos del Muschelkalk superior de la Sierra de Prades, yacimiento de Puig Sec, junto a la Musara, numerosos artejos de crinoideos en un perfecto estado de conservación.

Todos ellos son de pequeña talla, forma redondeada y extraordinariamente delgados y carecen por completo de dientes laterales; caracteres que permiten diferenciarlos fácilmente de los restantes crinoideos hallados en esta zona. La cara superior es casi lisa, con un reborde abultado que en algunos de los ejemplares lleva adosado por su parte interna crestas radiales que no llegan a la mitad del radio; el resto de la superficie está cubierta por débiles granulaciones dispuestas radialmente. Todo ello permite atribuir esta especie a *E. varians* Münst., no obstante ser más pequeños que la forma tipo.

Las dimensiones son en comparación con el descrito por Laube:

Ejemplares	*Diám. máx.* — *mm.*	*Diám. mínim.* — *mm.*	*Espesor* — *mm.*	*Diám./Espesor*
A	4,4	3,9	0,76	5,7
B	4	3,8	?	?
Tipo Laube	8,5	8	1,5	5,7

El diámetro del canal nutricio en nuestros ejemplares oscila entre 0,3 y 0.4 mm.

Esta forma fué descrita por vez primera por Münster, (op. cit.) en el Trías de St. Cassian, habiendo sido citada posteriormente en muchos otros yacimientos de los Alpes del Sur, siempre en el Ladiniense, posición equivalente a la que ocupa en la sierra de Prades, donde había ya sido citado (Virgili y Julivert, 1954, pp. 224-225, fig. 7).

Crinoideos indeterminados.

En la superficie de algunas placas de calizas del yacimiento situado al pie del Puig Sec, 2 Km. al oeste de la

Mussera aparecen en gran cantidad piezas del cáliz de crinoideos. Estas formaciones típicas del Trechitenkalk alemán, no habían sido citadas, por lo menos en tanta abundancia en el Muschelkalk catalán. Tienen forma muy diversa, circulares, cuadrangulares, pentagonales, etcétera, pero su tamaño es siempre pequeño (de 1 a 3 mm.).

Toda determinación específica es imposible, pero puede suponerse que pertenecen a *Encrinus varians* hallado en este mismo nivel y yacimiento. Es interesante resaltar que este nivel no equivale exactamente por su posición al Trechitenkalk germánico, sino que es francamente posterior al mismo.

Clase ..... Echinoidea.
Orden ..... Endocysta.
Familia ..... Cidaridae, Gray, 1825.
Género ..... Plegiocidaris, Pomel.

Plegiocidaris cf. ***wissmanni*** Desor.

1864. Laube, G. C.—Die fauna der Schichten von St. Cassian, I Abth, Echiniden. Sitzb der Kais. Akad. der Wissensch. Math. Naturw., XXIV, p. 91, lám. X, fig. 8.

Atribuímos a esta especie una serie de púas implantadas en unas placas calizas que proceden de los yacimientos de la Musara, en la Sierra de Prades, de Camposines y del Mas Fonoll de Pontóns (Col. Inst. Geol. y Minero y Col. Geol. Univ. Barcelona).

En el primero de los yacimientos había ya sido citado (Virgili y Julivert, 1954, p. 221-2).

Estas púas son de tamaño relativamente grande, pues a pesar de no estar completas, la mayor mide 22,5 mm. de longitud; de forma cilíndrica, delgadas y ligeramente hinchadas en su parte inferior. El cuello, bien marcado, es largo y estrecho y hace resaltar la base, que es de sección

exagonal y con un diámetro máximo ligeramente superior al de la púa. La cavidad articular es profunda y estrecha, ocupa menos del tercio de la base. (Fig. 63, n.° 3 y 5.)

Nuestros ejemplares están ligeramente desgastados, lo que impide observar el detalle de la ornamentación, que de haber existido sería muy débil. pues si presentase aguijones o verrugas éstas serían visibles en los bordes de la púa.

Esta especie es característica del alto Ladiniense alpino y fué descrita por Münster con el nombre de *C. espinosus* (Münster. 1841), y posteriormente por Klipstein (1843-45), con el nombre de *C. bispinosus*. Ambos nombres son inválidos porque el primero había sido ya utilizado por Agassiz para otras especies diferentes de este mismo género, y el segundo se basa en ejemplares muy mal conservados que no permiten apreciar los caracteres de la especie.

Género ..... Cidaris, Rumph, 1705.

Cidaris transversa H. v. Meyer.

1849. Meyer, H. v.—Fische Crustaceen etc., aus dem Muschelkalk Oberschlesiens. Ebenda I, lám. XXXII, figs. 28, 29 y 30.

Almera (1892, p. 136) señala, por primera vez la presencia de esta especie en la Peña de Can Casas en las cercanías de Vallirana, cita que es recogida en los trabajos posteriores (Bofill, 1893, p. 142; Faura y Sans, 1922, p. 38, e Inst. Geol., 1930, p. 98), años después Faura y Sans (1922, p. 38) la señala en el camino de Castellví de Rosanés a Castelldefels. Nos ha sido imposible el comprobar esta cita, que tampoco comprobó Lambert en su revisión de los equínidos triásicos de Cataluña (1927).

Está forma caracteriza el Muschelkalk superior de facies germánica, si bien posteriormente Schmidt atribuye a

ella unos ejemplares del Trías del Vicentino, que según la opinión de Diener (1927, p. 9) no corresponden a esta especie. (Fig. 63, n.° 2.)

Género ..... Eotiaris, Lambert, 1900.

Eotiaris grandaevus Quenst.

1872-75. Quenstedt. — Petrefaktenkunde Deutschlands. Echiniden, p. 128, lám. LXVII, figs. 114-115.

Referimos a esta especie, típica del Muschelkalk alemán, unas púas procedentes del yacimiento de El Farell. (Col. Geol. Univ. Barcelona).

Su tamaño oscila entre los 20 y 25 mm., siendo menores en las formas germánicas, donde pueden alcanzar hasta 45 mm.; su anchura está comprendida entre 1 y 1,5 milímetros, su cuerpo es cilíndrico y finamente estriado. El cuello es poco marcado y la superficie articular pequeña. En ninguno de nuestros ejemplares se aprecian los tubérculos que, según Schmidt (1928), existen sobre el cuello de la púa. (Fig. 63, n.° 4 y 6.)

Esta forma es nueva para el Trías de los Catalánides.

«Cidaris» sp.

En todos los yacimientos donde se hallan radiolas de equínido en estado de conservación suficiente para una determinación específica, existen también pequeños fragmentos en los cuales no es posible una definición, pero que por su forma recuerdan a *P. wismani* Desor o a *E. grandaevus* Quenst. Los hemos hallado además en los yacimientos de Olesa de Montserrat y Mas Monet de Coll de Jou, y han sido citados en el yacimiento de la Estación de Pradell (Inst. Geol., 1952, p. 43), en Camposines (Wurm, 1913, p. 588) y en el Mas de la Vall de Capsanes (Vilaseca, 1920, p. 61). Como ya hemos indicado los fragmentos atribuídos por Lambert a *Encrinus monetensis* Lam., corresponden también probablemente a este género.

Tornquist (1909, p. 917) cita en Montmany de Can Rafel (Vallirana) unas púas de equínido indeterminables específicamente, pero que supone podrían pertenecer a *C. verticellata* Stop o *C. lanceata* Stop, especies ambas típicas del Retiense. Evidentemente esta determinación no es hoy admisible, ya que los niveles donde Tornquist halla estas especies corresponden a la base del Muschelkalk superior. Hay que tener en cuenta que cuando Tornquist realizó estos hallazgos existía una total confusión en cuanto a la estratigráfica de estas zonas, y el lugar del yacimiento se creía situado en el Keuper.

Familia ..... Archaeocidaridae.
Género ..... Anaulocidaris Zittel, 1879.

Anaulocidaris faurai Lamb.

1927. Lambert, J. — Revision des Echinides fossiles de la Catalogne, p. 7, lám. I, fig. 1-5.

Esta especie creada por Lambert (1927) para una forma de equínido procedente del Mas Monet de Coll de Jou está también representada en el yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns.

En este último yacimiento, de donde proceden los ejemplares que a continuación describiremos (Col. Geología Univ. Barcelona), las radiolas se presentan en gran cantidad cubriendo unas capas de calizas dolomíticas amarillentas. Es posible también reconocer pequeños fragmentos de placas ambulacrales, pero en ninguna de éstas se aprecia su ornamentación. (Fig. 63, n.° 1.)

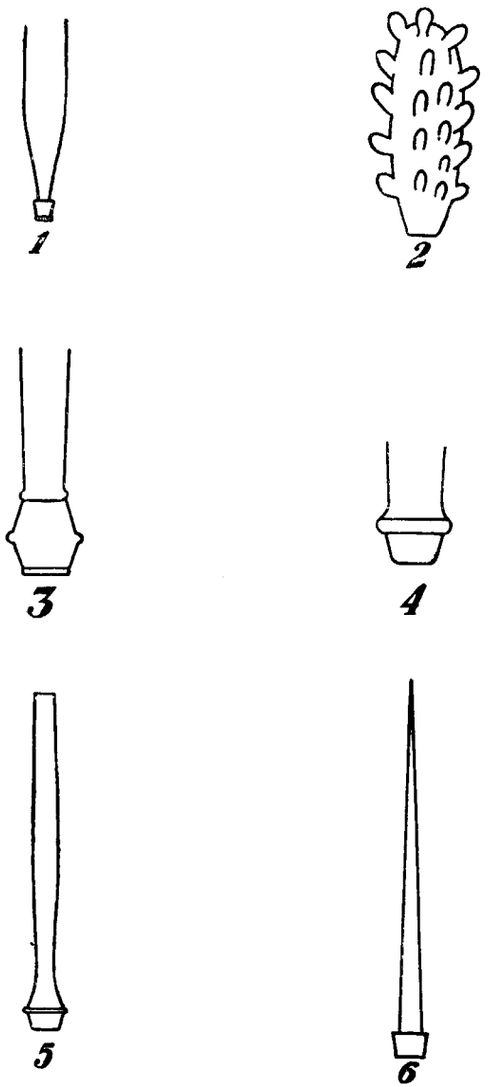


Fig. 63.—Radiolas de crinoideos.
1. *Anaulocidaris faurai* Lamb. Musch. inf., Mas Fonoll de Pontóns.—2. *Cidaris transversa* Meyer. Musch. sup. 3-5. *Plagiocidaris* cf. *wissmanni* Desor. Musch. sup., Camposines.– 4-6. *Eotiaris grandaevus* Quens. Musch. inf., El Farell, Caldas de Montbuy.

Como indica Lambert, las radiolas corresponden a dos tipos diferentes. Las radiolas con tubérculos son las de mayor tamaño y más abundantes, pero al mismo tiempo las más fragmentadas. Tienen forma de remo, con una longitud máxima de 12 mm. por una anchura de 3 milímetros (los ejemplares de Lambert son algo mayores, tienen 16 y 4 mm. respectivamente). Su superficie es estriada, detalle pocas veces observable, ya que en general están erosionados. El anillo es también estriado y la zona articular completamente lisa. Las radiolas de los gránulos son unos pequeños bastoncitos cilíndricos, escasos, pero casi siempre perfectamente conservados. Su longitud está comprendida entre los 2 y 3 mm., y su anchura de 0,2 a 0,5. Su forma es muy característica, poseen un cuello muy estrecho y una parte basal extraordinariamente abultada que llega a alcanzar un diámetro doble del cuerpo de la radiola.

Esta especie, citada únicamente en el yacimiento de Mas Monet de Coll de Jou (Vilaseca, 1920; Lambert, 1927; Instituto Geológico, 1952; Bataller, 1954), es nueva para el yacimiento de Pontóns. En ambos lugares aparece en el Muschelkalk superior.

9. Vegetales

Las citas de vegetales en el Trías de los Catalánides son relativamente numerosas, en realidad casi excesivamente abundantes en relación al número y calidad de los ejemplares.

Exceptuando los «fucoides», cuyo significado será posteriormente estudiado y algunas algas, los restos de vegetales están localizados en los niveles detríticos (Buntsandstein y Muschelkalk medio) y son formas terrestres.

El significado paleogeográfico de estos fósiles es considerable y será analizado en el correspondiente capítulo; su valor paleobotánico es por el contrario muy escaso.

El estado de conservación de los restos es muy deficiente y en realidad sólo pueden considerarse identificados con relativa seguridad *Volzia, Equisetites, Calamites* y *Pecopteris*. Además, muy pocos de los géneros citados se admiten en la actualidad y en casi todos ellos la posición sistemática es muy incierta.

Por tanto nos limitaremos a describir por orden alfabético los distintos géneros citados. Los restos de algas, pertenecientes al grupo de las dasicladáceas, merecen una mención especial y a ellas nos referimos al final de la indicada relación.

Es preciso añadir a estas citas la presencia de unos fragmentos de troncos de coníferas identificados por Hoffman (Schmidt, 1935, p. 31) en Mas Escansa (Bonastre) y que pertenecen al Museo del Seminario Conciliar.

Aetophylum Schimper sp.

Este género, caracterizado por sus hojas lineares puntiagudas y con finas nervaciones dispuestas en forma semejante a una espiga de monocotiledones, no se admite acualmente y se considera que corresponde a ramas fértiles de *Schizoneura* (Schmidt, 1928).

Almera (1909), p. 12) indica la presencia del mismo en los yacimientos de Sant Bartomeu de Polonell (Aiguafreda) y línea férrea del Figaró, pero no describe ni figura los ejemplares. Esta cita es recogida posteriormente por Wurm (1913, p. 533).

Albertia Schimper et Mougeot.

Género poco conocido y de posición incierta, ha sido citado únicamente en los yacimientos de Sant Bartomeu de Polonell y estación del Figaró (Almera, 1909, p. 12; Wurm, 1919, p. 533). Schmidt pone en duda esta determinación e indica la posibilidad de que los restos citados correspondan en realidad a *Volzia* (Schmidt, 1935, p. 30).

Este extremo es difícil de comprobar, ya que ni Almera ni Wurm describen ni figuran los ejemplares.

Calamites Sukow.

Lám. XV, fig. 1.

El género *Calamites* se extiende únicamente desde el Carbonífero superior y hasta el Permiano inferior y el género *Neocalamites* no aparece hasta el Lettenkohle (Emberger, 1948). Sin embargo, muchas veces se han referido al mismo restos vegetales procedentes del Buntsandstein superior de los Catalánides.

Los yacimientos más conocidos son los de Sant Bartomeu de Polonell, estación del Figaró (Almera, 1909, p. 12; Wurm, 1913, p. 533; Llopis, 1942, p. 47) y la Torre del Congost (Vicente Sos, 1933). La mayor parte de los ejemplares que han servido de base para las anteriores citas, han podido ser observados en el Museo Nacional de Ciencias Naturales (Torre del Congost) y Seminario Conciliar de Barcelona (Sant Bartomeu de Polonell). Todos ellos consisten en fragmentos de troncos, cuyas características pueden observarse en la fotografía adjunta. Consideramos muy probable que correspondan a troncos de *Equisetum*.

Equisetites Sternberg.

Lám. XV, fig. 3.

Este género fué creado para designar las formas de *Equissetum* anteriores al Cretáceo y caracterizadas por la presencia de formaciones secundarias y por la ausencia de elaterios en las esporas. Sin embargo, según Emberger (1944, p. 192) y Ricour (1948) esta diferencia no justificó una diferenciación genérica. En realidad este nombre ha sido utilizado para describir una serie de plantas y fragmentos de plantas completamente inclasificables la mayoría de las veces.

En el Triásico catalán ha sido citado con el nombre de *Equisetum,* por Almera (1913, mapa) en Can Castella de Valldeneu (Congost), y por Wurm (1913, p. 528) en Coll Fe (Begas). Llopis (1942, p. 16) cita *Equisetites* cf. *mougeoti* Bron. en Can Serra del Arca (Figaró).

Los ejemplares estudiados proceden del citado yacimiento de Can Serra del Arca y del Farell (Col Univ. Barcelona). Consisten en fragmentos de troncos y hojas de aspecto análogo a los restos de *Equisetum* descritos por Schmidt (1928, 1935).

Ptecopteris sulziana Brongniart.

El género *Ptecopteris* es artificial y de posición incierta, ya que comprende formas pertenecientes a grupos muy diferentes. Actualmente se considera (Emberger, 1944) que una parte del mismo corresponde a *Pteridospermas* y otra a *Filicales.*

Los ejemplares estudiados proceden del yacimiento de Santa Eugenia del Congost (Mus. Cienc. Nat. Barcelona) y son los citados precisamente por Almera (1913, mapa).

Se trata de unas impresiones de ramas sobre unas lajas de areniscas del Buntsandstein. El estado de conservación es bastante defectuoso, pero permite reconocer el perfil ovalado y borde liso de las hojas y la forma de inserción de las mismas. Esta especie ha sido citada también en el yacimiento de Sant Bartomeu de Polonell y en la línea férrea del Figaró (Almera, 1909, y Wurm, 1813, p. 533; Bataller, 1933, p. 4) Es típica del Buntsandstein superior de los Vosgos y Alemania central.

Voltzia heterophilla Brong.

Esta especie se admite actualmente. Según Kransel e Hirmer pertenecería al género *Buriadis* (Emberger, 1944); sin embargo, como su posición exacta es aún dudosa consideramos preferible conservar el nombre de *Voltzia heterophilla* habitualmente utilizado.

Los ejemplares hallados en el Trías de los Catalánides están constituídos por impresiones de fragmentos de ramas en los que con bastante dificultad se aprecien los caracteres típicos de la especie, el más aparente de los cuales es la heterofilia de las ramas. Las hojas del extremo superior son alargadas y planas (2 a 5 cm.) y las restantes muy cortas y falciformes. No hemos observado ningún cono.

Esta especie aparece en el Buntsandstein de Alemania central y de los Vosgos. En Cataluña ha sido identificada en este mismo nivel en diversos yacimientos situados todos ellos en el extremo noroeste de la cuenca sedimentaria catalana, muy cerca del borde de la misma. El primer yacimiento conocido, que fué donde se señaló por primera vez la existencia de flora triásica en los Catalánides, está situado en la via férrea del Figaró, junto a este pueblo (Almera, 1909, p. 14; Wurm, 1903, p. 533; Bataller, 1933, p. 4; Schmidt, 1935). Se ha identificado también, en la Torre del Congost (Aiguafreda) (Almera, 1909, p. 12; Wurm, 1913, p. 533; Bataller, 1933, p. 4), en Can Serra del Arca (Figaró) (Llopis, 1942, p. 16) y en la Ermita de Santa Eugenia del Congost (Almera, 1913, mapa).

Los ejemplares estudiados proceden del yacimiento de la Torre del Congost (Col. Seminario Barcelona).

Dasicladaceas.

En la descripción regional nos hemos referido repetidas veces al hallazgo de *Diploporidas* en los niveles dolomíticos que coronan el Muschelkalk inferior. Es tal la frecuencia de los mismos que consideramos que puede utilizarse su presencia como carácter distintivo de este nivel.

Los ejemplares hallados son casi siempre moldes externos de fragmentos de tallos, cuya clasificación presenta grandes dificultades. Así, unos mismos ejemplares hallados por Vilaseca en la Trona de la Mussara son descritos

por este autor y Bataller como *Giroporellas* (Vilaseca 1920, p. 62; Bataller, 1933, p. 6), mientras que Pia (1935 los clasifica como *Phisoporellas*. Consideramos por tant preferible seguir el criterio de Wurm (1920, p. 165) englobar las diversas *Dasicladaceas* halladas en el Tría de los Catalánides bajo el nombre de *Diploporidae* (Mo ret, 1943).

Es imposible enumerar las diversas localidades en qu se observan dichos restos. En realidad aparecen en ca todos los afloramientos de los tramos dolomíticos má altos del M ıs:helkalk inferior. Sin embargo, pocas vece se presentan en grandes cantidades, generalmente so ejemplares aislados de la superficie de los estratos.

Son muy frecuentes también las citas de *Gyroporell* ha sido citada en la Passarella (Vallirana) (V. Sos, 1933) Begas (Almera, 1900; Instituto Geológico, 1930), Turó del Voluntaris de Corbera (Bofill, 1833, p. 142; Almera, 1891 p. 474) y en la Musara (Vilaseca, 1920, p. 62; Batalle 1933, p. 6). *Physoporella* en: La Trona de la Mussar (Schmidt, 1935, p. 15), Mas Monet-Coll de Jou y en la Pedreras de Montroig (Instituto Geológico, 1952, p. 43) Wurm indica también la existencia de *Diploporidae* en l Mesa de Prades (1020, p. 165).

Sphaerocordium sp,

Schmidt (1933, p. 5, 1935, p. 26) atribuye a este géner unos restos hallados en el Muschelkalk de las Canteras d Can Tobella (Tarrasa), en unas capas rojas grisáceas qu «equivalen a las capas de ceratites de Olesa». Este auto indica que son unos pequeños ejemplares que por su a pecto «recuerdan a *Sphaerocordium kokeni* Wagner, d Muschelkalk superior». No nos ha sido posible comprob esta cita.

10. Problemática y pseudofósiles

Corophioides (Arenicoloides) luniformis Blanc.

Lám. XV, fig. 2.

1917. Blanckenhorn, M. — Organische reste im mittleren Buntsandstein Hessens-Sitz. Ges. Bej. Naturwis. Marburg.

En los niveles de areniscas rojas del Buntsandstein de El Farell aparecen sobre las superficies de los planos de estratificación unas pequeñas incisiones rectilíneas de 2 a 3 cm. de longitud y aproximadamente 1 mm. de anchura. El aspecto de los mismos, que puede apreciarse en la fotografía adjunta, recuerda unas impresiones análogas que aparecen en el Buntsandstein alemán. Estas formaciones se han clasificado como *Corophioides (Arenicoloides) luniformis* y se considera que representan pistas o cámaras de habitación de gusanos. *Corophioides* ha sido citada en el yacimiento de El Farell (Instituto Geológico, 1947, p. 89) a base del mismo ejemplar por nosotros descrito (Col. Instituto Geológico y Minero).

Stromatofungia porosa Klipst.

1843. Klipstein, A. - Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen.

Schmidt (1935, p. 32) atribuye a este porífero unos fragmentos hallados por Ashauer junto a La Garriga y por él mismo en las proximidades del Figaró.

Dicho autor hace constar el deficiente estado de conservación de los restos o inseguro de su determinación que no nos ha sido posible comprobar.

Scyphia ? Eck.

1865. Eck, H.—Veber die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. Berlín, lám. I, fig. 1.

Es también Schmidt (1935, p. 33) quien atribuye con muchas reservas a dicho espongiario unos nódulos calcáreos procedentes del yacimiento de Camposines.

Los fragmentos por nosotros hallados son análogos a los figurados por Schmidt (1935, lám. III, fig. 15). No permiten observar ninguna estructura y consideramos imposible incluso su determinación genérica.

Cyclozoon philippi Wurm.

1911. Wurm, A.—Untersuchungen über den Geologischen Band und die Trias von aragonien, lám. VII, fig. 11, p. 127.

En los niveles de calizas margosas con Protachyceras (Muschelkalk superior) del yacimiento de Camposines (Mora de Ebro), aparecen unas formaciones análogas a las descritas por Wurm en el Muschelkalk de Royuela, para las cuales crea este autor un nuevo género y una nueva especie: *Cyclozoon philippi*.

Estos «fósiles» consisten en un pequeño poro central de 1 a 2 mm. de diámetro, rodeados de una serie de círculos concéntricos de coloración diversa que van desde el grisamarillento al pardorrojizo. El total alcanza un diámetro de 2 a 3 cm. y los diversos círculos tienen de 1 a 2 mm. de grosor.

La presencia de dichos restos en Camposines fué observada también por Schmidt (1935, p. 18), el cual no admite su naturaleza orgánica sino que los considera formados por la circulación del agua a través de los niveles calcáreos, interpretación con la que estamos plenamente de acuerdo.

Fucoides.

Lám. XVI.

En la literatura geológica española se da este nombre a un conjunto de formaciones que aparecen en ciertos niveles del Muschelkalk y cuya naturaleza es muy poco conocida.

En realidad desde hace mucho tiempo su naturaleza vegetal se consideró muy problemática. Así ya Schmidt (1935) al referirse a estas formaciones descarta por completo el que tengan ninguna relación con plantas acuáticas. Sin embargo se ha continuado utilizando el nombre de *fucoides* para denominarlas.

Su forma y características son muy variables, cilíndricos o ligeramente aplastados, y con un diámetro que oscila entre 0,5 y 3 cm. Son sinuosos, algunas veces doblados en ángulo recto, aislados o raras veces bifurcados o ramificados. En los niveles de calizas arcillosas estas formaciones son particularmente visibles, ya que aparecen en resalte sobre los planos de estratificación. Cuando las calizas son compactas son mucho menos patentes, raras veces se aprecie su forma cilíndrica y aparecen únicamente en forma de secciones, a veces bastante irregulares. En algunos casos los *fucoides* son únicamente unas marcas de color diferente en el seno de una masa calcárea.

Una característica muy importante es el color de estas formaciones. En los niveles de calizas arcillosas los fucoides destacan por su color gris oscuro en el seno de una masa amarillenta. Sin embargo, una observación detallada permite apreciar que en realidad el color oscuro no ocupa la totalidad del fucoide, sino que queda localizada en la parte periférica del mismo. El interior del cilindro es tanto o más claro que el resto de la masa calcárea.

Este color es debido a la presencia de pequeñas partículas de materia orgánica y guarda clara relación con el grado de oxidación de los materiales. En las calizas azuladas, en las que el hierro aparece en forma reducida, los fu-

coides tienen un color gris oscuro. En las masas calcár rojizas estas formaciones presentan un color negro m acusado.

Una característica importante, ya anotada por Schm (1935) es su posición con relación a la estratificación; están dispuestas *sobre* un determinado nivel, sino que a recen cortando oblicuamente las superficies de estratifi ción. En ningún caso, a pesar de su extraordinaria frecu cia, existe en la superficie de los mismos restos de caparazón o película; aparecen únicamente en forma moldes internos; el molde externo no es tampoco visib

En una preparación microscópica puede apreciar claramente que no existen restos de estructura orgáni alguna. Su sección transversal muestra que no hay un mite claro entre el mismo y su zona exterior y que las p tículas orgánicas que lo colorean están localizadas pre samente en la zona periférica. En el interior del fucoi estas partículas son escasas o nulas, y si existen son muc más pequeñas que en los materiales que forman la ma envolvente. Esta disminución en cantidad y tamaño aprecia no sólo en las partículas carbonosas, sino tambi en las de otra naturaleza.

La observación microscópica nos muestra además q tanto la masa interior como la exterior está constituída p calizas finamente cristalizadas y que en la zona interi estos cristales son mucho mayores. Disolviendo en ácid clorhídrico unos fragmentos de fucoides y de la caliza e volvente del mismo puede comprobarse el hecho de la di minución de la cantidad y tamaño de las partículas en interior del fucoide en relación con la masa envolvente.

Los fucoides aparecen principalmente en niveles calc reos o margosos, pero son también muy abundantes e los niveles arenosos más altos de la serie arenosa bas del extremo septentrional de la cuenca de sedimentació

Su localización estratigráfica es muy precisa y se ex tiende a través de toda la cuenca en dos momentos de l historia del período triásico. Uno de ellos en el Muschel kalk medio, después de la sedimentación de las capas d

Paraceratites, otro en el Muschelkalk superior, antes o durante los depósitos de *Daonella*.

Sobre el origen de estas estructuras, que existen en formaciones geológicas muy diversas por su facies y su edad, se han expuesto numerosas opiniones (Newberry, 1885; Saporta, 1884; Cooiter, 1949). A continuación exponemos las principales, estudiando la posibilidad de cada una de ellas para los «fucoides» del Triásico de las Cadenas Costeras catalanes.

Una de las más frecuentes es considerarlos como restos fósiles de organismos inferiores. Consideramos que esta posibilidad es muy escasa, ya que en ninguno de los numerosos ejemplares observados existe organización celular, y además las partículas que aparecen en el interior de los mismos no se habrían podido incorporar a un organismo con suficiente compacidad para ser fosilizado.

Se ha supuesto también que eran huellas o impresiones, o bien pistas y rastros. Esta hipótesis no es tampoco admisible, ya que dichas formaciones aparecen siempre en relieve y nunca como contramolde.

Otra posible interpretación es considerarlos como grietas de desecación formadas en el suelo y rellenadas posteriormente por barro. En este caso es muy difícil explicar el trazado sinuoso de las mismas y el hecho de que corten oblícuamente la estratificación. Además esta hipótesis, como las dos anteriores, no explica la acumulación de partículas carbonosas en relación con estas formaciones.

Otro posible origen que se ha propuesto para los fucoides observados en los materiales arenosos (Coulter, 1955) no tiene tampoco aplicación en nuestro caso. Este autor supone que estas formaciones son debidas a que por la descomposición de diversos restos orgánicos se origina una materia gelatinosa que cementa los granos de arena.

La deshidratación de esta masa, cuya fracción detrítica le priva de una excesiva retracción, da lugar a la formación de los fucoides.

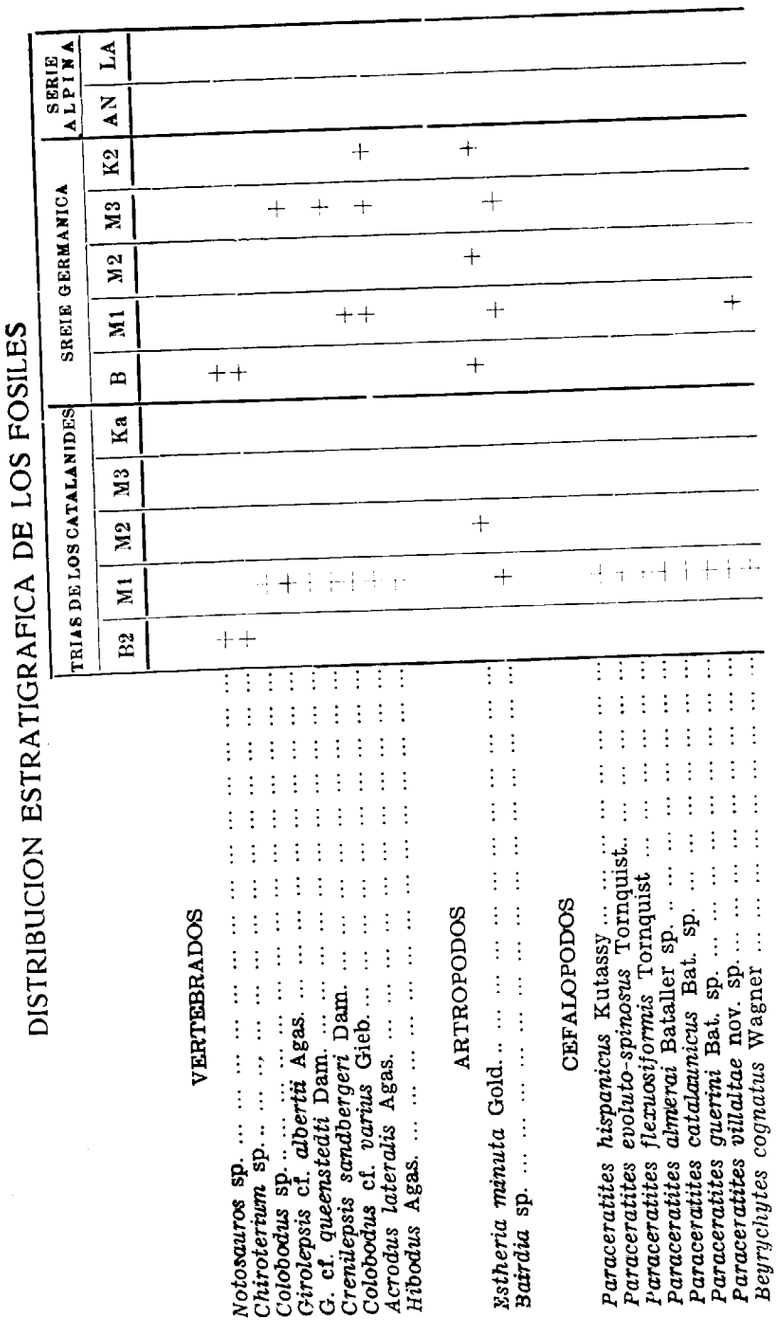
Todas las observaciones realizadas convienen en afirmar que se trata de perforaciones producidas por animales

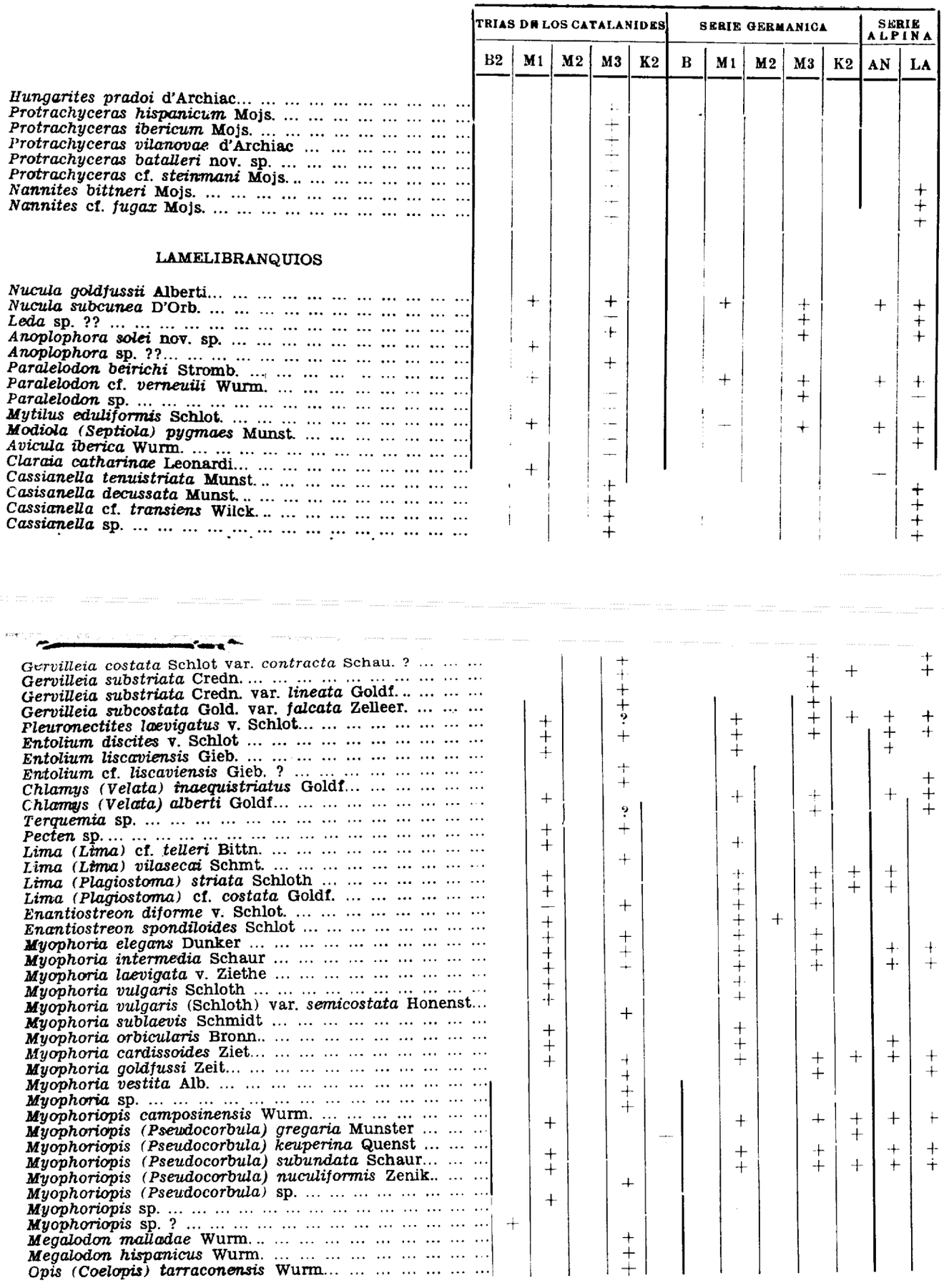
filtradores en el barro, cuya lapidificación ha dado lugar a las calizas con fucoides. Esta hipótesis había sido propuesta por Schmidt (1935), pero es descartada como poco probable por el mismo autor. Nosotros creemos, en cambio, que viene comprobada por una serie de detalles, el principal de los cuales es la diferencia entre la composicion del interior del tubo y la parte central del mismo. En todos los casos observados se aprecia una clara disminución del tamaño de las partículas interiores con relación a las exteriores.

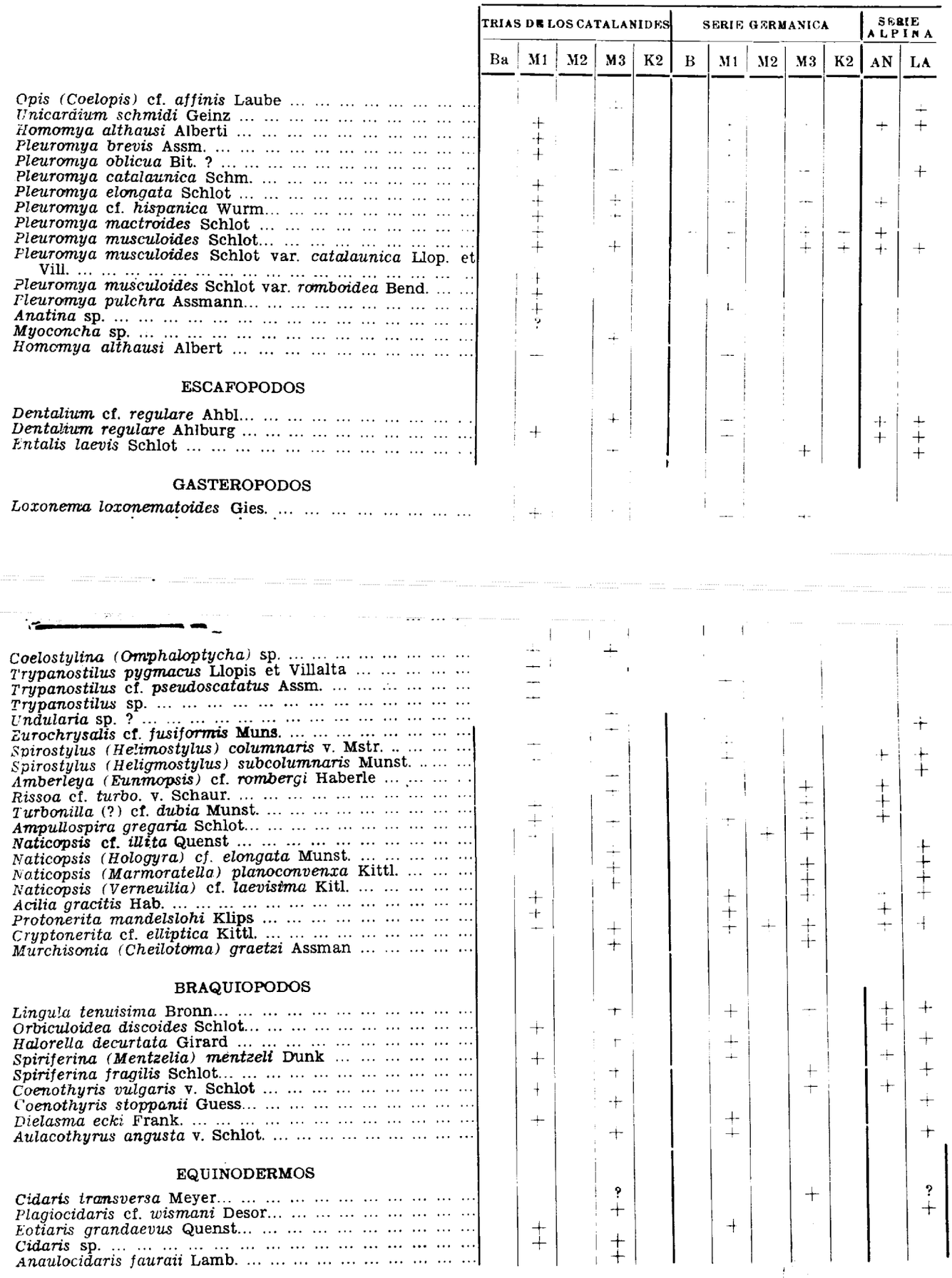
Esta interpretación explica perfectamente la pequeña cantidad de materia orgánica que existe en los fucoides, así como su concentración en la zona exterior y el hecho de que los tubos sean oblicuos a la estratificación. Está además completamente de acuerdo con la inmensa acumulación de los mismos y su localización en unos horizontes tan constantes y extendidos a lo largo de toda la formación.

En resumen, estos niveles no tienen por el momento un particular interés paleontológico, sin embargo, cualquiera que sea su origen, poseen un indudable interés estratigráfico, ya que constituyen unos magníficos niveles guía en la parte central del Muschelkalk inferior y medio. En este sentido los hemos considerado nosotros. Así, cuando empleamos el término de «calizas con fucoides» lo hacemos exclusivamente en sentido estratigráfico y bajo este nombre englobamos no sólo las formaciones típicas, cuyo posible origen acabamos de considerar, sino también calizas arcillosas con ligeras ondulaciones e irregularidades en su superficie, que quizá representen «fucoides» más o menos deformados y calizas compactas nodulosas, que a veces es difícil distinguir de las típicas calizas con fucoides.

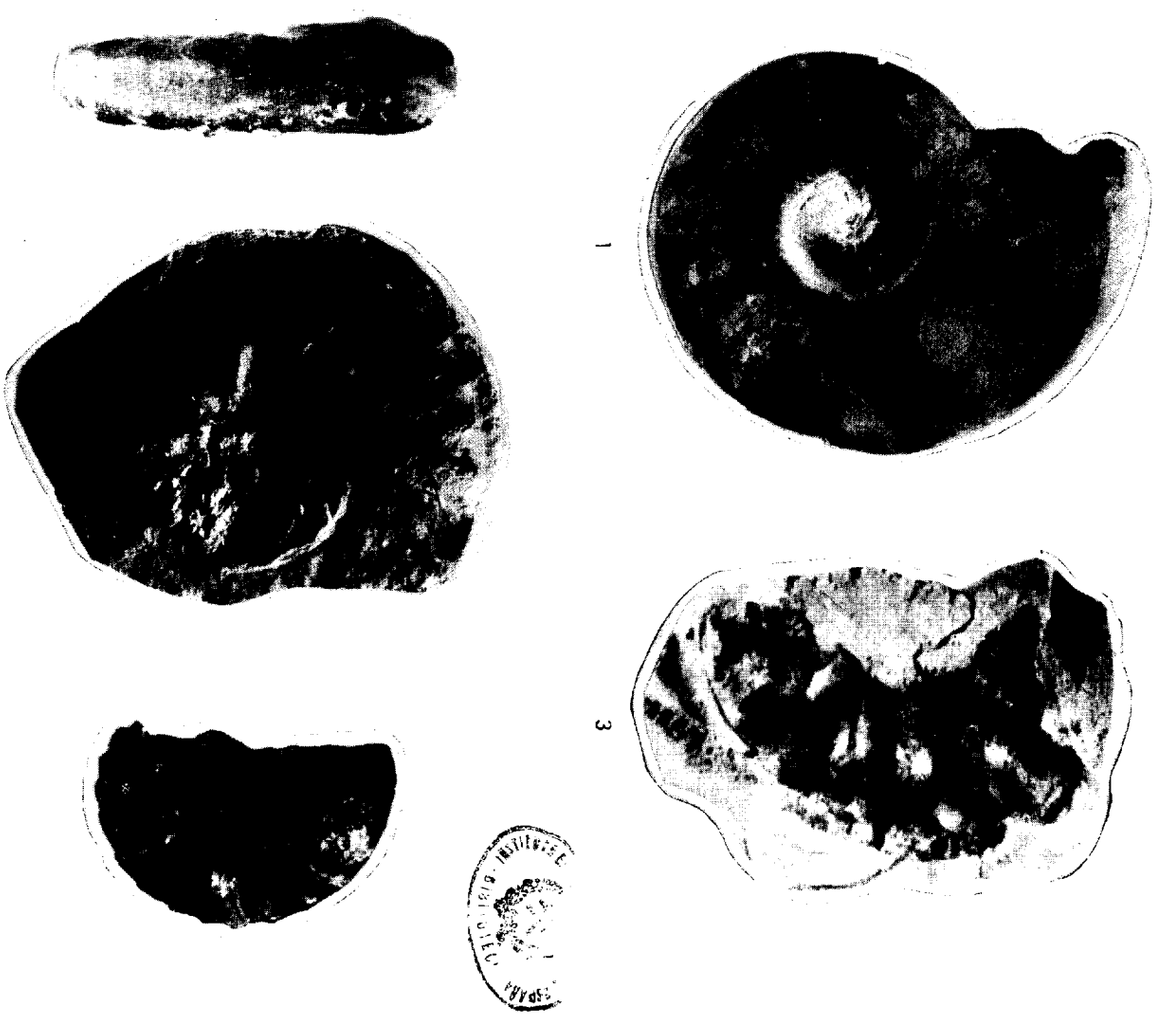
DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA DE LOS FOSILES




TRIAS DE LOS CATALANIDES
SERIE GERMANICA
SERIE ALPINA
B2
M1
M2
M3
K2
B
M1
M2
M3
K2
AN
LA
Hungarites pradoi d'Archiac
Protrachyceras hispanicum Mojs.
Protrachyceras ibericum Mojs.
Protrachyceras vilanovae d'Archiac
Protrachyceras batalleri nov. sp.
Protrachyceras cf. steinmani Mojs.
Nannites bittneri Mojs.
Nannites cf. fugax Mojs.
LAMELIBRANQUIOS
Nucula goldfussii Alberti
Nucula subcunea D'Orb.
Leda sp. ??
Anoplophora solei nov. sp.
Anoplophora sp. ??
Paralelodon beirichi Stromb.
Paralelodon cf. verneuili Wurm.
Paralelodon sp.
Mytilus eduliformis Schlot.
Modiola (Septiola) pygmaes Munst.
Avicula iberica Wurm.
Claraia catharinae Leonardi
Cassianella tenuistriata Munst.
Casisanella decussata Munst.
Cassianella cf. transiens Wilck.
Cassianella sp.
Gervilleia costata Schlot var. contracta Schau. ?
Gervilleia substriata Credn.
Gervilleia substriata Credn. var. lineata Goldf.
Gervilleia subcostata Gold. var. falcata Zelleer.
Pleuronectites laevigatus v. Schlot
Entolium discites v. Schlot
Entolium liscaviensis Gieb.
Entolium cf. liscaviensis Gieb. ?
Chlamys (Velata) inaequistriatus Goldf
Chlamys (Velata) alberti Goldf
Terquemia sp.
Pecten sp.
Lima (Lima) cf. telleri Bittn.
Lima (Lima) vilasecai Schmt.
Lima (Plagiostoma) striata Schloth
Lima (Plagiostoma) cf. costata Goldf.
Enantiostreon diforme v. Schlot.
Enantiostreon spondiloides Schlot
Myophoria elegans Dunker
Myophoria intermedia Schaur
Myophoria laevigata v. Ziethe
Myophoria vulgaris Schloth
Myophoria vulgaris (Schloth) var. semicostata Honenst.
Myophoria sublaevis Schmidt
Myophoria orbicularis Bronn.
Myophoria cardissoides Ziet.
Myophoria goldfussi Zeit.
Myophoria vestita Alb.
Myophoria sp.
Myophoriopis camposinensis Wurm.
Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria Munster
Myophoriopis (Pseudocorbula) keuperina Quenst
Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata Schaur.
Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculiformis Zenik.
Myophoriopis (Pseudocorbula) sp.
Myophoriopis sp.
Myophoriopis sp. ?
Megalodon malladae Wurm.
Megalodon hispanicus Wurm.
Opis (Coelopis) tarraconensis Wurm.


TRIAS DE LOS CATALANIDES
SERIE GERMANICA
SERIE ALPINA
Ba
M1
M2
M3
K2
B
M1
M2
M3
K2
AN
LA
Opis (Coelopis) cf. affinis Laube
Unicardium schmidi Geinz
Homomya althausi Alberti
Pleuromya brevis Assm.
Pleuromya oblicua Bit. ?
Pleuromya catalaunica Schm.
Pleuromya elongata Schlot
Pleuromya cf. hispanica Wurm.
Pleuromya mactroides Schlot
Pleuromya musculoides Schlot.
Pleuromya musculoides Schlot var. catalaunica Llop. et Vill.
Pleuromya musculoides Schlot var. romboidea Bend.
Pleuromya pulchra Assmann.
Anatina sp.
Myoconcha sp.
Homomya althausi Albert
ESCAFOPODOS
Dentalium cf. regulare Ahbl.
Dentalium regulare Ahlburg
Entalis laevis Schlot
GASTEROPODOS
Loxonema loxonematoides Gies.
Coelostylina (Omphaloptycha) sp.
Trypanostilus pygmacus Llopis et Villalta
Trypanostilus cf. pseudoscatatus Assm.
Trypanostilus sp.
Undularia sp. ?
Eurochrysalis cf. fusiformis Muns.
Spirostylus (Helimostylus) columnaris v. Mstr.
Spirostylus (Heligmostylus) subcolumnaris Munst.
Amberleya (Eunmopsis) cf. rombergi Haberle
Rissoa cf. turbo. v. Schaur.
Turbonilla (?) cf. dubia Munst.
Ampullospira gregaria Schlot.
Naticopsis cf. illita Quenst
Naticopsis (Hologyra) cf. elongata Munst.
Naticopsis (Marmoratella) planoconvexa Kittl.
Naticopsis (Verneuilia) cf. laevisima Kitl.
Acilia gracitis Hab.
Protonerita mandelslohi Klips
Cryptonerita cf. elliptica Kittl.
Murchisonia (Cheilotoma) graetzi Assman
BRAQUIOPODOS
Lingula tenuisima Bronn.
Orbiculoidea discoides Schlot.
Halorella decurtata Girard
Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk
Spiriferina fragilis Schlot.
Coenothyris vulgaris v. Schlot
Coenothyris stoppanii Guess.
Dielasma ecki Frank.
Aulacothyrus angusta v. Schlot.
EQUINODERMOS
Cidaris transversa Meyer.
Plagiocidaris cf. wismani Desor.
Eotiaris grandaevus Quenst.
Cidaris sp.
Anaulocidaris fauraii Lamb.

	TRIAS DE LOS CATALANIDES					SERIE GERMANICA					SERIE ALPINA	
	Ba	M1	M2	M3	K2	B	M1	M2	M3	K2	AN	LA
Encrinus cassianus Laube				+								+
Encrinus cf. *varians* Munst				+					+			+
Entrochus granulosus Munst				+								+
VEGETALES												
Voltzia heterophylla Bron	—					+						
Pecopteris sulziana Bron	+					+						
Aetophilum sp.	?											
Albertia sp.	?											
Calamites sp.	+		—			+		+		+		
Equisetum sp.		?					+					
Sphaerocordium sp.		+										
Dasicladaceas												
PROBLEMATICA												
Corophioides (Arenicoloides) luniformis Blanc	—					+						+
Scypia sp. ?		+								.		
Stromatofungia porosa Klip		?										
Ciclozoon philippi Wurm		+		+			+			+		
Fucoides	+			+								



LAMINA I

1. 2. *Ceratites nodosus*.—Musch. sup.
3. *Paraceratites evoluto-spinosus* Torn.—Farell. Musch. inf. × 1.
4. *P. villaltae* nov sp.—Congost. Musch inf. × 1.
5. Idem.—Olesa. Musch. inf. × 1.

INSTITUTO GEOLOGICO ESPAÑA

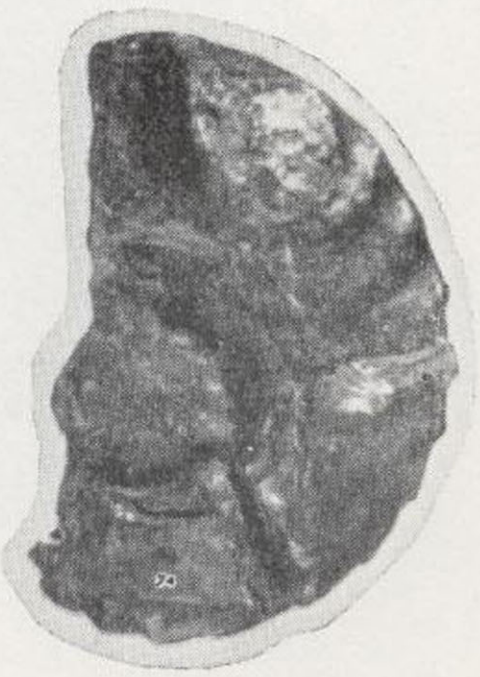
1

3

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
BIBLIOTECA

2

4



5

LAMINA I

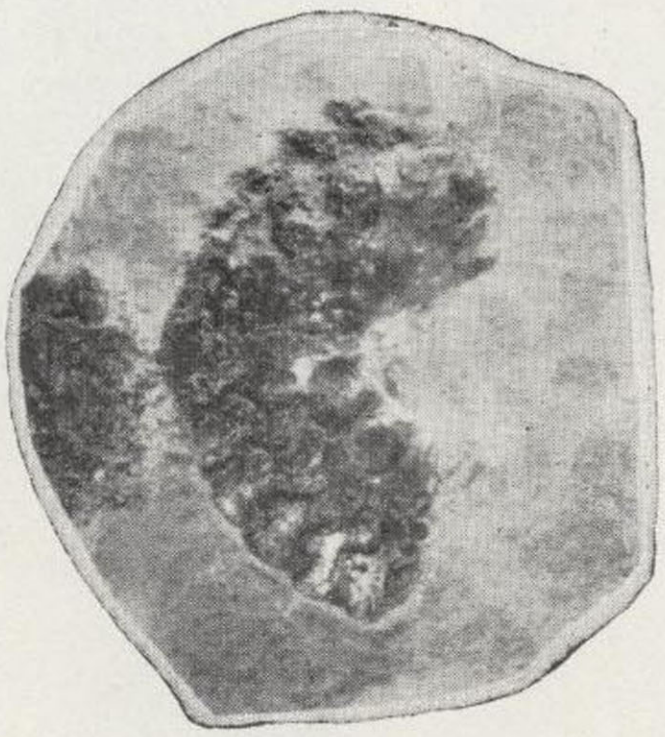
1. 2. *Ceratites nodosus.*—Musch. sup.
3. *Paraceratites evoluto-spinosus* Torn.—Farell. Musch. inf. × 1.
4. *P. villaltae* nov sp.—Congost. Musch. inf. × 1.
5. Idem.—Olesa. Musch. inf. × 1.

1

2

3

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
BIBLIOTECA



4

5

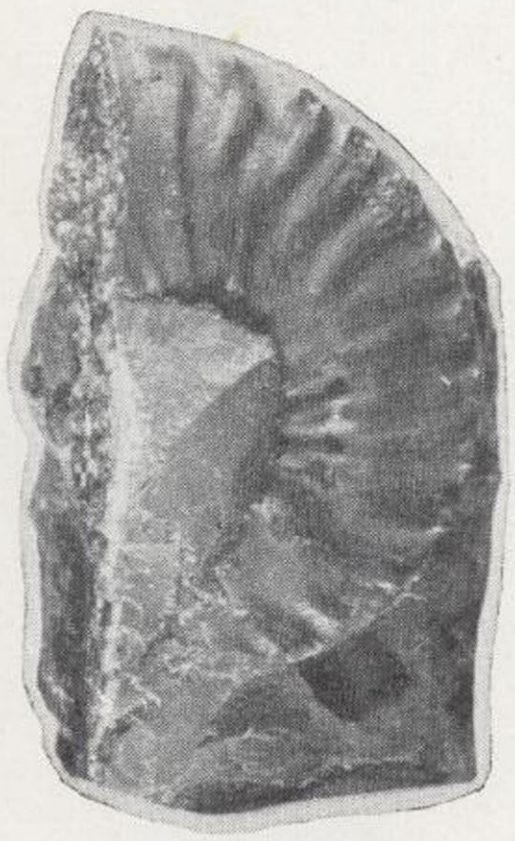
LAMINA II

1. 2. *P. villaltae* nov. sp.—Centelles. Musch. inf. × 1.
3. *P. catalaunicus* Bataller. - Olesa. Musch. inf. × 1.
4. Idem.—Centelles. Musch. inf. × 1.
5. Idem.—Olesa. Musch. inf. × 1.

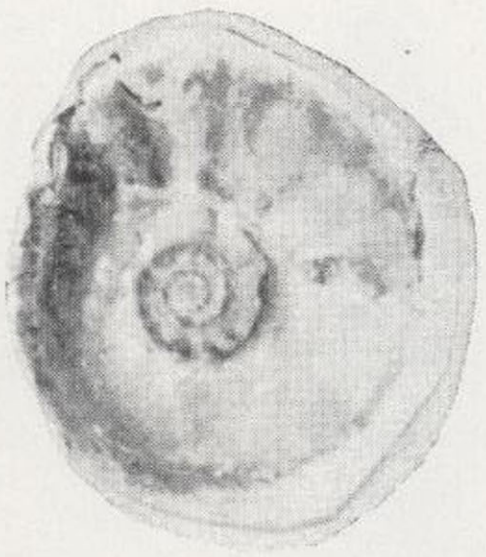
1

2

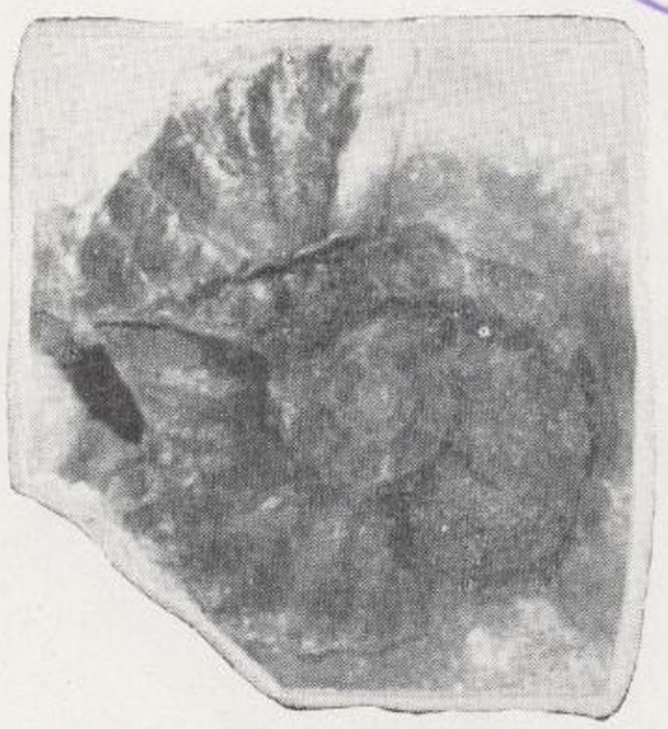
3



4



5



6

7

8

9

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA · BIBLIOTECA ·

LAMINA III

1. 2. *Paraceratites flexuosiformis* Torn.—Olesa. Musch. inf. × 1.
3. 4. Idem.—Castellar del Vallés. Musch. inf. × 1.
5. 6. *P. hispanicus* Kutassy.—Farell. Musch. inf. × 0,5.
7. 8. *P. guerini* Bataller.—Olesa. Musch. inf. × 1.
9. Idem. - Farell. Musch. inf. × 0,5.

1

2

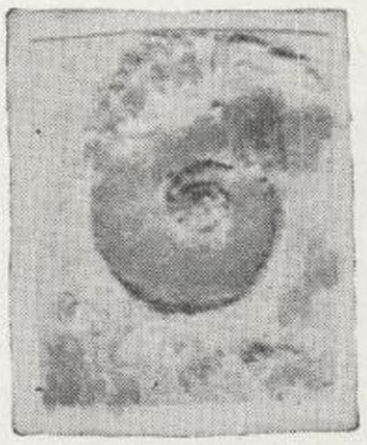
3

4

5

6

7



8

LAMINA IV

1. 2. *Beyrichites cognatus* Wag.—Farell. Musch. inf. × 2,5.
3. 4. *Hungarites pradoi* D'Arc.—Camposines. Musch. sup. × 0,5.
5. *Nannites bittneri* Mojs.—Begues. Musch. sup. × 1.
6. 7 *Paraceratites almerai* Bataller.—Olesa. Musch. inf. × 1.
8. Idem.—Farell. Musch. inf. × 1.

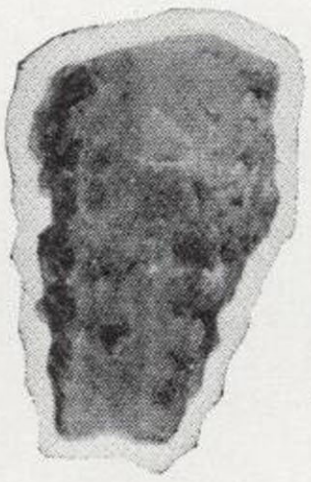
1

2

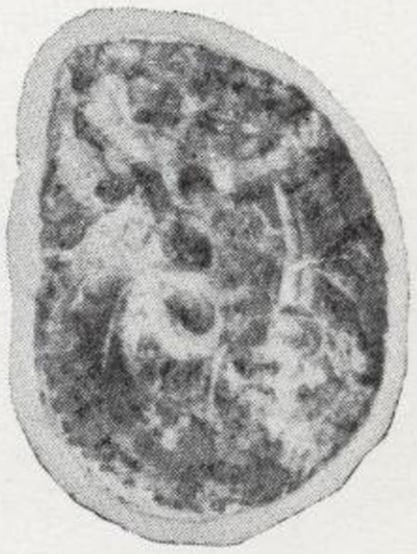
3

4

5



6



7

8

9

10

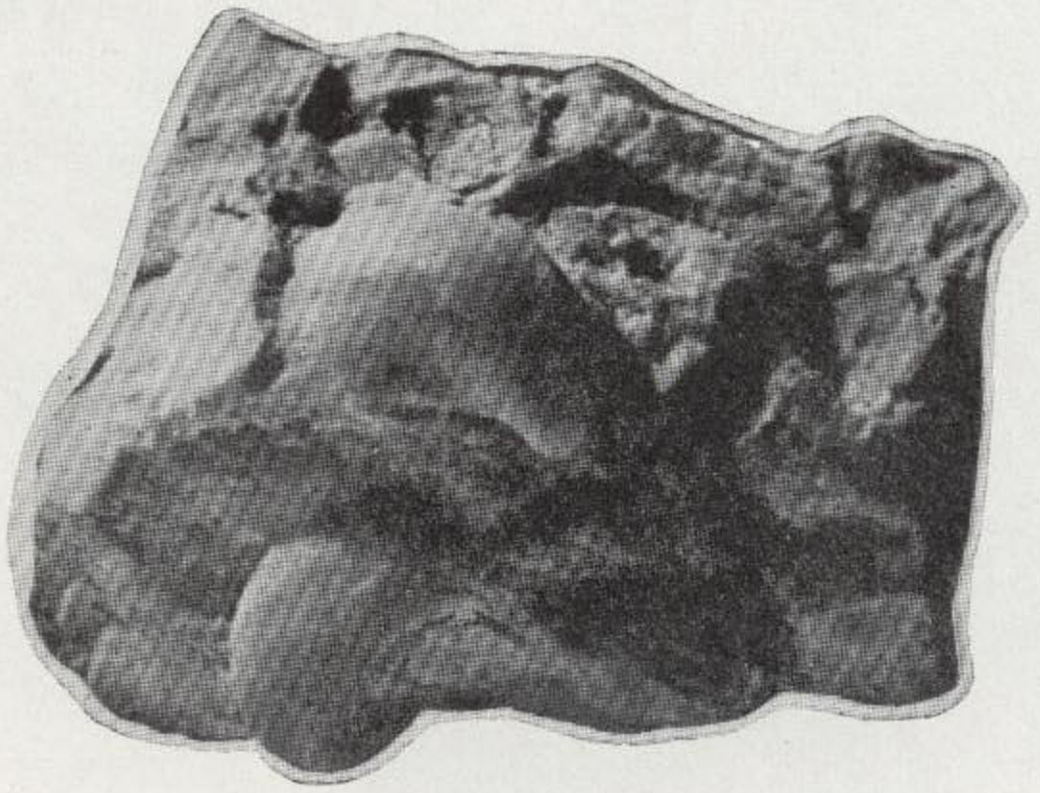
11

LAMINA V

1. 2. *Protrachyceras vilanovae* Mojs.—Camposines. Musch. sup. × 1.
3. Idem.—Alfara. Musch. sup. × 1.
4. *P. hispanicum* Mojs.—Alfara. Musch. sup. × 1.
5. 6. Idem.—Camposines. Musch. sup. × 1.
7. 8. *P. ibericum* Mojs.—Camposines. Musch. sup. × 0,7.
11. *P. batalleri* nov. sp.—Camposines. Musch. sup. × 2.
9. 10. Idem.—Camposines. Musch. sup. × 2.

1

BIBLIOTECA



2

LAMINA VI

1. *Posidonia oblicua* Haver, *P. bittneri* Lorenzo, Musch. sup.; *P. wengenensis* Wissm. - Begues. Musch. sup. × 1.
2. *Casianella decussata* Munst.—Mas Fonoll. Pontóns. Musch. sup. × 2.

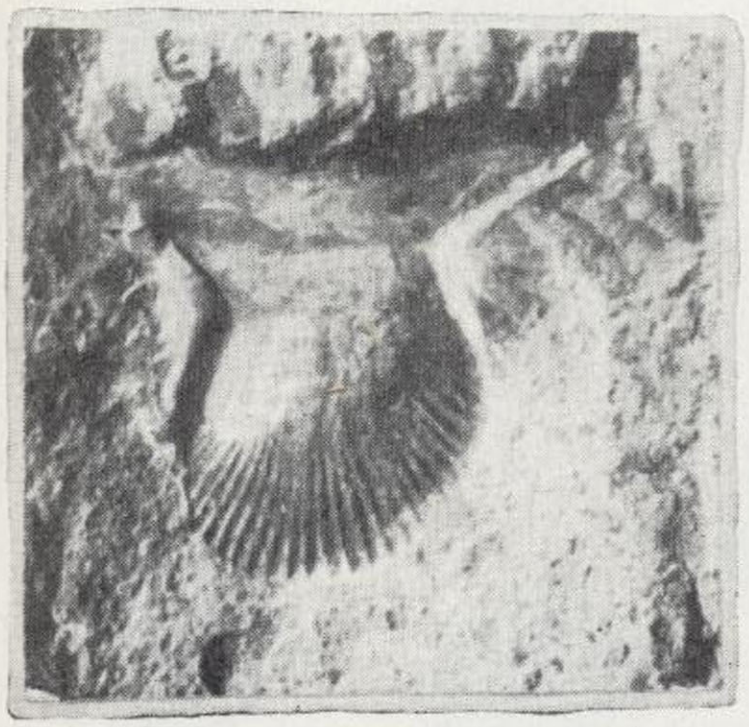
1

INSTITUTO DE ESTUDIOS ILERDENSES - BIBLIOTECA

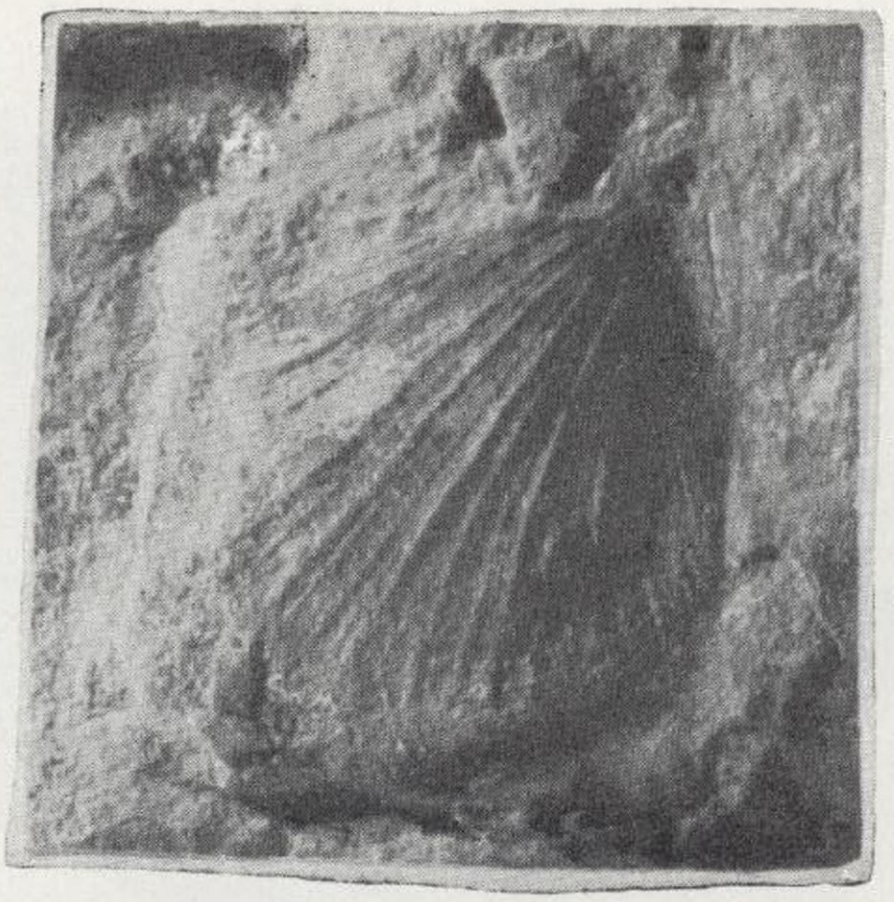
2

LAMINA VII

1. *Monotis (Daonella) lommeli* Vissm. var. *hispanica* nov. sp.—Begues. Musch sup. × 1.
2. Idem.—Pratdip. Musch. sup. × 1.



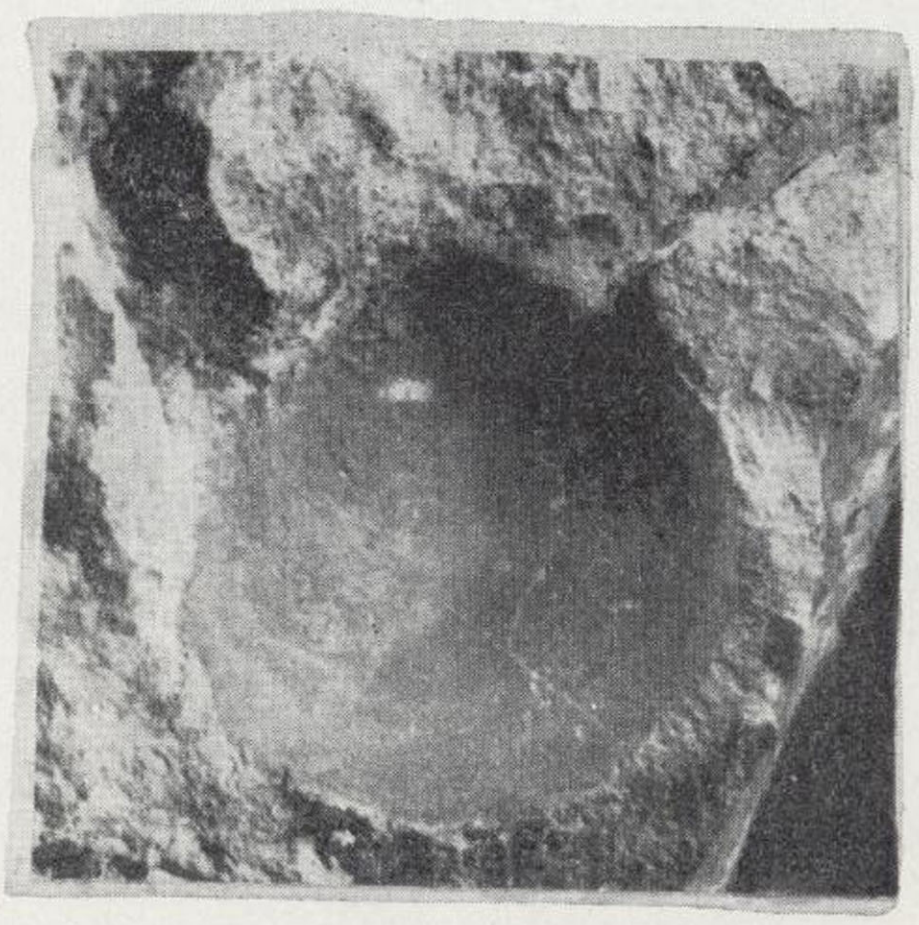
1



2

INSTITUTO DE ESTUDIOS ... BIBLIOTECA

3



4

LAMINA VIII

1. *Chlamys (Velata)* cf. *alberti* Gold. - Centelles Musch. inf. × 2.
2. *Chlamys (Velata) alberti* Gold.—Centelles. Musch. inf. × 2.
3. *Lima vilasecai* Mojs. - Camposines. Musch. sup. × 2.
4. *Entolium discites* Schlot. —Centelles. Musch. inf. × 2.

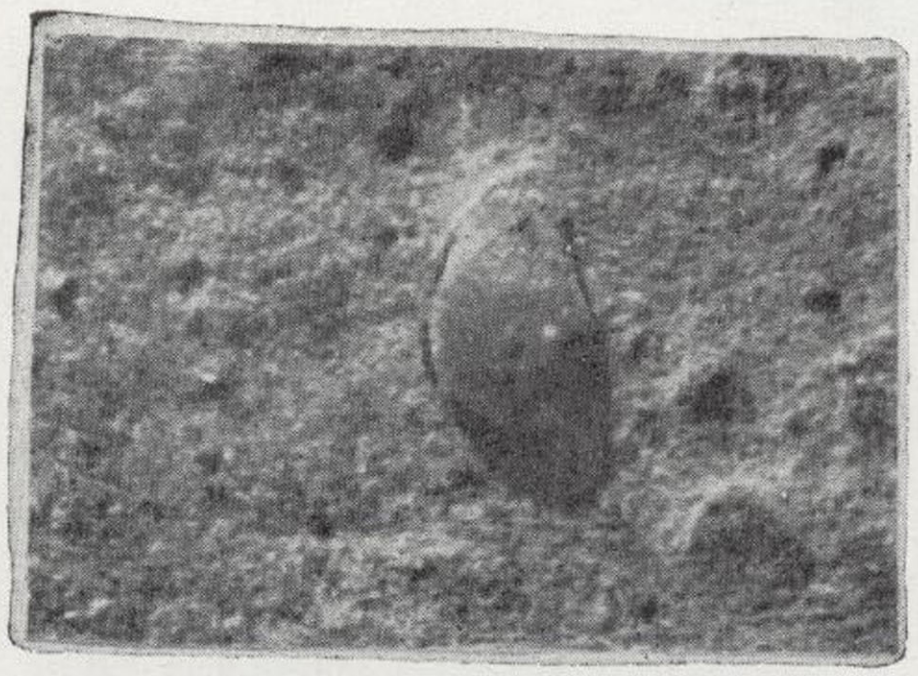
1

2

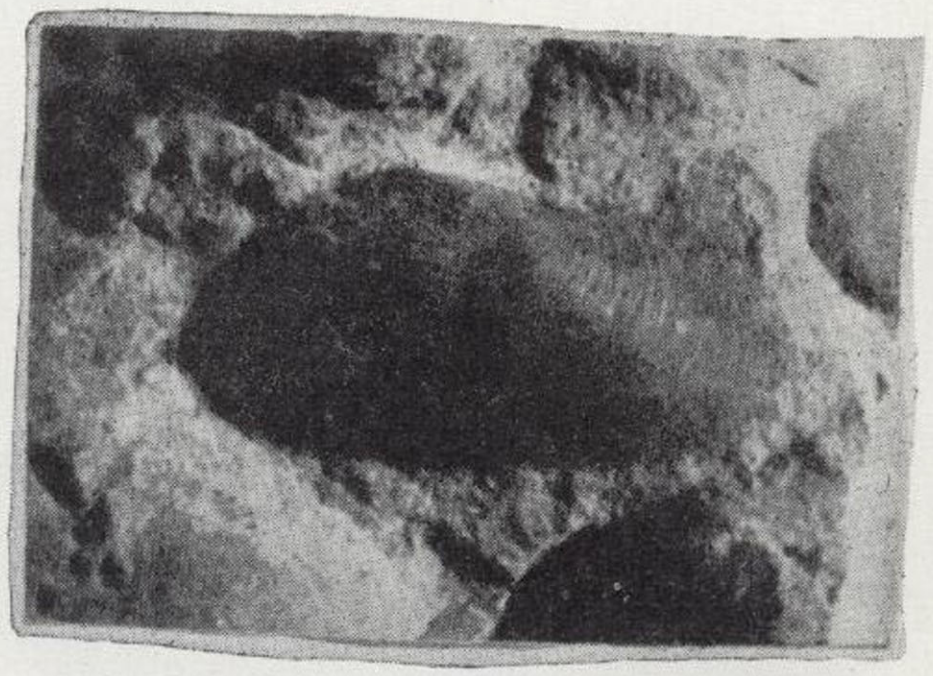
3

4

5



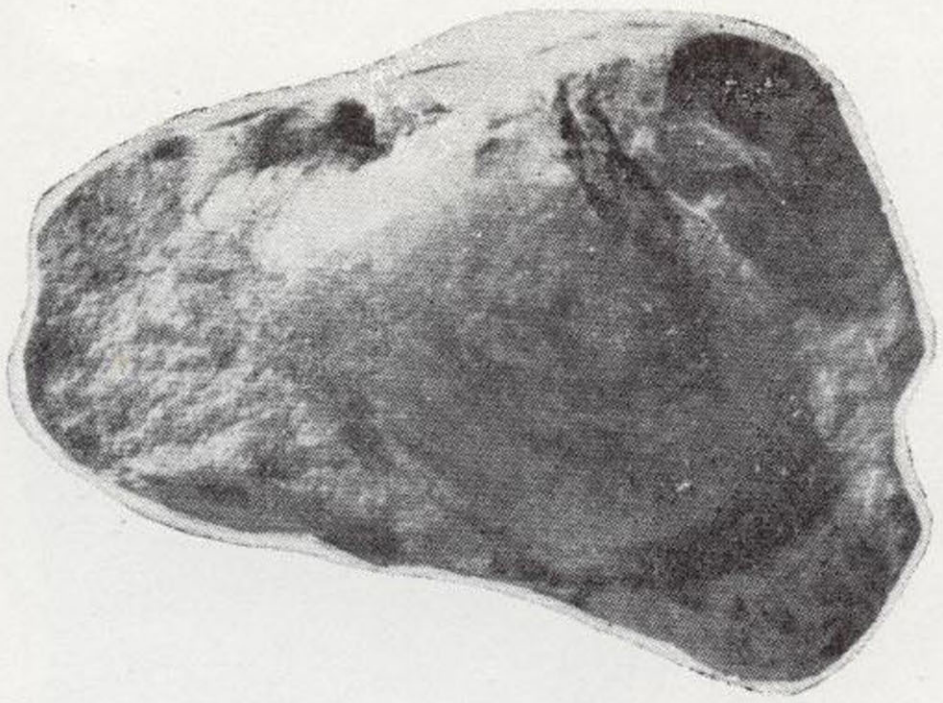
6



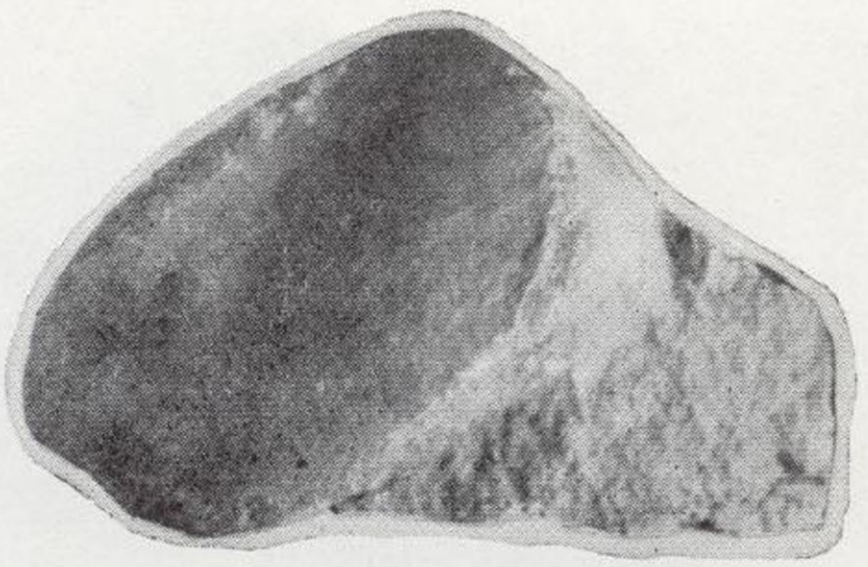
7

LAMINA IX

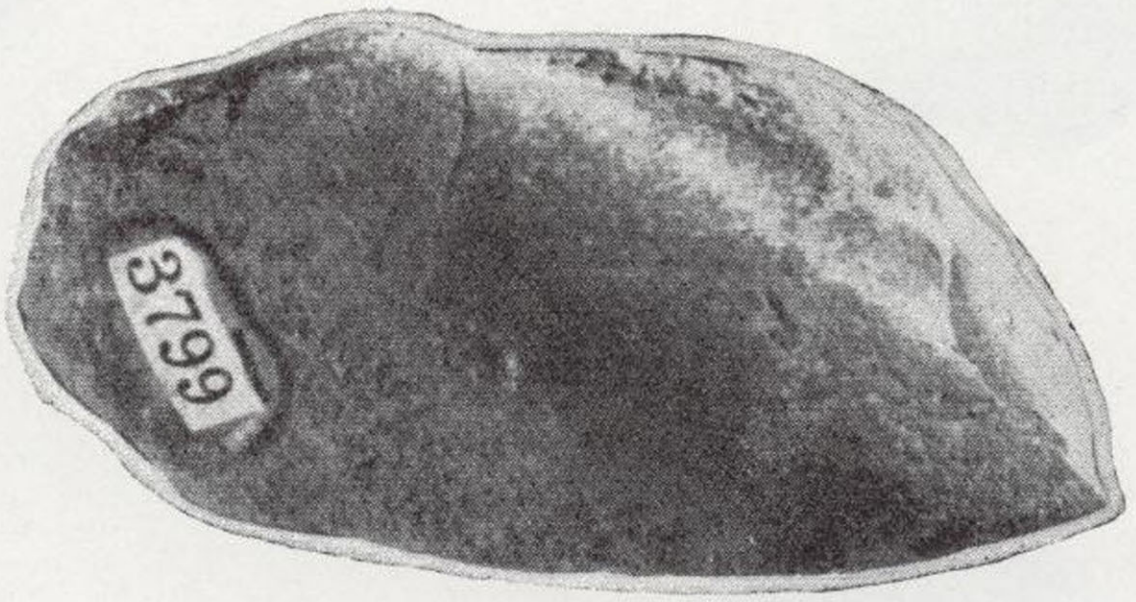
1. 2. *Megalodon hispanicus* Wurm.—Camposines. Musch. sup. × 1.
3. 4. *Nucula goldfussi* Alberti.—Camposines. Musch. sup. × 2.
5. *Pleuronectites laevigatus* Schlot.—Centelles. Musch. inf. × 1.
6. *Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata* Schaur.—Centelles. Muschelkalk inf. × 2.
7. *Anaptopora solei* nov. sp.—Farell. Musch. inf × 2.



1

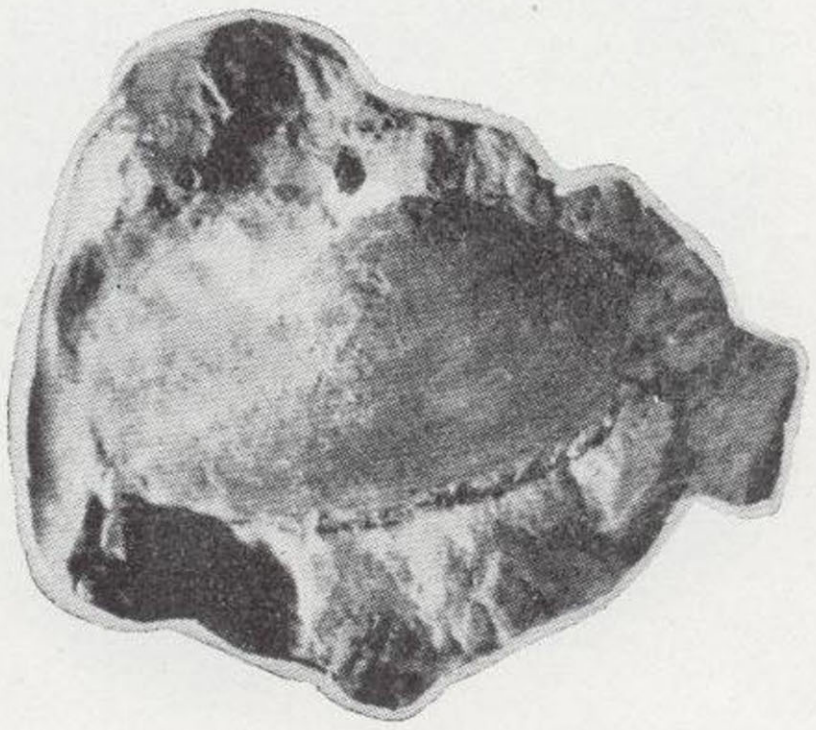


2



3

INSTITUTO DE ESTUDIOS - BIBLIOTECA - ILERDA



4

5

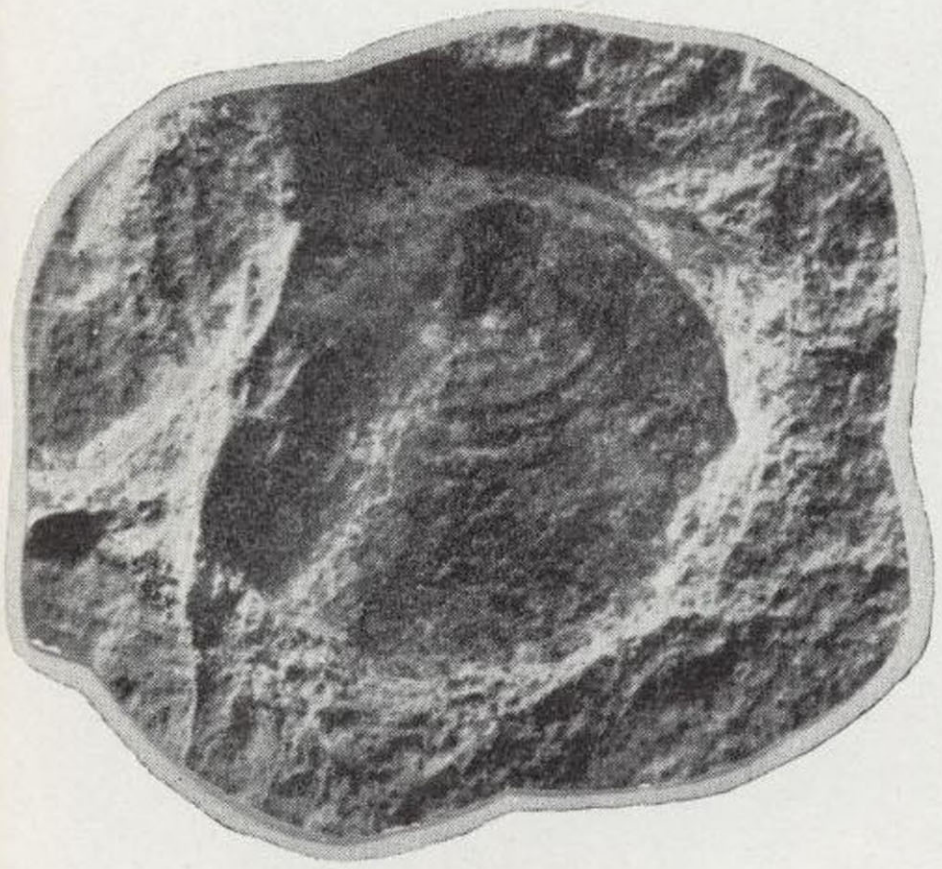
LAMINA X

1. *Pleuromya brevis* Assm.—Farell. Musch. inf. × 2.
2. *P. musculoides.*—Aiguafreda. Musch. inf. × 2.
3. *Homomya althausi* Alb.—Farell. Musch. inf. × 1,5.
4. *P. elongata* Schlot.—Farell. Musch. inf. × 2.
5. *Unicardium schmidi* Geint —Centelles. Musch. inf. × 1.

1

2

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA · BIBLIOTECA ·



3

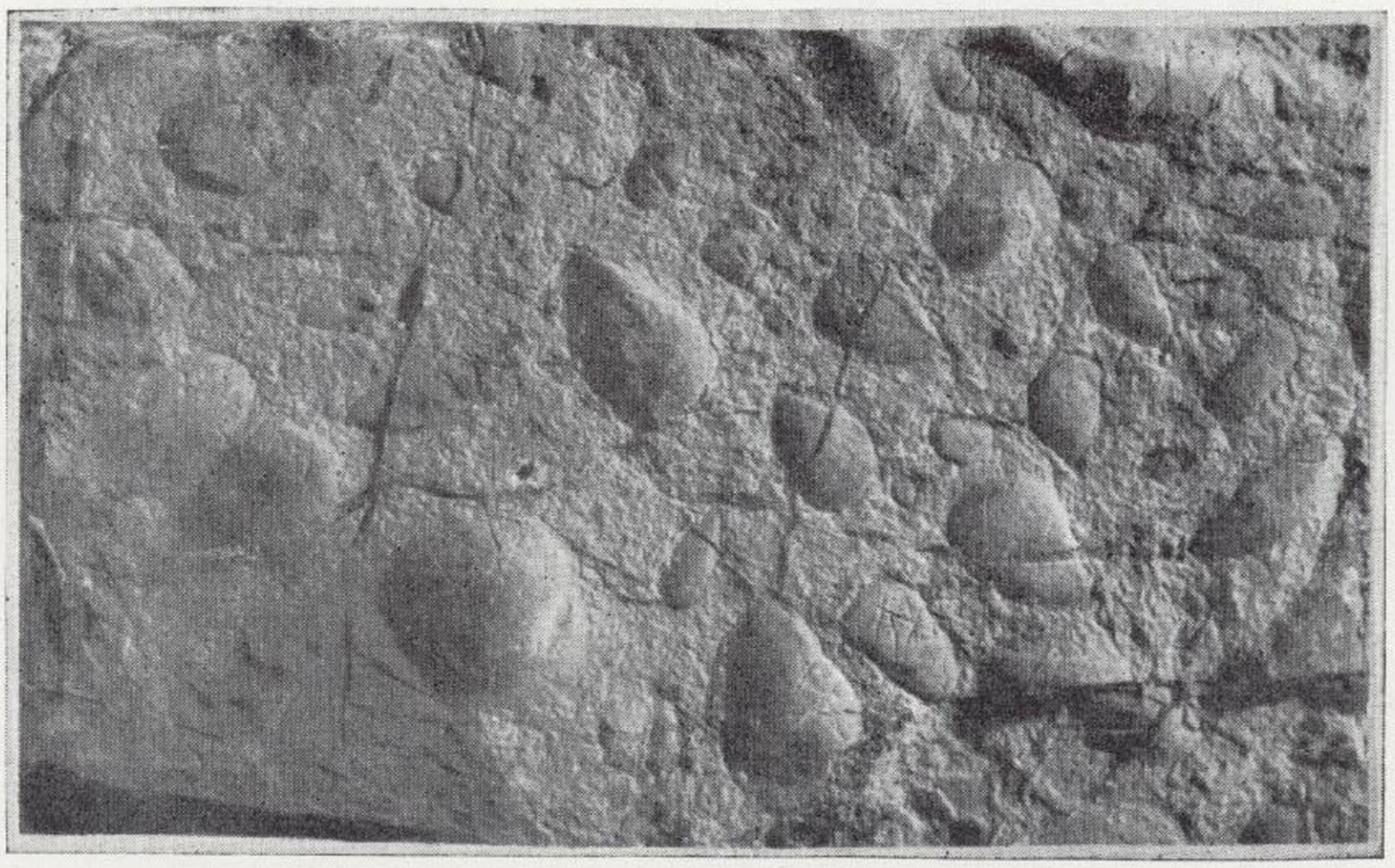
4

LAMINA XI

1. *Myophoria elegans* Dunker.—Farell. Musch. inf. × 1.
2. *M. orbicularis* Bron – Farell. Musch. inf. × 2.
3. *M. sublaevis* Schmidt.—Camposines. Musch. sup. × 2.
4. *M. laevigata* Ziet.—Centelles. Musch. inf. × 2.

1

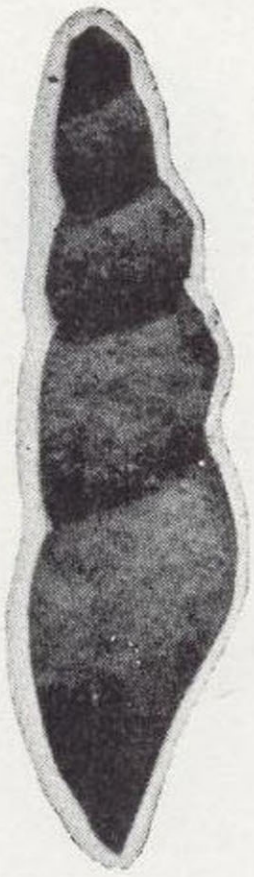
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA - BIBLIOTECA -



2

LAMINA XII

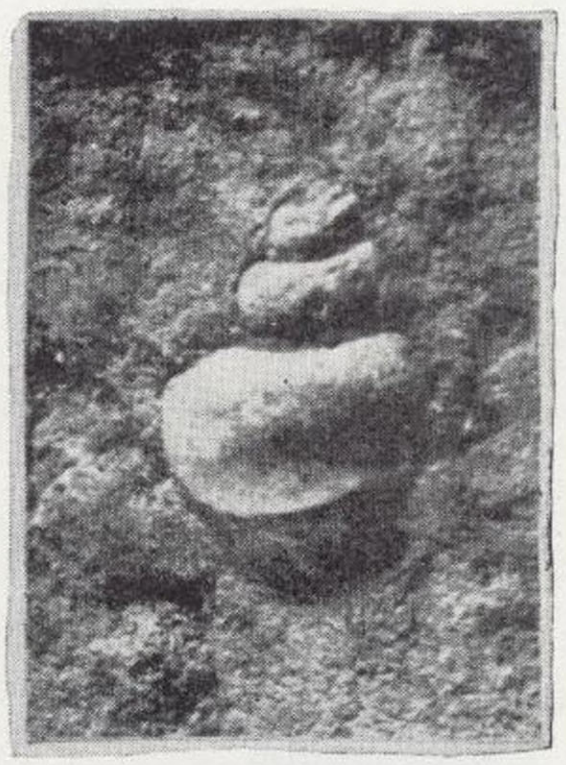
1. *Myophoriopis?*—Buntsandstein. Cervelló. Musch inf. × 1.
2. *M. (Pseudocorbula) keuperina* Quenst.—Begues Keuper. × 2.



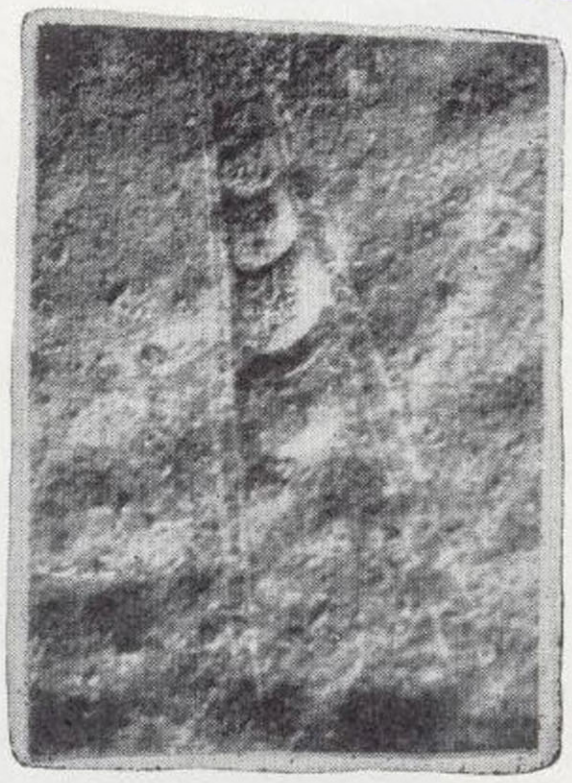
1

2

3



4



5

BIBLIOTECA

LAMINA XIII

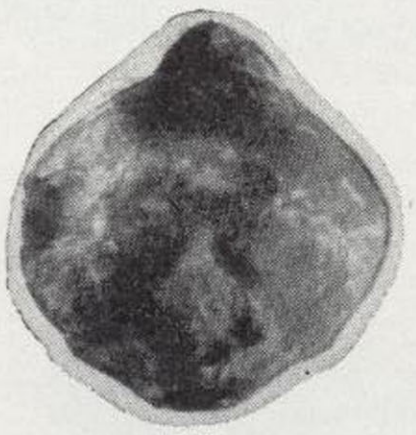
1. *Loxonema* cf. *johanis-bohmi* Phil.—Farell. Musch. inf × 2.
2. *Zigopleura* cf *obliquecostata* Bron. – Font del Aladern. Musch. superior. × 4.
3. *Euchrysalis* cf *fusiformis* Muns.—Mas Fonoll, Pontóns. Musch. sup. × 3.
4. *Acilia gracilis* Hab - Farell. Musch. inf. × 4.
5. *Spirostylus (Heligmostylus) subcolumnaris* Munst.— Farell. Musch. inferior. × 2.

1

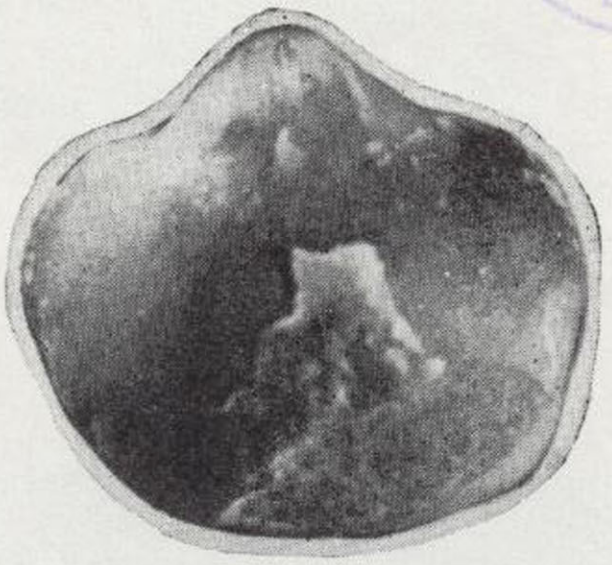
2

3

4



5



6

7

8

LAMINA XIV

1. 2. *Coenotyris stopanii* Sues. - Camposines. Musch. sup. × 1.
3. 4. *Coenotyris vulgaris* Schlot. Olesa. Musch. inf. × 1.
5. 6 *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk.— Begues. Musch. inf. × 1.
7. 8. *Dielasma ecki* Frank. –Farell. Musch. inf. × 3.

2

1

3

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
BIBLIOTECA

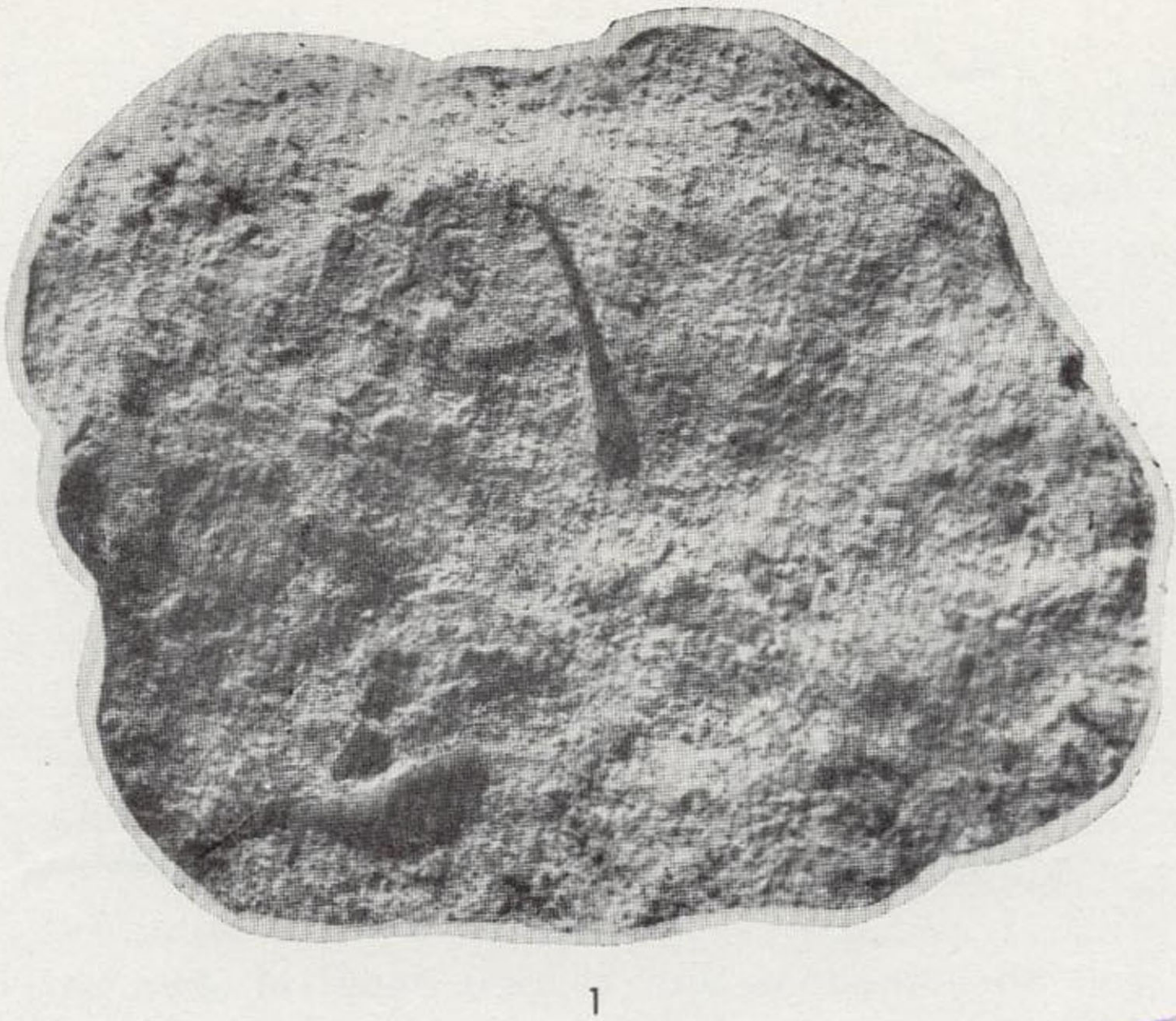
LAMINA XV

1. *Calamites* sp.—Estación de Figaró. Buntsandstein. × 0,5.
2. *Corophioides (Arenicoloides) luniformis* Blank.—Farell. Bunt × 1.
3. ***Equisetites*** sp.—Can Serra del Arca. Musch. medio. × 1.

BIBLIOTECA

LAMINA XVI

Fucoides.—La Llacuna. Musch. sup. × 1.



1

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA - BIBLIOTECA -

2

LAMINA XVII

1. *Entalis laevis.*—Camposines. Musch. sup. × 1.
2. Canto impresionado.—Begues. Buntsandstein.

PALEONTOLOGIA GENERAL

1. La pobreza de la fauna triásica española

En conjunto, la fauna triásica que acabamos de describir se caracteriza por su relativa pobreza. Sin llegar a la esterilidad de que hablaron los primeros geólogos que estudiaron estos materiales, la escasez de fósiles resalta claramente al comparar el conjunto de especies descritas (que incluye, además de todas las anteriormente citadas, numerosas formas nuevas) con una relación de las especies halladas en un afloramiento triásico de los Alpes o centro de Alemania. La desproporción aumenta todavía, si en vez de considerar las especies tenemos en cuenta el número de individuos Muchas de las especies, e incluso algunas familas, están representadas únicamente por cuatro o cinco individuos. Sólo se presentan con relativa abundancia unas pocas formas: *Daonella lommeli,* las varias especies de *Posidonomia, Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* y algunos gasterópodos y crinoideos.

Este hecho responde a varias causas diferentes, litológicas unas y biológicas otras. Es en gran parte debido a un defecto de fosilización, ya que los fósiles del Trías de los Catalánides se caracterizan tanto por su escasez como por su mal estado de conservación, y hay además una clara correlación entre ambos caracteres. Los niveles de *Spiriferina, Daonella* y *Posidonomia*... en los que los fósiles llegan a constituir verdaderas lumaquelas, son, con escasas excepciones, los únicos en que los ejemplares conservan sus conchas.

Muchas veces la escasez es sólo aparente. Un típico ejemplo es el caso de *Beyrichites cognatus* en el yacimiento del Farell. Poseemos únicamente tres ejemplares de esta especie. Sin embargo, en las capas que lo contienen son extraordinariamente abundantes las secciones de este cefalópodo, fáciles de reconocer por su típica forma. La fragilidad del material fosilizante, la calcita groseramente cristalizada, hace que sea muy difícil el aislar un ejemplar medianamente conservado.

Lo mismo sucede con los *Protrachyceras* de Camposines. En este yacimiento los fósiles están frecuentemente piritizados, mineralización que los ha destruído casi por completo. Los ejemplares son escasos, pero en cambio los nódulos piritosos, que en realidad son fósiles alterados, abundan extraordinariamente. Un hecho semejante sucede con los gasterópodos. La representación de este grupo en el capítulo de la sistemática es escasísima; sin embargo, en la parte central del Muschelkalk inferior existen niveles calizos fétidos plagados de secciones de gasterópodos (varios individuos por centímetro cúbico).

Todas estas consideraciones deben poner por tanto en guardia ante cualquier interpretación paleobiológica de la «esterilidad» del Trías de los Catalánides. La tanatocenosis es verdaderamente pobre en especies e individuos, pero de este hecho no podemos deducir que la biocenosis que ocupaba esta región en la época triásica tuviera las mismas características.

Uno de los hechos fundamentales que han influído en el mal estado de conservación de los fósiles es la dolomitización de los niveles. Existe una clara correlación entre el estado de conservación de los fósiles y el contenido en CO_3Mg de las capas que los contienen. Los yacimientos fosilíferos están emplazados principalmente en niveles de calizas puras y ligeramente margosas. Si se admitiera que la dolomía es de origen primario podría considerarse este hecho debido a que el medio marino en que se depositaron las calizas magnesianas no era apto para la vida. Sin embargo, cuando las dolomías contienen nódulos silíceos

en el interior de los mismos abundan los restos fosilíferos. Además, en el seno de las dolomías estériles abundan las huellas y «fantasmas» de fósiles y muchos niveles son fétidos, claro indicio de que han contenido materia orgánica en abundancia. En resumen, consideramos que la esterilidad de las capas triásicas es fundamentalmente debida a causas diagenéticas.

Otra característica que llama la atención en la mayoría de los fósiles es la fragmentación de muchos de sus ejemplares. Este hecho es particularmente frecuente en los *Paraceratites* y en la mayoría de lamelibranquios. En estos últimos los ejemplares bivalvos son extraordinariamente escasos. Esta fragmentación parece generalmente anterior a la fosilización y es debida probablemente a un transporte. Esto se pone también de manifiesto en los niveles con crinoideos que aparecen en el Muschelkalk superior de la sierra de Prades. Los artejos aparecen siempre aislados, y aunque abundan las piezas sueltas no existe ni un solo cáliz completo. No pueden por tanto interpretarse estos materiales como calizas formadas en las típicas «praderas de crinoideos». Aquí los materiales han sido profundamente removidos y posiblemente transportados.

Todas estas consideraciones permiten deducir una consecuencia negativa, pero que creemos no carece de interés, y es que los yacimientos triásicos están muy lejos de representar una verdadera biocenosis. Este hecho se pone además en evidencia si se observa la proporción relativa que existe entre las diversas especies, proporción completamente diferente de la típica distribución logarítmica de toda biocenosis.

No es posible por lo tanto, al menos dado el estado actual de la paleontología, un estudio biológico detallado de la fauna y una agrupación de las especies estudiadas en biotopos o asociaciones faunísticas. Debemos limitarnos a deducir algunas conclusiones generales, que creemos pueden aportar algún detalle interesante a los problemas de la evolución y de las migraciones.

2. Relaciones de la fauna de la cuenca catalana con la del Trías alpino y germánico. El origen de la misma.

Uno de los problemas más debatidos en el estudio del Triásico catalán es el del origen de su fauna y las relaciones de la misma con los de la cuenca germánica y alpina. Dada la constitución litológica de sus materiales, en los primeros trabajos se reconoció que el Trías de los Catalánides era análogo al de Alemania central. La presencia de las típicas «areniscas abigarradas», de enormes masas de yeso y de niveles de carniolas hizo que se reconociera la «facies germánica» del Trías del NE. de España.

Sin embargo, muy pronto (Almera, Mallada y Bofill...) se realizaron los primeros hallazgos de paleontología que pusieron de manifiesto que esta litofacies no estaba de acuerdo por completo con la biofacies, ya que en algunos niveles aparecían mezclados la fauna germánica con elementos de clara ascendencia alpina: *Cassianella, Avicula, Protachyceras*... Estos hallazgos, que se multiplicaron rápidamente, pusieron en evidencia el carácter de tránsito, de «Mitschungzone» (Wurm, 1911) del NE. de España.

En el capítulo dedicado a la paleogeografía nos referiremos más ampliamente a este tema, pero consideramos necesario plantear aquí la tan debatida cuestión del origen de la fauna catalana.

La duplicidad de carácter de la misma se ha interpretado muchas veces como una duplicidad de origen. Esta idea lleva a considerar la cuenca catalana como una encrucijada entre las dos cuencas europeas, a la que tendrían acceso las migraciones procedentes de ambas zonas. A continuación analizaremos la posibilidad de este hecho, así como el valor relativo de ambos aportes y la época y condiciones en que deben haberse efectuado.

Para la resolución de este problema creemos indispensable aclarar dos cuestiones fundamentales. Por una parte la comparación de la fauna hallada en la cuenca catalana con la existente en las cuencas germánica y alpina y, por otra, las relaciones entre estas dos últimas.

La comparación de la fauna española con la del resto de Europa debe hacerse atendiendo no solamente a las especies halladas, sino también a la dispersión vertical de las mismas y al carácter de los individuos.

En cuanto al primer aspecto no podemos añadir gran cosa a lo ya conocido. Dejando aparte los endemismos, las especies que existen en la cuenca catalana, son: unas de facies alpina y otras de facies germánica. Si se tiene en cuenta únicamente el número de especies, hay una clara predominancia de las formas germánicas, y ésta es la razón por la cual se ha admitido sin duda alguna que el Trias español es de tipo germánico, aunque en el mismo se han introducido algunas especies alpinas. Sin embargo, si se considera el número de individuos, cambia por completo el aspecto de la cuestión, ya que las especies alpinas son infinitamente más numerosas que las de tipo germánico. En cuanto a número de individuos, *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. y *Daonella lommeli* Viss., ambas de ascendencia claramente alpina, representan una parte muy importante de la fauna. Este hecho, que debe acogerse con las reservas debidas, pues la tanatocenosis de que disponemos puede ser muy diferente de la biocenosis triásica, es sin embargo digno de atención.

Además de las especies cuya dispersión horizontal se limita exclusivamente a la cuenca germánica o a la cuenca alpina, existen otras, la mayoría, que aparecen indiferentemente en ambas regiones. Muchas de ellas existen también en el Trías español, asi varias *Myophorias, Pleuromias* y muchos otros lamelibranquios y gasterópodos; en estos casos de manera constante se observa que mientras en la facies alpina dichas formas se limitan generalmente a la parte basal del Trías, en la cuenca germánica alcanzan los niveles más elevados de este sistema. Casi constantemente en la cuenca catalana estas

faunas están localizadas en el Muschelkalk inferior, o sea con dispersión vertical igual o ligeramente mayor que en la cuenca alpina.

Este hecho es particularmente evidente en el caso de los ceratítidos. En la cuenca alpina se desarrollan ampliamente en la base del Trías medio *(Paraceratites)*. Por el contrario, en la cuenca germánica, si bien en este mismo nivel existe algún representante de esta familia *(C. antecedens)*, el máximo desarrollo lo alcanzan en el Muschelkalk superior. En el Trías de los Catalánides este grupo se limita también a la base del Trías medio.

Comparando el tamaño medio de las diferentes especies con el tamaño de los tipos europeos, se observa un hecho muy curioso al que nos hemos ya referido en publicaciones anteriores (Virgili, 1952, 1954, 1955) y pone de manifiesto una vez más el carácter del tránsito de facies del Trías catalán.

En las especies que son comunes con la cuenca de Alemania central, la forma española es menor que la germánica; en cambio en las especies alpinas los ejemplares españoles son bastante mayores que los europeos. Se da la particularidad de que especies como *Pecten discites* son cosmopolitas; los ejemplares españoles (10-30 mm.) son de tamaño intermedio entre los enormes ejemplares germánicos (40 a 80 mm.) y las diminutas formas alpinas (5 a 20 mm.). Este mismo hecho se produce en *Pleuromias, Myophorias* y tantos otros lamelibranquios de gran dispersión horizontal.

Una cuestión previa imprescindible para estudiar la influencia alpina y germánica en el Trías del NE. de España es concretar el exacto significado del concepto de Trías alpino y germánico. Esta división no corresponde, como en un principio se creyó, a dos provincias geográficas distintas, sino a dos facies diferentes. A principios de la era secundaria en el hemisferio europeo existía un mar de carácter geosinclinal, el Tethys, en el fondo del cual se depositaron materiales de facies relativamente profunda, esto es, lo que llamamos Trías alpino. Este mar estaba limitado,

hacia el norte, por el continente Nord-Atlántico-Sino-Siberiano, y hacia el sur por el de Grodwana; tanto en las zonas emergidas como en una serie de pequeños mares interiores, más o menos relacionados con el océano, y aun en la misma plataforma continental, se depositaron materiales de facies continental o marina muy somera; es lo que llamamos Trías germánico. El tránsito brusco que se observa entre los dos tipos de materiales hacia el norte de Italia ha sido atribuído a muy diferentes razones. Gumbel lanzó la idea de la existencia de una cordillera «vindeliciense», que ha persistido largo tiempo en la literatura geológica (Schmidt, 1933; Gignoux, 1935). Sin embargo, muy pronto aparecieron las primeras dificultades para admitir la existencia de esta cordillera, la más importante de las cuales era la falta de facies litorales detríticas que indicaran la proximidad de esta zona emergida. Por esta causa Haug (1908) redujo la «cordillera» a una zona de bajos fondos.

El descubrimiento en las proximidades de la región ocupada por la «cordillera vindeliciense», de una serie de yacimientos fosilíferos en los que se presentaban mezcladas las faunas de tipo alpino y germánico (Corroy, 1928; Corroy y Linnikoff, 1935; Charles, 1948; Ellenberger, 1949) ha obligado a reducir cada vez más la extensión de las supuestas tierras emergidas y anegadas finalmente (Ricour, 1959-1960).

En resumen, en ningún lugar ni la facies ni la fauna indican la presencia de zonas emergidas que separen las regiones en que el Trías presenta facies germánica de aquéllas en que presenta facies alpina. Existe evidentemente una línea de discontinuidad entre ambas, que señala un cambio tanto en las condiciones de sedimentación como en las condiciones de vida. Sin embargo, como indica acertadamente Ricour (1952-1959), no es preciso invocar a la existencia de una barrera terrestre, basta una barrera ecológica, que supone podría ser simplemente un talud submarino que separara zonas de profundidad diferente. El concepto de barrera ecológica, que en general se ha tenido muy poco en cuenta al estudiar la fauna

triásica, es de importancia definitiva para explicar su distribución en regiones y las mutuas relaciones entre ambas.

Desde un punto de vista ecológico, en la cuenca de sedimentación que ocupó el occidente y centro de Europa al comienzo de la era triásica, pueden distinguirse dos regiones muy diferentes. Una parte oriental en la que se depositaron los sedimentos marinos que hoy constituyen el Triásico inferior alpino, y la parte W. y NW., sometida a un régimen epicontinental y en la que se depositaron las típicas areniscas abigarradas del Trías germánico.

Con la invasión del área sedimentaria europea por los mares más profundos del Muschelkalk, no desapareció la profunda diferencia ecológica que existía entre ambas regiones, y aunque todo se convirtió en un único biociclo marino, quedaron en él dos zonas perfectamente individualizadas desde un punto de vista ecológico.

Una de estas zonas correspondía a la parte central de la cuenca y era un verdadero geosinclinal, en el que se depositaban los materiales que se han denominado de facies alpina. Era la de máxima profundidad y alejamiento a las costas, sometida por tanto a «condiciones homogéneas», vivían en ella especies de carácter dominante, relativamente poco variadas, pero muy ricas en individuos. Las mutaciones que en ellos se producían se diluían por tanto rápidamente y a causa de la fuerte competencia intraespecífica que debía existir, se fijaban únicamente aquellas que representaban un perfeccionamiento en la adaptación al medio; por tanto, la evolución era relativamente lenta, pero de riguroso carácter adaptativo Las formas resultantes eran de pequeño tamaño, poco diferenciadas y tenían gran vitalidad y fuerte capacidad evolutiva.

La otra zona, era la periferia de la cuenca y estaba constituída por una serie de mares interiores, con una comunicación más o menos amplia con el océano, pero casi siempre aislados unos de otros; los depósitos acumulados en ellos constituyen el Trías de facies germánica que se extiende por Alemania central, gran parte de España y Francia. En estos mares, que formaban un verdadero mosaico de biotopos, vivían una serie de especies de población reducida, en los que el escaso número de mutantes y la falta de competencia dio lugar a la fijación de caracteres indiferentes o poco adaptativos, y así se produjo una evolución rápida y divergente. Las formas que de ella resultaron eran verdaderas ramas aberrantes, de tamaño relativamente grande y con muy poca tolerancia y capacidad de adaptación frente a las variaciones del medio. En efecto, puede comprobarse que es un hecho general el que las faunas de tipo germánico estén mucho más diversificadas que las de tipo alpino. No deben sin embargo exagerarse las diferencias entre ambas, que, como Gignoux (1935) ha indicado, no es mayor que la existente actualmente entre la fauna que ocupa el Caspio o el Báltico y las faunas madres del Mediterráneo o del mar del Norte.

La cuenca sedimentaria catalana era uno de estos mares periféricos, si bien su comunicación con el océano alpino fué más fácil y continuada que en otras cuencas análogas, de aquí el especial interés que cualquier estudio paleobiológico de la misma presenta.

Las invasiones procedentes de las zonas de tipo climático homogéneo se produjeron en distintas épocas coincidiendo con transgresiones, ya que al aumentar la profundidad de los mares y variar, por tanto, las condiciones ecológicas de los mismos, las especies que los habitaban quedaban en condiciones desfavorables frente al medio y eran vencidas por los invasores, que llegaban de la cuenca alpina con una capacidad de evolución que les permitía adaptarse a cualquier condición. Los habitantes de las cuencas germánicas eran, pues, verdaderos fines de serie condenados a perecer, ya que no era posible la emigración en sentido contrario, o sea, de los mares epicontinentales hacia el océano alpino, habitado por especies dominantes con las que no podían establecer competencia.

En la cuenca española esta invasión se hizo por una zona de máxima profundidad que a manera de surco se extendía desde Mallorca hasta la cuenca catalana. Las Baleares estaban, pues, situadas en la zona intermedia (Vir-

gili, 1952) y esto explica que el Triásico balear, a pesar de que por su carácter litológico pertenece al tipo germánico, contenga restos de especies típicamente alpinas que podrían representar tanto individuos que habían franqueado de manera accidental la barrera ecológica, como formas que iniciaban una migración.

3. Evolución vertical. Comparación de la fauna del Muschelkalk superior e inferior

Por las razones que ya hemos expuesto en los primeros capítulos no podemos interpretar los yacimientos fosilíferos triásicos como fiel reflejo de las biocenosis de esta época, pero en cambio, el observar las características de las distintas especies que se van sucediendo en el tiempo, puede aportarnos interesantes ideas sobre la evolución de la cuenca.

Un primer hecho que aparece a nuestra vista es el paralelismo del ciclo biológico que se desarrolla durante el Muschelkalk inferior y superior. Se trata de dos ciclos análogos, que si no un desarrollo idéntico siguen por lo menos una evolución muy parecida.

Ambos se inician como transgresión y terminan por una regresión que da fin no sólo a un ciclo sedimentario, sino en cierta manera a un ciclo biológico.

El Muschelkalk medio se presenta como una barrera en el tiempo, que separa dos épocas completamente diferentes desde un punto de vista faunístico, no sólo por la sustitución de especies, hecho completamente lógico y que podría explicarse por la natural evolución de las mismas, sino principalmente por un cambio brusco y general en el carácter de las faunas.

Son muy pocas las especies que «pasan» de un período a otro, e incluso en el caso de algunas formas que aparecen indiferentemente en las dos zonas no es fácil imaginar que unos procedan de otros, sino que más bien parecen proceder de una nueva invasión.

A finales del Muschelkalk inferior habitaban en el área catalana una serie de especies de «tipo germánico» con las características biológicas que más arriba hemos reseñado. Al iniciarse la regresión del Muschelkalk medio, tuvieron que adaptarse a unas condiciones de vida cada vez más precarias. En las cuencas salobres y con fuerte influencia continental, en cuyo fondo se depositaron los materiales que constituyen el tramo rojo, debieron hallar la muerte la mayoría de estas especies, verdaderos fines de serie, ya que la emigración hacia el océano alpino les estaba vedada, pues en él vivía una serie de especies dominantes y perfectamente adaptadas con las que era imposible entablar competencia.

Al iniciarse la transgresión que dio fin al «tramo rojo» e inauguró una nueva era de sedimentación marina, variaron las condiciones ecológicas de la cuenca sedimentaria catalana. Los escasos supervivientes de épocas anteriores estaban en condiciones desfavorables frente al medio. No tenían la posibilidad de multiplicarse, originando nuevos individuos y especies que repoblaran las aguas, ya que estos mares fueron invadidos por colonos que llegaron de la cuenca alpina con una capacidad de evolución que les permitió adaptarse al nuevo medio, y una vitalidad tal que les hizo salir vencedores de la competencia entablada.

La mayor parte de las formas del Muschelkalk superior catalán no son, por tanto, descendientes de las que habitaban en esta misma región durante el Muschelkalk inferior, sino colonos procedentes del océano alpino, que en su evolución adaptativa a la vida de los mares interiores, dieron lugar a algunas formas nuevas. Este hecho podría explicar el «nanismo», o mejor dicho, la disminución de tamaño que se observa al comparar las faunas del Muschelkalk superior con las del inferior. Es principio general en la evolución el aumento de tamaño que se produce en las formas y especies; por tanto, esta disminución

podría ser una consecuencia de este aporte de nuevos elementos faunísticos en un estado de evolución menos avanzado.

Los dos biociclos empezaron con la aparición de unas especies de clara procedencia alpina, muy poco diferenciadas y muy abundantes en individuos. En el Muschelkalk inferior el primer habitante de la cuenca está representado por *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli*, Dunk. En el Muschelkalk superior por *Monotis (Daonella) lommeli*, Viss. El comienzo de la invasión se realiza, pues, por una especie de tipo dominante y muy poco diferenciado. Esta forma invasora se encuentra con una cuenca prácticamente desierta y ante esta falta de competencia se multiplica y se extiende rápidamente. El área de dispersión de *Spiriferina mentzeli*, colono inicial del Muschelkalk inferior, queda limitado al sector septentrional de la cuenca, el único que ofrecía unas condiciones ambientales favorables. El área de invasión de *Daonella* es más extensa y abarca prácticamente la totalidad del área sedimentaria catalana.

La fauna de *Nanites* hallada en el yacimiento de Begues tiene en realidad el mismo significado que las *Daonellas*. Se trata de las mismas especies que vivían en la cuenca oceánica.

A este primer período, con una fauna rica en individuos y pobre en especies, o sea con especies dominantes y de distribución continua, típico de una zona sedimentaria de condiciones homogéneas, sucede una época de ordenamismo. La fauna más característica de estos dos momentos son los cefalópodos, los *Paraceratites* en el Muschelkalk inferior y los *Protrachyceras, Hunganites*... en el Muschelkalk superior. El biotopo del NE. de España empieza a adquirir una especial personalidad y confiere a la fauna que lo habita caracteres especiales. El punto álgido de estos momentos está representado, en el Muschelkalk inferior, por la fauna de Olesa, Farell y Gorg Negre de Centelles, y el Muschelkalk superior por los yacimientos de Camposines. También en este caso, como en el anterior,

la dispersión horizontal de estas faunas viene condicionada por las condiciones ambientales, principalmente de proximidad al borde de la cuenca. Así en el Muschelkalk inferior los cefalópodos no logran invadir la zona meridional, en la que continuaba la sedimentación de carácter detrítico. La fauna del Muschelkalk superior está en cambio más ampliamente repartida.

En la parte final de la historia de estas cuencas son invadidas por una fauna numerosa y completamente banal; se trata de formas indiferentes que se extienden indiferentemente en todas las cuencas sedimentarias europeas: *Myophoria, Pleuromias, Myophoriopis*, etc... y principalmente diversos grupos de gasterópodos. Estos individuos pequeños y resistentes se adaptan a las condiciones de vida, cada vez más precarias, de estas zonas y acaban finalmente por sucumbir frente a la regresión general.

La persistencia de formas de tipo alpino es mayor en el Muschelkalk superior, y así en éste alcanzan hasta los niveles más altos especies como *Casianella, Avicula*, ciertos crinoideos, etc.; sin embargo, estas especies son muy poco abundantes en individuos y aparecen únicamente en ciertas zonas de profundidad privilegiada (Pontóns, Prades y muy raramente en Camposines).

La reconstrucción de la historia biológica de la cuenca del NE. de España ha sido posible al lograr identificar la posición de los niveles fosilíferos dentro de la serie sedimentaria, y principalmente al valorizar el papel de la regresión del Muschelkalk medio.

4. Distribución horizontal de la fauna

Es extraordinariamente interesante también observar la distribución horizontal de la fauna en el Trías de los Catalánides. La primera consecuencia que de la misma se de-

duce es la uniformidad de dicha distribución y la imposibilidad de separar zonas faunísticas. Este hecho, sobre el que ya hemos insistido repetidas veces (Virgili, 1955, 1956) tiene un extraordinario interés, ya que permite establecer una sucesión estratigráfica con niveles fosilíferos válidos para toda la cuenca.

Las causas de la pretendida diferencia faunística entre la parte meridional y septentrional del Trías de los Catalánides las hemos ya expuesto en anteriores publicaciones (Virgili, 1956). Al estudiar la distribución de los materiales se ha visto cómo el Muschelkalk superior es más abundante y desarrollado en la parte SE. de la cuenca. Por lo tanto, los niveles calizos que afloran en la región NE. pertenecen en su mayor parte al Muschelkalk inferior; en cambio, las capas calizas que afloran en la zona SW. más frecuentemente corresponden a la parte superior del Muschelkalk, ya que los niveles inferiores, la mayor parte de las veces, no han sido aún exhumados.

Consecuencia natural de ello fué que los primeros yacimientos fosilíferos que se localizaron en la región NE. (Olesa) correspondían al Muschelkalk inferior, y la fauna que proporcionaron tenía carácter marcadamente germánico, mientras que los hallados en la región SW. (Pontóns, Camposines...) correspondían al Muschelkalk superior y por tanto en sus faunas predominan las especies de tipo alpino.

Esto dio lugar a que durante mucho tiempo se considerasen en el Triásico catalán dos regiones, una más septentrional de carácter germánico, y otra más meridional de carácter alpino.

Posteriores estudios (Solé, 1936; Llopis, 1947 y 1952) han demostrado que el área de dispersión de las especies alpinas es mucho más amplia, ya que los yacimientos de *Daonella* llegan hasta el Llobregat, o sea casi hasta el extremo NE. de la cuenca. Al mismo tiempo, en el extremo meridional de los Catalánides se han localizado algunos yacimientos en el Muschelkalk inferior (Prades), en los que aparece fauna de tipo germanoide (Virgili, Juliver, 1954).

Hay además dos hechos que deben tenerse en cuenta para interpretar la dispersión horizontal de las especies. Uno de ellos es el cambio lateral de facies de los niveles basales del Muschelkalk inferior. Estas capas, que son las fosilíferas en el extremo septentrional de la cuenca, pasan en el sector SW., a unos niveles de dolomías arenosas y rojizas, con marcada influencia continental, en las que nada tiene de particular no aparezca una fauna marina. Así pues, la falta de fauna de «tipo germánico» en el sector septentrional de la cuenca no es debido precisamente a un aumento del carácter oceánico de esta zona, sino por el contrario a una disminución del mismo. Durante el Muschelkalk inferior la zona de máxima profundidad, de máxima influencia alpina, está precisamente localizada en el sector septentrional de la cuenca sedimentaria.

Ha contribuído en gran parte a esta pretendida diferenciación faunística de la cuenca catalana el considerar que la serie caliza que aparece inmediatamente sobre el Buntsandstein, en la zona del Congost y borde septentrional del Vallés Penedés, es la continuación de lo que más al sur contiene los yacimientos de Pontóns, Mas Monet y Camposines. Dicho en otras palabras, el considerar el Muschelkalk como formado por una única serie calcárea. La existencia de una intercalación continental en el Muschelkalk medio, que separa por completo las dos zonas calizas, cambia extraordinariamente el punto de enfoque del problema.

Otro aspecto muy importante en el planteo de este problema es el carácter de la fauna del Muschelkalk inferior. Abundan en la literatura geológica las opiniones sobre el carácter germánico de la fauna de los yacimientos de Olesa, Centelles y Farell. Nosotros mismos, en anteriores trabajos habíamos sentado esta afirmación, y al estudiar el conjunto de la fauna catalana y sus relaciones con el Trías europeo insistíamos en las afinidades germánicas de dicha fauna, y uno de los principales argumentos que exhibíamos a favor de la misma era la presencia de *Ceratites* (Virgili, 1956). Un estudio más detallado de este interesante grupo de cefalópodos nos ha permitido comprobar

que no se trata de verdaderos *Ceratites,* sino de *Paraceratites,* o sea del mismo género tan abundante en la zona alpina y prácticamente inexistente en Alemania central. Al estudiar las relaciones de la fauna española con la del resto de Europa nos hemos referido ya a esta cuestión; quisiéramos sin embargo dejar claramente sentado que la fauna de los yacimientos del NE. de la zona triásica no presenta, en cuanto a su relación con las restantes cuencas europeas, ninguna diferencia con los del SW. de los Catalánides.

5. La evolución de los Paraceratites en la cuenca catalana

El grupo de amonítidos es extraordinariamente homogéneo y existen graves dificultades cuando se intenta su división en subórdenes y familias; a este respecto cabe citar el hecho de que las clasificaciones propuestas por Schmidt (1914, 1927), Kutassy (1933), Wagner (1888), Spath (1934) y Piveteau (1954) difieran en puntos fundamentales, y que Mojsisovics, la principal autoridad en cefalópodos triásicos, en sus trabajos clasificara estos amonítidos por orden alfabético. Este mismo autor confiesa haber adoptado este procedimiento no sólo por la facilidad en el manejo del libro, sino principalmente en vista de la confusión existente en la clasificación sistemática de los mismos.

Esta misma homogeneidad del grupo crea graves dificultades cuando se intenta el establecimiento de zonas faunísticas y la correlación de niveles de diferentes formaciones, o lo que es lo mismo, la datación de las series y establecimiento de provincias ecológicas. Así por ejemplo, mientras Arthaber (1911) considera la fauna de Keira, en Albania, como íntimamente relacionada con la del Trías de la India, de lo cual deduce interesantes relaciones paleogeográficas del Trías del este de Europa con el de Asia

del Sur. Spath (1934) opina que la convergencia es debida simplemente a la semejanza de condiciones ecológicas, y que no existe ninguna relación filética entre ambas faunas, que se hallan además separadas por una enorme distancia no sólo en el espacio sino también en el tiempo.

No hay que olvidar que el período triásico se caracteriza por la multiplicidad y disparidad de biotopos. En conjunto se trata de un momento en que las áreas emergidas tienen mucha importancia en relación a los dominios oceánicos, y aunque existen algunas zonas ecológicas relativamente extensas y uniformes, predominan las áreas en mosaico. Teniendo en cuenta la gran capacidad de adaptación de los cefalópodos, la diversificación ecológica confiere a las faunas de cada región unas características peculiares que la diferencian perfectamente de otras faunas contemporáneas y que pueden, por el contrario, darle aparente pero intensa semejanza con otras de las que están separadas por largos períodos de tiempo y espacio y con las que no tienen ninguna relación filética.

Estos problemas y confusiones se han producido también en el estudio de las faunas de ammonites del Trías español.

No nos referimos precisamente a las ideas de Tornquist (1907), que al estudiar la fauna de ammonites de Olesa de Montserrat, atendiendo a la semejanza de las mismas con el grupo de *Ceratites nodosus* del Muschelkalk superior de Alemania central, les atribuyó la misma edad. Estudios estratigráficos detallados y la presencia de otros fósiles de edad anisiense indudable *(Spiriferina mentzeli* Dunk.) permitieron muy pronto reconocer esta falsa interpretación; sin embargo, la idea de la semejanza de ambas faunas ha seguido pesando en la literatura geológica posterior, y así siempre, al referirse a la fauna de ammonites de los niveles basales del Trías medio, se ha insistido en el carácter «germánico» de la misma (Llopis, 1947; Virgili, 1952, 1955, 1956). Sin embargo, no hay que olvidar que la fauna de tipo «germánico» se caracteriza precisamente por la falta de amonítidos en la base del Trías medio, mientras estos

moluscos abundan extraordinariamente en el Trías de tipo alpino.

Creemos pues necesario insistir una vez más que las semejanzas entre la fauna de *Paraceratites* de Olesa, Farell, Montseny... con la de Alemania central, es puramente circunstancial y debido a la semejanza de condiciones ambientales que reinaban en la cuenca catalana a principios del Trías medio y en Alemania central a finales del mismo. Por sus relaciones filéticas, la fauna catalana se halla en cambio estrechamente relacionada con el grupo de los paraceratítidos *(Ceratites trinodosus* y *binodosus)* del Anisiense alpino. Relación que está además perfectamente de acuerdo con las faunas acompañantes: *Spiriferina, Beyrichytes,* etc.... y que ha quedado suficientemente explicada en el correspondiente capítulo de sistemática.

Las diferentes condiciones ambientales que reinaban en las cuencas alpina y catalana, explica perfectamente la diferencia entre los habitantes de ambas zonas y lógica consecuencia de la misma es que todas las especies catalanas sean formas nuevas.

El estudio comparado de las especies típicas de cada período (Arabu, 1932; Schmidt, 1932; Spath, 1937, y Tornquist, 1932) ha permitido establecer una serie de diferencias entre las adaptadas a la vida planctónica y bentónica que pueden resumirse en los siguientes puntos:

1.° Los *Ceratites* planctónicos tienen una quilla extraordinariamente desarrollada, que les facilita el desplazamiento en sentido vertical; en los de vida bentónica, como este desplazamiento no se realiza, la quilla está sustituída por un dorso plano.

2.° Por la misma razón la sección del disco es comprimido en los primeros y abombada en los segundos; esta última forma tiene para los individuos bentónicos la ventaja de ser más resistentes a la presión.

3.° Las formas planctónicas se caracterizan por tener la depresión umbilical más amplia y, por tanto, más reducido el coeficiente de involución.

4.° La concha es también mucho más delgada en los

de vida nadadora que en los de vida bentónica; esto representa para los primeros un peso menor que facilita la flotación, y para los segundos una mayor robustez que les permite escapar de las asechanzas de los animales depredadores, a que estaban expuestos por su poca facilidad de movimiento, y a los embates del oleaje.

5.° La ornamentación es quizás uno de los caracteres más típicos y distintivos; así, mientras los ceratites planctónicos tienen la concha lisa o con una débil estriación paralela al peristoma, en los bentónicos la ornamentación está muy desarrollada, en forma de costillas, crestas, nudos, espinas... todos ellos fuertes y robustos.

6.° En las líneas de sutura también se ponen de manifiesto las diferentes condiciones de vida. Según Schmidt (1932) estas huellas señalarían la inserción de los músculos de las cámaras neumáticas que regulan la natación. Por lo tanto, en las formas de vida nadadora, estas líneas estarían fuertemente denticuladas y con los elementos más marcados que en los de vida sedentaria. Esto se nota principalmente en L_1, que en los primeros es llano y ancho y en los segundos profundo y estrecho.

Otros autores señalan otros caracteres distintivos, tales como la forma del peristoma, cámara de habitación, etc... pero son más difíciles de determinar y menos típicos.

El estudio de estas particularidades en los *Paraceratites* hallados en la cuenca catalana nos permite deducir algunas interesantes consecuencias sobre la evolución de este grupo.

1.° Existe siempre una quilla bastante desarrollada que se atenúa al comenzar la cámara de habitación y llega a desaparecer por completo.

2.° La sección de las vueltas presenta todos los tipos de formas, desde la extraordinariamente aplastada de *P. almerai* Bat. hasta la globulosa de *P. evoluto-spinosus* Moj.

3.° La depresión umbilical es extraordinariamente variable y está íntimamente relacionada con el carácter anterior. En *P. almerai* es muy estrecha y en *P. hispanicus* Kut. y *P. evoluto-spinosus* presenta la máxima anchura.

4.° El grosor de la concha es imposible de observar, pero teniendo en cuenta la importancia de las líneas de crecimiento parece en general considerable.

5.° La ornamentación es muy variable; existen todos los tránsitos intermedios entre *P. almerai* Bat. de concha casi lisa y *P. evoluto-spinosus* Moj. con fuertes aguijones; en general es máxima en la mitad posterior de la cámara de habitación.

6.° Las líneas de sutura son más sencillas que en las formas alpinas y en general los elementos son más marcados y denticulados a medida que se alejan de la cámara de habitación.

En conjunto estos ejemplares tienen muchos caracteres análogos a las formas nadadoras de aguas profundas, aunque, sobre todo en la cámara de la vivienda, presenta otros que indican una adaptación a la vida sedentaria en los bajos fondos costeros.

Por tanto, estas formas presentan mezclados los rasgos de ambos tipos; en el principio de la última vuelta predominan los caracteres que indican un régimen de vida planctónica, y en la cámara de habitación los que caracterizan las formas bentónicas. Si, como dice Moret (1940), «el origen filético de una especie queda escrito sobre su concha en el transcurso de su ontogenia», hay que admitir que estas especies proceden de formas nadadoras y que a través de una serie de cambios se han adaptado a una vida epibentónica. Se trata, pues, de las formas de tránsito entre los *Ceratites* de tipo alpino y los de tipo germánico.

6. El origen de los Ceratites del Muschelkalk superior germánico

Creemos que del estudio de los Ceratites del Trías catalán pueden deducirse algunas ideas sobre el tan discutido tema de las relaciones entre los amonoideos del Muschelkalk superior y los del Muschelkalk inferior y las relaciones entre la fauna alpina y germánica.

M. Schmidt (1907, p 533) consideró el *C. antecedens* como los antecesores del grupo *C. nodosus;* otros autores (Spath, 1934) creen que ambos son ramas aberrantes del tronco de ceratítidos que habitaban el océano alpino.

En el Trías catalán las formas de Ceratites son relativamente mucho más abundantes que en el Trías germánico, y en cambio faltan por completo en el Muschelkalk superior. Son además formas extraordinariamente diferenciadas, muy evolucionadas y habitando en unas condiciones ambientales que les dan todas las características de verdaderos fines de serie, que los hacen poco aptos para imaginarlos como troncos de los que pudiera desarrollarse una pléyade de forma tan diferenciada y abundante.

Schmidt (1932 y 1934) estudió la evolución de la fauna germánica y su progresiva adaptación a las cambiantes condiciones del medio, particularmente visible en las especies del principio del Muschelkalk superior germánico, donde se observa el paso de las primitivas formas nadadoras, de concha delgada y poco ornamentada, a las formas bentónicas con una compleja ornamentación.

Este paso no sólo se observa estudiando la sustitución de las especies en los niveles estratigráficos más altos, sino también, igual que en los Paraceratites del Trías catalán a lo largo del desarrollo ontogénico de cada ejemplar. Contrasta en efecto la superficie lisa de la parte interna de las vueltas con la fuerte ornamentación de la cámara de habitación. Es evidente que durante el Anisiense, la relativa profundidad de los mares triásicos obligó a los cefalópodos a una vida planctónica, ya que la existencia era imposible sobre la profunda plataforma submarina; de esta manera aparecieron los Ceratites nadadores del grupo de *C. antecedens*. En el Langobardiense se produjo una regresión, y como en los mares de esta época no había la riqueza en plancton de los antiguos océanos, los Ceratites tuvieron necesidad de buscar su alimento entre los seres microscópicos que vivían cerca del fondo y, por tanto,

adapterse a un régimen de vida estudiado con el nombre de *nodosus*.

Sin embargo, Schmidt admite también otro tipo de adaptación que nos parece menos evidente. A finales del Muschelkalk superior existen en el Trías alemán facies de mayor profundidad que señalan la reaparición de formas nadadoras de Ceratites. Según Schmidt (1932) se trata de una evolución adaptativa de las formas bentónicas a la vida nadadora, impuesto por un aumento de la profundidad del mar. Una rama de descendientes del grupo *nodosus,* representada por *C. llevallosi* y *C. dorsoplanus,* lograron escapar de la muerte, adaptándose nuevamente a la vida planctónica de sus antepasados. Esta adaptación a la vida nadadora, el paso del grupo de *C. nodosus* al de *C. llevallosi-dorsoplanus,* nos parece claramente en desacuerdo con las líneas generales de los procesos de evolución, ya que implicaría una simplificación de las formas y una reducción del tamaño.

En realidad Schmidt consideró la cuenca de sedimentación de Alemania central como un sistema cerrado y prescinde de su comunicación con el océano alpino, en el que existía un «stock» de formas poco diferenciadas y con gran capacidad evolutiva, dispuestas a invadir las cuencas epicontinentales vecinas (Trías germánico) siempre que una variación en las condiciones ecológicas de las mismas pusieran los habitantes en desequilibrio con el medio.

Consideramos por tanto que no existe esta adaptación de la vida bentónica a una vida nadadora con la consiguiente disminución de tamaño y simplificación de la ornamentación, sino que se trata de una invasión de formas procedentes del océano alpino, invasión originada por el aumento de profundidad y probable enfriamiento de las aguas del mismo, que por una parte lo convierte en un medio hostil a los actuales habitantes y por otro lo hace más análogo al medio oceánico.

Estas consideraciones previas creemos que son fundamentales para enfocar el tan debatido problema de los Ceratites del Muschelkalk superior germánico y su relación con las formas del Muschelkalk inferior.

Acertadamente Schmidt interpretó la fauna catalana como una rama aberrante, una adaptación precoz a un género de vida epibentónico. Esta adaptación a Schmidt le parecía muy rápida y poco lograda, sin duda debida al escaso número de ejemplares de que disponía; le faltaban los eslabones intermedios entre los ejemplares de costillas relativamente finas y dorso carenado, y que describe como *C. occidentalis* Mojs. (Schmidt, 1935), y las formas groseramente tuberculadas de *C. flexuosiformis* Mojs.

El gran número de ejemplares que hemos logrado reunir nos ha permitido caracterizar perfectamente siete especies diferentes, en las que se observa una serie de tipos intermedios entre los dos extremos de Schmidt.

El Triásico catalán presenta además la particularidad de que en el Muschelkalk superior faltan por completo (por lo menos hasta la actualidad) los Ceratites, tan abundantes en el Trías superior germánico. Si el origen de los mismos residiera en las formas del Muschelkalk inferior esta falta sería completamente absurda.

Los escasos representantes de este grupo (Schmidt, 1933) que aparecen en el Muschelkalk superior de la Península, son descendientes, como los anteriores, de unos colonos del mar alpino, que se introdujeron en la cuenca ibérica, dando lugar en su evolución adaptativa a una serie de especies nuevas; éste es el significado del *C. munsteri* y *C. atavus* hallados en Esporlas (Virgili, 1952). Esta invasión fué poco afortunada, ya que hoy día son escasos los Ceratites citados en el Muschelkalk superior español; es de esperar, sin embargo, que se produzcan nuevos hallazgos que permitan establecer una completa sucesión filética.

Esta hipótesis viene confirmada por el hecho de que *C. munsteri* y *C. atavus* han sido hallados en otras regiones de tránsito entre el Trías de facies germánica y alpino. Así, Tornquist (1898) los cita en Lorena y Cerdeña; Haug (1908) en Rougier; Charles (1948) y Dieulafait (1869)

en Provenza, y Corroy (1935-1928) cerca de Hyéres. En todos estos lugares estas especies representan las primeras adaptaciones de los colonos procedentes de la cuenca alpina a la vida en los mares interiores.

Refiriéndonos a la totalidad de la fauna, hemos ya insistido otras veces en el papel que ha jugado la cuenca alpina como «reserva genética» del Trías catalán (Virgili, 1955 bis) y como el Muschelkalk superior viene caracterizado por la desaparición de la fauna del Muschelkalk inferior y la aparición de una fauna de tipo claramente alpino *(Daonellas, Nanites, Trachyceras)*, creemos que esta opinión puede hacerse extensiva a la cuenca germánica. Y estimamos completamente absurda la idea de Spath de buscar el origen de los Ceratites del Muschelkalk superior germánico en los Ceratites del Trías de Cataluña y Cerdeña. Se trata de ramas divergentes, originadas en un solo tronco común: la fauna de la cuenca alpina.

Es preciso además tener en cuenta un hecho estratigráfico que Schmidt no conocía y que consideramos de importancia fundamental para el estudio de la evolución paleobiológica de la cuenca catalana, y es la presencia de una intercalación detrítica en el centro del Muschelkalk. Así el Muschelkalk inferior y el superior quedan separados por una serie de margas rojas, areniscas y yesos. Esta discontinuidad en la sedimentación calcárea significa, como hemos dicho ya en publicaciones anteriores (Virgili, 1955 bis), una «barrera biológica en el tiempo».

En efecto, a finales del Muschelkalk inferior el área catalana queda convertida en una zona de unas características ecológicas tales que la vida en ella es imposible. Esta intercalación roja detrítica puede seguirse a lo largo de toda la cuenca. Así pues, cuando de nuevo las aguas invaden el área de sedimentación, los seres que la repueblan deben proceder del exterior, de alguna región donde la vida no se hubiera extinguido durante este período.

Este problema se ha planteado también al estudiar el desarrollo de la fauna de Alemania central (Schmidt, 1928), donde también el Muschelkalk inferior y superior queda

separado por un largo período de sedimentación continental o subcontinental («Anhidrydgruppe»); sin embargo, Schmidt ha recurrido a la existencia de imaginarios «refugios» en los que la vida se habría conservado merced a una persistencia en la sedimentación marina.

Como ya hemos indicado, en la cuenca catalana tenemos la seguridad de que estos «refugios» no han existido. No es preciso además recurrir a los mismos. Fué el océano alpino, en continua conexión con los mares epicontinentales que lo rodeaban (cuenca catalana, ibérica, de Alemania central...), y en el que las aguas persistieron a lo largo de todo el período triásico, el que realizó el papel de «fuente de alimentación» faunística de las cuencas epicontinentales y temporales que lo rodeaban.

Es preciso, por tanto, admitir la misión desempeñada por la cuenca alpina como zona de alimentación faunística, esto es, como origen de formas filogenéticamente poco diferenciadas y, por tanto, con fuerte capacidad evolutiva, que emigraban a las cuencas periféricas, se adaptaban a la vida en aquellas condiciones y, a través de una serie de mutaciones, daban lugar a nuevas formas cada vez más diferentes de los tipos que aún seguían habitando en el océano. Así pues, la misión de la cuenca alpina no es equivalente a los hipotéticos refugios imaginados por Schmidt.

En líneas generales consideramos imposible la emigración en sentido inverso, esto es, desde las cuencas epicontinentales al océano alpino. Los seres que habitaban las primeras eran verdaderos fines de serie condenados a desaparecer con la terminación de la sedimentación marina en la cuenca.

Creemos que el estudio de las relaciones de las faunas alpinas con las de las cuencas limítrofes, buscando los antecesores de cada una de las especies y estableciendo los árboles genealógicos de los mismos, podría dar interesantísimas ideas sobre los principios de la evolución general y aportar algunos detalles al conocimiento de la marcha de la misma.

III

Estudio de materiales detríticos

LOS CONGLOMERADOS

La enorme masa de conglomerados que constituyen la base de la serié triásica plantea numerosos problemas en cuanto a su origen y a su distribución estratigráfica. La falta de todo resto orgánico hace que sea imposible emplear en su estudio el método paleontológico, auxiliar fundamental de la estratigrafía. Es preciso recurrir a otros medios a fin de deducir algunas conclusiones en cuanto a su origen y significado.

Entre los varios métodos que la litología ofrece para el estudio de la fracción detrítica grosera, hemos elegido la morfometría y la granulometría, ya que éstos (Pomerol y Fouet, 1953; Krumbein y Pettijohn, 1935; Cailleux, 1947) son los que hemos creído podían proporcionarnos unos datos más fácilmente interpretables sobre el origen de los sedimentos.

Se han hecho algunas observaciones en cuanto a la naturaleza petrográfica de los materiales, pero éstos han demostrado no tener ningún significado especial. Se han obtenido también algunos datos que consideramos de interés sobre la forma de los cantos y características de la superficie de los mismos.

Es preciso insistir en que la finalidad del presente capítulo no es realizar un estudio litológico completo de los conglomerados triásicos, trabajo de una envergadura tal que escapa por completo de nuestras actuales posibilidades, sino obtener algunos datos que permitan deducir con-

secuencias sobre sus condiciones de sedimentación y orientar ulteriores estudios litológicos más completos y detallados.

1. La elección de las muestras

Las muestras elegidas están distribuídas en cuatro lotes, dos de ellos situados en la zona correspondiente al borde del macizo de Garraf y los otros dos en el afloramiento que hemos denominado de Falset-Pradell. (Fig. 64.)

Estas dos zonas han sido elegidas de tal manera que unas corresponden al extremo oriental de la cuenca y otras al extremo occidental de los materiales triásicos.

En realidad existen afloramientos más orientales que el borde de Garraf, sin embargo, consideramos que no reúnen las condiciones necesarias para que pueda proporcionar muestras características. El afloramiento de Montgat está excesivamente tectonizado y no presenta ningún corte completo de Buntsandstein. En el afloramiento del valle del Congost el nivel de conglomerados basales está muy poco desarrollado, algunas veces queda reducido a pocos centímetros y siempre está extraordinariamente cementado, de tal manera que es imposible obtener muestras suficientes.

Los afloramientos del borde meridional del Vallés Penedés participan de las mismas características de estructura compleja y cementación excesiva.

En cuanto al extremo occidental de la cuenca no consideramos necesario justificar la zona elegida, ya que al mismo tiempo que presenta las máximas cualidades en sentido de estructura sencilla y poca cementación coincide con el borde occidental de los afloramientos triásicos. Las dos zonas estudiadas corresponden además al eje de la cuenca de sedimentación, a fin de que pueda prescindirse de las variaciones producidas por la proximidad al bor-

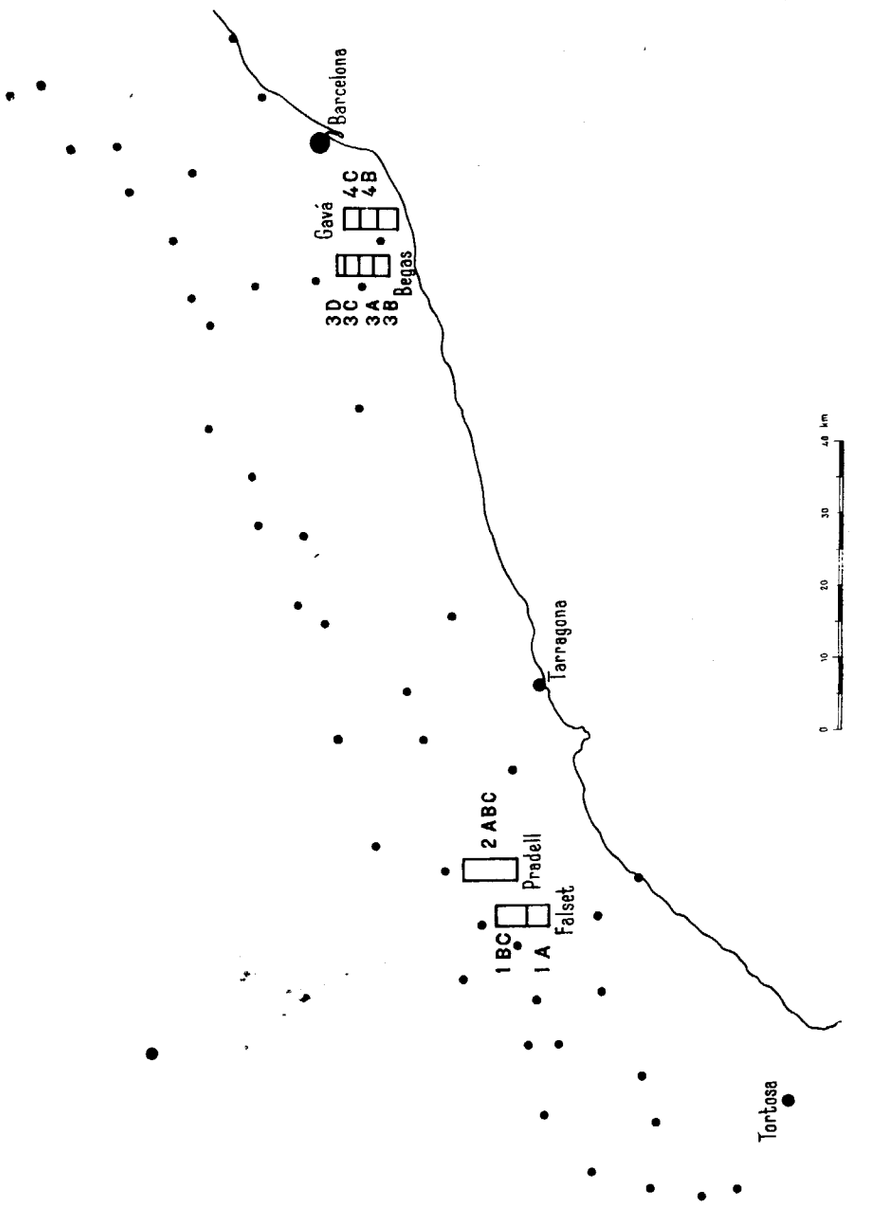


Fig. 64.—Posición de las muestras de conglomerados.

de de la cuenca y los resultados obtenidos sean un reflejo de la evolución general de la misma.

De cada una de estas regiones se han escogido dos lotes, situados en puntos muy próximos a fin de que pudieran verificarse los resultados y eliminar las variaciones correspondientes a causas puramente locales. Cada lote consta de varias muestras correspondientes a diferentes zonas del perfil vertical,

En la zona occidental, donde la potencia del nivel de conglomerados es de 20 m. y éstos son muy uniformes, se han recogido únicamente una o dos muestras por lote, mientras en el extremo oriental, donde éstos llegan casi a 100 m. de potencia y se observan interesantísimas variaciones en sentido vertical, se han llegado a recoger cuatro muestras en un solo lote.

El total de muestras estudiadas es de nueve. A continuación indicaremos la localización de cada una de ellas.

Lote 1. Falset.—Ermita de Sant Gregori, a unos dos kilómetros de Falset (sector Falset-Pradell). Las muestras recogidas son dos:

1 A.—Nivel basal de conglomerados, a 5 m. del contacto con el Paleozoico.

1 BC.—Parte más alta de la serie, a unos 20 m. por encima de la muestra anterior Entre ambas existe una intercalación arenosa muy constante.

Lote 2. Pradell.—Coll de la Teixeta, en la carretera de Reus a Falset, junto a la bifurcación con la carretera de Cornudella. (Sector Falset-Pradell)

2 ABC.—Muestra única. El nivel de conglomerados, muy uniforme, tiene sólo ocho metros.

Lote 3. Begas.—Acantilado del castillo de Aramprunyá. Es una zona especialmente favorable para el estudio de las variaciones verticales, ya que la potencia de los conglomerados sobrepasa los 100 metros. Las muestras recogidas son cuatro en total. (Sector Macizo de Garraf.)

3 A.—Nivel basal de 1 a 2 m. por encima del contacto con el Paleozoico.

3 B.—Parte central, 20 m. por encima de la muestra anterior.

3 C.—Parte superior de la serie de conglomerados masivos, a 80 m. de la base.

3 D.—Ultimas intercalaciones de conglomerados entre la serie arenosa. Es la muestra más alta y queda unos cien metros por encima del contacto Trías-Paleozoico.

Lote 4. Gavá.—Cerro del Calamot, a un kilómetro de Gavá. La parte basal del Triásico no es visible, ya que el contacto con el Paleozoico se realiza por medio de una falla. (Sector Macizo de Garraf.)

4 B—Parte central de la serie, lateralmente a la muestra 3 B.

4 C.—Parte superior de la serie, que corresponde lateralmente a la muestra 3 C.

2. Naturaleza de los cantos

Muestra 1 A. Falset.—Está constituída por elementos de cuarzo y cuarcita con predominio del primero. La cuarcita existe únicamente en los elementos más pequeños correspondientes a los intervalos de 10 a 20 mm. y alcanza únicamente un 3,5 %.

Muestra 1 BC. Falset—La cuarcita ha desaparecido por completo y todos los elementos están constituídos de cuarzo.

Lote 2. Pradell.—Los elementos de cuarcita abundan extraordinariamente y en las clases comprendidas entre 20 y 50 mm. de longitud máxima, y son más abundantes que los de cuarzo. Existen también escasos (menos de 0,5 %) cantos de lidita.

Muestra 3 A. Begas.—Los conglomerados están constituídos por elementos de cuarzo y cuarcita, pero con claro predominio del primero (75 %), algunos elementos de pizarra metamórfica (4 %) y de lidita (menos del 0,5 %).

Muestra 3 B. Begas.—Es mayor el predominio de cuarzo, principalmente en los intervalos más pequeños (en total representa el 84 %). La cuarcita representa el 14 % del total, y la lidita el 2 %, faltan las pizarras.

Muestra 3 C. Begas.—Los elementos están constituídos, en su mayor parte, por cuarzo. Los cantos de cuarcita quedan reducidos al 3 %.

Muestra 3 D. Begas.—Claro predominio de cuarzo (75 %); algunos cantos de lidita (5 %).

Muestra 4 B. Gavá.—Está constituído casi exclusivamente por elementos de cuarzo; la cuarcita alcanza únicamente el 2,5 %.

Muestra 4 C. Gavá.—La proporción de elementos de cuarzo y cuarcita es aproximadamente la misma, con un ligero predominio del cuarzo (60 %). Existe también una escasísima proporción de lidita (menos del 0,5 %).

De la observación de estos resultados se deduce la falta de significado de las variaciones de composición de las diferentes muestras.

En el lote correspondiente a la zona de Falset se aprecia una disminución de la proporción de cuarzo en los niveles más elevados. Completamente al revés sucede en la muestra correspondiente a la zona de Gavá. La muestra de Begas presenta al principio una disminución de la proporción de cuarcita, pero ésta vuelve a aumentar en los niveles más elevados.

Mayor significación tiene la presencia de fragmentos de pizarra. Estos elementos son extraordinariamente abundantes, en forma de cantos angulosos en los niveles basales del Buntsandstein; algunos llegan hasta los niveles inmediatamente superiores, pero nunca alcanza la parte central y superior de la formación. Estos elementos pizarrosos son, tanto por su forma como por su naturaleza, de procedencia claramente local, al revés de los restantes materiales.

Es interesante señalar la falta de elementos de rocas eruptivas incluso en aquellas zonas (Falset) en que el conglomerado triásico descansa sobre un amplio afloramiento granítico. Igual que en el caso de las pizarras, este material existe únicamente en los niveles más bajos.

3. Estudio morfométrico

Para el estudio morfométrico de los conglomerados se han determinado los índices de disimetría $\left(\frac{AC}{L}\right)$ y aplanamiento $\left(\frac{L+I}{2E}\right)$ (Cailleux, 1945, 1947; Berthois, 1949),

Ambos índices, especialmente el de aplanamiento, dependen de la naturaleza petrográfica de los cantos y especialmente de la existencia de una cierta pizarrosidad. Por esta razón, las determinaciones se han realizado exclusivamente sobre los cantos de cuarzo, que son los más abundantes en la formación.

De acuerdo con las normas usuales se ha considerado significativa únicamente la fracción comprendida entre 40 y 60 milímetros. Dada la extraordinaria cementación de los conglomerados y la fragmentación de los elementos, no siempre se ha podido disponer de muestras tan numerosas como se hubiera deseado, y en algunos ha sido preciso utilizar intervalos mayores (de 30 a 60 mm.).

MUESTRA FALSET - 1 A

Indice de aplanamiento de los elementos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	15	1,25	11	2	1,47	22	8	1,64
1	26	1,26	12	9	1,47	23	7	1,65
2	21	1,28	13	16	1,48	24	33	1,66
3	30	1,31	14	6	1,49	25	25	1,67
4	3	1,33	15	5	1,50	26	18	1,68
5	12	1,34	16	19	1,52	27	27	1,69
6	1	1,36	17	22	1,55	28	4	1,81
7	10	1,36	18	13	1,56	29	14	1,91
8	32	1,36	19	31	1,60	30	11	1,94
9	20	1,42	20	23	1,61	31	28	2,42
10	24	1,46	21	29	1,61	32	17	2,47

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 33}{100} - 0{,}5 = 16{,}5 - 0{,}5 = 16; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}52$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 33}{100} - 0{,}5 = 28{,}05 - 0{,}5 = 27{,}55; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}81$$

Indice de disimetría de los elementos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	30	0,51	11	6	0,67	22	20	0,75
1	24	0,54	12	26	0,67	23	32	0,75
2	27	0,58	13	9	0,69	24	31	0,76
3	5	0,59	14	16	0,70	25	23	0,77
4	28	0,60	15	22	0,72	26	1	0,78
5	12	0,61	16	8	0,74	27	11	0,78
6	25	0,61	17	14	0,74	28	7	0,80
7	10	0,62	18	33	0,74	29	17	0,81
8	13	0,63	19	2	0,75	30	21	0,83
9	29	0,64	20	3	0,75	31	15	0,84
10	4	0,66	21	18	0,75	32	19	0,96

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 33}{100} - 0{,}5 = 16{,}5 - 0{,}5 = 16; \quad \frac{AC}{L} \times 1000 = 740$$

MUESTRA FALSET - 1 BC

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	7	1,15	8	12	1,42	16	5	1,83
1	22	1,18	9	3	1,49	17	6	1,85
2	11	1,29	10	10	1,60	18	16	1,88
3	17	1,29	11	20	1,67	19	15	1,91
4	23	1,31	12	21	1,71	20	19	1,93
5	24	1,35	13	4	1,75	21	2	1,96
6	14	1,41	14	9	1,76	22	1	2,25
7	18	1,41	15	8	1,82	23	13	2,93

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 24}{100} - 0{,}5 = 12 - 0{,}5 = 11{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}69$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 24}{100} - 0{,}5 = 20{,}4 - 0{,}5 = 19{,}9; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}93$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	11	0,61	8	16	0,72	16	23	0,80
1	1	0,64	9	21	0,72	17	15	0,86
2	9	0,65	10	5	0,73	18	3	0,88
3	17	0,65	11	12	0,73	19	24	0,88
4	8	0,66	12	6	0,74	20	20	0,89
5	19	0,68	13	10	0,77	21	7	0,90
6	2	0,69	14	18	0,78	22	14	0,92
7	4	0,71	15	13	0,79	23	22	0,96

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 24}{100} - 0{,}5 = 12 - 0{,}5 = 11{,}5; \quad \frac{AC}{L} \times 1000 = 730$$

MUESTRA PRADELL - 2 ABC

Indice de aplanamiento de los elementos comprendidos entre 40 y 50 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	7	1,44	5	1	1,75	10	8	1,92
1	4	1,46	6	5	1,78	11	9	2,06
2	3	1,52	7	11	1,79	12	2	2,12
3	13	1,58	8	6	1,81	13	12	2,44
4	10	1,74	9	14	1,83			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 7 - 0{,}5 = 6{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}78$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 11{,}9 - 0{,}5 = 11{,}4; \quad \frac{L+l}{2E} = 2{,}08$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 50 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	1	0,54	5	3	0,63	10	12	0,66
1	9	0,54	6	4	0,64	11	7	0,67
2	13	0,54	7	8	0,64	12	6	0,72
3	11	0,60	8	2	0,65	13	14	0,84
4	10	0,62	9	5	0,65			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 7 - 0{,}5 = 6{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 640$$

MUESTRA BEGAS - 3 A

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	12	1,20	12	5	1,45	24	8	1,78
1	34	1,20	13	9	1,48	25	21	1,78
2	3	1,25	14	17	1,50	26	23	1,79
3	25	1,34	15	10	1,52	27	19	1,82
4	16	1,37	16	27	1,54	28	26	1,87
5	32	1,38	17	28	1,56	29	33	1,95
6	20	1,39	18	29	1,57	30	30	1,97
7	13	1,40	19	2	1,58	31	7	2,02
8	31	1,40	20	11	1,70	32	15	2,60
9	24	1,41	21	14	1,70	33	1	2,71
10	18	1,42	22	6	1,72			
11	4	1,43	23	22	1,72			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 34}{100} - 0{,}5 = 16{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}55$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 34}{100} - 0{,}5 = 28{,}40; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}90$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	31	0,50	12	9	0,60	24	18	0,75
1	5	0,52	13	15	0,62	25	27	0,75
2	12	0,52	14	16	0,62	26	2	0,77
3	22	0,54	15	11	0,63	27	25	0,77
4	3	0,56	16	21	0,63	28	4	0,79
5	30	0,56	17	34	0,67	29	17	0,79
6	32	0,57	18	6	0,69	30	29	0,80
7	19	0,57	19	24	0,70	31	23	0,83
8	33	0,57	20	28	0,71	32	13	0,86
9	14	0,58	21	7	0,72	33	20	0,87
10	10	0,59	22	26	0,73			
11	1	0,60	23	8	0,74			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 34}{100} - 0{,}5 = 17 - 0{,}5 = 16{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 650$$

MUESTRA BEGAS - 3 B

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	3	1,27	15	11	1,48	30	26	1,78
1	21	1,28	16	5	1,50	31	35	1,83
2	40	1,29	17	9	1,50	32	1	1,98
3	24	1,31	18	22	1,52	33	23	2,00
4	42	1,31	19	44	1,53	34	16	2,01
5	10	1,34	20	7	1,57	35	30	2,02
6	14	1,34	21	28	1,57	36	34	2,06
7	8	1,35	22	29	1,57	37	41	2,10
8	17	1,39	23	15	1,58	38	37	2,12
9	6	1,40	24	13	1,62	39	4	2,17
10	31	1,43	25	18	1,67	40	20	2,44
11	43	1,43	26	32	1,68	41	12	2,45
12	36	1,44	27	2	1,69	42	38	2,46
13	33	1,45	28	27	1,71	43	39	2,56
14	19	1,46	29	25	1,72			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 44}{100} - 0{,}5 = 21{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}57$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 44}{100} - 0{,}5 = 37{,}40 - 0{,}5 = 36{,}9; \quad \frac{L+l}{2E} = 2{,}10$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	12	0,48	15	21	0,63	30	15	0,71
1	27	0,50	16	29	0,63	31	17	0,71
2	3	0,56	17	32	0,63	32	18	0,71
3	6	0,57	18	39	0,64	33	34	0,71
4	4	0,58	19	19	0,65	34	1	0,72
5	5	0,58	20	22	0,67	35	11	0,72
6	16	0,58	21	25	0,67	36	23	0,72
7	30	0,59	22	43	0,67	37	7	0,73
8	31	0,60	23	8	0,69	38	41	0,73
9	35	0,60	24	10	0,69	39	24	0,79
10	26	0,61	25	2	0,70	40	40	0,79
11	28	0,61	26	20	0,70	41	42	0,82
12	33	0,61	27	38	0,70	42	36	0,87
13	37	0,62	28	9	0,71	43	13	0,89
14	44	0,62	29	14	0,71			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 44}{100} - 0{,}5 = 22 - 0{,}5 = 21{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 670$$

MUESTRA BEGAS - 3 C

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 30 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	17	1,20	8	13	1,46	16	20	1,67
1	21	1,23	9	3	1,47	17	6	1,94
2	4	1,33	10	9	1,47	18	2	2,06
3	22	1,33	11	14	1,56	19	7	2,10
4	1	1,34	12	16	1,58	20	8	2,13
5	10	1,38	13	19	1,59	21	5	2,38
6	18	1,38	14	15	1,61			
7	11	1,41	15	12	1,64			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 22}{100} - 0{,}5 = 11 - 0{,}5 = 10{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}51$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 22}{100} - 0{,}5 = 18{,}7 - 0{,}5 = 18{,}2; \quad \frac{L+l}{2E} = 2{,}07$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 30 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	4	0,50	8	15	0,61	16	21	0,66
1	20	0,51	9	18	0,62	17	13	0,67
2	11	0,53	10	2	0,63	18	19	0,67
3	10	0,54	11	7	0,64	19	1	0,68
4	14	0,55	12	6	0,65	20	8	0,71
5	16	0,57	13	12	0,65	21	5	0,78
6	17	0,60	14	3	0,66			
7	22	0,60	15	9	0,66			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 22}{100} - 0{,}5 = 11 - 0{,}5 = 10{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 635$$

MUESTRA BEGAS - 3 D

Indice de aplanamiento de los cantos compredidos entre 30 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	11	1,22	5	5	1,56	10	3	1,79
1	7	1,33	6	2	1,59	11	12	1,83
2	10	1,33	7	14	1,63	12	13	1,95
3	1	1,43	8	4	1,68	13	9	1,97
4	6	1,45	9	8	1,74			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 7 - 0{,}5 = 6{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}61$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 11{,}9 - 0{,}5 = 11{,}4; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}88$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 30 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	12	0,53	5	10	0,62	10	7	0,74
1	13	0,53	6	2	0,63	11	9	0,74
2	1	0,54	7	5	0,65	13	4	0,76
3	6	0,60	8	11	0,67	14	8	0,80
4	3	0,61	9	14	0,72			

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 14}{100} - 0{,}5 = 7 - 0{,}5 = 6{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 640$$

MUESTRA GAVA - 4 B

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	15	1,20	14	7	1,54	28	6	1,75
1	18	1,28	15	23	1,54	29	31	1,76
2	19	1,28	16	2	1,55	30	4	1,77
3	35	1,28	17	40	1,56	31	38	1,78
4	10	1,30	18	8	1,60	32	9	1,83
5	29	1,30	19	41	1,61	33	17	1,85
6	30	1,33	20	33	1,65	34	26	1,85
7	1	1,34	21	5	1,66	35	39	1,87
8	11	1,35	22	28	1,67	36	14	1,95
9	3	1,42	23	13	1,68	37	32	1,98
10	22	1,42	24	37	1,69	38	16	2,03
11	36	1,42	25	24	1,70	39	25	2,06
12	42	1,43	26	34	1,70	40	12	2,31
13	20	1,48	27	21	1,74	41	22	2,32

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 42}{100} - 0{,}5 = 20{,}5; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}66$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 42}{100} - 0{,}5 = 35{,}20; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}89$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 40 y 60 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	22	1,51	14	32	0,70	28	24	0,82
1	26	0,53	15	6	0,71	29	35	0,82
2	21	0,55	16	11	0,71	30	38	0,82
3	28	0,57	17	41	0,71	31	18	0,83
4	34	0,59	18	7	0,72	32	40	0,85
5	27	0,61	19	33	0,72	33	19	0,86
6	16	0,63	20	36	0,72	34	3	0,88
7	14	0,66	21	9	0,73	35	17	0,88
8	1	0,67	22	29	0,74	36	23	0,88
9	15	0,67	23	8	0,75	37	37	0,89
10	25	0,67	24	2	0,79	38	39	0,89
11	13	0,68	25	12	0,80	39	5	0,90
12	30	0,68	26	42	0,80	40	4	1,00
13	31	0,70	27	10	0,82	41	20	1,00

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 42}{100} - 0{,}5 = 21 - 0{,}5 = 20{,}5; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 730$$

MUESTRA GAVA - 4 C

Indice de aplanamiento de los cantos comprendidos entre 30 y 50 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{L+l}{2E}$
0	3	1,18	3	5	1,42	6	7	2,00
1	9	1,36	4	6	1,56	7	2	2,12
2	1	1,40	5	8	1,67	8	4	2,15

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 9}{100} - 0{,}5 = 4{,}5 - 0{,}5 = 4; \quad \frac{L+l}{2E} = 1{,}56$$

RANGO 85 %

$$\text{Grado} = \frac{85 \cdot 9}{100} - 0{,}5 = 7{,}65 - 0{,}5 = 7{,}15; \quad \frac{L+l}{2E} = 2{,}12$$

Indice de disimetría de los cantos comprendidos entre 30 y 50 mm.

Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$	Grado	Muestra N.º	$\frac{AC}{L}$
0	8	0,55	3	6	0,62	6	9	0,79
1	3	0,60	4	4	0,65	7	2	0,82
2	7	0,60	5	5	0,75	8	1	0,84

RANGO 50 %

$$\text{Grado} = \frac{50 \cdot 9}{100} - 0{,}5 = 4{,}5 - 0{,}5 = 4; \quad \frac{AC}{L} \cdot 1000 = 650$$

RESUMEN GENERAL

MUESTRAS	INDICES $\frac{L+l}{2E}$ 85 %	$\frac{L+l}{2E}$ 50 %	$\frac{AC}{L} \cdot 1000$ 50 %
1 Falset A	1,8	1,5	740
1 Falset B - C	2,0	1,7	730
2 Pradell A - B - C	2,1	1,8	640
3 Begas A	1,9	1,6	650
3 Begas B	2,1	1,6	670
3 Begas C	2,1	1,5	635
3 Begas D	1,9	1,6	640
4 Gavá B	1,9	1,7	730
4 Gavá C	2,1	1,6	650

La observación del cuadro adjunto y la comparación con los valores típicos de estos mismos índices en los elementos de cuarzo sometidos a la erosión marina y fluvial nos permite deducir algunas consecuencias.

La más aparente de ellas es que por su índice de aplanamiento todas las muestras entran por completo dentro de las características de las formaciones fluviales; en efecto, los valores del mismo para rangos del 50 % varían entre 1,5 y 1,8, los del 85 % entre 1,8 y 2,1. Existe una sola muestra, la correspondiente a Pradell, en la que este índice alcanza unos valores que hace sospechar una influencia marina. Esta muestra presenta además otra interesante particularidad. Al trazar el histograma (figs. 65 y 66) correspondiente a los valores de este índice se aprecia claramente la existencia de dos máximos, uno de ellos en 1,5 y otro en 2,2, o sea, el primero de ellos característico de las formaciones fluviales y el segundo de formaciones típicamente marinas. La duplicidad de origen aparece ya a simple vista, pues mientras la mayor parte de los cantos presentan características análogas al resto de la formación triásica, una parte de ellos están perfectamente redondeados.

La observación del índice de disimetría permite deducir consecuencias análogas. Generalmente los datos obte-

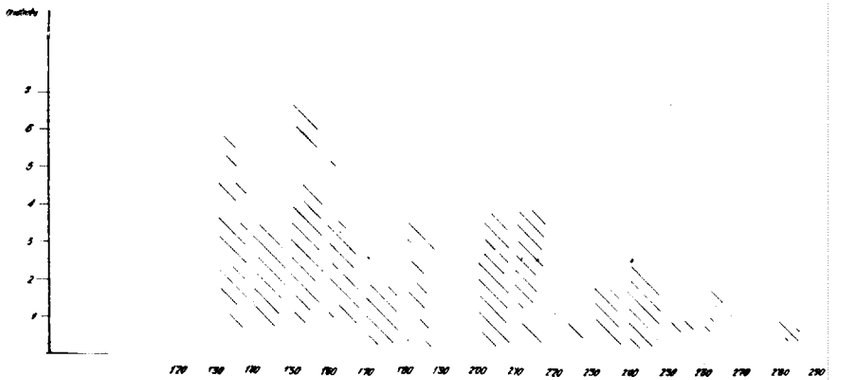


Fig. 65.—Histograma correspondiente a la muestra 2 ABC.

Fig. 66.—Histograma promediado correspondiente a la mtra. 2 ABC.

nidos por el cálculo de los dos índices coinciden plenamente, y así, a la muestra 1 ABC corresponde al mismo tiempo el mayor aplanamiento y la menor disimetría.

En otras muestras los resultados no son tan acordes, así, en general, mientras en cada lote se observa al ascender en la serie estratigráfica un sensible aumento del índice de aplanamiento, claro indicio de una mayor erosión, no siempre se produce la correspondiente disminución del índice de disimetría.

En resumen, puede decirse que los resultados obtenidos por los métodos morfométricos son poco significativos. En conjunto, parece como si las condiciones de sedimentación, cualquiera que hayan sido, han influído relativamente poco en el modelado de los cantos y no han llegado a alterar por completo la forma primaria de los mismos.

4. Observaciones morfoscópicas

Además de las determinaciones morfométricas realizadas consideramos interesante señalar algunos detalles referentes a la forma general de los cantos de cuarzo.

Los elementos que constituyen la parte basal y central de la formación presentan casi sin excepción la forma que Jones (1953) ha denominado «tetraoidal» (Tetrahedroid pebles), o sea semejante a un tetraedro más o menos regular y con las aristas desgastadas por la erosión.

Jones (1945) demuestra que estas formas se originan exclusivamente cuando la fragmentación de la roca se produce en medio subaéreo y por erosión mecánica, ya que esta fragmentación empieza precisamente en los vértices de los bloques paralelepipédicos en que se divide en principio cualquier masa rocosa, ya sea por acción combinada de diaclasas y planos de estratificación si es una roca sedimentaria, ya por acción exclusiva de las diaclasas si es eruptiva.

En todo elemento de roca sometido a la erosión es preciso tener en cuenta la forma primaria de los fragmentos de roca, sobre la cual los agentes atmosféricos modelan una forma secundaria. Esta es un testimonio de las condiciones en que se ha originado el sedimento mientras que en la forma secundaria influyen, además, las condiciones de transporte y de sedimentación. Sin embargo, la forma primaria tiene también gran importancia en el resultado final de la erosión (Tester, 1931), principalmente

cuando los elementos son de naturaleza muy resistente y cuando la sedimentación ha sido tan rápida que ha dado tiempo de cambiar de forma a los cantos. Por tanto, de la abundancia de formas primarias tetroidales en los niveles del Buntsandstein puede deducirse que la sedimentación durante el mismo fué muy rápida.

Los cantos tetraoidales típicos faltan casi por completo en los niveles más elevados de la formación. Escasean también en las muestras correspondientes a la zona meridional (Falset, Pradell). Muchas veces (Schares de Carvalho, 1940; Bordet, 1947; Virgili, 1952) estos cantos tetraoidales se han interpretado como Dreikanter, de origen eólico.

En cuanto a la superficie de los cantos nos limitaremos sólo a indicar que no presentan ninguna señal de eolización, ni de rayado glaciar. Las superficies son completamente lisas excepto en ciertos elementos cuarcíticos. Algunos de ellos presentan una pátina mate muy característica. Abundan los cantos impresionados, sin embargo su formación es muy posterior a la sedimentación, se debe a los esfuerzos tectónicos que han sido sometidos, durante el plegamiento alpino.

5. Estudio granulométrico

El estudio granulométrico de la fracción conglomerática se ha realizado de acuerdo con los procedimientos indicados por Cailleux (1947).

Así, se ha estudiado la frecuencia de los cantos en función de sus dimensiones. La expresión de estos resultados en curvas acumulativas a escala semilogarítmica, permite obtener unos gráficos cuya forma es diferente según las condiciones de formación del sedimento.

En realidad, esta forma viene definida por la homomería de las muestras, esto es, su mayor o menor clasificación. Estas cualidades pueden definirse también a través de la cuartilla de desviación de Krumbein (Krumbein, 1952; Pomerol y Fouvet, 1953), y el índice de heterometría de Cailleux (Cailleux, 1948; Pomerol y Fouvet, 1953), que indican la pendiente de la curva, una pendiente fuerte corresponde a una elevada homomería y a un índice muy bajo. Este último índice es el que se ha utilizado.

La determinación de la simetría de la curva tiene también un particular interés, ya que permite observar si existen materiales de diverso origen, o bien si se han producido cambios bruscos en las condiciones de depósito.

La clasificación de los cantos se ha realizado midiendo la anchura máxima (Cailleux, 1949). Generalmente se realiza la separación mediante tamices de mallas calibradas, método que no ha sido posible utilizar. Sin embargo, está claramente demostrado (Cailleux, 1945; Krumbein, 1952; Pomerol y Fouvet, 1953), que los resultados obtenidos por ambos procedimientos son análogos. El porcentaje de las diversas fracciones se ha determinado en tantos por ciento del peso total, procedimiento que además de ser mucho más rápido que el contaje numérico da unos resultados más significativos.

Las determinaciones se han realizado independientemente sobre los cantos de cuarzo y cuarcita, ya que la naturaleza de los materiales no tiene prácticamente ninguna influencia en el valor de estos índices (Cailleux, 1945).

Las observaciones de las curvas cumulativas (figs. 67 a 74) y su comparación con las numerosas curvas tipo (Cailleux, 1948), obtenidas para muestras de naturaleza conocida, permite deducir como primera consecuencia que la mayoría de ellas caen por completo dentro del grupo de curvas de los materiales fluviales, y otras presentan clara semejanza con las formaciones marinas, particularmente con formaciones de playas actuales. Esta semejanza es particularmente sensible en la muestra 2 ABC (Pradell).

Las muestras pertenecientes al lote n.° 1, permiten observar un interesante detalle. La gráfica correspondien-

te a la parte basal de la formación es prácticamente una línea recta y presenta características fluvio-torrenciales. Por el contrario, la muestra perteneciente a la parte alta de la misma (1 BC), tiene una pendiente mucho mayor y una inflexión en la parte alta de la curva muy pronunciada, caracteres todos ellos que permiten incluirla sin ningún género de duda en las formaciones marinas costeras.

Las muestras correspondientes al lote número 3 (zona de Begas) situadas ya en el extremo septentrional de la cuenca, permiten también observar una variación análoga. La parte basal de la serie (3 A) presenta las características intermedias entre una formación fluvial y una formación de tipo continental subaérea; las muestras superiores (3 B y 3 C) quedan, por el contrario, claramente incluídas en las formaciones de tipo fluvial. La curva correspondiente a la parte basal de la serie presenta una pequeña irregularidad muy frecuente en las curvas de origen fluvial (Cailleux, 1948).

Las muestras correspondientes al lote de Gavá (4) es de características análogas a las anteriores, pero la analogía con las formaciones costeras es más acentuada, particularmente en el nivel más superior.

MUESTRA FALSET - 1 A

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,735	14,9	100,0
20 - 30	1,120	22,4	85,1
30 - 40	1,060	21,2	62,7
40 - 50	0,580	11,6	41,5
50 - 60	0,955	19,2	29,9
60 - 70	0,535	10,7	10,7
Totales	4,985	100,0	

$I_h = 0{,}352$

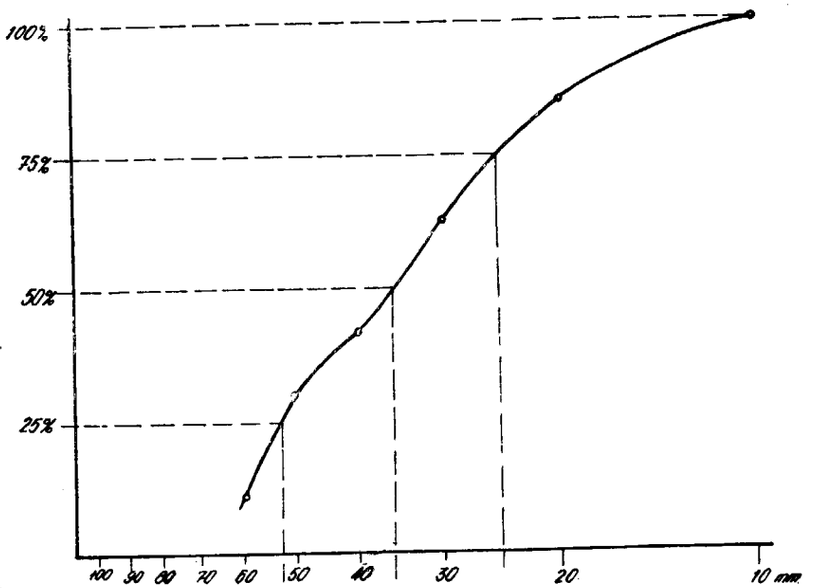


Fig. 67.—Granulometría. Muestra Falset 1 A.

MUESTRA FALSET - 1 BC

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,407	5,1	100,0
20 - 30	2,010	25,0	94,9
30 - 40	1,515	18,9	69,9
40 - 50	1,605	20,0	51,0
50 - 60	1,230	15,3	31,0
60 - 70	1,260	15,7	15,7
Totales	8,027	100,0	

$I_h = 0,395$

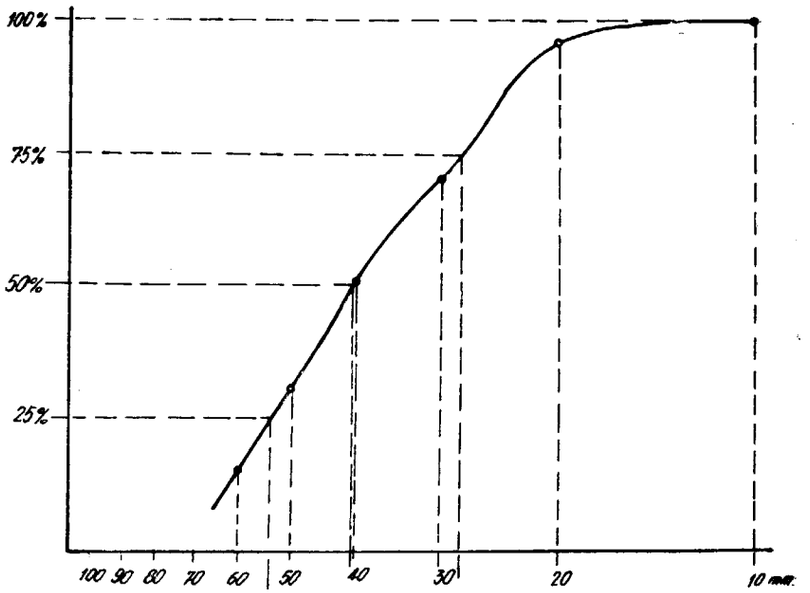


Fig. 68.—Granulometría. Muestra Falset 1 BC.

MUESTRA PRADELL - 2 ABC

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	2,615	15,5	99,9
20 - 30	4,380	27,6	83,4
30 - 40	4,050	25,6	55,8
40 - 50	2,040	12,9	30,2
50 - 60	1,675	10,6	17,3
60 - 70	0,620	3,9	6,7
70 - 80	—	0	2,8
80 - 90	0,440	2,8	2,8

$I_h = 0,395$

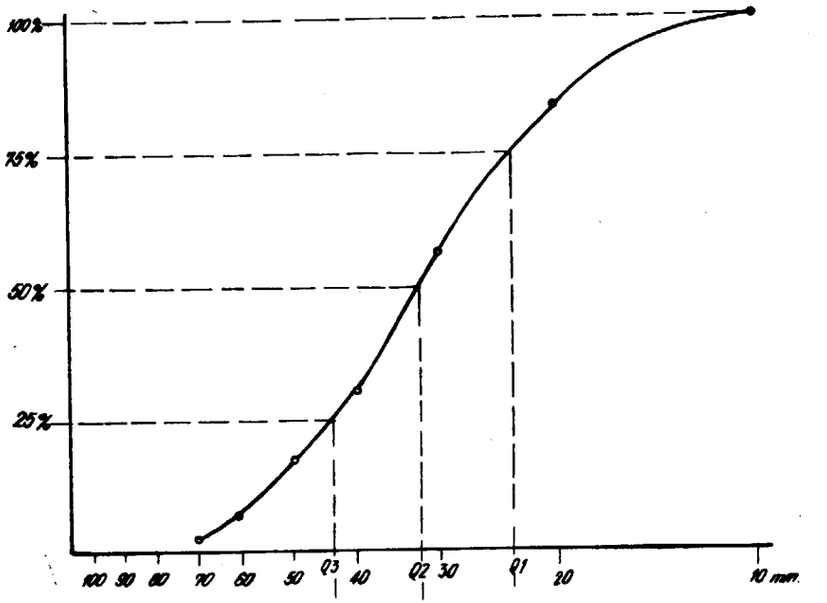


Fig. 69.—Granulometría. Muestra Pradell 2 ABC.

MUESTRA BEGAS - 3 A

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,682	9,2	100,0
20 - 30	1,640	22,0	90,8
30 - 40	2,450	32,9	68,8
40 - 50	2,135	28,6	35,9
50 - 60	0,545	7,3	7,3
	Total	100,0	

$I_h = 0{,}211$

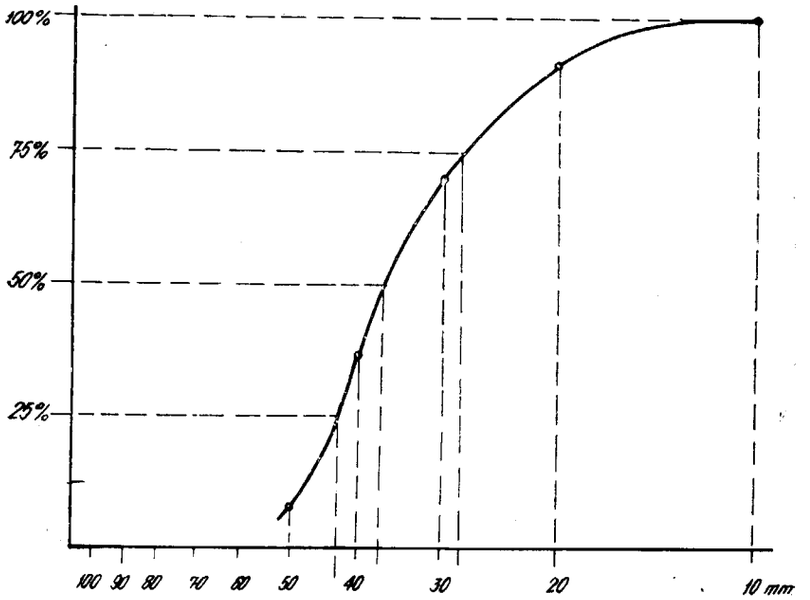


Fig. 70. —Granulometría. Muestra Begas 3 A.

MUESTRA BEGAS - 3 B

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	1,520	14,5	99,9
20 - 30	2,290	21,8	85,4
30 - 40	2,640	25,2	63,6
40 - 50	2,940	28,1	38,4
50 - 60	1,080	10,3	10,3
Totales	10,470	99,9	

$I_h = 0{,}264$

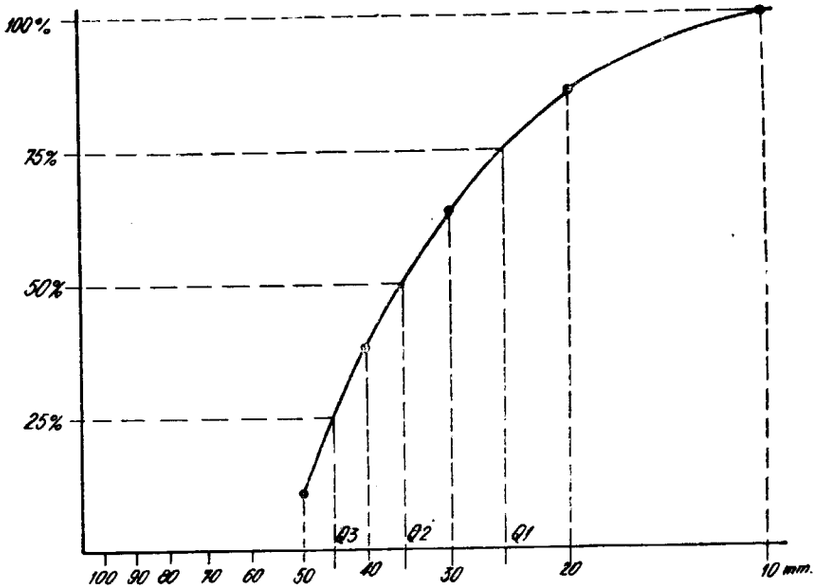


Fig. 71.—Granulometría. Muestra Begas 3 B.

MUESTRA BEGAS - 3 C

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,970	13,1	99,9
20 - 30	1,275	17,2	86,8
30 - 40	1,215	16,4	69,6
40 - 50	1,470	19,8	53,2
50 - 60	0,785	10,6	33,4
60 - 70	—	—	22,8
70 - 80	0,940	12,7	22,8
80 - 90	0,750	10,1	10,1
Totales	7,405	99,9	

$I_h = 0{,}385$

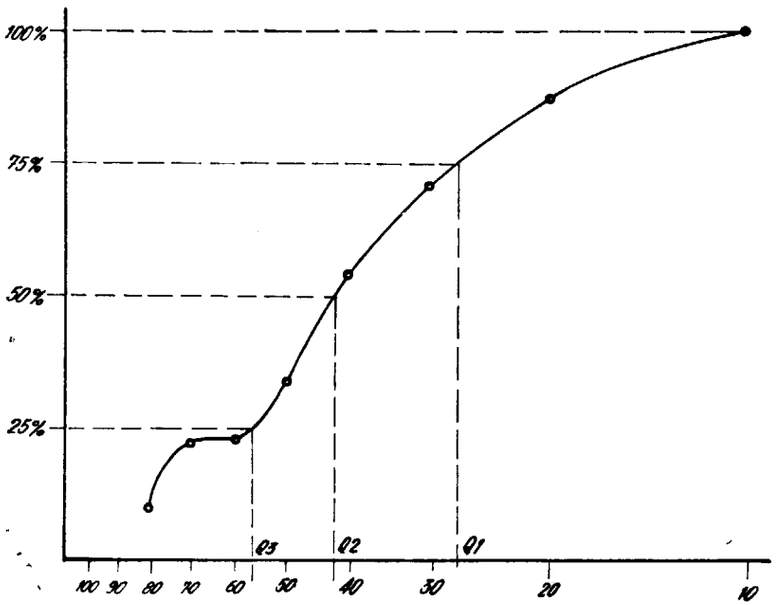


Fig. 72.—Granulometría. Muestra Begas 3 C.

MUESTRA GAVA - 4 B

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,600	6,1	100,0
20 - 30	2,600	26,0	93,9
30 - 40	3,150	31,8	67,9
40 - 50	2,240	22,6	36,1
50 - 60	0,870	8,8	13,5
60 - 70	0,462	4,7	4,7
Totales	9,922	100,0	

$I_h = 0{,}369$

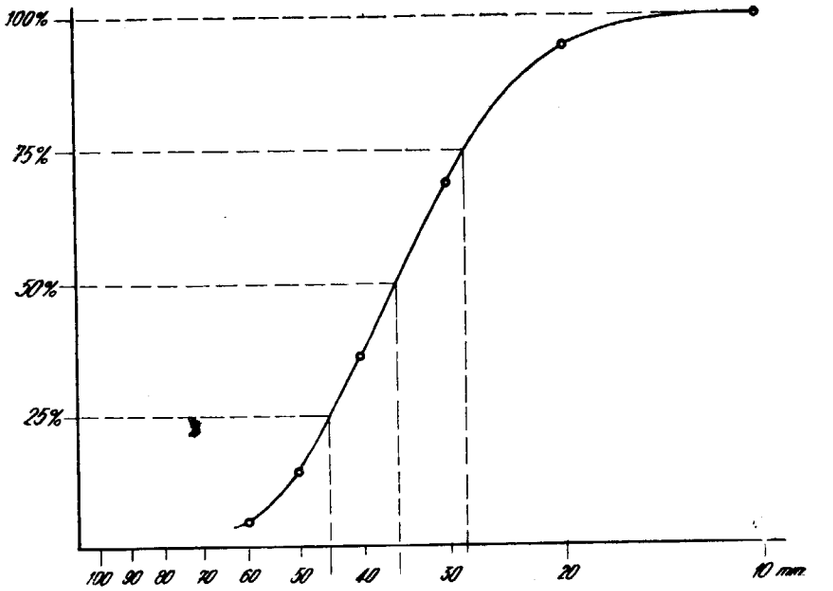


Fig. 73.—Granulometría. Muestra Gavá 4 B.

MUESTRA GAVA - 4 C

Anchura máxima *l* comprendida entre mm.	Pesos parciales Kg.	Pesos reducidos a %	Pesos en % acumulados
10 - 20	0,605	6,9	100,0
20 - 30	0,380	4,3	93,1
30 - 40	0,470	5,3	88,8
40 - 50	0,560	6,4	83,5
50 - 60	1,090	12,4	77,1
60 - 70	1,480	16,8	64,7
70 - 80	2,060	23,4	47,9
80 - 90	1,302	15,0	24,5
90 - 100	0,835	9,5	9,5
Totales	8,782	100,0	

$I_h = 0,216$

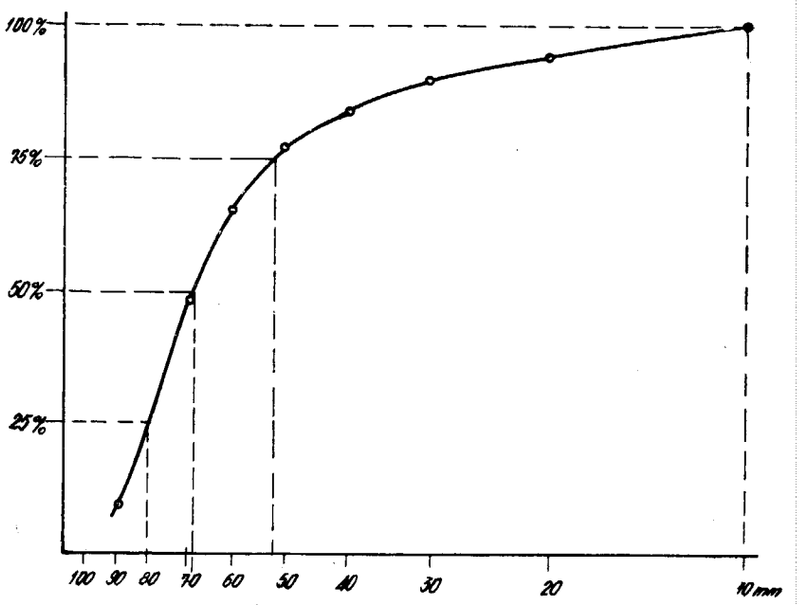


Fig. 74 —Granulometría. Muestra Gavá 4 C.

6. Características litológicas de los conglomerados y condiciones de sedimentación.

De la comparación de los datos obtenidos en el estudio de los conglomerados por los diferentes métodos utilizados pueden deducirse algunas conclusiones interesantes.

En líneas generales puede decirse que los resultados obtenidos concuerdan en afirmar que la masa fundamental de los conglomerados es una formación fluvial, esto es, depositada en medio subaéreo, pero con intervención y por acción del agua.

En la parte basal de la serie, y precisamente en el extremo noroeste, los materiales demuestran una mayor influencia continental que se pone de manifiesto principalmente en la curva granulométrica de distribución por tamaños, así como en un menor aplanamiento y mayor disimetría.

La parte alta de las formaciones, principalmente en el extremo SW. de la cuenca (1 ABC), tienen una clara influencia marina que se demuestra principalmente en las curvas de frecuencias de los tamaños.

La morfometría también indica esta influencia marina, pero de una manera más tímida. En realidad los índices de disimetría y aplanamiento quedan siempre dentro de los límites admitidos para las formaciones fluviales. Sin embargo, un histograma de la distribución de los valores del aplanamiento en una de las muestras (1 ABC) en que este índice es más elevado, permite observar que existe una distribución con dos máximos, uno de ellos con un valor medio típico de formaciones fluviales; y otro de formaciones marinas. En resumen, en los niveles más elevados de la serie, a la influencia fluvial común a toda la serie de conglomerados se superpone una clara influencia

marina. Este hecho, muy marcado en el sector meridional de la cuenca, es menos visible en el sector septentrional. Se observa únicamente en las curvas acumulativas, pero no en los índices morfométricos.

Este último hecho proporciona una orientación muy importante sobre las condiciones de sedimentación de los materiales. Indicar que la sedimentación ha sido muy rápida, y así, los agentes erosivos, si bien han tenido tiempo suficiente para intervenir en el calibrado y selección de los cantos, no lo han tenido para modificar excesivamente la forma primordial, esto es, para imprimirles un sello que indicara claramente las condiciones en que esta sedimentación se ha efectuado. No hay que olvidar que los cantos estudiados son de cuarzo y cuarcita, material muy resistente, pero no excesivamente pesado. Así pues, es lógico que unas condiciones de sedimentación y transporte de tipo marítimo que hayan actuado un tiempo relativamente corto, hayan realizado una relación de las partículas según su tamaño y peso (heterometría), pero no han tenido tiempo suficiente para modificar de una manera definitiva la forma de los elementos.

Así, en la morfología final ha tenido una extraordinaria importancia la forma primordial de los cantos. Esta forma tetraoidal que ha persistido en parte a pesar de la acción de los agentes erosivos, puede explicarnos dos hechos que a primera vista parecen paradójicos: la discordancia que en algunos casos existe entre índices de aplanamiento y de disimetría, y el que este último sea menos significativo que el primero, a pesar de que generalmente se observa todo lo contrario (Cailleux, 1945, 1948). Los agentes erosivos, actuando sobre una forma tetraoidal, le proporciona muy pronto un aplanamiento apreciable, pero tarda bastante más tiempo en destruir su disimetría.

En resumen, los resultados obtenidos por los métodos granulométricos y morfoscópicos podrían resumirse en los siguientes puntos:

Estos materiales se han originado, en su mayor parte, en condiciones subaéreas.

Las condiciones de sedimentación son fluviales para la mayor parte de la formación, aunque existe una clara influencia marítima en los niveles más elevados.

La influencia marítima es más marcada en el sector meridional de la cuenca. La sedimentación de los materiales ha sido muy rápida, con lo cual las condiciones de ésta han modificado relativamente poco la forma primaria de los elementos.

LAS ARENISCAS

Los materiales arenosos constituyen una parte muy importante de la formación triásica, son casi completamente azoicos y es imposible en ellos un estudio paleontológico y una división estratigráfica utilizando los medios clásicos. Hemos considerado, por lo tanto, imprescindible realizar un estudio litológico de los mismos.

Estos materiales son arenitas cuarcíferas, o sea verdaderas areniscas en sentido petrográfico. La proporción de granos no cuarzosos es relativamente pequeña. El cemento está constituído en gran parte por sílice. En un 90 % los granos de cuarzo están recubiertos por sílice cristalizado, que forma alrededor de los granos una costra angulosa. En mayor o menor cantidad abunda también la fracción coloidal. Existen todos los tránsitos entre las areniscas cuarcíticas y las areniscas arcillosas. Otro elemento presente también en el cemento son los óxidos de hierro, en pequeños gránulos aislados, y en forma de una pátina que recubre los granos cuarzosos por debajo de la costra de sílice secundaria. Por ello esta pátina es extraordinariamente tenaz, resiste frente a largos ataques con los ácidos y se conserva en los granos de cuarzo que son incorporados por la erosión posterior a otras formaciones geológicas. Es fácil, en los depósitos cuaternarios, reconocer los granos de cuarzo con pátina rojiza de las formaciones triásicas.

Para el estudio litológico de estas formaciones hemos utilizado diferentes técnicas; por una parte el estudio petrográfico de los minerales pesados, y por otra el estudio

granuloscópico y granulométrico de los granos de cuarzo. Las muestras elegidas para cada uno de estos métodos han debido ser diferentes, ya que en cada caso ha sido preciso buscar aquellas zonas que ofrecieran materiales de naturaleza más favorable para un determinado análisis. Las finalidades que con este estudio pretendemos es doble, por una parte, deducir algunas conclusiones en cuanto a las condiciones del depósito de estos materiales, y por otra, intentar la caracterización petrográfica de los dos niveles arenosos que existen en el Triásico: el Buntsandstein y el Muschelkalk medio.

1. Estudio mineralógico de las arenas

Las areniscas triásicas presentan unas condiciones poco favorables para el estudio mineralógico de sus elementos. El pequeño tamaño de los granos que la constituyen obliga a estudiarlos a gran aumento, con lo cual gran parte de los caracteres de los minerales se hacen muy difíciles de observar. Otra circunstancia muy desfavorabla es que la mayoría de los granos se presentan recubiertos de una costra de óxido de hierro muy difícil de eliminar. Como consecuencia de ello el número de granos que aparecen opacos al realizar el estudio mineralógico es mucho mayor de los que realmente existen.

Los lotes estudiados, ocho en total, corresponden a diversos puntos de la cuenca sedimentaria dispuestos de tal manera que permitan tener una visión de conjunto de la variación de la composición mineralógica de las areniscas a través de la misma, sin pretender el establecimiento de provincias petrográficas.

En todos aquellos lugares en que el Muschelkalk medio es arenoso se han tomado muestras de areniscas del Buntsandstein y del Muschelkalk a fin de estudiar la existencia de posibles asociaciones mineralógicas características de

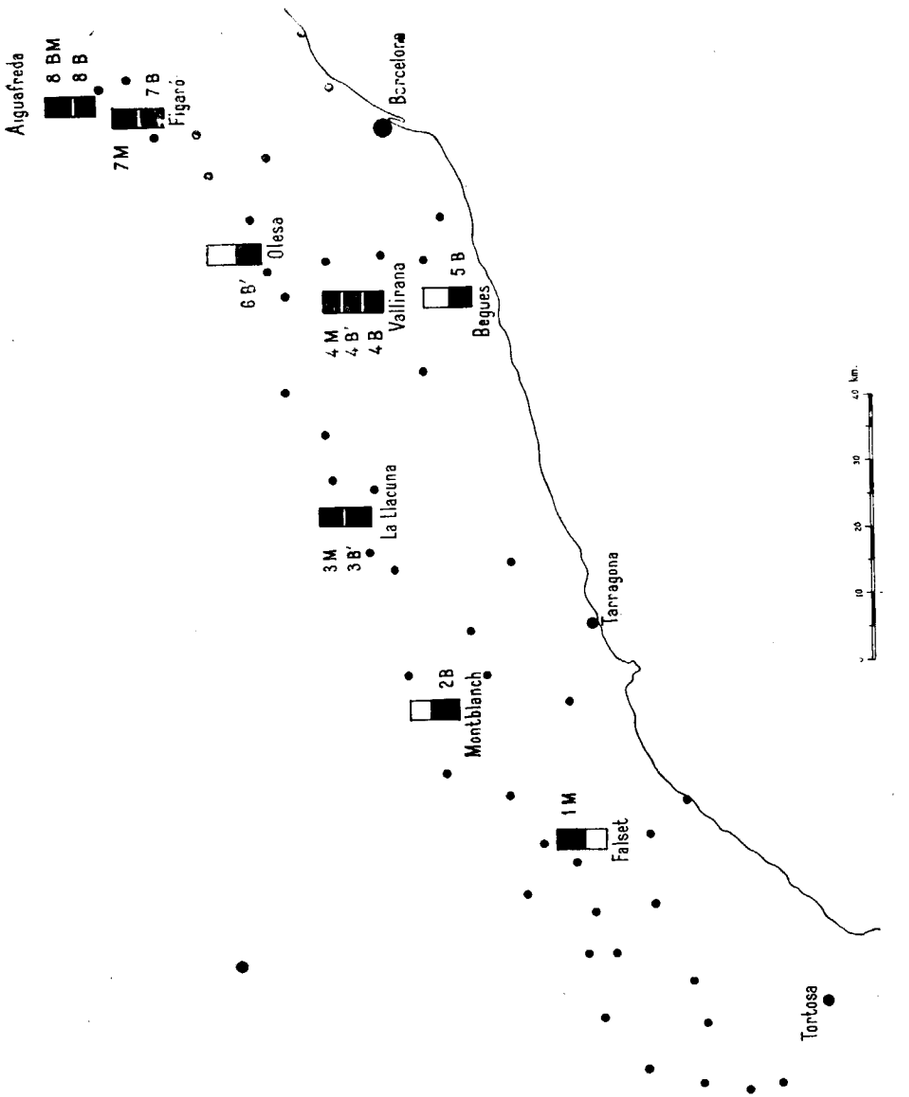


Fig. 75.— Posición de las muestras de areniscas para el análisis mineralógico.

cada uno de estos niveles. Dentro de la serie del Buntsandstein se han tomado dos muestras siempre que existían dos tipos de materiales suficientemente distintos.

I M. Falset-Pradell (Tarragona).—Coll del Guix. Muschelkalk medio. Areniscas rojas que forman delgadas intercalaciones en la parte central del Muschelkalk medio.

II B. Montblanc (Tarragona).—Ermita de San Juan. Buntsandstein. Parte basal de la serie arenosa. Niveles de areniscas intercaladas entre los conglomerados de base.

III B. La Llacuna (Barcelona).—Km. 3 de la carretera de Guardiola a la general de Villafranca a La Llacuna. Buntsandstein. 15 m. por debajo de los primeros niveles calizos del Muschelkalk.

III M. La Llacuna (Barcelona).—Junto a Fontrubí. Muschelkalk medio. Parte basal de la serie continental. 10 m. por encima de los niveles más altos del Muschelkalk inferior.

IV B. Vallirana, junto a Cervelló (Barcelona).—Buntsandstein. Parte central de la serie arenosa.

IV B., Vallirana (Barcelona) junto a Cervelló.—Buntsandstein. Parte superior de la serie arenosa. 10 m. por debajo de los primeros niveles calizos del Muschelkalk.

IV M. Vallirana (Barcelona).—Junto a la fábrica de cemento. Muschelkalk medio, parte central. Niveles arenosos existentes entre los niveles de arcillitas rojas que forman la masa principal de este nivel.

V B. Gavá-Begas (Barcelona).—Km. 7 de la carretera. Buntsandstein. Niveles de areniscas intercalados entre la serie de conglomerados que en esta región constituyen casi la totalidad del Buntsandstein.

VI B'. Olesa (Barcelona), Sierra de Coll Cardús.—Parte más alta de la serie arenosa inmediatamente en contacto con las arcillitas que constituyen el Buntsandstein superior, 15 m. por debajo de los primeros niveles calizos del Muschelkalk.

VII B. Figaró (Barcelona).—Buntsandstein. Parte basal de la serie arenosa.

VII M. Figaró (Barcelona).—Montmany. Muschel-

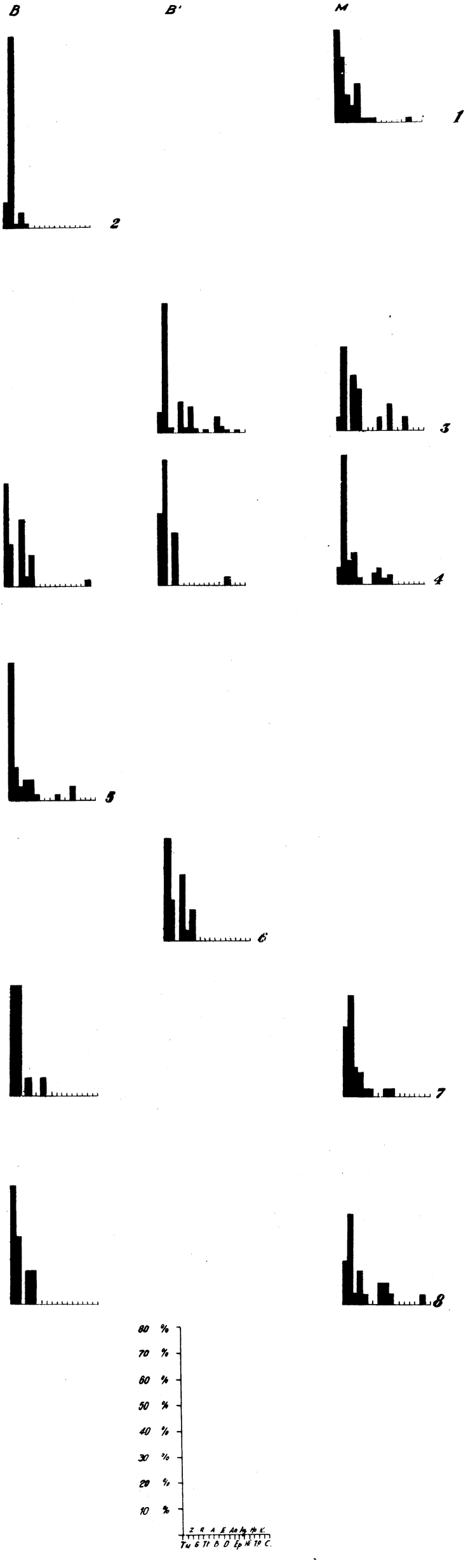


Fig. 76.—Composición mineralógica de las areniscas.

kalk medio. Nivel de areniscas, intercalado en la parte central de las arcillitas y margas rojas e irisadas que constituyen este nivel.

VIII B. Aiguafreda - El Brull (Barcelona).—Extremo NE. de la cuenca. Buntsandstein. Parte superior de la serie arenosa roja. Inmediatamente por debajo de los niveles de arcillitas rojas e irisadas que en la totalidad de los Catalánides constituyen el Buntsandstein superior. En esta localidad, por encima de las arcillitas rojas y azuladas sigue otro nivel bastante potente de areniscas blancas (véase muestra siguiente).

VIII B'. Aiguafreda. El Brull (Barcelona).—Buntsandstein-Muschelkalk. Nivel de areniscas superior a las areniscas rojas del típico Buntsandstein. Quedan inmediatamente por debajo de una serie de margas irisadas, yesos y dolomías, que tiene en total unos 30 metros y representa todo lo que queda del Triásico. Puede observarse cómo el nivel de areniscas blancas, del cual procede esta muestra, pasa lateralmente hacia el SW. a las calizas de la base del Muschelkalk.

La técnica empleada en la preparación de las muestras vino en parte impuesta por la intensa cimentación de las mismas, así como por la gran cantidad de óxido de hierro que contenían. Se inició con la disgregación de los mismos y se procedió a los habituales lavados, separación de fracciones y montaje de la preparación (Pérez Mateos, 1948, 1952).

La proporción de los diversos minerales se ha obtenido prescindiendo de los minerales opacos, ya que la existencia de algunos elementos que no ha sido posible separar de su caparazón de óxido de hierro, hace que la proporción de granos opacos no sea significativa.

En el cuadro adjunto se resumen los resultados obtenidos, que también se han expresado gráficamente en los esquemas que acompañan (fig. 76). No se han utilizado los gráficos habituales en esta clase de trabajos, ya que no se trata aquí de diversas muestras correspondientes a un solo perfil, sino de una serie de puntos dispuestos

sobre un plano. De la observación de los mismos se deducen las siguientes conclusiones:

La turmalina aparece en todas las muestras y en una proporción que oscila entre 53,2 % y el 5 %. En las correspondientes al Buntsandstein es el mineral dominante, excepto en la región de Montblanch y en La Llacuna. En la parte alta del Buntsandstein disminuye sensiblemente y en el Muschelkalk la proporción es muy reducida, excepto en la muestra correspondiente a Falset.

El circón es también muy abundante, principalmente en los niveles del Buntsandstein superior, en sedimentos muy arcillosos. Se presenta en forma de granos muy pequeños, algunos de ellos totalmente redondeados y otros angulosos; quizá se trate de dos formas o dos orígenes diferentes del mismo mineral.

El granate tiene una distribución muy irregular, falta por completo en algunas muestras y en otras alcanza un 12 %.

El rutilo aparece en todas las muestras con bastante abundancia; tiene una especial importancia en las correspondientes al sector septentrional.

La titanita está bastante irregularmente repartida, pero parece tener especial importancia en las zonas más próximas al borde NW. de la cuenca.

Anatasa y broquita son relativamente escasas y con distribución irregular.

La estaurolita aparece sólo en el Muschelkalk de Falset y de Pontóns y en la parte alta de la serie arenosa de Aiguafreda.

La distena aparece exclusivamente en los niveles arenosos del Buntsandstein, aunque falta en las muestras de Falset y Begas. Aparece también en la parte superior de la serie arenosa de Aiguafreda.

La andalucita aparece también en general únicamente en las muestras correspondientes al Muschelkalk. En pequeñas cantidades existe también en el Buntsandstein de Begas y en los niveles del Buntsandstein superior de Pontóns.

PORCENTAJES RELATIVOS DE LOS MINERALES TRANSPARENTES

LOCALIDAD	*Turmalina*	*Circón*	*Granate*	*Rutilo*	*Titanita*	*Anatasa*	*Brookita*	*Estaurolita*	*Distena*	*Andalucita*	*Epidota*	*Augita*	*Hypersthena*	*Hornblenda*	*Topacio*	*Casiterita*	*Corindon*
I M	34,6	25,8	10,8	6,4	15	2	2,2	1,2	—	—	—	—	—	—	2,6	—	—
II B	10,2	76 8	2,6	7,6	2,8	—	—	—	—	—	—	6	3	1	—	1	—
III B'	8	50	2	1	13	2	10	2	6,4	1	—	—	—	5,8	—	—	2
III M	5,4	34,4	—	21,6	16,2	12	—	—	—	—	10,2	—	—	—	—	—	—
IV B	40	16	—	26	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	—	—	—
IV B'	28,6	48,6	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV M	6	56	9	12	2	—	—	4	6	2	3	—	5,2	—	—	—	—
V B	53,2	13,2	2,2	8,8	7,8	2,6	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
VI B'	26,4	60,4	2,8	8,2	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
VII B	42,8	42,8	—	7,2	—	—	7,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
VII M	27,2	39,4	12,4	9	3	3	—	—	3	3	—	—	—	—	—	—	—
VIII B	46,8	26,6	—	13,2	13,4	—	—	8,6	8,6	4,4	—	—	—	—	—	4,4	—
VIII M	17,4	34,8	4,4	13	4,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

La epidota aparece únicamente en dos muestras correspondientes al Muschelkalk.

La augita, hiperstena, horblenda, topacio y corindón aparecen solamente en algunas muestras y en cantidades muy escasas.

En el conjunto de las muestras estudiadas dominan los minerales de origen metamórfico o los procedentes de rocas eruptivas ácidas, composición que está completamente de acuerdo con la constitución petrográfica de las zonas de alimentación de la cuenca.

En general puede decirse que se han conservado minerales poco estables, lo cual indica o bien unas condiciones de erosión poco activas o, con mayor probabilidad, una sedimentación muy rápida. Otra característica muy importante es que todos los minerales son de origen alóctono; la formación de minerales secundarios parece haber tenido muy poca importancia.

Claramente se observa que existe una asociación de minerales pesados transparentes — estaurolita-distena-andalucita—que aparecen exclusivamente en el Muschelkalk medio. Consideramos muy interesante el hecho de que la parte superior de la serie arenosa del Brull (Aiguafreda), que por consideraciones estratigráficas habíamos considerado como representante del Muschelkalk, presenta la asociación mineralógica típica de este nivel.

En cuanto a la distribución de los diversos minerales a lo largo de la cuenca sedimentaria, no disponemos de suficientes análisis para llegar a conclusión alguna; sin embargo, parece advertirse una mayor importancia de la titanita en el sector meridional de la cuenca y del rutilo en el sector septentrional.

2. Estudio granulométrico

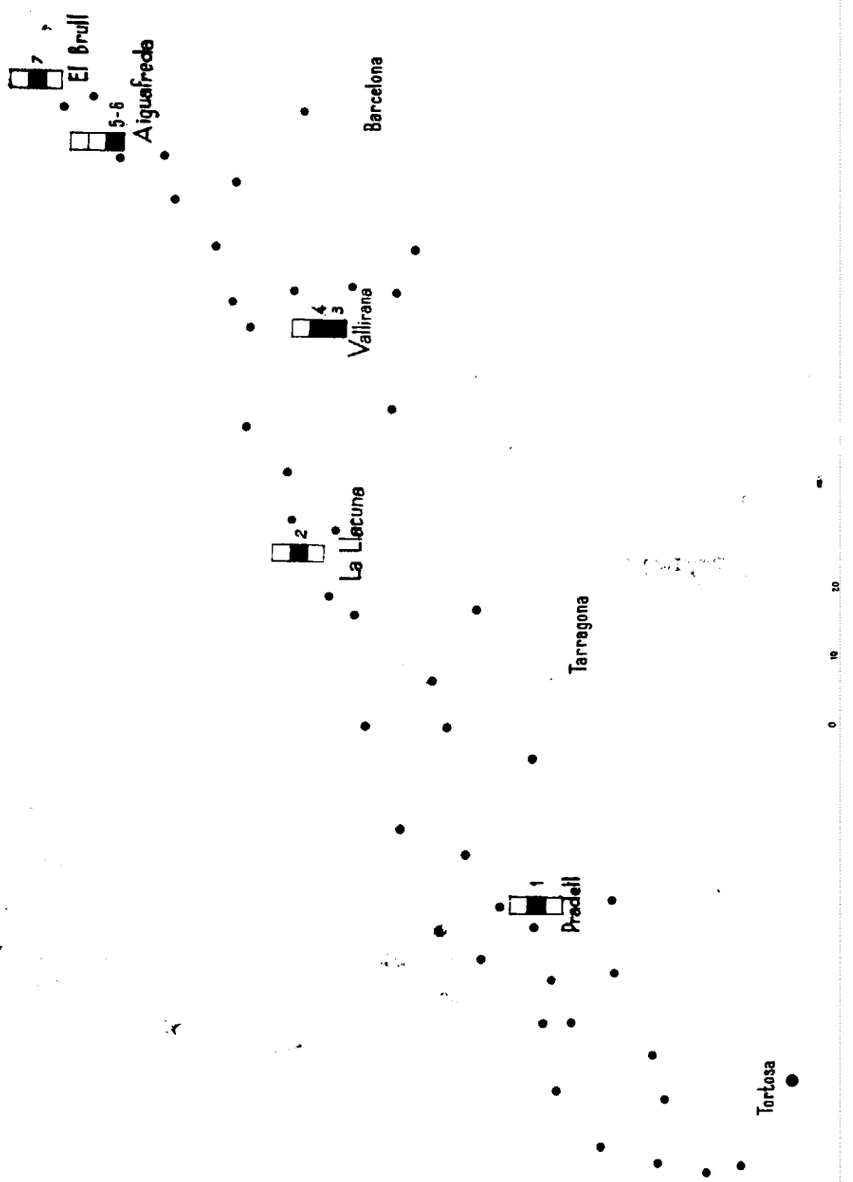
El análisis granulométrico de las areniscas es de importancia definitiva para la interpretación de las condiciones de sedimentación de las mismas. Es extraordinariamente difícil la aplicación de este método a las areniscas triásicas, ya que están casi siempre muy cementadas y la naturaleza silícea del cemento hace imposible su destrucción sin atacar los gránulos. Ha sido pues preciso elegir algunas pocas muestras cuyo cemento fuera exclusivamente arcilloso o calcáreo. La presencia de la menor cantidad de sílice formando una aureola de crecimiento alrededor de los granos, o aglutinando algunos de éstos, hubiera falseado por completo los resultados.

Entre los más favorables se han elegido varias muestras dispuestas a lo largo de la cuenca sedimentaria, desde el extremo septentrional en la zona de El Brull (Aiguafreda), donde aparecen los últimos restos de la transgresión triásica, hasta Pradell, situada ya en el sector septentrional de las Cadenas Costeras catalanas. La distribución de los mismos puede comprobarse en el mapa adjunto (fig. 77).

Como muestras de comparación se ha estudiado una procedente del Permiano de los Vosgos y otra del Buntsandstein de esta misma región.

El procedimiento utilizado ha sido el de tamizado sucesivo de las muestras; la cantidad de cada una de las fracciones de diferente diámetro se ha expresado en tantos por ciento del peso total. En las tablas adjuntas se resume el resultado obtenido de estas medidas.

Para la representación gráfica de los mismos se han utilizado las curvas acumulativas, procedimiento que actualmente se prefiere al de los histogramas de frecuencia. A fin de poder realizar la comparación numérica de los resultados se ha calculado el índice de heterometría (Cailleux, 1945), expresión numérica de la pendiente de las curvas,



y que indica una mayor o menor regularidad en la distribución de las partículas de diferentes tamaños en el conjunto de la muestra.

A pesar del número relativamente escaso de muestras estudiadas, creemos que pueden deducirse de las mismas algunos detalles de interés. Uno de los que consideramos más importante es que las curvas acumulativas correspondientes a los niveles rojos (5) y verdes (6) del Buntsandstein de Aiguafreda son extraordinariamente parecidas. El cambio de color no se traduce, como a primera vista podríamos imaginar, por una variación en la granulometría de los materiales. Se aprecia únicamente en la muestra correspondiente al nivel verde (6) una mayor proporción en elementos gruesos y un menor índice de heterometría, esto es, una mayor clasificación de las partículas.

La comparación de dos muestras pertenecientes a un mismo perfil (Vallirana), una de ellas correspondiente al Muschelkalk y otra al Buntsandstein, pone de manifiesto un hecho análogo. Las curvas son extraordinariamente parecidas, aunque en la muestra correspondiente al Buntsandstein se apreció un tamaño ligeramente mayor del conjunto de las partículas y una mayor clasificación de los mismos. Sin embargo, para considerar característica la diferencia observada sería preciso comprobarla mediante otras observaciones. Lo que creemos no ofrece duda alguna es la extraordinaria semejanza entre ambas formaciones.

En resumen, puede asegurarse que no existe diferencia apreciable en cuanto a la granulometría entre niveles que a primera vista parecen muy diversos; ello nos autoriza a observar la variación de las características de los materiales a lo largo de la cuenca, prescindiendo del nivel exacto de donde procede cada una de las muestras.

La conclusión más importante que obtenemos al hacer esta comparación es la extraordinaria variación de las características granulométricas en las diferentes regiones. En las curvas correspondientes a las muestras del extremo nordeste de la cuenca de sedimentación (5, 6 y 7) hay un

mayor predominio de partículas groseras, al mismo tiempo que la distribución de los diversos tamaños es completamente irregular. Este hecho se traduce en una curva acumulativa de forma muy tendida y un índice de heterometría muy elevado.

En las muestras correspondientes a zonas situadas más al sudoeste disminuye cada vez más el tamaño de las partículas, al mismo tiempo que se acentúa el predominio de la fracción de un determinado tamaño en el conjunto de las muestras, o sea, disminuye el tamaño general de las partículas y la heterometría de las mismas.

La comparación de estas curvas y de sus índices correspondientes con los que se consideran típicos de las formaciones fluviales eólicas y marinas, pone de manifiesto que el conjunto de todas las muestras estudiadas se aleja por completo de las características que presentan las formaciones eólicas (Cailleux, 1948; Krumbein-Slom, 1951, Mercer, 1934) y quedan en cambio comprendidos dentro del tipo de formaciones fluviales de grandes ríos o bien marítimo costeras (Cailleux, 1947; Krumbein-Riviere, 1937).

Unicamente en el sector septentrional, Aiguafreda, presentan características diferentes y parecen de un tipo intermedio entre formación de tipo torrencial y derrubios de pendiente.

De la comparación de estas muestras con las procedentes del Triásico y Permiano de los Vosgos se deduce claramente la analogía de las formaciones arenosas de las Cadenas Costeras catalanas con la del Buntsandstein del nordeste de Francia y la diferencia de los mismos con la muestra procedente del Permiano.

MUESTRA 1 - PRADELL.—*Musch. medio.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	2,390	5,5	5,5
0,50	26	8,900	20,4	25,9
0,315	24	13,010	29,9	55,8
0,20	22	13,905	31,9	87,7
0,125	20	4,400	10,1	97,8
0,08	18	0,920	2,2	100,0
	Totales.....	43,525	100,0	

$I_h = 0,449$

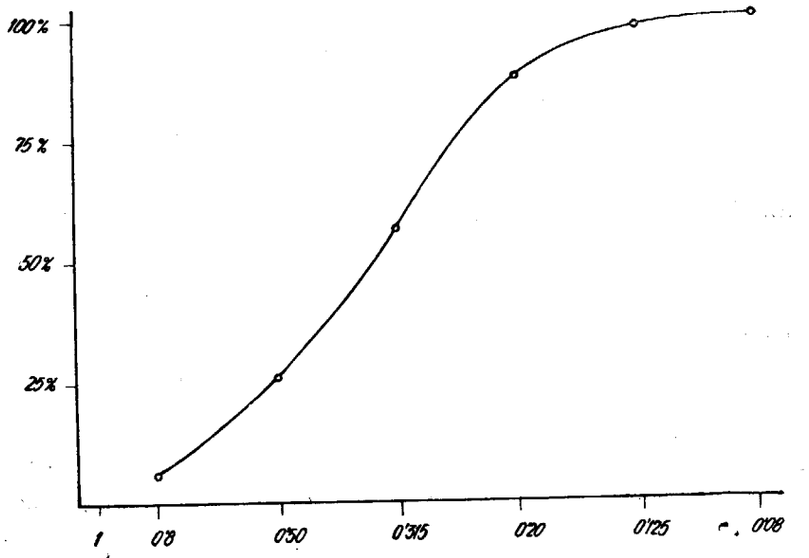


Fig. 78.—Granulometría. Muestra 1. Pradell. Muschelkalk medio.

MUESTRA 2 - LA LLACUNA.—*Musch. medio.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en gr.	Pesos acumulados en %
0,80	28	2,487	4,0	4,0
0,50	26	4,900	7,9	11,9
0,315	24	5,390	8,7	20,6
0,20	22	34,400	55,4	76,0
0,125	20	12,800	20,6	96,6
0,08	18	2,100	3,4	100,0
	Totales.....	62,077	100,0	

$I_h = 0{,}2104$

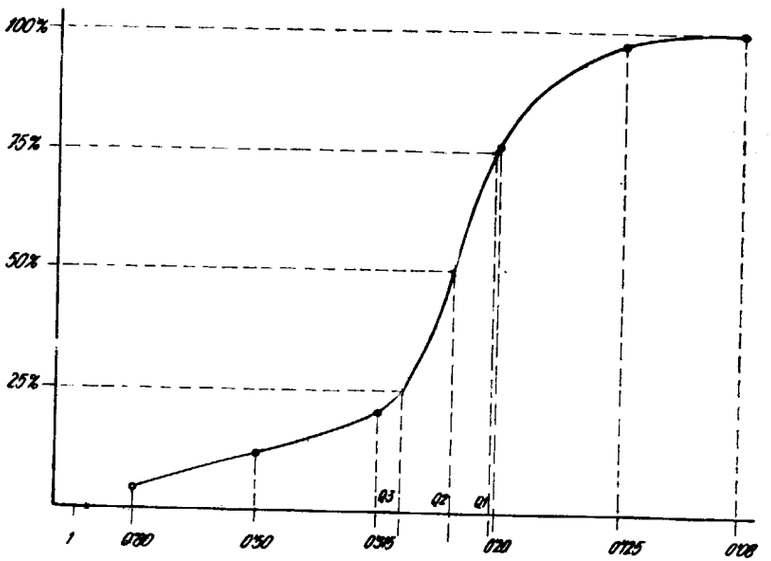


Fig. 79.—Granulometría. Muestra 2. La Llacuna. Muschelkalk.

MUESTRA 3 - VALLIRANA.—*Bunts. más alto.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	1,710	3,6	3,6
0,50	26	2,750	5,8	9,4
0,315	24	3,940	8,3	17,7
0,20	22	22,520	47,3	65,0
0,125	20	15,840	33,3	98,3
0,08	18	0,800	1,7	100,0
	Totales.....	47,560	100,0	

$I_h = 0{,}153$

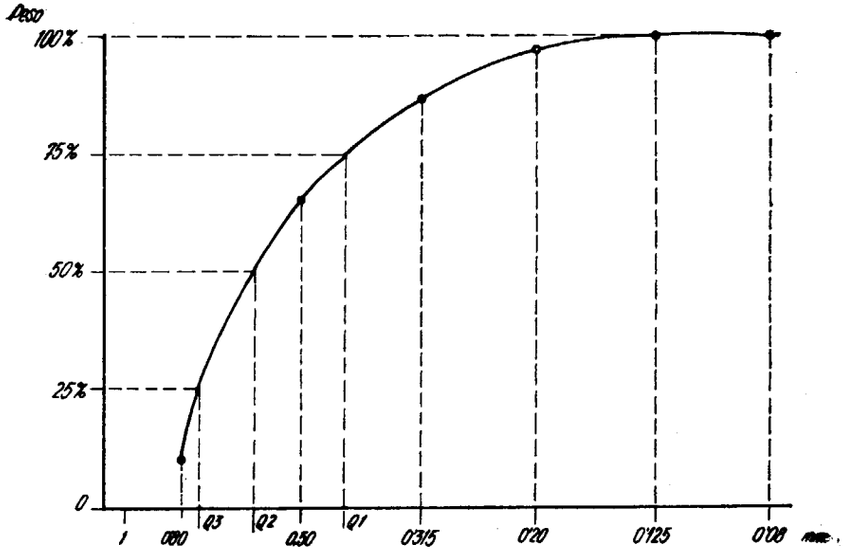


Fig. 80.—Granulometría. Muestra 3. Vallirana. Buntsandstein más alto.

MUESTRA 4 - VALLIRANA.—*Areniscas Musch. medio.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	0,580	1,6	1,6
0,50	26	1,379	3,7	5,3
0,315	24	2,400	6,4	11,7
0,20	22	12,750	34,2	45,9
0,125	20	15,760	42,2	88,1
0,08	18	4,460	11,8	99,9
	Totales.....	37,329	99,9	

$I_h = 0{,}339$

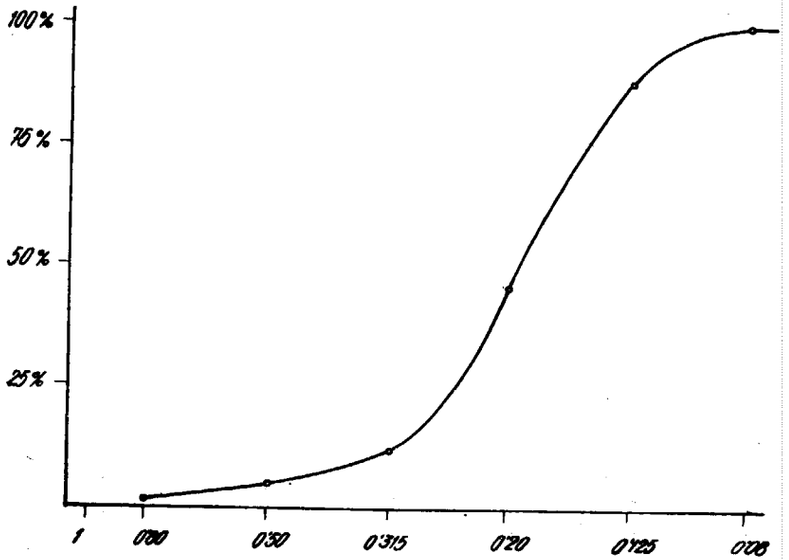


Fig. 81.—Granulometría. Muestra 4. Vallirana. Muschelkalk medio.

MUESTRA 5 - AIGUAFREDA.—*Buntsandstein nivel rojo.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	4,897	16,1	16,1
0,50	26	5,840	19,3	35,4
0,315	24	3,292	10,8	46,2
0,20	22	7,472	24,6	70,8
0,125	20	7,765	25,6	96,4
0,08	18	1,095	3,6	100,0
	Totales.....	30,361	100,0	

$I_h = 0{,}531$

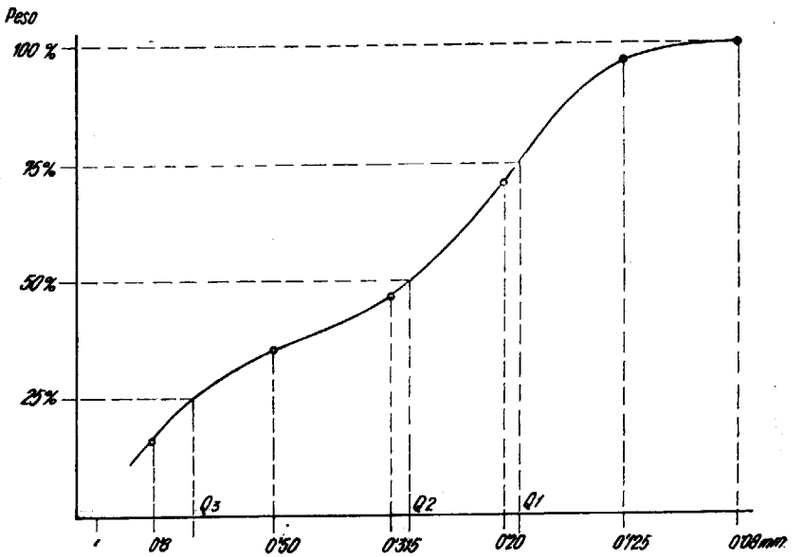


Fig. 82.—Granulometría. Muestra 5. Aiguafreda. Buntsandstein (nivel rojo).

MUESTRA 6 - AIGUAFREDA.—*Nivel verde.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
—	30	11,85	14,9	14,9
0,80	28	11,35	14,3	29,2
0,50	26	12,30	15,5	44,7
0,315	24	12,20	15,4	60,1
0,20	22	22,60	28,5	88,6
0,125	20	5,61	7,1	95,7
0,08	18	3,52	4,4	100,1
	Totales.....	79,43	100,1	

$I_h = 0,476$

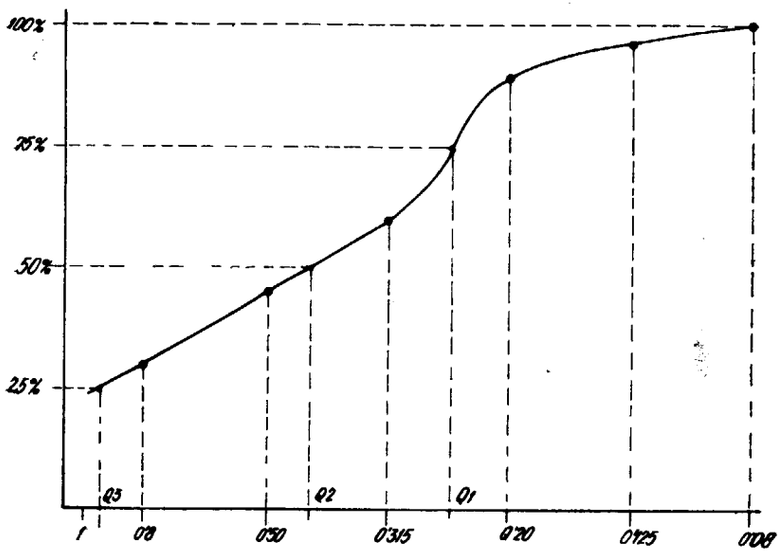


Fig. 83. - Granulometría. Muestra 6. Aiguafreda. Buntsandstein (nivel verde).

MUESTRA 7 - EL BRULL.—*Buntsandstein-Muschelkalk.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
—	30	4,460	10,3	10,3
0,80	28	4,500	10,4	20,7
0,50	26	9,310	21,6	42,3
0,315	24	11,320	26,2	68,5
0,20	22	13,090	30,3	98,8
0,125	20	0,500	1,2	100,0
0,08	18	0,005	—	100,0
	Totales.....	43,185	100,0	

$I_h = 0,413$

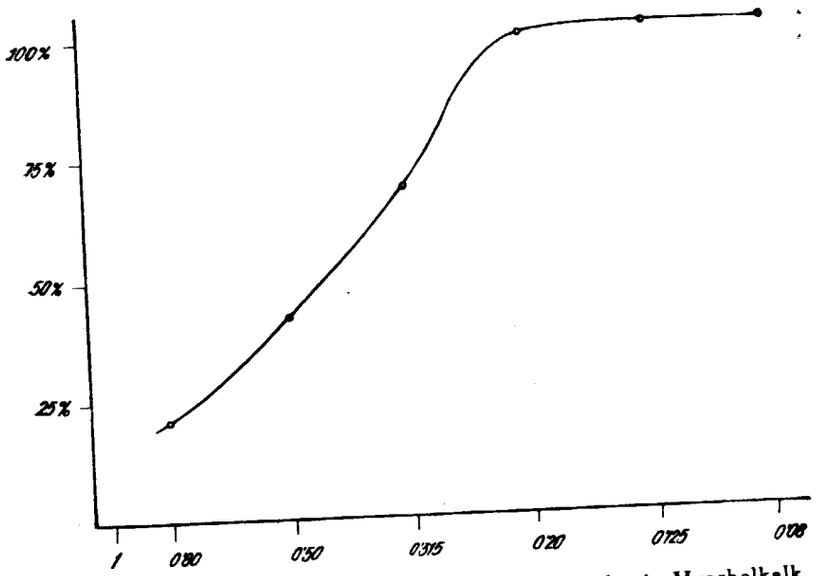


Fig. 84.—Granulometría. Muestra 7. El Brull. Buntsandstein-Muschelkalk.

MUESTRA 8 - VOSGOS.—*Permiano.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Pesos en gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	2,205	10,6	10,6
0,50	26	11,350	54,8	65,4
0,315	24	4,345	21,0	86,4
0,20	22	2,220	10,7	97,1
0,125	20	0,490	2,4	99,5
0,08	18	0,120	0,6	100,1
	Totales.....	20,730	100,1	

$I_h = 0,204$

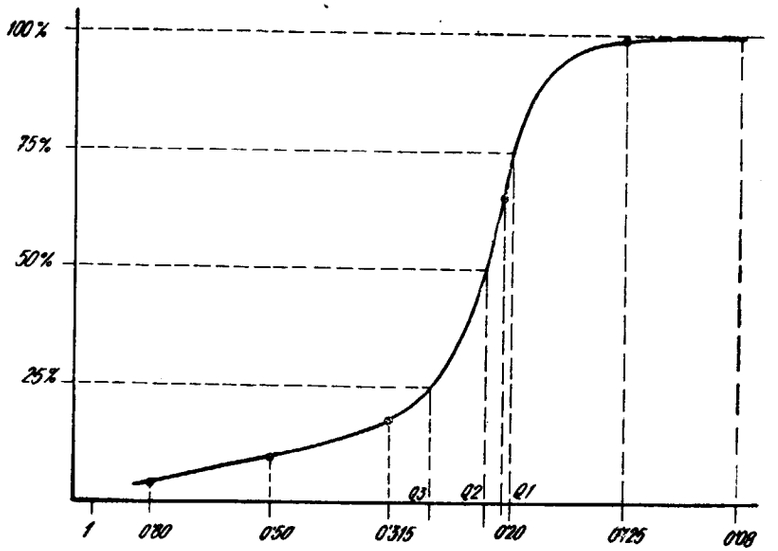


Fig. 85.—Granulometría. Muestra 8. Vosgos. Permiano.

MUESTRA 9 - VOSGOS.—*Buntsandstein.*

Tamaño de las mallas mm.	Tamiz N.º	Peso én gr.	Pesos en %	Pesos acumulados en %
0,80	28	5,004	6	6
0,50	26	3,753	4,5	10,5
0,315	24	12,260	14,7	25,2
0,20	22	41,366	49,6	74,8
0,125	20	15,201	18,3	93,1
0,08	18	5,837	6,9	100,0
	Totales.....	83,721	100,0	

$I_h = 0,1932$

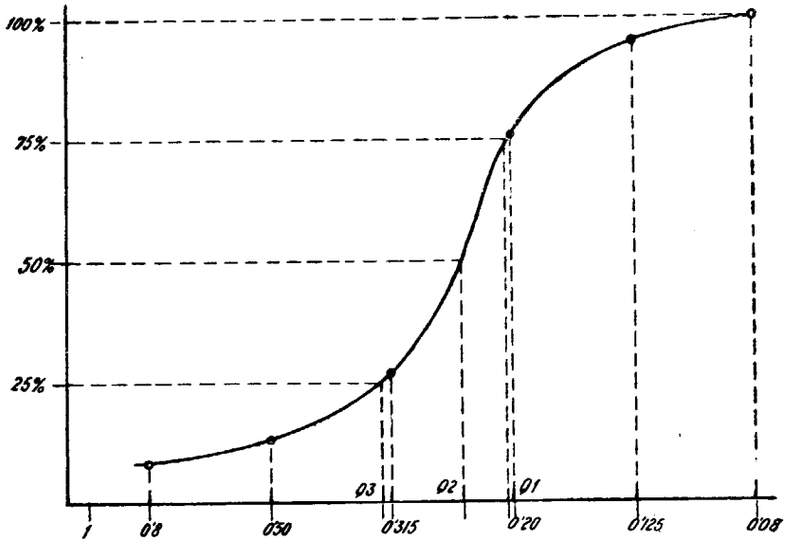


Fig. 86.—Granulometría. Muestra 9. Vosgos. Buntsandstein.

3. Estudio morfoscópico

Desde hace largo tiempo se conocen los resultados del análisis morfoscópico de las areniscas del Trías de las Cadenas Costeras catalanas (Cailleux, 1945; Virgili, 1955); nos limitaremos por tanto a resumir el resultado obtenido en los trabajos anteriormente efectuados.

El método morfoscópico, consistente en el estudio de las formas de los granos arenosos, fué en realidad creado por L. Cailleux (1929) en su monumental obra sobre las rocas sedimentarias de Francia, de la cual arranca toda la sedimentología moderna. Sin embargo, su sistematización y aplicación a formaciones de distintas eras geológicas se debe a A. Cailleux (1942), el cual propone una nomenclatura y procedimientos que son los que hemos utilizado. Según este autor, la forma de los granos de arena permite reconocer las condiciones a que han estado sometidos. La erosión eólica les confiere una forma extraordinariamente redondeada y una superficie mate a causa de la existencia de pequeños marcos de choque. Los granos sometidos a la acción del agua adquieren en cambio una superficie brillante, y si bien las aristas se embotan no se produce en ellas un redondeamiento tan intenso.

En realidad ninguna formación arenosa está constituída exclusivamente por granos de un solo tipo. Siempre existe una cierta cantidad de granos angulosos que conservan su forma primaria de cristales o esquirlas. La proporción de las restantes formas será tanto mayor cuanto más elevada sea la intensidad de los agentes erosivos que los han originado. Precisamente de la proporción relativa de granos brillantes se deduce si las arenas son de origen marino o fluvial. La presencia de granos redondeados y mates indica una erosión eólica. Sin embargo, al interpretar los resultados obtenidos por este procedimiento hay que tener una prudencia máxima, ya que es extraordinariamente

frecuente el hecho de que granos eolizados de un determinado nivel sean posteriormente incorporados a otro nivel diferente, durante la sedimentación del cual no ha existido acción eólica alguna. Es también fácil de confundir la superficie mate de los granos eolizados con ciertos fenómenos de corrosión del cuarzo.

Todas las muestras de areniscas triásicas estudiadas presentan una cierta proporción de granos eolizados que llega a alcanzar hasta el 35 % en las partículas de 0,07 milímetros de diámetro (Cailleux, 1945; Virgili, 1942). Ello indica que sobre los mismos se ha ejercido una acción eólica. Esta proporción no es sin embargo muy elevada, ya que en las arenas de los desiertos llega al 100 % la proporción de los mismos, y en las formaciones cuaternarias periglaciares alcanza también el 80 y 90 % del total.

Generalmente se ha interpretado la existencia de estos granos eolizados como una prueba de que las areniscas triásicas representan un depósito de tipo eólico (Cailleux, 1945; Virgili, 1950 y 1952). Sin embargo, como ya hemos visto, esta interpretación no concuerda con los resultados obtenidos al estudiar la granulometría de estas formaciones, que es la típica de los materiales depositados en un medio acuoso.

Un hecho que no debe olvidarse es, por una parte, la rapidez en las condiciones de sedimentación de estos materiales, y otra que el modelado eólico sobre los granos de cuarzo es extraordinariamente tenaz y se conserva en formaciones que posteriormente han sido sometidas a consideraciones de sedimentación muy diversa.

Consideramos, por lo tanto, que si bien parece probable que estos granos de cuarzo han sufrido en un momento determinado de su existencia una acción eólica, no puede asegurarse que esta acción eólica se haya producido precisamente en el momento de la sedimentación del Triásico.

4. La estratificación cruzada y los «ripple-marks»

La estratificación de los materiales arenosos plantea una serie de problemas, entre los cuales hay dos que consideramos necesario abordar aunque sea muy ligeramente, ya que proporcionan importantes detalles en cuanto a origen y características de los mismos; son la presencia de «ripple-marks» y la estratificación entrecruzada.

Desde muy antiguo es conocida la existencia de estas ondulaciones en las superficies de estratificación de los materiales triásicos; ha sido uno de los argumentos en favor del origen eólico de estos materiales. Analizaremos a continuación algunas características de los mismos, de las cuales puede deducirse que esta afirmación no es completamente exacta.

Los «ripple-marks» son pequeñas ondulaciones que se originan en las superficies arenosas (con raras excepciones en limos y arcillas) sometidas a la acción del oleaje, corrientes marinas o del viento. Los producidos por el oleaje son simétricos, lo que no permite confundirlos con los que se observan en los depósitos triásicos, ya que éstos son casi siempre asimétricos. Por el contrario, los «ripple-marks» debidos al viento o a corrientes marinas son asimétricos y de características análogas. La principal diferencia que existe entre estos dos últimos es el tamaño y principalmente la relación ante la amplitud y altura de la ondulación o «ripple-index» (Twenthofel, 1939; Kuene, 1950). En los «ripple-marks» eólicos el valor de este índice está comprendido entre 20 y 50, mientras que en los producidos bajo el agua varía entre 4 y 20. Numerosas medidas efectuadas, tanto en los niveles arenosos del Buntsandstein como en el Muschelkalk medio y prácticamente en todos los afloramientos triásicos de los Catalánides, dan unos valores de dichos índices comprendidos entre 6 y 12, o sea claramente dentro del límite admitido para los

«ripple-marks» formados bajo el agua. La amplitud está en general comprendida entre 20 y 40 mm., y la altura entre 2 y 5 mm.

En cuanto a las condiciones exactas de su formación es difícil deducir consecuencia alguna. La profundidad hasta la cual llegan estas formaciones es muy variable, en general sólo alcanzan hasta la plataforma continental (200 m.), pero en las Azores se han hallado hasta 800 m. y junto a las islas Canarias hasta 2.000 metros.

Sin embargo, los observados en los materiales triásicos parecen formaciones mucho más someras, y existe una serie de detalles que hacen pensar que se trata sencillamente de depósitos litorales, como por ejemplo la irregularidad en la dirección y tamaño, la existencia en algunas zonas de «ripple-mark» simétricos que parecen originados por las olas y, principalmente, el hecho de que en algunos lugares estas estructuras pasen a «ripple-mark» liguliformes y romboidales típicos de zonas muy poco profundas y aun de playas.

La existencia de estratificación cruzada en las areniscas triásicas es también conocida de antiguo y utilizada como argumento en favor del origen eólico de estos materiales.

No es nuestro objeto realizar un estudio detallado de esta estructura, pero creemos interesante anotar algunas observaciones sobre las mismas.

La presencia de estos fenómenos es muy frecuente, particularmente en el Buntsandstein, y aparece a lo largo de toda la cuenca sedimentaria. El tipo de estratificación es el que McKee y Weir (1955) denominan «estratificación cruzada simple».

Las dimensiones de las distintas láminas («cross-stratum»), de los paquetes de láminas («set of cross-strata») y de los bancos arenosos con estratificación cruzada («coset») son de tamaño medio. Las láminas oscilan entre 5 y 15 mm. y los paquetes entre 10 y 20 centímetros. Los bancos de arenisca con estratificación entrecruzada («coset») tienen un tamaño variable entre varios decímetros y unos pocos metros.

En cuanto a la interpretación de estos fenómenos es preciso ser extraordinariamente prudente, ya que el mecanismo de estas formaciones es prácticamente desconocido incluso en la sedimentación actual.

Sin embargo, lo que puede afirmarse sin duda alguna es que la existencia de estratificación cruzada no es una prueba definitiva de la sedimentación eólica de dichos materiales.

Está generalmente admitido que este tipo de sedimentación se produce en condiciones muy variadas: ríos, deltas, torrentes, fondos marinos poco profundos, etc., o sea en general siempre que existe un proceso discontinuo de sedimentación. Además, recientemente, Khabahou (1951) parece demostrar que ni siquiera es preciso admitir la existencia de un impulso discontinuo, sino que estas intermitencias sedimentarias pueden representar el resultado discontinuo de un esfuerzo continuado, pero que no produce su efecto más que cuando supera un cierto umbral. Según un ejemplo muy gráfico del autor anteriormente citado, el proceso de estratificación entrecruzada puede compararse en cierta manera al trabajo de una máquina rotativa, que, como resultado de un trabajo continuo, da lugar a una producción regular pero discontinua de hojas impresas.

La comprobación del tipo de estratificación que presentan los materiales triásicos con los que se consideran típicos de los materiales depositados en diferentes condiciones (Khabakdu, 1953), hace pensar en que su origen se debe a cursos de agua.

5. Características litológicas de las areniscas y condiciones de sedimentación

Consideramos ante todo necesario insistir en las posibilidades de los procedimientos granulométricos y granuloscópicos empleados en el estudio de las areniscas triásicas.

Un hecho fundamental y bien conocido, pero que no siempre es tenido suficientemente en cuenta, es que la historia de todo sedimento empieza en la gliptogénesis. Es a partir de este momento cuando las partículas que lo constituyen comienzan a adquirir unas características de naturaleza, forma y tamaño. Las condiciones de transporte y sedimentación actúan, pues, sobre un material ya diferenciado, que modifican más o menos profundamente.

La importancia relativa de cada uno de estos procesos depende de muchas causas diferentes: el tiempo que haya durado cada uno de ellos, la actividad erosiva de las condiciones en que se hayan realizado los diversos procesos y, sobre todo, la dureza de los materiales que facilite la conservación de las formas primitivas o permita que éstas sean modificadas rápidamente por los últimos procesos.

Durante el transporte de las partículas desde el lugar donde se han originado hasta la cuenca de sedimentación se realiza una selección («sorting») de las mismas de acuerdo con su tamaño, forma y naturaleza, debido principalmente a la diferente velocidad con que es transportada cada una de ellas. Por lo tanto, el sedimento resultante es, en cuanto a la forma, naturaleza y tamaño de sus partículas, una imagen completamente deformada del material originario. Este hecho dificulta extraordinariamente la interpretación de los resultados obtenidos en los análisis sedimentológicos.

Otro hecho que debe tenerse en cuenta al interpretar los análisis litológicos es el problema de los «remaniements», ya que las partículas con un especial modelado pueden ser incorporadas a un sedimento a partir de otros niveles distintos. Un típico ejemplo lo proporciona el estudio de diversas series arenosas de las Cadenas Costeras catalanas y depresiones periféricas (Cailleux, 1945). En las areniscas terciarias y cuaternarias existe siempre una pequeña proporción de granos con clara influencia eólica. Ello no indica que este tipo de erosión se haya realizado

durante la sedimentación de estos materiales, sino qu los granos eolizados proceden de las areniscas del Tría que se han incorporado a los sedimentos posteriores. Esta partículas conservan la típica costra rojiza de óxidos d hierro que caracteriza las formaciones triásicas.

En resumen, la interpretación de los resultados obteni dos en los análisis sedimentológicos plantea graves problemas, y sólo como una primera aproximación podemo. dar los resultados que a continuación expondremos. En ellos intentamos desglosar las diferentes influencias que sobre los sedimentos han tenido la erosión, el transporte y la sedimentación, a fin de averiguar las condiciones en que se han producido cada una de éstas.

Todas las características de las areniscas triásicas son las de un depósito formado ya en aguas turbulentas sublitorales ya en una llanura costera terrestre. Los rápidos cambios de facies, la falta de orientación en los ripple-marks y en la estratificación cruzada, así como la falta de fauna, todo coincide en indicar una zona de turbulencia y rápida sedimentación.

No hay que olvidar la existencia de algunos niveles de areniscas con restos vegetales terrestres, claro indicio de que se formaron en un momento de emersión. Estos niveles son en particular frecuentes en el extremo septentrional de la cuenca sedimentaria, zona en la que lógicamente esta emersión pudo ser más prolongada. La granulometría de los sedimentos de esta región septentrional muestra también, tanto por el mayor tamaño de sus partículas como por una heterometría más elevada, una sedimentación de carácter predominante continental. La influencia marítima se acentúa hacia el extremo septentrional de la cuenca sedimentaria y también en los niveles elevados de la serie, anunciando ya la era de sedimentación calcárea.

La existencia de granos eolizados parece un hecho indudable, pero no es necesario admitir que la eolización se haya realizado en el interior de la cuenca sedimentaria, sino que probablemente se ha producido en el área de denudación periférica donde se originaron los sedimentos.

LAS ARCILLITAS

La composición mineralógica de las arcillitas está extraordinariamente influída por las condiciones de formación de las mismas. Por tanto, del estudio de los niveles arcillosos de los materiales triásicos pueden deducirse importantes consecuencias sobre las condiciones paleogeográficas de este período.

Son bastante escasos los datos que poseemos sobre las características de estos materiales en otras regiones. Krynine (1948, p. 137, 147; 148), al estudiar las arcillitas triásicas de Connecticut, llega a la conclusión de que la caolinita es el principal componente de las mismas. Krumbein y Sloss (1951, p. 131-136) hacen extensiva esta afirmación al Triásico en general. Sin embargo, Gary Ingram (1955), al estudiar numerosas muestras de arcillitas triásicas de Carolina del Norte, comprueba que la illita y la montmosillonita son los elementos predominantes en la fracción arcillosa de los mismos. El análisis de diversas muestras del Keuper francés conduce a resultados análogos. Chtchertien (1949) indica que la caolinita es el mineral predominante en las arcillitas del Trias inferior de la plataforma rusa. El estudio de los niveles arcillosos del Triásico de los Catalánides nos permitirá comprobar si su composición presenta alguna analogía con las regiones antes citadas.

El análisis de muestras pertenecientes a distintos niveles de una misma serie estratigráfica, permitirá además

comprobar si esta composición se mantiene constante a lo largo de la serie o sufre alguna variación.

1. Elección de las muestras

1. Begas. Keuper.—Can Sadurní, un kilómetro al norte de Begas (Barcelona). Muestra extraída de un pozo en construcción, a dos metros de profundidad.

2. Begas. Muschelkalk medio.—Carretera de Gavá a Begas, junto a Can Anfruns, cerca del Km. 9. Unos 10 m. por debajo de las calizas del Muschelkalk superior con *Daonella*.

3. Begas. Muschelkalk medio.—Carretera de Gavá a Begas, junto al Km. 9. Nivel de arcillitas intercalado entre las areniscas rojas del Muschelkalk medio, aproximadamente en la parte central de este tramo.

4. Begas. Buntsandstein superior.—Kilómetro 7,7 de la carretera de Gavá a Begas (Barcelona), 6 m. por debajo del contacto con el Muschelkalk inferior. Forman un nivel bien individualizado que pasa a través de una serie de cuñas e intercalaciones a las areniscas del Buntsandstein medio.

5. Begas. Muschelkalk medio.—Subida al castillo de Aramprunyá (al sur de la carretera de Gavá a Begas, a 100 m. del Km. 5). Niveles de arcillitas rojas intercaladas entre los conglomerados y areniscas del Buntsandstein, a 60 m. por encima de la base de éste.

6. Aiguaprbda, junto al Brull Muschelkalk.—Un conjunto de capas margosas con vetas de yeso y algún nivel más calcáreo. En esta zona no existe el Muschelkalk calizo. Estos materiales descansan directamente sobre las areniscas del Buntsandstein y son cubiertas transgresivamente por el Eoceno. Representan la facies de borde de cuenca del Trías. Es el afloramiento más septentrional de los Catalánides.

7-8. Olesa. Muschelkalk medio.—Kilómetro 324 del ferrocarril de Zaragoza a Barcelona. Cantera situada al este de la línea férrea, junto a la estación del Norte de Olesa. Parte basal del Muschelkalk medio que queda pinzada en un profundo sinclinal formado por las calizas del Muschelkalk inferior. Las capas rojas (7) y verdes (8) no forman niveles distintos, sino una serie de capas alternantes de 5 a 15 cm. de potencia.

9. Pradell. Muschelkalk medio.—Kilómetro 493 de la carretera de Reus a Falset. El conjunto de la formación está constituído por las arcillitas rojas, pero existen también niveles blanquecinos formando delgadas intercalaciones (20 cm. como máximo) de forma lenticular. Muestra tomada unos 15 m. por debajo del contacto con las calizas del Muschelkalk superior; intercalado en las arcillitas rojas existe un banco de yesos de 2 a 5 m. de potencia.

2. Métodos utilizados (*)

Las muestras se han molido y tamizado por el tamiz de 200 mallas A. S. T. M., y en estas condiciones se han obtenido los diagramas de rayos X y las curvas de análisis térmico diferencial.

Se han obtenido suspensiones de dichas arcillas por dispersión acuosa con polimetafosfato sódico al 1 %, dada la existencia de calcio en muchas de ellas, lo que impedía la dispersión con amoníaco. Con dichas suspensiones se han obtenido agregados orientados para facilitar la obtención de las reflexiones basales, características para cada mineral de la arcilla.

En todos los casos se examinaron las muestras previa formación de un complejo con etilonglicol. En las mues-

(*) Queremos desde estas líneas agradecer a don J. Martín Vivaldi, de la Estación Experimental del Zaidín del C. S. I. C. de Granada, el haber realizado estos análisis.

tras pulverulentas se colocó la sustancia dentro de un capilar de vidrio Lindeman. Por el modo de preparar ésta y la orientación que lleva en la cámara quedaban desfavorecidas las reflexiones (001), lo que unido a la presencia de hierro y haberse empleado radiación de Cu Kx, hace las proporciones relativas difíciles de estimar. Se utilizó una cámara Philips de 114,7 mm. de diámetro, modificada por nosotros, permitiendo con ello leer espaciados hasta de 30 A.

3. Resultados experimentales

	RAYOS X	A. T. D.
1.—Keuper - Begas.....	(I) C	(I)
2.—Muschelkalk-Begas	(I) C	I, C
3.— » »	(I) α	α
4.—Buntsandstein Begas....	(I) α	(I)
5.— » »	K, α	K
6.—Muschelkalk Aiguafreda.	(I), C	(I)
7.— » Olesa.....	I, M, C	(I) M
8.— » »	I, M, C, α	(I) M
9.— » Pradell ...	I α	I α

I=illita; M=montmorillonita; C=CO_3Ca; α = cuarzo. Los paréntesis ( ) indican poca abundancia.

4. Interpretación de los resultados

De acuerdo con las ideas generalmente admitidas (Albareda, 1944; Kubiena, 1952; Carozzi, 1953, Twenthoje, 1959); la identificación de minerales de la arcilla en diferentes tipos de suelos, demuestra que en los suelos derivados de rocas ácidas o básicas en zonas de intenso lavado se forma caolinita, con montmorillonita como término intermedio si la roca contiene magnesio. Si el lavado está impedido, se forma principalmente montmorillonita. El calcio parece favorecer la génesis de montmorillonita y retrasar la aparición de caolinita; en los suelos desérticos y en las cubetas de sedimentación desértica con aguas saladas e intensa evaporación aparecen minerales de tipo fibroso del grupo de la sepiolita-atapulgita.

Del estudio de los sedimentos oceánicos actuales se deduce que la illita es el componente fundamental en los mares de una cierta profundidad, mientras que la caolinita y la montmorillonita se desarrollan más cerca de la costa. Se ha comprobado que en los sedimentos marinos la proporción de caolinita disminuye con el tiempo. Este hecho unido a que no se ha hallado montmorillonita en los períodos anteriores al mesozoico, parece llevar a la conclusión de que los procesos diagenéticos tienden al final a formar illita.

De acuerdo con los hechos anteriores la presencia de caolinita en las arcillitas de la parte inferior del Buntsandstein es de un valor decisivo para demostrar que estos materiales no se formaron bajo un clima desértico. Su composición indica más bien la existencia de un intenso lavado.

Los restantes niveles arcillosos, Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y Keuper, presentan ya unas características francamente marinas. La falta de minerales fibrosos del grupo sepiolita-atapulgita, descarta una vez más la pretendida relación de estos materiales con un suelo desértico o con sedimentos de lagunas saladas sometidas a una intensa evaporación.

La comparación entre las diversas muestras del Muschelkalk medio estudiadas, muestra una mayor influencia marina en el sector meridional. En el extremo NE junto a la illita aparece el carbonato cálcico, más hacia el oeste se une a ellos el cuarzo, y en el extremo SW. de la cuenca el carbonato cálcico falta por completo.

Es también interesante señalar la presencia en el Muschelkalk de Olesa de un montmorilonoide no clorítico muy abundante. La presencia del mismo no puede atribuirse a la alteración de cenizas volcánicas, ya que en esta región no existen erupciones pretriásicas; parece por tanto debida a una diagénesis menos acusada. Este hecho está completamente de acuerdo con la posición de esta muestra en la cuenca triásica, ya que entre todas las estudiadas es la más próxima al borde septentrional de la cuenca de sedimentación.

IV

Síntesis estratigráfica y comparación con las series germánica y alpina

CONSIDERACIONES GENERALES

Las palabras de Mallada con que iniciábamos la introducción de este trabajo reflejan fielmente las continuas y profundas variaciones que ha sufrido la sucesión estratigráfica atribuída a los materiales triásicos.

Como ya hemos indicado repetidas veces este hecho responde a dos razones fundamentales. Una, de carácter local, se debe a que en las Cadenas Costeras Catalanas estos materiales presentan casi siempre una compleja estructura, y además las regiones que se escogieron como tipo para establecer la serie estratigráfica del Trías fueron presisamente o bien las de tectónica más complicada (Begues, Olesa de Montserrat) o bien aquellas en que la serie no aparecía completa (Congost). La otra razón que ha complicado aún más el estudio de esta estratigrafía, son las dudas y vacilaciones que han surgido al establecer la correspondencia entre las series estratigráficas del Trías de Alemania central y de los Alpes. Hasta los trabajos de Pia (1930, 1930 bis) y Frank (1928, 1934, 1937), no se lograron establecer las líneas generales de esta correlación y así, en toda la bibliografía anterior a esta época, los niveles con fauna de St. Cassian se consideraron equivalentes al Trías superior de facies germánica, cuando en realidad corresponden al Trías medio. Aun actualmente (Gignoux, 1948), la correlación exacta entre los diversos niveles de ambas facies presenta numerosas incógnitas.

Estas dudas y vacilaciones han influído extraordinariamente en los estudios realizados sobre la estratigrafía del

Trías catalán, que si bien por su litofacies es típicamente germánico, presenta abundantes elementos de fauna alpina. Es por tanto completamente lógico que se produjeran una serie de contradicciones entre los resultados obtenidos cuando para la datación de los materiales triásicos se atendía exclusivamente al aspecto de los mismos, o bien a la fauna en ellos contenida.

La principal consecuencia de esta confusión fué que no se identificó la existencia de una intercalación detrítica en la parte central del Muschelkalk y que estos materiales se atribuyeran alternativa e indiferentemente al Keuper o al Buntsandstein. La existencia de este «nivel fantasma» ha hecho imposible durante muchos años el establecer una sucesión estratigráfica.

En los diversos capítulos de la descripción regional hemos analizado las soluciones propuestas para la estratigrafía de los diversos afloramientos; nos limitaremos por tanto a exponer a grandes rasgos las principales interpretaciones de conjunto propuestas para el Trías de los Catalánides.

A partir de los trabajos de Verneuil y Collomb (1854, 1895) se generalizó el empleo de la denominación de los tres niveles del Trías germánico: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, para denominar las formaciones triásicas de los Catalánides.

Vezian (1856), al estudiar los materiales triásicos del macizo de Garraf, propuso la sucesión estratigráfica deducida del estudio de los mismos, como serie tipo de los alrededores de Barcelona e incluso de toda España. Siguiendo el criterio anterior coloca acertadamente en el Buntsandstein la serie detrítica basal y en el Muschelkalk las calizas inmediatamente superiores, pero sitúa en el Keuper los niveles rojos arcillosos, que vienen a continuación y que en realidad representan el Muschelkakl medio. Esta cronología plantea el problema de la edad del potente nivel calizo dolomítico que corona la serie. Vezian lo resuelve creando el «quatrième étage» o supratriásico (1856, p. 15), que ilógica, pero acertadamente, considera equivalente al nivel de St. Cassian, entonces considerado como Carniense (Trías superior).

La división en cuatro tramos propuesta por Vezian es poco utilizada posteriormente El «quatrième étage» sirve indiferentemente para designar materiales que en realidad pertenecen al Muschelkalk superior como para la serie dolomítica que corona los materiales del Keuper (Wurm, 1911), con lo cual la confusión existente sobre la estratigrafía de los materiales triásicos no hizo más que aumentar.

Maureta y Thos (1881), propusieron una nueva solución al adoptar la clasificación de D'Orbigny en dos tramos denominados respectivamente «conchífero» y «salífero»; el primero abarca las areniscas basales y las areniscas del Muschelkalk, y el superior «las margas irisadas junto con las calizas supratriásicas» (Maureta y Thos, 1881, p. 259). En realidad la segunda denominación no corresponde ni a una unidad litológica ni estratigráfica y en ella incluyen materiales pertenecientes a cualquier nivel triásico.

Almera, Bofill y Mallada (Almera, 1891, 1892; Bofill, 1893; Mallada, 1895), no admiten las clasificaciones estratigráficas propuestas por Vezian y Maureta y Thos y adoptan de nuevo la división germánica que ya Verneuil (1853) había utilizado.

Estos tres niveles estaban perfectamente caracterizados litológicamente. El más inferior detrítico y rojo, se situó en el Buntsandstein. El nivel medio, calizo, con una fauna cuyos más típicos representantes son los *Ceratites* de Olesa, se interpretó como Muschelkalk. El superior, rojo irisado y margoso en su mayor parte, pero con importantes intercalaciones calizas, se consideró que representaba el Keuper, primero por razones meramente litológicas, y más tarde por el hallazgo de una serie de moluscos (fauna del Más Fonoll de Pontóns) que debido a las falsas ideas que existían sobre las correlaciones entre las facies alpina y germánica se creyeron representantes del de la fauna del Trías superior cuando en realidad lo eran del alto Muschelkalk.

Así pues, el Keuper incluía en realidad, además de los niveles que realmente le corresponden, el Muschelkalk medio y muchas veces el Muschelkalk superior y aun el inferior.

El carácter artificial de esta división estratigráfica hizo que continuamente se modificara la datación de los diversos afloramientos. Este hecho se agudizó especialmente a partir del momento en que los trabajos de von Pia (1930 y 1930 bis), demostraron que las faunas de tipo alpino con *Daonella* y *Cassianella,* que hasta entonces se habían creído de edad carniense, esto es, contemporáneas al Keuper, correspondían al Cordevoliense, o sea, eran equivalentes al Muschelkalk superior.

Estudios posteriores más detallados en el Triásico del Montseny efectuados por Llopis (1942), en los que se prestó particular atención a las faunas contenidas en los niveles calizos superiores a la intercalación roja, demostraron que este tramo no podía considerarse como Keuper, pues las calizas que lo coronaban tenían una fauna típica del Muschelkalk. Por tanto quedaba con ello comprobado que los tres niveles litológicos (areniscas, calizas y margas) no correspondían a las tres unidades estratigráficas del Triásico (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper), y por primera vez se planteaba «el problema del Keuper», o sea la presencia de una intercalación continental de facies keuperoide en el Muschelkalk; con ello se indicaba la necesidad de una revisión en la estratigrafía de los materiales triásicos.

En el gráfico adjunto puede comprobarse la división estratigráfica que proponemos para los materiales triásicos de los Catalánides. Utilizamos como división general la germánica, ya que la consideramos suficientemente sancionada por la costumbre (Almera, Mallada, Bataller, Llopis, ...) y plenamente justificada por la litofacies de los materiales.

Para la estratigrafía de detalle no consideramos por lo contrario conveniente ni posible la utilización de las subdivisiones de la serie triásica germánica ni de la alpina. En

efecto, la utilización de la primera es prácticamente imposible a causa de que los fósiles más tipicos de los mismos no aparecen en el Trías catalán. En Cataluña faltan por completo los Ceratites del Trías superior que caracterizan los diferentes tramos del Hauptmuschelkalk, así como también la mayoría de fósiles característicos del Muschelkalk inferior. La fauna triásica de los Catalánides es predominantemente alpina, pero sin embargo no consideramos tampoco conveniente la aplicación de la terminología del Trías de los Alpes. En efecto, como ya se ha indicado, la *Daonella lommeli,* que caracteriza el Langobardiense alpino, aparece en la base del Muschelkalk superior del Trías catalán. Pero si se utiliza el nombre de Langobardiense para designar estas capas de *Daonella* del Trías de los Catalánides, es preciso, lógicamente, utilizar el de Fasaniense para los niveles inmediatamente inferiores, y éstos tienen una facies roja detrítica completamente diferente del Fasaniense alpino.

De manera análoga, aunque resulta muy natural denominar Cordevoliense a las dolomías con *Cassianella* que coronan el Trías medio de los Catalánides, resulta completamente absurdo utilizar el término de Carniense para las margas irisadas inmediatamente superiores.

En resumen, atendiendo a la litofacies de los materiales resulta poco correcto el uso de las subdivisiones del Trías alpino y atendiendo a la biofacies poco exacta a la aplicación de las subdivisiones germánicas. La aplicación conjunta de ambas nomenclaturas es completamente confusionista, ya que no existe una exacta equivalencia entre ambas (Pia, 1930; Frank, 1934, 1947). Precisamente en la serie triásica catalana, donde las faunas típicas de ambas facies aparecen mezcladas, puede comprobarse que el límite Muschelkalk medio-Muschelkalk inferior no corresponde exactamente al límite Anisiense-Fasaniense, como se había supuesto, sino que queda ligeramente por encima del mismo y que el límite Hauptmuschelkalk-Lettenkohle queda claramente por debajo del límite Ladiniense-Carniense.

Por tanto consideramos que si bien pueden utilizarse las tres grandes divisiones del Trías germánico, deben crearse para las subdivisiones una nomenclatura local y adaptada a las especiales condiciones del Trías de los Catalánides. En realidad esto mismo es lo que se hizo cuando se establecieron las series estratigráficas de las distintas cuencas europeas. Así pues, hemos nombrado los diferentes niveles en que consideramos subdividida la sucesión de los materiales de acuerdo con sus principales características litológicas y paleontológicas, ya que tampoco creemos conveniente introducir unos nuevos nombres, que sólo servirían para dificultar la utilización de dicha serie. El poco éxito de la complicada nomenclatura creada por Dubois (1950, 1954) para el Triásico francés, creemos que justifica plenamente nuestro método.

Además del cuadro sinóptico (fig. 87) en que constan los diversos horizontes de la sucesión triásica, sus fósiles característicos, yacimientos tipo y equivalencias en la serie germánica y alpina, hemos trazado unos esquemas en los que puede observarse la variación lateral y vertical de la constitución litológica de los diferentes tramos (figs. 88, 89, 90 y 91). En la relación de las especics fosilíferas que aparece al final del presente capítulo pueden comprobarse las diversas especies típicas de cada uno de los diversos tramos, así como también su posición en la serie alpina y germánica. Nos limitaremos por tanto a continuación a exponer brevemente las características de las grandes divisiones que consideramos en la serie triásica de los Catalánides, así como la subdivisión en horizontes de cada una de ellas.

EL BUNTSANDSTEIN

Desde las primeras investigaciones sobre el Trías catalán (Verneuil, 1854; Mallada, 1859...) se ha venido designando con este nombre, o su traducción francesa (Vezian, 1856), el conjunto de la formación roja y detrítica que constituye la base de la serie triásica. Sobre su existencia e identificación no se ha presentado ningún problema, dada la analogía de facies con el nivel equivalente de la serie germánica. La única confusión ha sido incluir en este nivel los materiales del Muschelkalk medio del sector central de la cordillera.

El Buntsandstein no es visible a lo largo de toda la cuenca sedimentaria, ya que en gran parte del sector central y en la totalidad del meridional no ha sido aún exhumado por la erosión; por tanto, el estudio de su desarrollo lateral no puede ser completo.

1. Constitución litológica

Unos materiales típicos y exclusivos del Buntsandstein lo constituyen los conglomerados cuarzosos que forman la parte basal y muchas veces la totalidad de este nivel. Las características litológicas de los mismos han sido ampliamente expuestas en el capítulo dedicado al estudio de los materiales detríticos y no consideramos por lo tanto nece-

sario repetirlas. Se presentan en bancos muy potentes, algunas veces con ligeras intercalaciones de arenisca. Son duros y compactos y constituyen un factor de importancia definitiva en el modelado de las zonas triásicas.

Las areniscas tienen tanta importancia como los conglomerados. Son generalmente rojas, cuarzosas, de grano fino, generalmente con un índice de heterometría poco elevado; además de cuarzo contienen turmalina, circón, granate, rutilo y titanita, y con menor frecuencia anatasa y brookita, principalmente en los niveles más elevados de la serie. Como ya hemos indicado en el capítulo dedicado al estudio de los materiales detríticos, se caracteriza en general por un predominio de la proporción de circón sobre la turmalina y por la escasez de minerales metamórficos, caracteres que los distinguen de los niveles arenosos del Muschelkalk medio, y la falta de estaurolita, andalucita y epidota, que por el contrario abundan en las areniscas del Muschelkalk medio.

El cemento, tanto en las areniscas como en los conglomerados, es arcilloso y silíceo. El SiO_2, que predomina en los conglomerados y en la parte basal de la formación arenosa, se presenta en su mayor parte en forma de cuarzo secundario, constituyendo una envoltura sobre los granos. Abunda el óxido de hierro en forma de pequeñas concreciones o de una pátina que recubre los granos de cuarzo y que es, a su vez, recubierta por la envoltura de sílice secundario. Esta costra de sílice que protege el óxido de hierro explica la resistencia del color rojo de los materiales triásicos frente a los agentes meteóricos y edáficos.

En forma de intercalaciones entre los materiales anteriores, y de manera exclusiva en la parte superior del Buntsandstein, existen niveles de arcillitas y margas rojas, ligeramente verdosas y azuladas. Estos materiales no son de composición uniforme. Las arcillitas intercaladas en la parte central del Buntsandstein son de tipo caolínico, mientras que en los niveles más elevados están constituídos casi exclusivamente por illita. La cantidad de carbonato cálcico es también muy diferente; falta por completo en los niveles centrales y existe siempre en mayor o menor proporción en los niveles más elevados. Los niveles más ricos en CO_3O suelen ser de color amarillento o pardusco, que pasa a rojo o azul bajo la acción de un ácido.

Intercalados en las arcillas existen pequeños niveles de yeso y anhidrita de escasa potencia. Los grandes afloramientos de yeso señalados en el Buntsandstein (Querol, Montagut) corresponden en realidad al Muschelkalk medio. Generalmente se presentan en forma de filoncillos de yeso secundario que atraviesan oblicuamente a la estratificación, pero existen también algunos niveles de anhidrita primaria interestratificados entre las margas. Al estudiar el Muschelkalk medio nos referiremos más ampliamente a estos materiales, que alcanzan allí un desarrollo mucho mayor.

2. Desarrollo y variaciones laterales

En líneas generales. puede decirse que la constitución del Buntsandstein a lo largo de los Catalánides es extraordinariamente regular. De manera constante se aprecia en la parte basal de la formación un nivel de conglomerados, en la parte central areniscas, y en la cima arcillitas y margas.

La única variación consiste en la importancia relativa de cada uno de estos niveles y principalmente de los dos inferiores. Así, la potencia de los conglomerados varía, en poco más de 70 Km,, de unos centímetros (Aiguafreda) a más de 100 m. (Gavá). El aumento de los conglomerados se traduce en una disminución de la importancia de las areniscas. No existe, por el contrario, ninguna relación entre el carácter más o menos groseramente detrítico del Buntsandstein inferior y el desarrollo de los niveles margosos superiores.

El estudio del desarrollo lateral de estas variaciones muestra que, desde el extremo meridional de la cuenca y en dirección norte, existe un sensible aumento de la potencia de los conglomerados que alcanzan un máximo en el extremo NE. de la Sierra de Prades. En el sector comprendido entre el Macizo de Gayá y el afloramiento de Pontóns-Mediona no es posible realizar ninguna observación, ya que el Trías inferior no ha sido exhumado. En los afloramientos del extremo septentrional se aprecia una rápida disminución de los conglomerados hacia el norte hasta que en la zona del valle del Congost, en el extremo de la cuenca, quedan reducidos a unos pocos centímetros.

En sentido transverso las variaciones son más aparentes; claramente se observa cómo las zonas de máxima potencia de los conglomerados están situadas en el borde SE. y NW. de los afloramientos triásicos.

Otra variación interesante se observa en el carácter mineralógico de las arenas. En las muestras correspondientes al sector meridional se observa una mayor proporción de titanita, y en los del sector septentrional de rutilo.

3. Caracterización paleontológica

No puede decirse que estos niveles sean completamente estériles, ya que han proporcionado en el extremo septentrional de las Cadenas Costeras catalanas una serie de restos vegetales y huellas diversas: *Voltzia, Equisetites,* etcétera.

Sin embargo, estos vegetales, aunque muy interesantes para conocer la evolución paleogeográfica de la cuenca, son prácticamente inclasificables. Como ya hemos indicado, los diversos géneros a los que se han atribuído no tienen un valor sistemático y muchos de ellos no se admiten en la actualidad.

4. Posición estratigráfica y comparación con la serie alpina y germánica

A pesar de la falta de argumentos paleontológicos, la semejanza de facies de estos materiales con el Trías inferior germánico es suficiente para justificar el empleo del nombre de Buntsandstein. Es, por el contrario, completamente imposible establecer la equivalencia exacta de los diversos niveles del Buntsandstein de los Catalánides con los de la cuenca germánica. A causa de su carácter detrítico, los cambios de facies son frecuentes y bruscos, y en realidad ni siquiera en el Trías germánico existen unos niveles constantes para toda la cuenca (Schmidt, 1928; Frank, 1928, 1931, 1934, 1937; Pia, 1930, 1930 bis).

Además, en conjunto, el Trías inferior de los Catalánides es bastante diferente del Trías germánico. En este último los conglomerados ocupan la parte central de la formación, y por debajo de ellos existen unos niveles de areniscas arcillosas y de arcillitas (Tiegersandstein y Schiefertone), que enlazan con los materiales del Permiano. En el Trías español no existe una formación equivalente a estas areniscas y arcillitas basales, y la serie triásica se inicia con los conglomerados.

La parte superior de la serie detrítica es también muy poco comparable en ambas regiones. En el Trías de Alemania central los niveles más elevados presentan intercalaciones calcáreas con restos de *Myophoria* y *Modiolas*. Esta zona calcárea con restos de moluscos es la que en Alemania se denomina Röt. Dicho nombre en el Trías español se ha venido empleando en sentido estratigráfico, mientras en la serie germánica, de la cual procede, se le da un sentido de facies.

Así, en el Trías germánico la palabra Röt no es ni mucho menos sinónimo de Buntsandstein superior. En muchos lugares (Lorena, Vosgos ...) (Schmidt, 1928), esta

facies no existe y es el Voltziensandstein el que se extiende hasta la base del Muschelkalk; en la parte más alta del mismo existen unas margas rojas «las arcillas límite» con yesos y sales, y alguna vez con intercalaciones de calizas muy poco potentes y siempre estériles.

Las capas margosas del Buntsandstein de la Cadena Costera Catalena, si bien puede decirse (Schmidt, 1937) que «tienen una cierta semejanza con la facies röt del Trías alemán», no presentan sin embargo una analogía completa. Este hecho es general a toda Cataluña, ya que si bien en algunos puntos (Llopis, 1942, 1947; Virgili, 1956) existen pequeñas intercalaciones calizas, éstas son completamente estériles.

Son en cambio, estas capas margosas, tanto por su facies como por el hecho de aparecer sobre unos niveles arenosos, que en algunos lugares contienen restos vegetales, perfectamente sincronizable con las «arcillas límite» de los Vosgos y Lorena. Creemos por tanto, que puede y aun debe evitarse la denominación de Röt para estos niveles, y que es poco inadecuada si se toma en sentido estratigráfico y poco inexacta si en sentido de facies.

En resumen, consideramos que la parte más alta de la serie detrítica del Trías inferior catalán es contemporáneo del Buntsandstein superior de Alemania central y equivalente por su posición y facies al Volziendsandstein germánico.

5. División estratigráfica

De acuerdo con lo que acabamos de indicar puede observarse que toda división estratigráfica es imposible en este tramo. Nos limitaremos a señalar tres unidades litológicas superpuestas, que no tienen el valor de niveles estratigráficos ya que es frecuente el paso lateral entre dos unidades diferentes.

Estas tres unidades cuyas características y equivalencias con la serie germánica han sido indicadas, son:

B3.—*Buntsandstein superior. Arcillitas límite.*
B2.—*Buntsandstein medio. Areniscas abigarradas.*
B1.—*Buntsandstein inferior. Conglomerados de base.*

MUSCHELKALK INFERIOR

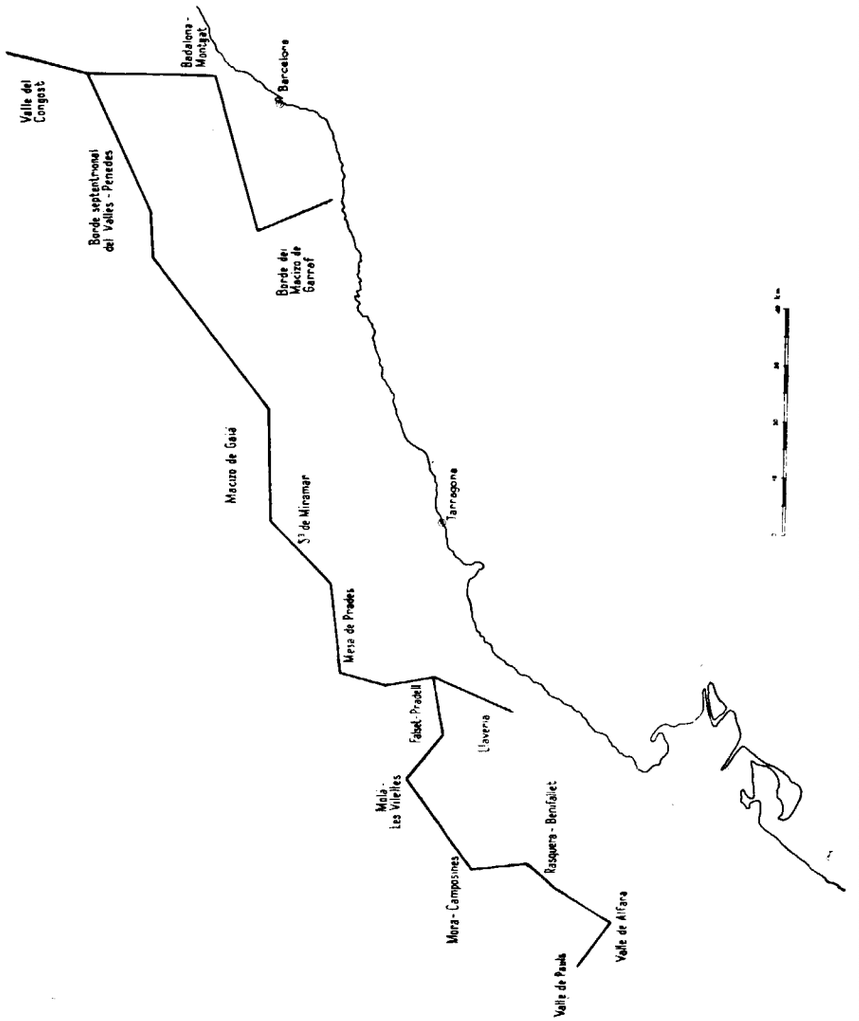
Este nivel aparece perfectamente caracterizado a lo largo de toda la Cordillera Costera catalana. Descansa sobre las arcillas irisadas del Buntsandstein y está limitado en su parte superior por unos materiales semejantes que pertenecen al Muschelkalk medio

Es el único nivel que aflora a lo largo de todas las Cadenas Costeras catalanas, desde el extremo septentrional (Valle del Congost) hasta el de las zonas más meridionales (Paúls, Alfara). Sin embargo, en estos últimos, no es visible toda la serie, sino únicamente los niveles más elevados.

1. Constitución litológica

Prescindiendo del borde septentrional (extremo norte del Valle del Congost), la constitución litológica del Muschelkalk medio es, en sus rasgos generales, muy uniforme, ya que está constituída por una serie calizo-dolomítica sin intercalación detrítica alguna y con escasos niveles margo-arcillosos.

En detalle, pueden observarse diferentes tipos de rocas carbonatadas que a continuación describiremos. No siendo la finalidad de este trabajo realizar un estudio petrográfico de estos materiales, nos limitaremos a indicar



algunas características de especial interés en la interpretación paleogeográfica y estratigráfica.

Un carácter común a todos los tipos de materiales es su dolomitización. Aunque al describir los diferentes niveles se han utilizado los nombres de caliza y dolomías, sin embargo, dichas rocas no aparecen nunca como tales. Diversos análisis efectuados muestran que la proporción de MgO oscila entre un 10 y un 70 %, aunque frecuentemente se halla comprendido entre un 40 y un 50 %. Por lo tanto, el conjunto de los materiales queda casi siempre dentro del grupo que se ha denominado calizas dolomíticas (Carotzi, 1953; Twentrofel, 1939), con ligeras variaciones a calizas magnesianas y dolomías calcáreas.

Se han realizado diversos estudios sobre el origen de las dolomías triásicas de la zona cantábrica (Gómez Llarena, 1952; Mexner, 1953), y en todos ellos se llega a la conclusión de que se trata de un depósito primario, originado por «precipitación directa en medio de facies lagunar semejante a la que presentan los manglares de la zona tropical» (Gómez de Llarena, 1952, p. 91).

Las características de las dolomías del Triásico de las Cadenas Costeras Catalanas no son completamente análogas a las anteriores, ya que en ningún caso aparece magnesita pura. De todas maneras existen también una serie de detalles que hacen pensar en la posibilidad de un origen primario para las mismas.

Recientes experimentos (Lucas, 1948, 1949) sobre la influencia de ciertos iones alcalinos, aminas y otros productos resultantes de la descomposición de la materia orgánica en la precipitación de los carbonatos en el agua de mar, han permitido comprobar que cuando la concentración de las anteriores substancias es suficientemente elevada se produce una precipitación de carbonato magnésico. El mecanismo de estas transformaciones no es aún conocido, pero su importancia en la sedimentación es probablemente mucho mayor de lo que antiguamente se suponía. Los sedimentos engendrados en estas condiciones son de grano muy fino, con escasísimos restos fosilíferos, pero abun-

dantes en materia orgánica (fétidas). Son muy frecuentes en ellas los nódulos y concreciones silíceas en cuyo interior abundan frecuentemente los restos orgánicos. Todas estas características están completamente de acuerdo con las que presentan las dolomías de la región estudiada y parecen invocar en favor del origen primario de las mismas.

Sin embargo, no hay que olvidar la posibilidad de una metasomatosis contemporánea o casi contemporánea a la sedimentación (Krumbein y Pettitjhon, 1938; Cayeux, 1929, 1935), análoga a la que Cayeux describe para las dolomías cretáceas de la cuenca de París. Este fenómeno (Twenlhofel, 1938), es de carácter submarino y las mejores condiciones para el mismo son mares cálidos poco profundos, de alta salinidad, intensa actividad biológica y aguas suficientemente agitadas para permitir un intenso intercambio de gases con la atmósfera. El reemplazamiento altera la textura de la roca y destruye los restos fosilíferos. Estos fenómenos de dolomitización van ligados a la silicificación, y así es frecuente la formación de nódulos silíceos (Avias, 1949). La precocidad de esta dolomitización es tal que muchas veces se realiza capa a capa, o sea que se dolomitiza un estrato antes de haberse depositado otro. Esto da lugar a una alternancia regular de niveles más o menos dolomíticos y aun de dolomías con calizas puras que puede conferir al conjunto unas características tales que hacen prácticamente imposible de distinguirlo de las dolomías de origen primario.

En resumen, consideramos que debe admitirse para las dolomías del Triásico de los Catalánides un origen primario o bien una dolomitización casi contemporánea a la sedimentación. En realidad, el mecanismo de ambas transformaciones es análogo y posiblemente se trata de un mismo fenómeno.

La posibilidad de una dolomitización ligada a la actividad coralina análoga a la que se produce en los mares actuales (Cayeux, 1941) o bien a un hipotético magma originario o a fenómenos hidrotermales, creemos que debe ser completamente descartada.

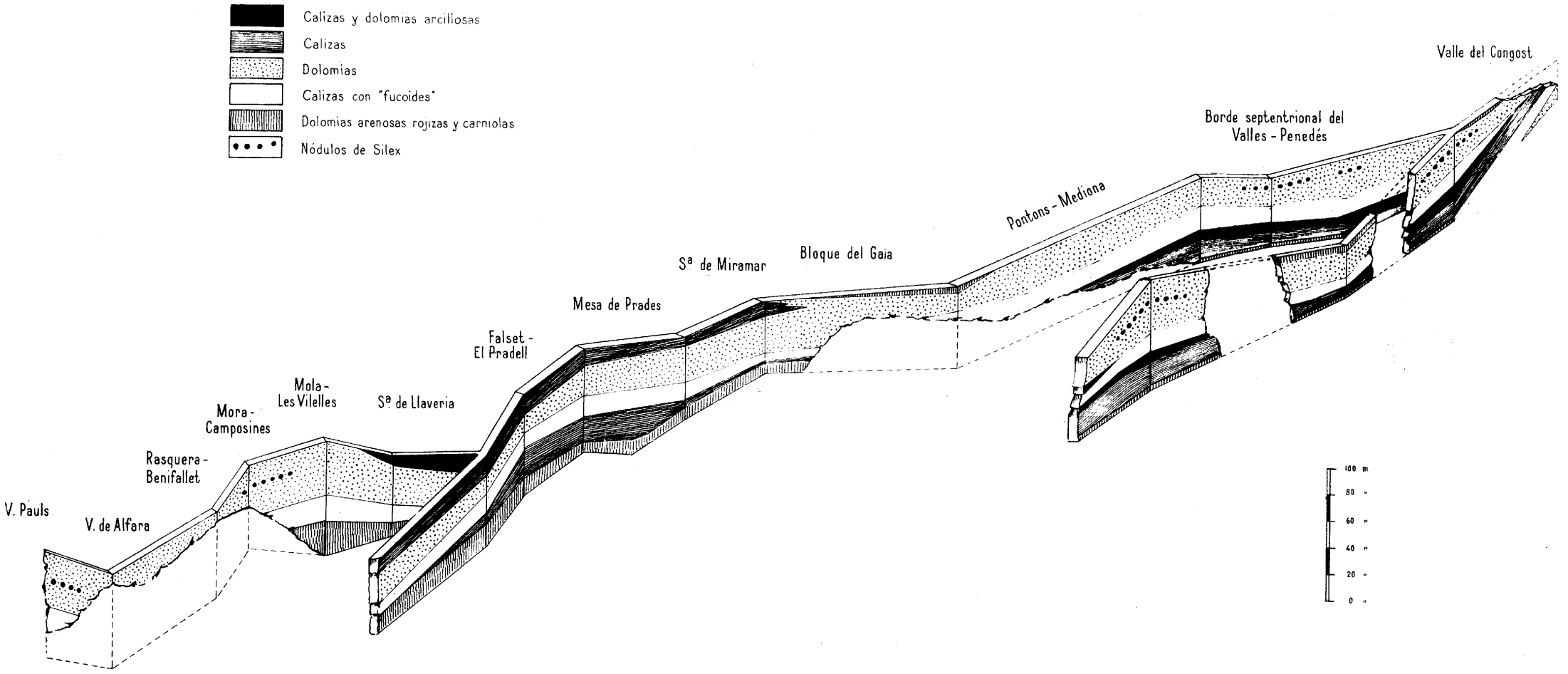


Fig. 89.—Constitución litológica del Muschelkalk inferior a través de los Catalánides.

Otro problema litológico que plantean los materiales del Muschelkalk inferior, es la existencia de unos nódulos silíceos con estructura zonal concéntrica que aparecen en la parte superior de la serie y forman un nivel extraordinariamente constante en toda la región estudiada.

Los niveles que contienen estos nódulos son siempre dolomíticos y poseen un elevado porcentaje de sílice (10 % - 16 %) mucho mayor que en los restantes niveles. Sin embargo, todos los niveles calcáreos contienen sílice en mayor o menor proporción, que es mínima en la parte basal de la serie (menos de 0,1 %) y aumenta regularmente hasta los niveles superiores, que son los que contienen dichas concreciones.

El tamaño de estos nódulos es extraordinariamente variable y oscila generalmente entre los 5 y 30 cm. de diámetro. Un hecho muy frecuente es la aparición de restos fosilíferos en el interior de los mismos. No puede en cambio observarse en ellos espículas de esponjas, microfauna o estructura alguna; al referirnos a la dolomitización se ha indicado la relación de la misma con los fenómenos de silicificación y formación de nódulos.

Otra litofacies extraordinariamente característica es la que hemos denominado calizas con «fucoides». Al realizar el estudio paleontológico hemos dedicado especial atención a las características y posible origen de estos organismos.

Las calizas con fucoides forman un nivel en la parte central del Muschelkalk inferior, que es extraordinariamente constante en toda la cuenca sedimentaria.

Son generalmente calizas bastante puras o ligeramente magnesianas. El contenido de arcillitas es muy variable, algunos niveles son verdaderas margas y en estos casos los fucoides aparecen en resalto sobre los planos de estratificación; otros niveles, generalmente la parte más alta, son duros y compactos y la proporción de arcilla es muy escasa.

2. Desarrollo y variaciones laterales

En líneas generales, el Muschelkalk inferior presenta unas características muy uniformes a lo largo de toda la cuenca en cuanto a la disposición de los materiales. La parte basal de la serie está constituída por un nivel de dolomías rojizas y arenosas, cuya potencia varía entre 20 centímetros y 30 metros. La coloración roja es debida a la presencia de hierro que, valorado al estado de óxido, alcanza una proporción del 5 al 10 %. La tinción no es regular sino que frecuentemente se presenta en forma de manchas y vetas. En algunas regiones (Falset-Pradell), estos materiales son extaordinariamente detríticos, el contenido en granos de cuarzo muy elevado y son siempre estériles. Sobre este nivel descansan unas calizas magnesianas compactas en la base, y más acillosas en la parte superior y muy ricas en fósiles, *Paraceratites* y *braquiópodos* principalmente. Este nivel no es constante en toda la cuenca de sedimentación, sino que en su extremo septentrional está sustituído por el anterior. Ambos constituyen por tanto una misma unidad estratigráfica.

La parte más alta del Muschelkalk inferior es mucho más constante en las diversas regiones de la cuenca. El nivel inmediatamente superior está formado por calizas con fucoides de potencia y aspecto uniformes. Se aprecia únicamente una disminución del contenido en arcillas y aumenta en la proporción de dolomías en el sector meridional de la cordillera.

Las dolomías con nódulos silíceos que forman la parte superior de la formación son también extraordinariamente regulares a lo largo de toda la cuenca. Compactas en la parte basal y más ligeramente margosas y pulverulentas en la superficie. La única variación apreciable es el desarrollo de esta zona margosa. Casi inexistente en el sector

septentrional y meridional (2 a 5 metros) alcanza un espesor máximo en el sector central de los Catalánides (10-15 m.).

En el extremo septentrional de la cuenca, en el afloramiento que hemos denominado Valle del Congost, se produce una variación mucho más acusada que indica la proximidad del borde de la cuenca de sedimentación. En una distancia no superior a 3 Km. la casi totalidad de los materiales calcáreos del Muschelkalk inferior pasa a una serie detrítica de colores rojos e irisados que continúa insensible el Buntsandstein. Las características de dichos niveles han sido ya expuestas en la descripción regional; nos limitaremos por tanto a indicar las líneas generales del cambio de facies.

Este cambio se manifiesta ya, al sur del Brull, en el interior de la serie caliza. Los niveles de caliza con fucoides pasan lateralmente a dolomías y aparecen intercalaciones de calizas y dolomías brechoides. Sin embargo, es junto al citado caserío donde el cambio es más aparente. Por medio de un sistema de cuñas e intercalaciones, los niveles calcáreos de la base del Muschelkalk pasan a margas rojas e irisadas, y finalmente a areniscas rojas y verdes que contienen fucoides en la parte basal. En el extremo más septentrional del afloramiento triásico existe únicamente en la parte más alta de la serie un banco de dolomías brechoides de 4 a 5 m. de potencia; el resto está representado por areniscas y arcillitas rojas y verdes que enlazan con la serie detrítica del Buntsandstein.

Un interesante detalle es que dichos niveles arenosos contienen la asociación mineralógica típica de las areniscas del Muschelkalk. Esto permite distinguirlas de los niveles detríticos de la parte basal de la serie, que contiene la asociación típica del Buntsandstein. Es imposible saber a qué horizonte corresponde exactamente el nivel de dolomías brechoides que constituye el techo de esta formación, ya que es completamente estéril y la erosión preeocena ha destruído los niveles superiores. Sin embargo, las observaciones efectuadas sobre el terreno muestran

que pasa lateralmente a las capas basales del nivel dolomítico que corona el Muschelkalk inferior.

El límite del afloramiento no coincide exactamente con el borde de la cuenca de sedimentación; como hemos ya indicado repetidas veces, la erosión preeocena, que ha sido particularmente intensa en los bordes de la cuenca de sedimentación de dichos materiales, no ha permitido se conservaran los materiales triásicos de facies marginal.

3. Caracterización paleontológica

En este nivel existen representantes de todos los grupos zoológicos hallados en el Trías de los Catalánides. Es el único nivel en que se han hallado restos de peces (Gorg Negre de Centelles) y dasicladáceas (Mussara, Montroig, Begas, Montgat...). Como fósiles típicos y exclusivos del mismo pueden considerarse los *Paraceratites* y la *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk.

En el capítulo de paleontología nos hemos referido ampliamente a los caracteres generales de la fauna del Muschelkalk, y en el apartado dedicado a la división estratigráfica se indicarán los fósiles más característicos de cada tramo.

4. Discusión de la edad, comparaciones con la serie alpina y germánica

La fauna contenida en la serie calíza que hemos denominado Muschelkalk inferior es extraordinariamente característica y permite una correcta datación de la misma.

El nivel fosilífero más bajo contiene *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk. Este fósil, de una dispersión horizontal extraordinaria, caracteriza los niveles basales del Anisiense al mismo tiempo que aparece en los niveles inferiores del Muschelkalk en amplias regiones de la cuenca germánica. Su presencia es por tanto de importancia definitiva para la determinación de la edad de esta serie caliza y su correlación con la serie alpina y germánica.

El nivel fosilífero inmediatamente superior es también extraordinariamente característico. Está constituído por una fauna de *Paraceratites*, la mayor parte de la cual son especies endémicas. Sin embargo, este grupo de cefalópodos es también muy importante para la correlación de la serie triásica catalana con la de la germánica y alpina. Como ya se ha expuesto ampliamente en el capítulo de paleontología, este género está estrechamente relacionado con el grupo de *C. antecedens* Beyr. del Wellenkalk germánico y con los *Paraceratites* del Pelsoniense alpino.

El límite superior de la formación caliza queda también perfectamente caracterizado por la fauna de *Myophoria orbicularis* y *Diplophoras* que existen en las capas dolomíticas más elevadas. La presencia de estos fósiles demuestra su equivalencia con el Schaumkalk, del Muschelkalk inferior de la cuenca germánica.

La correspondencia con la fauna alpina es menos precisa, ya que la presencia de *Beyrychytes cognatus, Gervilleia* y *Homomya* indica que estos niveles corresponden al Hylliense (Anisiense superior). Es difícil concretar si corresponden a la parte central o superior del mismo.

En consecuencia, mientras puede asegurarse que el límite superior de la serie caliza corresponde al límite Muschelkalk inferior y medio, no es claro que corresponda también al límite Anisiense-Fasaniense y, en realidad, parece que queda claramente por debajo del mismo Este hecho está completamente de acuerdo con la consecuencia obtenida al estudiar la correlación entre la serie alpina y germánica (Pia, 1930, 1930 bis; Frank, 1928, 1931, 1934, 1937), ya que parece comprobado que el límite Anisiense-Fasaniense no corresponde exactamente con el límite

Muschelkalk inferior y medio. sino que queda ligeramente más elevado.

5. División estratigráfica

Vista la anterior característica litológica y paleontológica de diversos niveles, creemos que en el conjunto de la serie calcárea del Muschelkalk inferior pueden distinguirse cuatro niveles perfectamente característicos y constantes a lo largo de toda la Cadena Costera Catalana.

M_1D.—DOLOMIAS CON DIPLOPORAS.

Dolomías más o menos calcáreas, arcillosas en los niveles superiores. En la parte central contienen nódulos silíceos. Su fauna más característica está constituída por:

Beyrychites cognatus Wagner.
Anoplophora solei nov. sp.
Gervilleia elegans Assm.
Myophoria intermedia Schaur.
— *vulgaris* (Schlot.) var. *semicostata* Hoh.
— *orbicularis* Bronn.
— *cardissoides* Ziet.
Pleuromya brevis Assm.
— *calalaunica* Schm.
— *mactroides* Schlot.
— *musculoides* Schlot. var. *romboidea* Bend.
— *pulchra* Assm.
Homonya althausi Alberti.
Dentalium regulare Alhburg.

Contienen además abundantes restos de Dasicladáceas, casi siempre indeterminables específicamente, pero que como grupo pueden considerarse características de dicho tramo.

Equivalen por tanto al Muschelkalk inferior germánico, caracterizado precisamente por la presencia de *Myophoria orbicularis*. En la serie alpina corresponden a la dolomía de Lugano (Hylliriense), aunque no se trate de dos niveles exactamente equivalentes por su edad.

M_1C.—CALIZAS CON FUCOIDES.

Calizas más o menos arcillosas o compactas, contienen fucoides, y otras formaciones análogas son estériles, pero por su facies y posición equivalen a la parte superior del Wellenelkalk germánico y al Hylliriense inferior o Pelsoniense superior alpino.

M_2B.—NIVEL DE PARACERATITES.

Calizas grises en lajas ligeramente margosas. Bien caracterizadas en la zona septentrional de la cuenca; en la zona meridional pasan a dolomías rojizas y arenosas.

Además de una fauna completamente banal de lamelibranquios y gasterópodos, contienen diversas especies de *Paraceratites* que demuestran su equivalencia de las capas de *Paraceratites* del Pelsoniense alpino, así como el Wellenelkalk germánico, nivel del *Ceratites antecedens*.

Esta fauna aparece sólo en el sector septentrional, ya que la facies arenosa meridional es completamente estéril. Está constituída, como especies más características, por:

Paraceratites hispanicus Kutassy.
— *evoluto-spinosus* Tornquist.
— *flexuosiformis* Tornquist.
— *almerai* Bataller.
— *catalaunicus* Bat.
— *guerini* Bat.
— *villaltae* nov. sp.

M$_1$A.—NIVEL DE MENTZELIA.

Calizas grises muy compactas y ligeramente dolomíticas. Igual que el nivel anterior pasa lateralmente hacia el SW. a dolomías rojas y arenosas. Esta facies roja existe siempre más o menos desarrollada en la parte basal de la serie. Contiene una fauna formada casi exclusivamente por braquiópodos.

Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk.
Coenothyris vulgaris v. Schlot.
Dielasma ecki Frank.

MUSCHELKALK MEDIO

Uno de los más interesantes problemas que nos ha planteado el estudio estratigráfico del Trías de los Catalánides, ha sido precisamente la existencia de una intercalación roja detrítica en la parte central de la serie calcárea del Muschelkalk. La existencia de dicha intercalación había sido ya señalada en diversos lugares de las Cadenas Costeras catalanas (Mallada, 1890; Vilaseca, 1920; Schmidt, 1929, 1932 y 1937; Llopis, 1942, 1947; Instituto Geológico, 1947, 1952; Almela y Ríos, 1953 y 1954; Ríos y Almela, 1954, Virgili y Julivert, 1954). Se consideraba sin embargo, como un hecho aislado y peculiar de cada una de las diversas regiones en las que se había identificado y se negaba su existencia en amplias zonas de las Cadenas Costeras catalanas, en las cuales los materiales rojos detríticos se atribuían al Keuper o bien al Buntsandstein. Las consecuencias tectónicas de esta equivocada datación han sido ya analizadas en el capítulo de estratigrafía regional; la repercusión de la misma en la paleogeografía será analizada en el correspondiente capítulo.

El estudio de la estratigrafía comparada de toda la cuenca triásica de los Catalánides nos ha permitido comprobar la continuidad de esta intercalación a lo largo de toda la Cordillera, así como la constancia de su posición estratigráfica en el Muschelkalk medio y su completa independencia con relación al Keuper (Virgili, 1955).

1. Constitución litológica

Los materiales que constituyen el tramo rojo son extraordinariamente variados, pero todos se caracterizan por un predominio de la sedimentación química y terrígena sobre la organógena.

Las arcillas son las más características y abundantes, a veces bastante puras, otras impregnadas de óxidos de hierro, casi siempre contienen una cierta cantidad de caliza y dolomita, y presentan todos los tránsitos hasta margas típicas. Mineralógicamente se caracterizan por la predominancia de minerales del grupo de la illita. En los niveles más superiores e inferiores que están en contacto con los tramos calizos, son más calcáreas y de color gris amarillento; las hiladas que rodean y se intercalan entre las capas de yeso y de anhidrita son azuladas, verdosas o negruzcas, seguramente por la acción reductora de los iones $S^{=}$. Sin embargo, la masa principal de las arcillas, las que constituyen y caracterizan este tramo, son de color rojo vivo, distinto del color rojo violáceo del Buntsandstein y del más pardusco del Keuper.

Otro material también frecuente, pero localizado en algunas zonas, es la arenisca roja y arcillosa, menos silicificada de lo que suele estar la del Buntsandstein y carente de las pajuelas de mica tan características de este nivel. Mineralógicamente estas areniscas se caracterizan por la asociación de turmalina, circón, rutilo, estaurolita, distena y andalucita, como especies más frecuentes y abundantes, y accidentalmente de hiperstena y epidota. La presencia de la asociación estaurolita-distena-andalucita permite distinguir éstas de las del Buntsandstein. Desde el punto de vista morfoscópico y granulométrico los materiales arenosos de ambos niveles presentan las mismas características.

Las calizas, siempre margosas y algo brechoides, existen en algunas regiones intercaladas en las margas amarillentas de la parte alta del tramo. Las carniolas las acompañan muchas veces y se presentan también casi siempre en forma de finísimas intercalaciones, que ha sido imposible representar en los cortes en el contacto del tramo rojo con los niveles calizos inferiores y superiores. No poseemos datos sobre el aspecto de estos materiales en profundidad, o sea en zonas a las que no haya podido llegar la meteorización; por lo tanto no hemos podido comprobar si también estas carniolas eran el resultado de la meteorización de niveles de dolomía con intercalaciones de anhidrita, como ha podido comprobarse en el Prepirineo (Destombes, 1949) y en diversas regiones de Francia oriental (Ricour, 1948, 1953).

El conjunto anhidrita-yeso es extraordinariamente abundante. Como puede comprobarse en el esquema adjunto de los tres niveles continentales que existen en el Triásico de los Catalánides, es el tramo rojo el que lo posee en mayor cantidad. La mayoría de los afloramientos importantes de yeso que se han venido considerando como pertenecientes al Keuper o al Buntsandstein, como por ejemplo los de la región de Falset y los del valle del Gayá, puede comprobarse fácilmente que pertenecen al tramo rojo intercalado en el Muschelkalk.

A veces se presentan en forma de capas, de anhidrita primaria, de potencia variable entre un centímetro y más de 10 m., pura y sacaroidea, de color blanco, o bien con intercalaciones de arcillas que la tiñen de colores rojizos o negruzcos. Otras en forma de filoncillos de yeso secundario que atraviesan oblicuamente las capas; en estos casos es blanco y fibroso y su potencia es siempre de pocos milímetros. En una forma o en otra el SO_4Ca no falta en ninguno de los afloramientos, y en los casos en que aparece únicamente en forma de filoncillos secundarios estamos autorizados a pensar que las capas primarias han sido arrastradas por disolución, principalmente en aquellas regiones en que por encima de la serie triásica no existen otros materiales que hayan podido originar

los yesos, como por ejemplo ocurre en la región de Olesa y Congost.

El depósito primario es de anhidrita, que por hidratación se transforma total o parcialmente en yeso. Se encuentran todas las fases de tránsito entre los dos tipos extremos y, por tanto, para designar este SO_4Ca emplearemos la palabra «yeso» siempre que se haya iniciado en el mismo proceso de hidratación, sea cual sea su intensidad. Los filoncillos de origen secundario son de yeso sin resto alguno de anhidrita, ésta se encuentra únicamente en la parte central de los niveles más potentes y puros. Hechos todos ellos que corroboran el origen secundario de la hidratación, que se ha deducido del estudio en profundidad de las capas (Ricour, 1948-1953, y Destombes, 1949).

Esta hidratación es tanto más intensa cuanto menor es la potencia de las capas anteeocenas que cubren el tramo rojo. En las zonas (valle del Congost y del Llobregat) en que el tramo rojo constituye casi la cumbre de la serie triásica y faltan los depósitos jurásicos y cretáceos, en los que por lo tanto una meteorización postriásica y anteeocena pudo dejar sentir sus efectos, la anhidrita es prácticamente inexistente y el yeso se presenta en su mayor parte en forma de filones de origen secundario. Este hecho corrobora la afirmación sentada por Destombes (1949, 1950) de que esta hidratación se inició ya antes del Cretáceo.

2. Desarrollo y variaciones laterales

Una ojeada al esquema que acompaña permite comprobar que la constitución litológica y potencia del tramo rojo varía a lo largo de la cuenca de sedimentación. Esta variación, aunque no es regular, obedece a ciertas leyes que deben reflejar las condiciones paleogeográficas del depósito, y tienen por tanto un interés dentro de la historia geológica de la región catalana.

En cuanto a la potencia, se observa un aumento en dirección hacia el SW., o sea en la dirección en que la cuenca catalana se abría hacia la depresión ibérica. Este aumento no tiene carácter regular, sino que es muy brusco en el tramo Olesa-Pallejá, y más suave después. Este hecho lo creemos especialmente significativo, ya que coincide con un aumento del carácter detrítico de los sedimentos. Además, en la zona de Arbolí (extremo SW. del macizo de Prades) hay una ligera disminución en la potencia, que de manera análoga coincide con una facies de mayor profundidad de los materiales.

Más interesante es la observación de la variación lateral que experimenta la constitución litológica de los materiales. En el extremo septentrional de la cuenca (Congost) predominan las margas rojas con delgadas intercalaciones de yeso y arenisca. Al penetrar hacia el interior de la cuenca (Olesa) los materiales son más finos y al mismo tiempo su potencia es menor.

Sin embargo, al atravesar el Llobregat cambia completa y bruscamente el aspecto del tramo rojo, haciéndose fuertemente detrítico. En la zona de Pallejá está constituído exclusivamente por una masa de areniscas rojas con delgadas intercalaciones margosas y vetas de yeso. Este cambio es, como ya se ha dicho, correlativo, con un considerable aumento en la potencia. Este hecho debe obedecer a condiciones paleogeográficas generales, ya que de manera paralela en esta zona se produce también un aumento en el carácter detrítico y en la potencia del Trías inferior. En la región Olesa-Congost el conglomerado de base del Buntsandstein tiene 10 metros como máximo, y en cambio en la zona del Llobregat llega a sobrepasar los 100 metros. Estos hechos no pueden explicarse única y exclusivamente por una mayor proximidad al borde de la cuenca, ya que el aumento en el carácter detrítico en los niveles continentales no corresponde a una disminución de espesor en los niveles marinos, sino todo lo contrario. Creemos, por tanto, que más bien pueden reflejar la presencia de algún relieve algo más enérgico en los macizos circundantes. Sobre la

posición de este relieve se obtendrán seguramente interesantes datos a través del estudio en la sedimentación de las areniscas que pensamos realizar. Podemos presumir que estaba situado hacia el sur, ya que en esta dirección se produce un aumento en el número y potencia de las capas de conglomerados.

A partir del Llobregat los niveles de carácter detrítico vuelven a disminuir. En la zona de Pontóns quedan reducidos a un solo banco de unos 15 m. de potencia, que en

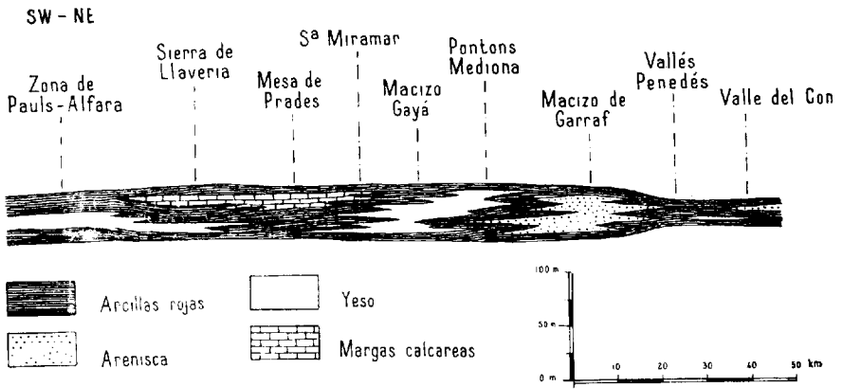


Fig. 90.—Constitución litológica del Muschelkalk medio a través de los Catalánides.

el extremo occidental del bloque del Gayá se resuelve en una serie de pequeñas cuñas. Existe otra pequeña intercalación arenosa en la zona Molá-Les Vilelles.

Paralelamente a la disminución de los niveles de arenisca se produce un aumento en los de yeso-anhidrita. En la zona NE. del Llobregat son muy escasos, se presentan únicamente en forma de delgadas intercalaciones y filoncillos de origen secundario. Los primeros niveles importantes aparecen en la zona de Pontóns en forma de un único banco de 4-5 m. en la parte más alta del Muschelkalk medio. Este banco adquiere una mayor potencia al adentrarse hacia el SW. de la cuenca y en la zona comprendida entre el valle del Gayá y del Francolí (parte oriental de Mesa de

Prades, bloque de Gayá), donde constituyen de una manera casi exclusiva el Muschelkalk medio. Al mismo tiempo que la potencia, aumenta también su pureza, de tal manera que es apto para la explotación industrial.

En la parte central del macizo de Prades los niveles de yeso disminuyen rápidamente de importancia y en el extremo occidental (Arboli) quedan reducidos a una serie de finas intercalaciones. En este punto, donde los niveles de yeso presentan un espesor mínimo, ya que más al SW., en la zona de Falset-Llavería, vuelve otra vez a desarrollarse y adquieren cada vez más importancia, hasta que en los afloramientos triásicos más meridionales (Alfara y Paúls) alcanzan las máximas potencias observadas en la cuenca catalana (50 a 60 m.). En la interpretación paleogeográfica de este hecho es preciso conservar la máxima prudencia, ya que los afloramientos triásicos aparecen en el interior de núcleos anticlinales con un ligero carácter diapírico. Es posible, por lo tanto, que se hayan producido concentraciones tectónicas y que la potencia real sea algo menor que la observada.

Consideramos importante resaltar que la presencia de yeso y anhidrita no está en modo alguno ligada a los bordes de la cuenca de sedimentación, sino que aparece precisamente en el sector central de la misma. Esto, que Ricour (1959, 1960) ha comprobado también en el Trías de la cuenca de París mediante sondeos, está de acuerdo con la interpretación que proponemos para el depósito de estas sales, es decir, que no se trata de facies de evaporación ni de formaciones análogas a los «chots» argelinos o a las costras salinas del desierto. Su origen hay que buscarlo o en la deshidratación de fangos marinos (Bourcart y Ricour, 1954) o en depósitos de mares interiores (Ricour, 1960).

En el macizo de Prades existe otra intercalación en la parte superior del tramo rojo, de características diferentes; está constituída por arcillitas y margas grises amarillentas con lechos de calizas, dolomías o carniolas. Aparece por primera vez bien individualizado en la zona de Montblanch,

aunque se inicia ya en el extremo meridional del macizo del Gayá. En la zona de Arbolí, en la que los yesos han desaparecido casi por completo, es donde adquiere la mayor importancia. A partir de este momento vuelve a disminuir, pero sin llegar a desaparecer por completo. Su disminución coincide con la aparición de nuevos niveles de anhidrita (Montroig).

Por tanto, de manera esquemática, puede decirse que de NE. a SW., existen en el tramo rojo cuatro zonas en las que predominan respectivamente la sedimentación detrítica, química y orgánica y química. Esto se traduce en la presencia de cuatro grandes lentejones, constituídos sucesivamente por areniscas, anhidrita y margas calizas, y anhidrita de nuevo. El tránsito de unos a otros no se hace de una manera brusca, sino a través de una serie de cuñas e intercalaciones. A esto se debe que en algunos puntos en un mismo perfil vertical coexistan dos y aun tres niveles.

Como puede verse en el esquema adjunto, el eje del lentejón arenoso está situado en el bloque del Llobregat, el de yesos en el bloque del Gayá y el de margas calcáreas en la Sierra de Prades, y el del segundo lentejón de yeso-anhidrita en la zona del Ebro. El bloque del Congost, en el extremo NE. de la cuenca sedimentaria, presenta un sistema de pequeñas cuñas, que escapan a todo intento de esquematización.

La aparición de cada una de las nuevas intercalaciones se hace siempre por la parte alta del tramo rojo, o sea que en aquellas regiones en que coexisten las tres formaciones, las areniscas quedan situadas en el nivel más inferior, los yesos en el medio y las calizas en superior.

La única excepción a este respecto lo constituye el lentejón de anhidrita que ocupa el extremo meridional y que aparece por debajo de los niveles margosos, y la pequeña cuña arenosa de Molá-Les Vilelles, que aparece también en la parte inferior de la serie.

3. Caracterización paleontológica

Debido a su especial naturaleza estos materiales son casi estériles. Los únicos restos que hemos hallado en él son fragmentos de *Equisetum*, en Valldeneu (Figaró), así como restos de *Estheria* en Vallirana. Ambos fósiles son completamente banales desde un punto de vista estratigráfico.

4. Discusión de la edad y comparación con la serie alpina y germánica

En la descripción de las series estratigráficas del Triásico catalán, hemos considerado el tramo rojo situado en el Muschelkalk medio, siguiendo con ello el criterio de anteriores geólogos que se han referido a estas formaciones. Existen además, para la misma, unas razones de orden paleontológico, ya que si bien el tramo rojo ha sido hasta ahora completamente estéril, los niveles calizos superiores e inferiores contienen faunas suficientemente representativas que indican que corresponden respectivamente a la base del Muschelkalk superior y a la cima del inferior. Así pues, queda bien fijada la posición de esta intercalación roja detrítica en el Muschelkalk medio.

La presencia de una intercalación continental en el Muschelkalk medio, no es un hecho accidental y típico del Trías catalán, que diferencia su serie estratigráfica del resto del Trías europeo, y que como se ha dicho «haga que no pueda aplicarse al Trías de esta región el esquema del Trías germánico».

Este «esquema», si se entiende como tal la existencia exclusiva de tres niveles – uno inferior detrítico, otro medio

calizo y otro superior de facies nuevamente continental—es fruto de una excesiva simplificación y no tiene absolutamente nada que ver con la realidad del Trías alemán.

En cualquiera de las seriss estratigráficas que del mismo se han descrito (Frank, 1928, 1931, 1934, 1937; Schmidt, 1928) puede observarse que encima de un Muschelkalk inferior constituído por calizas, que tiene como fósiles característicos *Ceratites antecedens* y *Myophoria orbicularis,* se extiende un Muschelkalk medio constituído por una masa de arcillas rojas con yesos y cal, el Anhydritgruppe. Este nivel está a su vez cubierto por una serie de calizas y dolomías que constituyen el Muschelkalk superior.

En la zona de Meissnar-Erfurt-Meinigen, el Triásico presenta la siguiente sucesión (Schmidt, 1925):

TECHO.

—Nivel de *C. atavus*, *C. munsteri* (?) con abundantes terebrátulas y algunos *Entrochus*. Muschelkalk superior.

MUSCHELKALK MEDIO.

- Calizas arcillosas de colores claros y margas pizarreñas, algunas calizas alveolares.
—Yeso.
—Sal y anhidrita.

YACENTE.

—Nivel de *Myophoria orbicularis*. Muschelkalk inferior.

En otras regiones (Eifel) el Muschelkalk medio es bastante más detrítico y contiene bancos de arenisca (Schmidt, 1925). Otras veces es mucho más rico en niveles de yeso y anhidrita, como puede observarse en el perfil del mismo obtenido por Frank (1928) en el SW. de Alemania.

TECHO.

—Muschelkalk superior.

MUSCHELKALK MEDIO.

—Nivel superior de dolomías, de color gris pardusco. Dolomías alveolares. Margas y arcillas.
—Nivel superior de anhidrita, anhidrita y yeso con finas intercalaciones de arcilla y algunas veces de dolomías.

—Nivel salífero. Sal gema y arcilla salífera.
—Capas basales de anhidrita. Anhidrita gris y yeso con arcilla. Margas con intercalaciones dolomíticas.
—Niveles de dolomías cenicientas y calizas en lajas.

YACENTE.

—Muschelkalk inferior.

El aspecto de este Muschelkalk medio germánico es extraordinariamente parecido al tramo rojo catalán, y como puede comprobarse en los cortes antes citados, su constitución estratigráfica bastante parecida. La principal diferencia que se observa es el carácter mucho más detrítico que presenta la formación española y sobre todo la falta en el tramo rojo intermedio de la sal gema, tan abundante y característica del Muschelkalk medio germánico. Sin embargo, esto no es un hecho exclusivo de oste nivel, sino general en todos los tramos continentales del Triásico catalán, y que por tanto puede achacarse a causas climáticas ya del período triásico, ya muy posteriores.

También en el Trías alpino existen intercalaciones de características y posición análogas. Entre el Ladiniense y el Virgoliense aparece un nivel rojo con intercalaciones de yeso, cuya facies recuerda al tramo rojo catalán, nivel que ha sido interpretado por Ellenberger (1950) como equivalente y contemporáneo del Anhydritgruppe germánico, aunque evidentemente de facies más profunda que él, como corresponde a una serie situada en la parte geosinclinal de la cuenca.

La sucesión que a continuación describimos la hemos obtenido ascendiendo desde Courchevell (1.850 m.) hasta la cumbre de la Croix de Verdon (2.742 m.).

LADINIENSE.

—Dolomías y calizas con *Myophoria goldfussi* y *M. inaequicostata*,

NIVEL INTERMEDIO.

—Dolomías, carniolas y margas grises y amarillentas con yesos.

VIRGOLIENSE.

—Calizas grises con nódulos de sílex y calizas azules con *Phisoporella prealpina*.

5. División estratigráfica

La extraordinaria variabilidad de este nivel, y los bruscos cambios de facies que en el mismo existen, imposibilita toda división estratigráfica.

MUSCHELKALK SUPERIOR

Más o menos completo, el Muschelkalk superior aparece también en todos los afloramientos triásicos de la Cordillera Costera Catalana. Este nivel es en realided el «cuarto tramo» de Vezian (1856), que tanto complicó la estratigrafía del Trías de los Catalánides, ya que por una parte era evidente su situación inferior a las típicas margas del Keuper, y por otro se halla en el mismo una fauna análoga a los niveles de St. Cassian, que en aquella época se consideraba correspondía al Carniense (Trías sup.) y no al Ladiniense (Trías medio), como demostró posteriormente Pia (1930).

1. Características litológicas

Este nivel tiene un desarrollo totalmente calcáreo y análogo al Muschelkalk inferior, aunque con mayor predominio de niveles margosos.

La dolomitización de los materiales es más intensa que en el Muschelkalk inferior, y prácticamente no existe ningún horizonte que con propiedad pueda denominarse calizo. A igual que en aquél se aprecia un aumento de la proporción de magnesio en los tramos superiores.

Los nódulos siliceos son muy abundantes, pero están más irregularmente distribuídos; no existe ningún nivel de

nódulos continuo a lo largo de toda la cuenca y, en cambio, en la zona de Falset-Prades-Miramar existen varios niveles superpuestos.

Las calizas con fucoides están muy desarrolladas y forman, como en el Muschelkalk inferior, un nivel continuo en la parte central de la serie. En general son de tipo arcilloso y pasan insensiblemente a calizas arcillosas onduladas.

2. Desarrollo y variaciones laterales

El desarrollo lateral de este tramo es muy variado en cuanto a la litología; sin embargo, en líneas generales se observa con bastante regularidad la existencia de tres niveles perfectamente caracterizados: uno inferior dolomítico, una parte central más caliza y margosa y otro nivel superior también dolomítico. En los dos niveles dolomíticos aparecen nódulos silíceos. En la parte basal de la serie caliza en contacto con el Muschelkalk medio, y en la parte superior en contacto con el Keuper, aparece casi siempre un nivel de carniolas y dolomías rojizas y cavernosas. Este esquema, válido para el extremo occidental de la cordillera, desde Paúls a Llavería, queda extraordinariamente alterado en la parte central y septentrional de la misma.

En el gráfico adjunto puede apreciarse cómo en la zona comprendida entre el afloramiento de Falset-Pradell a la sierra de Miramar, la serie dolomítica inferior va perdiendo importancia y pasa lateralmente a una serie calcárea arcillosa. Más al norte adquiere nuevamente importancia la sedimentación dolomítica, aunque sin alcanzar la potencia del sector meridional.

La serie central calizo-arcillosa y con niveles de fucoides tiene unas características análogas a lo largo de toda la cuenca, aunque con los inevitables cambios de potencia condicionados por los niveles inmediatamente superiores e inferiores.

La parte alta del Muschelkalk superior presenta un desarrollo paralelo a los niveles basales, aunque es mucho más potente el sector comprendido entre Paúls y Pradell. A partir del citado afloramiento aparecen en la parte central y en la parte superior, en contacto con las arcillas irisadas del Keuper, unos niveles margosos que adquieren rápidamente importancia a costa de las dolomías. En el bloque del Gayá, la serie margosa superior alcanza la máxima potencia y hacia el NE. pasa de nuevo lateralmente a materiales dolomíticos.

3. Caracterización paleontológica

Este nivel es sin duda alguna el más fértil del Trías de los Catalánides. En el capítulo de paleontología general se han indicado las características generales de la fauna que contiene; al estudiar la división estratigráfica se indicarán las especies características de cada nivel.

4. Discusión de la edad. Comparación con la serie alpina y germánica

El límite inferior de la serie caliza que hemos denominado Muschelkalk superior no está bien caracterizado paleontológicamente. Los primeros fósiles característicos que aparecen son, sin embargo, de importancia definitiva. Los bancos de *Daonella lommeli,* generales en toda la cuenca de sedimentación, y los *Nannites* hallados en Begas, son fósiles típicos de las capas de Wengen y demuestran, por tanto, la edad Langobardiense (Ladiniense medio) de las capas que los contienen. La equivalencia del nivel de *Daonella* con la serie germánica no puede demostrarse di-

rectamente, ya que no existe ningún fósil común a ambas zonas; sin embargo, por la posición de este nivel y la equivalencia generalmente admitida entre la serie alpina y germánica, podemos admitir que corresponde a la parte superior del Trochitenkalk o la base de los Ceratites-schichten. Así pues, de manera indirecta queda fijada la edad de la dolomía basal del Muschelkalk superior como contemporánea del Fasaniense superior alpino (capas de Buchestein) y equivalente al Trochitenkalk germánico.

El límite superior de la serie caliza es mucho más preciso, ya que existe en él una fauna análoga a los niveles de St. Cassían (Cordevoliense, Ladiniense superior), al mismo tiempo contiene una serie de elementos que demuestran su equivalencia al Lettenkohle germánico. Este hecho es extraordinariamente importante, ya que creemos es un argumento indiscutible en favor de la inclusión del Lettenkohle en el Muschelkalk (Ricour, 1948, 1948 bis, 1950; Frank, 1928, 1931, 1937) y no en el Keuper, como se ha venido tradicionalmente haciendo (Schmidt, 1935).

En resumen, puede afirmarse que el Muschelkalk superior del Trías de los Catalánides corresponde exactamente al Haupmuschelkalk germánico, considerando incluído en éste el Lettenkohle. Su relación con la serie alpina es también evidente y abarca desde el límite superior del Ladiniense hasta la parte media inferior del mismo, o sea el Cordevoliense, Langobardiense y parte del Fasaniense.

5. División estratigráfica

Vista la distribución y características de los materiales, así como la fauna contenida en este nivel, consideramos que pueden distinguirse en él los siguientes horizontes, perfectamente caracterizados a lo largo de toda la cuenca, si no por su litofacies por lo menos por la biofacies.

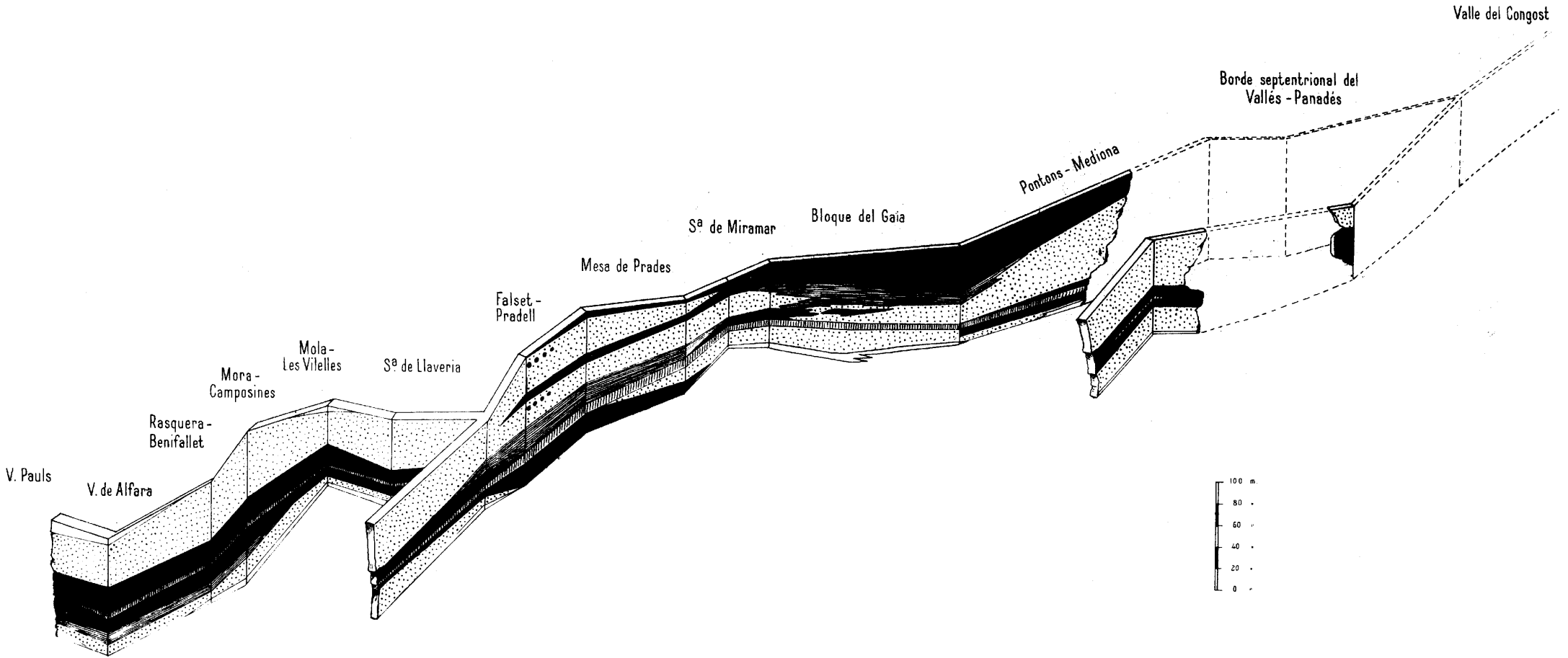


Fig. 91. – Constitución litológica del Muschelkalk superior a través de los Catalánides.

M_3D.—NIVEL DE CASSIANELLA.

Este horizonte es de naturaleza dolomítica en la mayor parte de la cuenca; sólo en la zona Gayá-Mediona es ligeramente margosa. En el extremo septentrional ha sido destruído por la erosión posterior.

Queda perfectamente caracterizado por la presencia de:

Cassianella tenuistriata Munst.
— *decussata* Munst.
Avicula iberica Wurm.
Gervilleia subcostata Goldf. var. *falcata* Zeller.
Chlamys (Velata) inaequistriatus Goldf.
Myophoria goldfussi Zeit.
— *vestita* Alb.
Pecten (Velopecten) alberti Gold.
Murchisonia (Cheilotoma) graetzi Assmann.
Lingula tenuissima Bronn.
Encrinus cassianus Laube.
Encrinus cf. *varians* Munst.

que comprueba su correspondencia al Cordevoliense de la serie alpina (niveles de St. Cassian) y al Lettenkohle y parte alta del Trigonodosus dolomit de la serie germánica.

M_3C.—NIVEL DE PROTRACHICERAS

Es un nivel muy poco potente, de calizas margosas amarillentas o rojizas, perfectamente caracterizado faunísticamente por la presencia de diversas especies de *Protrachiceras* típicas del Trías español; este nivel contiene además de los cefalópodos algunos ejemplares de *Daonella lommeli,* especie propia del nivel inmediatamente inferior; los fósiles están frecuentemente piritizados.

El carácter endémico de la fauna hace que sea imposible hallar su correspondencia exacta con los seres alpinos y germánicos, pero por su posición relativa cabe asegurar que corresponde al límite Cordevoliense-Langobardiense

de la serie alpina y a la parte superior del Ceratiten-Schichten de la serie germánica.

Los fósiles más característicos del mismo son:

Hungarites pradoi d'Archiac.
Protrachyceras hispanicum Mojs.
— *ibericum* Mojs.
— *vilanovae* d'Archiac.
— *batalleri* nov, sp.
Nucula goldfussi Alberti.
Posidonia oblicua Hauer.
— *bittneri* De Lore.
— *wengensis* Wissm.
Daonella lommeli Mojs. var. *hispanica* nov. var.
Megalodon malladae Wurm, 1913.
— *hispanicus* Wurm, 1913.
Entalis laevis Schlot.
Coenothyris stoppanii Guess.
Aulacothyris angusta v. Schlot.

M_3B.—NIVEL DE DAONELLA

Es el nivel más fácilmente caracterizable a lo largo de toda la cuenca sedimentaria española, ya que contiene *Daonella lommeli* en cantidades extraordinarias. Además este lamelibranquio tiene una ornamentación de la concha tan característica que bastan unos fragmentos de la misma para identificarlo con seguridad. Además de *Daonella* contiene lamelibranquios, braquiópodos y algunos cefalópodos, pero no las mismas especies que el nivel superior, sino forma típicamente alpina.

Protrachyceras cf *steinmani* Mojs.
Nannites bittneri Mojs.
— cf. *fugax* Mojs.
Macrodon (?) cf. *verneuili* Wurm, 1913.
Daonella lommeli Mojs. var. *hispanica.*
Loxonema (Polygyrina) lommeli Munst.
Aulacothyris angusta v. Schlot.

Tanto los cefalópodos como *Daonella lommeli* son típicos de las capas de Wengen; es por tanto indudable que las capas de Daonella del Trías de los Catalánides corresponden al Langobardiense (Ladiniense medio).

Su posición con respeto a la serie germánica es también evidente por las relaciones entre *Daonella lommeli* y *Daonella franconica,* que aparece en la parte basal de los Ceratites Schichten.

M_8A.—DOLOMIA BASAL.

Designamos con este nombre los niveles más inferiores del Muschelkalk superior que aparecen por debajo de las capas con *Daonella.* Son generalmente dolomíticos, ligeramente cavernosos y azoicos. Sin embargo, su posición inmediatamente inferior al nivel de *Daonellas* demuestran claramente su equivalencia al Trockittenkalk germánico y al Pesoniense superior alpino.

EL KEUPER

Es sin duda alguna el nivel cuya presencia presenta mayores dificultades. En los primeros trabajos realizados sobre el Triásico de los Catalánides se atribuyeron de manera sistemática al Keuper los materiales del Muschelkalk superior y medio a causa de las falsas ideas que se tenían sobre la posición estratigráfica de *Cassianella, Daonella* y otros fósiles de tipo alpino que aparecen en el Muschelkalk superior, y al criterio también inexacto de que no existían otras intercalaciones detríticas en el Triásico de los Catalánides que el Buntsandstein o el Keuper.

Sin embargo, a medida que adelantaba el conocimiento de la estratigrafía de los depósitos triásicos, muchos de los afloramientos identificados como Keuper se ha visto que no pertenecían a él, y poco a poco se ha ido reduciendo la potencia y espesor atribuído a este nivel.

Es a partir de los trabajos de Ashauer y Teichmüller (Ashauer y Teichmüller, 1935) cuando se llega a una concepción real de la importancia del Keuper en el Trías de los Catalánides. Estos autores indican (p. 51) que «en Cataluña el Triásico superior está representado principalmente por arcillas gris verdosas ricas en yesos. Verdaderas calizas puras sólo aparecen en forma de lentejones de apenas 10 metros y asignan al conjunto de la formación unos 80 a 100 metros».

Sin embargo, estos autores, a pesar de que separan del Keuper el Muschelkalk superior, siguen incluyendo en el mismo los niveles rojos del Muschelkalk medio con las

consiguientes alteraciones de la estructura de los afloramientos.

Consecuencia de ello son las pretendidas «facies arenosas del Keuper» (Ashauer y Teichmüller, 1935) en el sur de los Catalánides, que interpretan como «una facies marginal» debido a la proximidad del macizo del Ebro. Como ya se ha indicado ampliamente en la descripción regional, todas estas «facies arenosas» corresponden en realidad al Muschelkalk medio.

1. Características litológicas

La composición litológica del Keuper es muy variada.

El material dominante que proporciona el Keuper, su aspecto característico, son «las margas abigarradas». Se trata de arcillitas cuyo mineral predominante es la illita, con una proporción elevada de carbonato cálcico y cierta cantidad de óxido de hierro. Su color, extraordinariamente variado, no alcanza en general los colores rojo vivos del Buntsandstein y del Muschelkalk medio, generalmente son gris amarillentos con niveles de diverso color. La coloración aparece íntimamente ligada a la proporción de carbonato cálcico. Los distintos niveles son tanto más rojos cuanto menor es la proporción de CO_3Ca. Tratados con ácido clorhídrico se consigue un fuerte aumento de coloración, las arcillitas amarillentas pasan a color rojo vivo y las azuladas a color verde.

Este cambio de color por decalcificación se produce también en la naturaleza, y así, por acción de la meteorización, las margas irisadas del Keuper adquieren generalmente un color rojo vivo que recuerda a los niveles inferiores del Trías. Esto ha hecho que muchas veces se haya considerado el color rojo como típico de las margas del Keuper, mientras que en realidad la rubeficación es secundaria y va ligada a las zonas de máxima meteorización o máxima trituración.

Igual que en el Muschelkalk medio y Buntsandstein superior, en los niveles de arcillitas intercalados en los yesos predominan los colores azulados y rojizos producidos por la reducción debida a los iones $S^{=}$. Un material muy abundante es el complejo yeso-anhidrita, cuya característica ya hemos indicado al estudiar el Muschelkalk medio.

Otro elemento litológico extraordinariamente importante entre los materiales del Keuper son las carniolas. Este nombre ha sido utilizado incluso para definir la parte superior de los materiales del Keuper. Así, para Wurm, Hahne, Ashauer y Teichmüller... la palabra «carniolas» tiene valor estratigráfico y designan con él un nivel que ellos consideran representa la parte superior del Triásico, pero que en realidad atribuyen indiferentemente al Muschelkalk superior y al Keuper; a su origen y características nos hemos ya referido al estudiar la constitución litológica del Muschelkalk medio.

Mención aparte merece el nivel de brechas que corona este sistema y forma su enlace con el Liásico; a ellas dedicaremos un capítulo aparte.

No faltan tampoco en el Keuper los niveles calcáreos en forma de delgadas intercalaciones; son calizas o dolomías muy arcillosas que pasan lateralmente a carniolas. Este nivel es el único que contiene fósiles.

2. Desarrollo lateral

El desarrollo lateral del Keuper es muy variado en el detalle, pero extraordinariamente monótono en sus líneas generales. En el sector meridional y parte del central, el Keuper aparece normalmente cubierto por los materiales liásicos, y por tanto tenemos la seguridad de que la serie es completa; en cambio, a partir del macizo del Gayá y hacia el norte, el techo de los materiales triásicos lo constituyen principalmente el Eoceno o el Cretáceo.

En aquellos lugares donde el techo del Trías se atribuye el Cretáceo (Garraf), la erosión parece no haber decapitado la serie. Por el contrario, en aquellas zonas (Gayá, Pontóns-Mediona, borde del Vallés Penedés, Valle del Congost) en las cuales el Trías viene cubierto transgresivamente por el Eoceno, el Keuper está extraordinariamente reducido o bien desaparecido por completo.

La disposición de los diferentes materiales en sentido vertical es análogo en las diversas zonas de los Catalánides. La serie se inicia en la parte inferior por margas grises y amarillentas que pasan después a niveles irisados y rojizos. Esta zona margosa inferior es la que contiene las intercalaciones de yeso y anhidrita; estos niveles salinos existen a lo largo de toda la cuenca sedimentaria, pero se aprecia un predominio de los mismos en los sectores meridionales de la serie.

El nivel calcáreo-dolomítico de carniolas que constituye la parte más elevada de la serie triásica, en el extremo septentrional sufre frecuentes variaciones de potencia y aun llega a faltar por completo en algunas zonas; sin embargo, como ya hemos indicado anteriormente, estas variaciones han sido en gran parte condicionadas por la erosión postriásica.

3. Caracterización paleontológica

Este nivel es prácticamente estéril; solamente en los niveles calizos de la parte central del mismo se han hallado dos yacimientos con *Myophoriopis keuperina*. Uno de ellos corresponde (Vallirana) al sector meridional de las Cordilleras Costeras catalanas, y otro (Alfara) al sector septentrional.

4. Posición estratigráfica y comparación con la serie alpina y germánica

A pesar de la extraordinaria esterilidad de este nivel poseemos los suficientes datos para resolver el problema de su exacta datación. La presencia de *Myophoria intermedia* y *M. goldfussi* en los niveles calcáreos inmediatamente inferiores a las arcillas irisadas, fija perfectamente el límite inferior de estos niveles arcillosos en el comienzo del Keuper (Pia, 1930; Frank, 1928, 1937; Schmidt, 1928, 1936; Ricour, 1948, 1950).

No es por tanto posible asimilar la serie arcillosa del Trías catalán al Lettenkohle germánico, como se ha indicado algunas veces. El equivalente del Lettenkohle lo representan las calizas que hemos denominado «nivel de *Cassianella*», y las arcillas irisadas yesíferas superiores representan el equivalente del Salzkeuper germánico y son contemporáneas del Carniense alpino.

Otro eslabón que permite unir la serie estratigráfica de los Catalánides con la del NE. de Alemania es la presencia de *Myophoriopis keuperina* en los niveles calizos inmediatamente superiores a las margas irisadas. Este fósil, que ha sido hallado en dos puntos extremos de la cuenca catalana (Alfara y Vallirana), se consideró en la serie germánica como el fósil característico del «nivel de Corbula» del Keuper medio (Schmidt, 1935, 1928).

La parte más elevada de la serie es completamente estéril, los primeros niveles fosilíferos que aparecen pertenecen ya al Liásico; no es por tanto posible una exacta datación de los mismos, ni el estudio de su correlación con la serie germánica. En el próximo capítulo dedicaremos especial atención el problema de la edad del límite superior de las formaciones triásicas, sin embargo, podemos adelantar que en líneas generales parece que el Keuper español no corresponde a la totalidad de la serie ger-

mánica, sino únicamente a sus niveles medio e inferior. Sin embargo, una correlación detallada es imposible, ya que no existen los suficientes fósiles y las facies son en conjunto muy diferentes.

En el Trías germánico existen niveles detríticos en la parte superior de la serie y además el límite superior queda perfectamente señalado por la presencia de niveles margosos con *Avicula contorta* que pertenecen al Retiense. En las Cadenas Costeras Catalanas, el límite superior del Keuper está constituído por niveles calcáreos que enlazaron insensiblemente con el Liásico en las zonas en que éste se ha depositado, y además la presencia del Retiense no ha sido probada paleontológicamente.

La correlación con la serie alpina es aún más problemática, ya que no existe ningún jalón que permita establecerla. Podemos asegurar únicamente que la parte basal de la serie de arcillas irisadas coincide con el principio del Carniense, ya que inmediatamente por debajo de los mismos existen las calizas con fauna de St. Cassian (Cordevaliense). Todo paralelismo posterior es completamente hipotético. Sin embargo, puede admitirse como hipótesis de trabajo que los niveles superiores corresponden ya al Noriense, que representa tanto en la serie alpina como germánica un aumento de profundidad.

5. División estratigráfica

De acuerdo con los caracteres litológicos de los materiales que se mantienen con relativa constancia a lo largo de la cuenca sedimentaria, podemos distinguir en el Keuper tres niveles que consideramos suficientemente caracterizados.

K_3 —KEUPER SUPERIOR - DOLOMIA SUPERIOR.

Está constituído por dolomías brechoides y cavernosas, que en su parte central y superior contienen capas de brechas monogénicas y en la parte inferior brechas sedimentarias de intrusión.

En el sector meridional de los Catalánides, la parte superior de este nivel pasa sin solución de continuidad a una brecha ya liásica. En el sector central y meridional de la cordillera no existe casi nunca, posiblemente ha sido destruído por la erosión posterior. Unicamente el macizo de Garraf se conserva como yacente de las formaciones cretáceas.

No contiene fósiles, pero por su posición corresponde probablemente a los niveles más altos de Steinmergel-keuper del Trías germánico y de la Haupdolomit (Noriense) del Trías alpino.

K_2.—KEUPER MEDIO-NIVEL DE MYOPHORIOPIS KEUPERINA.

Litológicamente sirve de tránsito el nivel superior y las margas irisadas infrayacentes. Está constituído por margas calcáreas amarillentas y calizas margosas y algunos niveles de carniolas. Estas últimas, son tanto más importantes cuanto mayor es el contenido en yesos del nivel inferior.

Es el único nivel fosilífero del Keuper en que la presencia de *Myophoriopis keuperina* demuestra su correspondencia con la base del Seinmergel-keuper del Trías germánico (Keuper medio). Su posición con respecto a la serie alpina es completamente imprecisa.

K_1.—KEUPER INFERIOR-MARGAS IRISADAS YESIFERAS.

Constituyen el nivel más potente y característico del Keuper de los Catalánides y su facies es idéntica a la que presenta este mismo tramo en las diferentes regiones de

España y Europa occidental. En la parte central contienen intercalaciones rojizas y capas de yeso-anhidrita de potencia muy variable (desde pocos centímetros a unos 20 m.). Los niveles inferiores son calcáreos y amarillentos y pasan sin solución de continuidad a las «calizas con Myophoria» del Muschelkalk superior.

EL TECHO DE LAS FORMACIONES TRIASICAS

El problema que plantea el límite superior de las formaciones triásicas, merece un planteamiento especial. En realidad escapa en parte de la finalidad del presente trabajo, pues la fijación de este límite superior debe hacerse teniendo en cuenta la datación de los materiales inmediatamente superpuestos, ya que los niveles fosilíferos más elevados de la serie triásica *(Myophoriopis keuperina)* corresponden al Keuper medio. La solución debe por tanto buscarse en la zona meridional de la cordillera, afloramientos de Aljara, Paúls, Llavería... donde el techo de la serie triásica lo constituyen unos materiales concordantes y perfectamente datados como liásicos, y parece que no existe laguna sedimentaria alguna.

La principal dificultad que ofrece la separación entre el Keuper y el Lías, estriba por una parte en la esterilidad del Trías superior y, por otra, en la continuidad estratigráfica que existe entre el Triásico y el Jurásico (Llopis, 1947; San Miguel Arribas, 1949, 1950). Las discordancias que frecuentemente se observan entre ambos son de tipo mecánico debidas a diferente comportamiento de ambos niveles frente a los esfuerzos orogénicos que los han plegado conjuntamente. Así pues, no existe ninguna razón tectónica que permita separarlos. Hemos creído por tanto necesario escoger un nivel guía que nos señale el límite superior de las formaciones triásicas.

En los trabajos de los primeros autores que estudiaron la zona del Ebro se produce una extraordinaria confusión

sobre este tema, fruto principalmente de haber colocado en el Keuper gran parte de la serie del Muschelkalk; unas veces por falsas interpretaciones de las estructuras y otras por dataciones equivocadas de los fósiles hallados. Esta confusión alcanza hasta los trabajos de Hahne (1930-1933), que considera todos los niveles calizos del Muschelkalk superior como carniolas y coloca este nivel en la base del Jurásico.

Sin embargo, con anterioridad a estos trabajos, Bataller, Fallot y Faura, habían emprendido el estudio del Jurásico del bajo Ebro, llegando a datar exactamente los niveles basales del mismo, o sea, fijar de una manera definitiva y bastante exacta el límite Trías-Jurásico. En los primeros trabajos (Faura, Fallot y Bataller, 1921), se indica que la base de la formación jurásica está constituída por los niveles de calizas compactas que descansan sobre las arcillas irisadas del Keuper y representan el Lías (página 121). Sin embargo, este criterio extraordinariamente cómodo no estaba demostrado paleontológicamente y no fué admitido por Dereims (1898), que consideraba estas calizas dolomíticas como una serie comprensiva del Keuper superior, Infraliásico y parte del Sinemuriense.

En trabajos posteriores (1922, 1926 y 1935) Bataller hace resaltar que debido a la falta de hallazgos paleontológicos «la presencia del Liásico inferior en la zona tarraconense es muy problemática, y aún más, creemos que no existe» (Bataller, 1922, p. 43). Admite por tanto la existencia de una laguna estratigráfica que abarcaría desde el Keuper hasta el Liásico medio (el nivel más inferior datado paleontológicamente). En el mismo trabajo (1922, p, 50) al referirse a la zona de Paúls, indica la existencia de una «caliza brechoide rojiza de aspecto milonítico», que supone posterior al Trías. En publicaciones posteriores realizadas en colaboración con Fallot (Fallot y Bataller, 1927, p. 9), se considera este nivel como representante del Liásico inferior.

La afirmación de estos geólogos, a la cual nos adherimos completamente, soluciona pues el problema. Además,

estas capas de dolomías rojizas son un nivel guía magnífico, ya que aparecen con absoluta regularidad de espesor, constitución y posición en toda la región meridional de los Catalánides y parte de la central, y se reconoce fácilmente tanto al observarlo de cerca en fractura reciente como a distancia, ya que con el tiempo adquiere una pátina rojo anaranjada muy típica, debida a las arcillas de decalcificación acumuladas en los pequeños huecos de que está cubierta su superficie.

En resumen, consideramos que si bien no existen argumentos paleontológicos que demuestren la existencia del Lías inferior en el sector meridional de los Catalánides, pueden considerarse como tales los niveles de dolomías rojizas y cavernosas que aparecen coronando los materiales triásicos y quedan cubiertos por un Lías medio fosilífero.

El sector central de la cordillera plantea un problema diferente. En la Sierra de Prades, donde la serie triásica aparece completa y poco dislocada, sobre las margas irisadas y dolomías del Keuper descansan unos niveles de brechas dolomíticas silíceas y calizas dolomíticas grises, cuya edad ha sido muy discutida. Los primeros autores (Mallada, 1885; Vilaseca, 1920...)las incluyeron en el Trías. Ashauer y Teichmüller (1935) las cartografían como liásicas, pero en el amplio afloramiento que estos autores atribuyen a dicho período se incluyen muchos materiales de edad triásica indudable, ya que al confundir el Muschelkalk medio con el Keuper se ven obligados a situar en el Jurásico las calizas superiores a este tramo rojo, o bien a admitir la existencia de complicados cabalgamientos.

Es en la tesis de Llopis (1947) donde por primera vez se cartografía adecuadamente esta serie brechoide y dolomítica y se reconoce su edad postriásica. A falta de argumentos paleontológicos que demuestren su edad exacta, se colocan en el Retiense. En trabajos posteriores (Virgili y Julivert. 1954) se admiten las conclusiones de Llopis. Sin embargo, recientemente (Virgili y Rosell, 1959) se ha descubierto una abundante fauna que demuestra la edad

toarciense para los niveles brechoides y bajociense para las dolomías superiores. Así pues, el techo de las formaciones triásicas estaría constituído en este sector por el Lías medio.

En el sector septentrional de la cordillera la sedimentación ha sufrido una larga interrupción después del Triásico y el problema del límite superior de las formaciones triásicas presenta un aspecto completamente diferente. Una característica general a todo el sector septentrional es que la serie triásica, muchas veces incompleta, aparece cubierta, bien por un Cretáceo normal, bien por un Eoceno discordante y transgresivo. No existe ningún argumento paleontológico en favor de la existencia de un Liásico, pues la cita de Tornquist (1909, p. 917), de *Cidaris verticilata* Stop. y *C. lancelata* Stop., típicos del Retiense, en Can Rafel (Vallirana), corresponde con toda seguridad a cualquiera de los *Cidaris* del Muschelkalk superior, ya que las capas que lo contienen están perfectamente datadas como tales, tanto por su posición como por su fauna.

En realidad, las primeras noticias sobre el Liásico de dicha región proceden de una confusión. Al establecer Vezian (1856) la serie estratigráfica del Trías de las Cadenas Costeras Catalanas tomó como afloramiento tipo los relieves del Montmany, al norte de Vallirana. En esta región la serie está incompleta, y el tramo más alto conservado es el Muschelkalk superior. Vezian interpretó correctamente el Buntsandstein, pero creyó que el Muschelkalk inferior representaba la totalidad del Trías medio y el Muschelkalk medio lo refirió al Keuper. Con los niveles calizos dolomíticos superiores creó el «cuarto tramo», que por tanto debía corresponder al Keuper o a un nivel más elevado.

Es preciso hacer constar, que Vezian no atribuyó nunca dichos niveles al Retiense. En aquella época existían ideas completamente equivocadas sobre la equivalencia de la serie triásica alpina y germánica, y se consideraba que los niveles de St. Cassian (que por su posición equivalen al Muschelkalk superior) eran contemporáneos del Keuper más elevado. Vezian, de acuerdo con estas ideas, consideró el «cuarto tramo» equivalente al nivel de St. Cassian; así pues, aunque partió de unas premisas completamente falsas, llegó a una solución exacta.

Sin embargo, las anteriores afirmaciones, aunque exactas, eran completamente ilógicas, y así no fueron admitidas en general por los geólogos posteriores. Almera (1891, 1892, 1898) insiste repetidas veces en que dichos niveles corresponden (p. 177) «al Infralías y quizá también al Lías». Posteriormente, este geólogo rectificó la anterior opinión y al comprobar la analogía de facies y fauna de estos materiales con los niveles de Pontóns, en los que se había descubierto una abundante fauna que demostraba su equivalencia a las capas de St. Cassian, admite la opinión de Vezian, y de acuerdo con el mismo en el mapa geológico de esta región cartografía dichos niveles como Trías superior.

Wurm (1911, p. 550-553) insiste en la imposibilidad de admitir la opinión de Vezian, ya que si se consideran estos niveles equivalentes al Ladiniense, faltaría todo el Trías superior, y se adhiere a la primera opinión de Almera que los considera equivalentes al Rético, aunque por lo visto desconocía la rectificación posterior de aquel geólogo. Schmidt se refiere también a la sucesión del Trías de los alrededores de Vallirana (1933) y considera «las dolomitas masivas del nivel de las carniolas como el producto de una probable transgresión rhética». Posteriormente, por parte de algunos autores (Ashauer y Teichmüller, 1933; Llopis, 1948), se sigue interpretando como Retiense las hiladas más elevadas de la serie triásica, inmediatamente inferiores al Cretáceo.

En algunas regiones (zona Farell-San Feliu de Codines y Valle del Congost) donde se ha señalado la presencia del Retiense, consideramos que dichos niveles corresponden en realidad al Muschelkalk superior, que en esta región se presenta incompleto y recubierto transgresivamente por el Eoceno. La erosión preeocena ha dado algunas veces a la parte superior de las capas calizas un tinte rojizo y un falso aspecto brechoide que explica su confusión con la brecha

retiense. Sin embargo, la fauna hallada en estos niveles demuestra plenamente su correspondencia al Muschelkalk.

En otros afloramientos (Garraf) el problema es más complejo. Si bien el techo de las formaciones triásicas lo constituye una potente masa dolomítica en la que la única fauna hallada hasta la fecha corresponde al Cretáceo, no creemos que pueda negarse en absoluto la existencia de sedimentación durante el Jurásico. Los yacimientos cretáceos están situados en la parte alta de la serie dolomítica, y por debajo de ellos existen varios centenares de metros de dolomías negruzcas y cavernosas azoicas que se engloban bajo el nombre de Infracretáceo. Los tramos basales, ya en contacto con el Keuper, están constituídos por una decena de metros de dolomías brechoides silíceas análogas a las que en la Sierra de Prades contienen una fauna toarciense. Este nivel es muy difícil de observar, ya que unas veces desaparece por mecanización del contacto Trías-Cretáceo y otras cubierto por derrubios de pendiente. Aunque la analogía litológica no justifica suficientemente el situar en el Lías estos niveles, deja en cambio abierta la posibilidad y planteado el problema.

EL LIMITE INFERIOR DE LAS FORMACIONES TRIASICAS. SOBRE LA EXISTENCIA DEL PERMIANO

Siguiendo la unánime opinión sustentada por los geólogos que han estudiado la estratigrafía de los materiales triásicos, hemos referido los tramos más bajos de la serie roja detrítica al Buntsandstein, sin admitir la presencia de un posible Permiano en los niveles basales.

Existe además una serie de razones de orden estratigráfico y litológico en favor de la falta del Permiano en la cuenca catalana.

La zona más próxima a los Catalánides, en la cual ha sido identificado el Permiano es la cubeta pirenaica. Allí este nivel se caracteriza por presentar una flora típica (Dalloni, 1938) y por aparecer discordantes bajo la serie roja detrítica que se considera ya triásica (Ashauer, 1934). En los Catalánides no existe ninguna discordancia intermedia y los únicos restos vegetales hallados, aunque no muy típicos, pertenecen claramente al Buntsandstein y aparecen además en unos niveles excesivamente elevados para que pueda dudarse de su edad triásica. El Permiano pirenaico se caracteriza además por la presencia de riolitas y tobas volcánicas, materiales que no existen tampoco en la cuenca catalana.

La comparación con la sucesión estratigráfica del NE. de Francia, con la cual el Trías de los Catalánides presenta tantas analogías, induce a consecuencias análogas. En esta región (Ricour, 1953; Bonte y Cellet, 1955) el Permia-

no está representado por unas areniscas (capas de Anweile) rojas y arcillosas que vienen por debajo de los conglomerados cuarzosos de la base del Trías. Se caracterizan por su color rojo, su gran contenido en arcilla y su carácter heterogéneo desde un punto de vista petrográfico. Presentan frecuentemente ripple-marks, «mud-cracks», grietas de desecación y contienen pequeños fragmentos angulosos de naturaleza muy diversa. Desde un punto de vista granulométrico son también muy heterogéneas. El análisis de una muestra de estos materiales procedente de las inmediaciones de Strasbourg, y cuyas características hemos expuesto en el capítulo dedicado al estudio de los materiales detríticos, muestra que se trata de una arenisca muy grosera y con un índice de heterometría muy elevado. Su observación granuloscópica permite comprobar la abundancia de granos de cuarzo angulosos. Por el contrario, las areniscas triásicas que aparecen encima de las formaciones permianas, se caracterizan por sus colores violáceos y abigarrados, los granos de cuarzo son de tamaño más regular (índice de heterometría más bajo), los elementos son redondeados y la composición mineralógica más uniforme. La arcilla es menos abundante y está dispuesta en pequeños lechos. Las areniscas de la parte inferior del Permotrías pirenaico, es decir, de la parte de la serie atribuíble al Permiano tienen características análogas (Virgilí, 1960).

Las areniscas que constituyen la serie detrítica basal del Trías de los Catalánides son completamente diferentes litológicamente de estos materiales permianos y muestran, por el contrario, una extraordinaria semejanza con los depósitos del Buntsandstein de los Vosgos y Pirineos.

Es preciso tener en cuenta que las características de los dos niveles arenosos no son debidos a razones accidentales, sino que en realidad reflejan las condiciones paleogeográficas y paleoclimatológicas de un determinado momento de la historia de la Tierra. Estas características no fueron locales y diferentes en cada zona, sino que se trata de condiciones generales para gran parte de Europa. Así pues, no es aventurado suponer que la analogía litológica que

aparece entre las areniscas del Buntsandstein de los Vosgos y de los Pirineos y de los Catalánides indica que se trata de formaciones contemporáneas.

Otro detalle muy importante es que en el Trías del NE. de Francia, en aquellas zonas en que se ha depositado el Permiano, no se ha desarrollado la superficie de erosión pretriásica, y así, mientras el Buntsandstein se caracteriza por la constancia de su potencia, el Permiano es extraordinariamente variable. En realidad el Permiano aparece rellenando las irregularidades de un relieve no completamente denudado, mientras que al comenzar el Triásico existía una extensa plataforma casi horizontal.

El estudio de la base de la serie triásica de los Catalánides ofrece aún otro argumento litológico que confirma la falta del Permiano en la misma. Como ya se ha indicado, en aquellos afloramientos en que esta base ha podido ser observada en condiciones óptimas (Sierra de Prades, macizo de Garraf...), debajo de los conglomerados más inferiores y recubriendo directamente el zócalo paleozoico, existe un nivel de 0,5 a 1 m. de potencia de arcillitas blancas illíticas. Este nivel es idéntico al que hemos identificado en el Pirineo y Vosgos (Virgili, 1960) sirviendo de límite entre el Permiano y Buntsandstein. En Provenza (Dome de Barrot) (Bordet, 1949) estas arcillitas están situadas exactamente al nivel de la discordancia angular permotriásica.

Por todas las razones expuestas estimamos que litológicamente puede considerarse demostrada la pertenencia al Trías de los niveles más inferiores de la serie detrítica y confirmada la falta de Permiano en las Cordilleras Costeras catalanas.

V

Comparaciones

COMPARACION DE LA SERIE TRIASICA DE LOS CATALANIDES CON EL TRIAS DE OTRAS REGIONES ESPAÑOLAS

Aunque brevemente, consideramos necesario intentar la correlación de la serie triásica obtenida para el Trías de los Catalánides con la que se observa en otras zonas de la Península.

La principal dificultad que presenta esta correlación es la escasez de estudios estratigráficos detallados del Trías de otras regiones españolas, y que precisamente las zonas en que la estratigrafía de estos niveles es mejor conocida (Pirineo y Andalucía) sean las que menos analogía presentan con las formaciones que acabamos de describir.

La principal característica del Trías de las Cadenas Costeras catalanas es la existencia de una intercalación roja detrítica en la parte central del Muschelkalk. Esta intercalación no existe en el Trías de la zona septentrional de la Península (Cantabria y Pirineos) y no se ha identificado claramente ni en la Cordillera Ibérica ni en el Trías andaluz y balear. Este hecho confiere por tanto, a la serie triásica de los Catalánides, una acusada personalidad y hace difícil la correlación del mismo con el del resto de España.

1. Pirineo

Es la zona pirenaica relativamente próxima a la cuenca catalana donde cabría esperar una mayor analogía, tanto en la fauna como en la sucesión de los materiales. Sin embargo, la diferencia entre ambas regiones es extraordinaria.

La estratigrafía del Trías pirenaico es bastante conocida (Dalloni, 1910 y 1930; Misch, 1934; Selzer, 1934, Ashauer, 1934), y en líneas generales puede considerarse representado por la columna estratigráfica adjunta, que corresponde a los afloramientos triásicos del valle del Noguera Ribagorzana.

La parte superior de la serie pertenece al Keuper y está constituída por arcillas y margas irisadas, con niveles de yeso e intercalaciones salinas. El color dominante en la formación es el gris amarillento, los tonos rojizos aparecen únicamente en las zonas de intensa trituración. En la parte más elevada existen niveles de carniolas, sobre las cuales descansan unas capas calizas con *Avicula contorta* y que representan por tanto el Retiense. La potencia total de la formación margosa es muy difícil de evaluar ya que casi siempre está en discordancia mecánica con el zócalo y con el techo, y está además extraordinariamente replegada. Sin embargo, en la zona del Ribagorza puede estimarse en unos 150 metros. Este espesor no es constante y en otras regiones del Pirineo queda reducido a 15 ó 20 m. (Ashauer, 1938). Un carácter muy general en el Keuper pirenaico es la presencia de enormes masas de ofitas que parecen (Ashauer, 1938) estar ligadas a las zonas de máxima profundidad de la cuenca.

El Muschelkalk, considerando como tal la serie calcárea de la parte media del Triásico, no siempre existe y en muchas zonas las margas del Keuper descansan directamente sobre los materiales permotriásicos. En la zona del

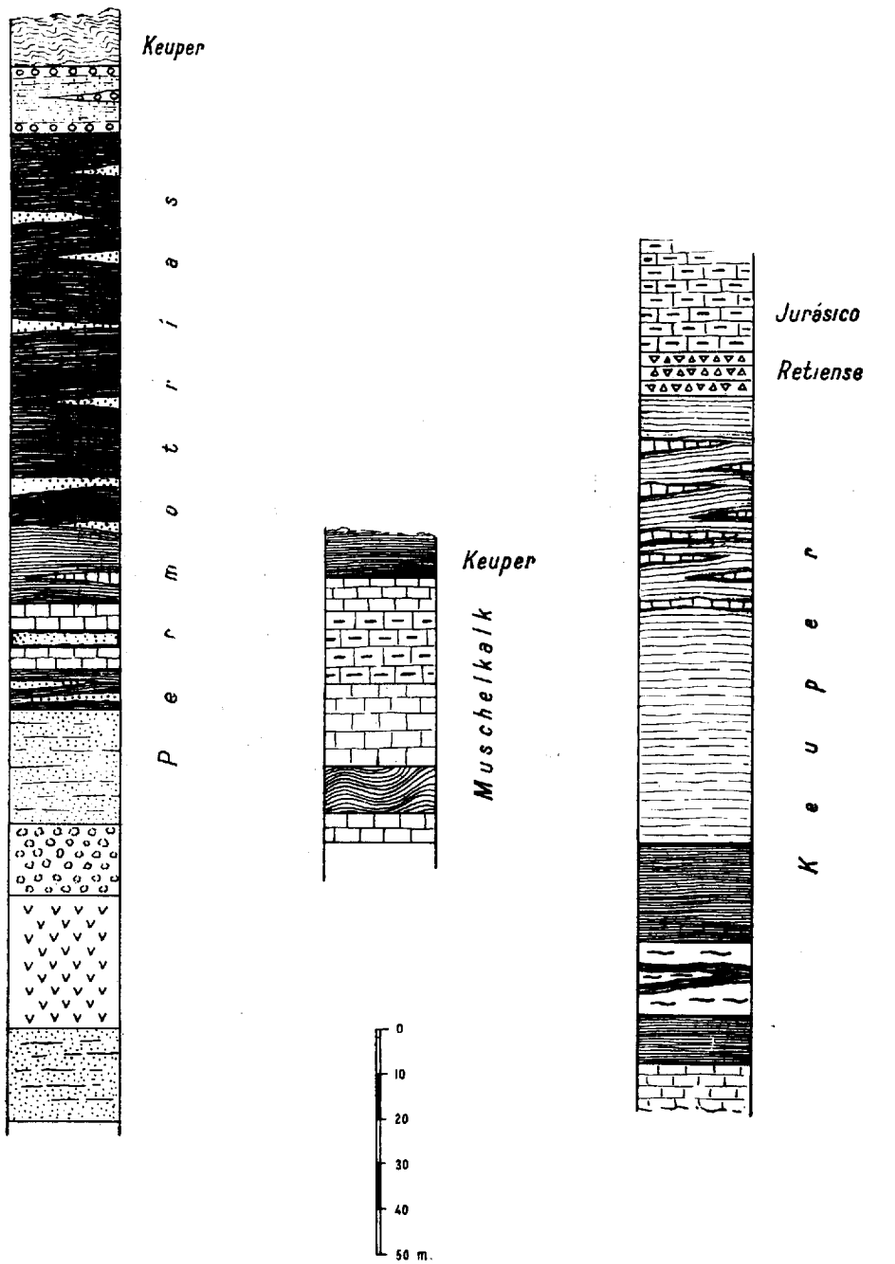


Fig. 92.—Serie estratigráfica del Trías pirenaico (valle del Noguera Ribagorzana).

Ribagorza, que presentamos como serie tipo, el Muschelkalk está constituído por un banco de unos 50 m. de calizas y dolomías, en cuya parte central existe un nivel de calizas con fucoides. Algunos niveles contienen restos fosilíferos completamente indeterminables.

En el extremo oriental de la cubeta pirenaica, Masarachs, existe en la parte central de la serie calcárea, que allí alcanza unos 80 m. de potencia, un nivel de 30 m. de margas dolomíticas con yesos (Ashauer, 1938, p. 216). Esta intercalación existe también, según Ashauer, en el perfil triásico de la zona de Puigcerdá, a pesar de que allí el Muschelkalk alcanza en conjunto sólo 25 a 30 metros.

La parte inferior de la serie triásica está constituída por una enorme masa de areniscas, arcillas y conglomerados de características análogas al Buntsandstein de los Catalánides. Sin embargo, a pesar de la semejanza de facies, el significado de ambas series detríticas es completamente diferente. No hay duda alguna que en el sector pirenaico la parte basal de la misma representa el Permiano, como lo prueba la flora hallada por Dalloni (1930 y 1938), y las investigaciones de Lamare (1931 y 1934). Además en Baltiu de Sas (Lérida) puede observarse una discordancia angular que separa los niveles basales que se consideran pérmicos de la serie de los 200 m. superiores atribuíbles al Buntsandstein. En la zona cuya serie describiremos, así como en la mayoría de las regiones pirenaicas, esta discordancia no está comprobada, y por tanto no se conoce el espesor de materiales correspondientes al Triásico. Recientes investigaciones de tipo sedimentológico podrán dar un criterio que permita separar ambas formaciones (Virgili, 1961). El conjunto de la serie permotriásica sobrepasa los 1.000 metros.

En resumen, puede decirse que en contra de la opinión de los primeros geólogos que estudiaron la paleogeografía del NE. de España (Ashauer, Teichmüller, Misch...), el Triásico pirenaico es muy diferente del de la cuenca catalana. Las pretendidas semejanzas se establecieron sobre una interpretación equivocada de la serie triásica de los

Catalánides. Como rasgos diferenciales principales puede anotarse la ausencia de Permiano en la cuenca catalana, así como la falta de ofitas en el Keuper. En el Muschelkalk la diferencia es también extraordinaria, en el Pirineo está representado en general únicamente por un nivel calcáreo, que es muy difícil saber qué posición ocupa con relación al Muschelkalk de los Catalánides. De acuerdo con el hallazgo de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* Dunk, realizado por Dalloni (1930), podría suponerse que representa el Muschelkalk inferior. Sin embargo, de la observación de la serie estratigráfica propuesta por Ashauer (1930), en las cuales aparece una leve intercalación continental en la parte baja de los niveles calizos, es posible también deducir que la serie caliza pirenaica representa el Muschelkalk completo.

Así, consideramos que, dado el estado actual del conocimiento de la estratigrafía del Trías pirenaico y hasta que nuevos hallazgos paleontológicos o análisis litológicos permitan caracterizar los distintos niveles, no es posible establecer correlación alguna entre el Trías del Pirineo y de los Catalánides. La única consecuencia que se deduce de la comparación de ambas series es la de que se trata de dos áreas sedimentarias completamente independientes.

2. Cantabria

La diferencia es aún mayor si en vez de considerar la cuenca pirenaica atendemos a la región cantábrica. Todo intento de correlación es completamente imposible, ya que carece tanto de base paleontológica como litológica.

En esta zona el carácter detrítico de la sedimentación es aún más acentuado que en la zona pirenaica. En algunos puntos falta por completo la serie caliza y las margas irisadas descansan directamente sobre la serie inferior de areniscas y conglomerados.

3. Sistema Ibérico

Mayores semejanzas cabe buscar de la composición de la serie triásica catalana con la de la Cordillera Ibérica.

En realidad, ocultos bajo el Jurásico y Cretáceo de los Puertos y el Maestrazgo, los materiales triásicos de los Catalánides se continúan con los de la Cordillera Ibérica; es por tanto de esperar que, a parte de los inevitables cambios laterales de facies, las características de ambas zonas sean muy parecidas.

Desgraciadamente no existe ningún estudio detallado de la estratigrafía de los materiales triásicos del borde oriental de la meseta. Sin embargo, los datos que proporcionan los trabajos de Wurm (1911), Brinkmann (1931), Tricalinos (1928), Schroeder (1930), Schriel (1930) y Lotze (1929), son suficientes para intentar una correlación.

El Trías de estas zonas sufre considerables cambios de facies y varía desde un material de características muy análogas al de Cataluña meridional, en el extremo NE. (Wurm, 1911), hasta una facies reducida en los bordes de meseta, donde toda la serie triásica está representada por una formación detrítica. Sin embargo, en líneas generales, el Trías del Sistema Ibérico presenta perfectamente caracterizadas las unidades fundamentales que hemos utilizado en la división del Triásico catalán.

El Buntsandstein ofrece unas características análogas a las Cordilleras Costeras catalanas, aunque en general es más potente. La parte basal está constituída por unos niveles de conglomerados cuarzosos con algunas intercalaciones arenosas. Estos niveles, en Cañete (Cuenca) sobrepasan los 200 m. y en Checa, situada a 40 Km. más al norte, quedan reducidas a 5 m. En líneas generales se observa en esta zona una disminución en la potencia hacia el este, aunque no parece que su espesor ni el tamaño de los cantos sea función de la proximidad al borde de la cuenca, ni de la profundidad de la misma.

En algunos puntos de la Cordillera Ibérica, debajo de los niveles de conglomerados, existen unas capas de areniscas rojas que llegan a alcanzar 40 m. de potencia (Bataller, J., 1950; Ritcher y Teichmüller, 1933; Schroeder, E., 1948). nivel que no tiene equivalente en el Trías catalán y que quizá represente el Permiano.

La parte superior del Buntsandstein está constituída por una serie arenosa de potencia extraordinariamente variable (30 a 100 m.), coronada por unos niveles de margas rojizas.

Sobre esta serie detrítica descansa una serie caliza que corresponde al Muschelkalk. La semejanza del Trías medio de los Catalánides con el del sector oriental de la Cordillera Ibérica es evidente, no sólo por su fauna (Wurm, 1911, 1913; Schmidt, 1935), sino incluso por su composición litológica, ya que en esta región existe también una intercalación roja detrítica en la parte central de la serie caliza.

Fué Wurm (1911) quien al estudiar la zona de Morés indicó que en el Muschelkalk debían considerarse tres niveles perfectamente individualizados petrográficamente. Uno inferior calizo, otro medio, constituído por margas rojas con yesos, y otro superior, nuevamente calizo.

Más tarde, Lotze (1929) se refirió nuevamente a este hecho, resumiendo las observaciones efectuadas por los anteriores geólogos (Wurm, 1911; Dereins, 1898; Tricalinos, 1928), y señaló su generalización para las zonas de Royuela, Montalbán y Cubell. Dicha intercalación fué también localizada por Jiménez de Cisneros (1929), en Alicante.

Así pues, en el sector oriental de la Cordillera Ibérica el Muschelkalk está constituído por «un complejo dolomítico superior», que contiene una fauna análoga a la del yacimiento de Camposines (Wurm, 1911), un Muschelkalk medio de margas irisadas yesíferas, y una serie caliza basal con típica fauna anisiense (Wurm, 1911; Schmidt. 1935). La potencia de este último nivel es muy variable, pero en general no sobrepasa a una decena de metros y muchas veces pasa lateralmente a carniolas.

La semejanza en la fauna entre la cuenca catalana e ibérica es máxima en el Muschelkalk superior. En cambio, el Muschelkalk inferior presenta una fauna algo diferente. Faltan los típicos niveles de *Spiriferina* y *Paraceratites* y existe únicamente una fauna (Wurm, 1913, p. 72) constituída por *Myophoria intermedia, M. vulgaris, M. orbicularis*. Las dos primeras especies no pueden considerarse típicas de ningún determinado nivel triásico, pero en cambio *M. orbicularis* caracteriza, tanto en la cuenca catalana como en la germánica, la parte más alta del Muschelkalk inferior. No es por tanto aventurado paralelizar los niveles calizos basales con el Schaumkalk germánico y dolomías con *Diplophoras* del Trías catalán, y suponer que en la cuenca ibérica la transgresión del Muschelkalk empieza algo más tarde que en la cuenca catalana. Wurm (1911) no conocía la existencia de los tres niveles del Muschelkalk en el Trías de los Catalánides y no podía, por lo tanto, intentar la correlación de este nivel con el Muschelkalk inferior catalán, pero llega a una conclusión análoga a la propuesta por nosotros al comparar la serie triásica de la Cordillera Ibérica con la de Alemania central.

En el sector occidental de la Cordillera, las características del Muschelkalk son diferentes. Existe una única intercalación calcárea, que en el extremo occidental, entre Atienza y Sigüenza, pasa lateralmente a materiales arenosos (Schroeder, 1930). Sólo un estudio estratigráfico y paleontológico detallado podría indicarnos si este nivel calizo corresponde al Muschelkalk inferior o al superior, si bien el hecho de que en el extremo oriental de la cuenca el Muschelkalk inferior tenga una potencia muy escasa y fauna muy pobre, mientras que el Muschelkalk superior está relativamente bien desarrollado, hace pensar que sea este nivel el que persiste y se continúa hacia occidente.

Otra prueba de la correspondencia de esta única intercalación calcárea de la serie triásica con el Muschelkalk superior es la fauna que la misma contiene. Así Verneuil (1859). cita un yacimiento de *Nautilus* en Molina de Aragón, y Mallada (1880), este mismo cefalópodo en Jalande.

Wurm (1911) indica que en la provincia de Zaragoza no existen cefalópodos, y la fauna que cita es bastante banal, sin embargo, por su conjunto recuerda la del Muschelkalk superior del sur de los Catalánides.

Los materiales del Keuper presentan en la cuenca ibérica la típica facies general en el centro y norte de España. Existen algunos datos sobre la existencia de facies detrítica en los materiales del Keuper (Brinkmann, 1931, y Schroeder 1930). Sin embargo, creemos que deben acogerse con las máximas reservas, ya que es posible que, como en la cuenca catalana, estas «facies detríticas del Keuper» correspondan a afloramientos del Muschelkalk medio, interpretados equivocadamente (Ashauer y Teichmüller, 1935) como Trías superior.

En resumen, la comparación del Trías ibérico con el de la cuenca catalana nos muestra la extraordinaria semejanza en cuanto a la biofacies y litofacies de ambas zonas. Esta semejanza es máxima en el sector oriental y disminuye a medida que se progresa hacia el oeste o hacia el sur.

4. Cordillera Bética y Prebética

El Trías del sector meridional de la Península Ibérica posee un aspecto muy característico y diferente de las demás regiones. Los materiales tienen una facies de mayor profundidad y faltan las intercalaciones detríticas tan características del Trías catalán. La sucesión estratigráfica es bien conocida y perfectamente datada por una serie de hallazgos fosilíferos (Solé y Fallot, 1946, 1946 bis, 1952; Fallot, 1931 y 1945. Lemoine, 1952; Fallot, Solé y Lecmoine, 1954; Fallot, 1954).

El Triásico inferior está representado por una potente serie de pizarras violáceas yesíferas («launa») cuya edad ha sido muy discutida y que repetidas veces han sido colo-

cadas en el Cambriano; sin embargo, actualmente su edad werfeniense está completamente demostrada.

Sobre estos niveles existe una potente serie calizo-dolomítica en la que no sólo no se ha dejado sentir la regresión del Muschelkalk medio, sino ni siquiera la del Trías superior. Faltan en esta región las arcillas irisadas del Keuper, tan características de la parte central y septentrional de la Península.

Sin embargo, la profunda diferencia de la serie triásica de las Cordilleras Béticas y de los Catalánides se atenúa cuando se atiende exclusivamente a la biofacies. Así, la fauna característica del Ladiniense bético (Solé y Fallot, 1946, p. 1985) presenta numerosas especies análogas a las que existen en el Trías de los Catalánides, *Velopecten alberti* Gold., *Avicula hallensis* Woehrm, *Myophoria goldfussi,* Schmidt.

Un hecho particularmente interesante es que en la serie del Trías bético, Fallot (1954) ha identificado la existencia de dos niveles de fucoides, uno en la parte central del Anisiense y otro en el Ladiniense, esto es, en idéntica posición a la que ocupa en la serie de los Catalánides.

En el Trías bético existen también *Gyroporella* (Fallot, Solé y Lemoine, 1950), pero corresponden a un nivel completamente diferente que en las Cadenas Costeras catalanas, ya que en ésta representan el Anisiense y en las cordilleras béticas al Ladiniense.

En resumen, la serie bética y la catalana son perfectamente comparables gracias a la existencia de niveles faunísticos equivalentes, pero son al mismo tiempo completamente diferentes por las condiciones en que se ha efectuado la sedimentación.

El Trías de las zonas subbéticas (Alastrué, 1949; Fernández Bollo, 1944) plantea numerosos problemas a causa de su compleja estructura tectónica. Sin embargo, en líneas generales puede decirse que en esta zona se produce el tránsito del tipo de sedimentación geosinclinal (facies alpina) de las cordilleras béticas, al tipo de sedimentación de plataforma continental (facies germánica) del borde de

la meseta. A esta facies de los materiales se la ha denominado Trías «germano-andaluz» y presenta ciertas analogías con el Trías del NE. de España.

El Trías inferior tiene unas características análogas al Buntsandstein de los Catalánides y en el Trías superior aparecen las típicas arcillas irisadas. En el Trías medio es posible, como indicábamos en un trabajo anterior (Virgili, 1956), que existan los tres niveles típicos del Trías del NE. de España. La intercalación detrítica del Muschelkalk no se ha citado concretamente, pero Fallot (1931) se refiere numerosas veces al problema que plantean unas margas rojas con yesos y carniolas que por su posición y facies no es fácil asimilar ni al Keuper, como hicieron los primeros autores, ni al Buntsandstein, como más tarde hace Schmidt. En general aboga por su situación en el Trías inferior. No obstante, como hace notar también este mismo autor, no es posible observar ninguna serie completa, ni tan solo la base de este «posible» werfeniense, que en realidad sería lo único que resolvería por completo la cuestión.

5. El Triásico balear

De manera análoga a lo que sucede en las cordilleras béticas, la comparación entre el Trías de los Catalánides y el de Baleares es mucho más fácil si se atiende a la biofacies que a la litofacies. En líneas generales puede decirse que en el Triásico balear la influencia alpina es mucho más acentuada que en el de los Catalánides, hecho completamente lógico si se tiene en cuenta la posición de ambas zonas en el conjunto de la cuenca triásica del occidente de Europa.

El estudio detallado de los materiales triásicos de Baleares fué iniciado por Hermite (1897), pero a los trabajos de Nolan (1888, 1893) se deben las primeras series estrati-

gráficas de conjunto. En ellas, de manera análoga a lo que sucedió en el Trías catalán, la mayor parte de la serie caliza fué atribuída al Keuper y, en cambio, las arcillas irisadas y yesos característicos de este nivel se incluyeron en el Jurásico.

Es Darder (1914) quien finalmente obtiene una detallada sucesión estratigráfica de los materiales y estudia las relaciones de los distintos niveles con los pisos del Trías alpino. Sin embargo, hasta la publicación de los trabajos de Fallot (1914, 1919, 1920, 1922, 1932) y Holister (1934) no puede decirse que se conozca con seguridad la estratigrafía del Triásico balear; es por tanto a partir de la estratigrafía deducida por estos geólogos que intentaremos establecer una correlación con la serie de los Catalánides.

Los niveles más altos de la formación triásica presentan extraordinaria analogía en ambas regiones. En Mallorca están constituídos por una serie de margas abigarradas yesíferas coronadas por unos niveles dolomíticos de potencia muy parecida a la que tienen los niveles análogos de las Cadenas Costeras catalanas. La semejanza continúa en la parte alta del Trías medio. En Baleares está constituída por una serie calizo-dolomítica en la que existen también niveles de fucoides y nódulos de sílex. En la fauna de este nivel aparecen muchos de los fósiles característicos del Muschelkalk superior de los Catalánides (Darder, 1914; Fallot, 1932; Schmidt, 1935; Bauzá, 1945, 1946; Virgili, 1952), entre otros *Gervilleia costrata* Schaur., *G. goldfussi* Stromb., *Daonella* cf. *lommeli* Mojs., *Trachiceras* sp., *Nannites* sp., *Myophoria laevigata* Alb., *M. vestita* Alb. y *M. nuculaeformis* Zenken.

Las analogías de la serie balear y catalana disminuyen en la parte inferior del Trías medio, ya que en Baleares el Muschelkalk está constituído por una sola serie caliza en la que no ha sido señalada la existencia de la intercalación detrítica que hemos observado en el Trías de los Catalánides. Así, por debajo de las calizas y dolomías antes citadas, que corresponden al Ladiniense, continúa la serie calizo-dolomítica con facies muy análogas y sin fauna característica (*Hoernesia, crinoideos*, etc.). El yacente de la serie caliza lo forman unos niveles de arcillas rojas e irisadas y de areniscas que son atribuídas al Buntsandstein. La parte inferior de este nivel no es visible, por lo tanto no puede constatarse la existencia de los conglomerados cuarzosos típicos de la parte basal de la serie triásica.

En resumen, puede decirse que el Trías balear representa la continuación oriental de la serie de los Catalánides. Su mayor proximidad a la parte geosinclinal de la serie le confiere unas características de mayor profundidad que se manifiesta no sólo en la fauna, sino también en la falta de la intercalación roja detrítica del Trías medio.

COMPARACION CON LA SERIE TRIASICA DE OTRAS REGIONES EUROPEAS

1. El NE. de Francia

A pesar de corresponder a zonas relativamante lejanas y con las cuales es difícil establecer correlación paleogeográfica alguna, cansideramos interesante exponer brevemente los resultados de la comparación de la serie triásica catalana con la del NE. de Francia (Vosgos, Lorena y Jura) (Virgili, 1956). La sucesión estratigráfica del Trías de esta región es perfectamente conocida (Guillaume, 1936; Ricour, 1946, 1948, 1953, 1959, 1960; Bonte, Goguel, etc., 1953), lo que facilita extraordinariamente la correlación. Desde un punto de vista litológico, la correspondencia entre ambas series es perfecta. En el Trías del NE. de Francia existe, igual que en el de los Catalánides, un Keuper formado en su parte basal de arcillas irisadas con anhidrita, y en la parte superior por calizas y dolomías con niveles de carniolas. Una importante diferencia la constituye, sin embargo, la existencia de niveles arenosos («Gres a Roseaux») en el Keuper medio de Francia, facies detrítica que no existe en el Trías catalán.

La analogía es mayor en el Trías medio. La parte superior del mismo está formada por unos niveles dolomíticos a veces ligeramente arenosos y con intercalaciones de arcillas carbonosas; es el Lettenkohle, tránsito entre el Muschelkalk y el Keuper. Por su litología no tiene este nivel

un exacto equivalente en la serie de los Catalánides, ya que las capas que ocupan una posición equivalente presentan una facies más caliza. Sin embargo, uno de los fósiles más abundantes, aunque no exclusivos del Lettenkohle, es *Myophoria goldfussi,* que aparece también en los Catalánides precisamente en los niveles dolomíticos margosos inmediatamente inferiores a las arcillas irisadas del Keuper. Los niveles basales del Muschelkalk superior son una potente serie calcárea, cuya fauna más característica la constituyen los *Ceratites* del grupo *nodosus,* fósiles que no existen en el nivel equivalente del Triásico catalán.

El Muschelkalk medio de los Vosgos tiene un especial interés, ya que igual que en los Catalánides constituye una intercalación de arcillas y margas rojas, con niveles de anhidrita. El carácter detrítico de esta intercalación es, sin embargo, menos acusado que en el Trías catalán, ya que no existen niveles de arenisca.

El Muschelkalk inferior presenta un desarrollo paralelo al del NE. de España. Los niveles superiores son dolomíticos y en la parte central existe un nivel de «calizas y margas onduladas» de facies análoga a los «fucoides» del Trías catalán. La parte basal del mismo es, sin embargo, diferente, ya que en los Vosgos aparece un nivel de areniscas dolomíticas amarillentas ricas en fósiles, el Muschelsandstein, que no tiene equivalente en la cuenca catalana.

La semejanza de facies entre ambas zonas se acentúa en el Buntsandstein. El nivel superior del mismo está constituído por unos niveles de arcillas rojas abigarradas, cuya única diferencia con respecto a los que existen en posición análoga en el Trías español es la falta de yesos y anhidrita. Esta diferencia es además sólo aparente y debida a la diferencia del clima actual. En efecto, en profundidad, este nivel contiene siempre niveles de anhidrita y de sal; su ausencia en el Trías francés es debida al lavado actual de los afloramientos.

Las capas inmediatamente inferiores son la arenisca con *Voltzia* de facies idénticas a las del Buntsandstein catalán, analogía que aparece en la granulometría de los materiales, como hemos comprobado en un análisis efectuado. Un hecho muy importante es la curiosa fauna descubierta en estas areniscas en los alrededores de Estrasburgo (Grauvogel, 1947, 1951, 1951 bis). Los fósiles aparecen preferentemente en los niveles arenosos y tienen un considerable interés, ya que además de la típica flora conocida en otras regiones en este mismo nivel: *Voltzia, Albertia, Aetophylum, Ptecopteris, Yuccites...,* existe una fauna riquísima constituída por crustáceos, moluscos, artrópodos, medusas y abundantes restos de peces. La importancia de esta fauna es considerable, porque demuestra que estos niveles se han depositado en una plataforma costera parcialmente inundada y no en una zona desértica como se ha venido tradicionalmente admitiendo. La laboriosa preparación que exigen estos fósiles, que requiere además de varios años un clima especial, ya que la separación de los ejemplares se consigue provocando la gelivación de las areniscas, explica que dichos restos no hayan podido ser identificados en otras regiones.

La parte inferior de la serie triásica está constituída por unas alteraciones de conglomerados y areniscas semejante, en líneas generales, a la que constituye la base del Trías del centro y nordeste de España. En los Vosgos estos niveles se continúan por una serie de areniscas rojas muy arcillosas que se incluyen en el Permiano.

2. Provenza y prepirineo francés

El Trías provenzal presenta un carácter de tránsito entre las facies alpina y germánica, lo que le da cierta analogía con la serie triásica catalana (Charles, 1948, 1949; Corroy, 1934; Destombes, 1949, 1950). Sin embargo, en conjunto, hay un mayor predominio de influencia faunístico alpina, principalmente en los niveles más altos del Trías medio.

La parte basal de la serie en Provenza está constituída por un potente nivel de pudingas y areniscas abigarradas con *Voltzia* análogo a la que existe en el Trías de la mayor parte del occidente europeo. El Muschelkalk está representado por una serie calizo-dolomítica, en la parte central de la cual existe un nivel de margas rojizas y carniolas que manifiesta la regresión del Trías medio. El Keuper es de facies intermedia entre el tipo alpino y germánico.

3. Túnez, Argelia y Tripolitania

El Triásico del norte de Africa ofrece también unas características análogas al existente en la cuenca española (Lambert, 1955; Gotti y Saingeld, 1954).

En el extremo sur de Túnez y Tripolitania (Lapparent, 1954), esta semejanza se acentúa tanto por las existentencias de una intercalación roja en la parte central del Muschelkalk como por la fauna existente. Así, el Muschelkalk inferior contiene, como en Cataluña, *Myophoria laevigata, Pleuromia elongata, Pecten discites, Mytilus eduliformis...*, y el Muschelkalk superior. *Enantiostreon difforme* y *Avicula*. El Trías superior está constituído por una serie de arcillas irisadas yesíferas, y el inferior por alteración de areniscas y margas rojas. Una curiosa coincidencia con el Trías catalán es que la intercalación rojo-detrítica había sido confundida con el Buntsandstein hasta los recientes trabajos de Lapparent (1954).

VI

Consideraciones paleogeográficas

1. La posición del área sedimentaria española en el Mediterráneo occidental

El Triásico, tránsito entre la Era Primaria y Secundaria, es una época de completa tranquilidad orogénica, que se caracteriza por la existencia de enormes áreas continentales de relieve casi nulo y costas muy poco recortadas. Estos continentes estaban separados por mares relativamente estrechos que sólo alcanzaban grandes profundidades en su parte central, mientras que en los bordes de los mismos existía una extensa plataforma submarina. La presencia de estas cuencas epicontinentales que estuvieron durante largo tiempo sometidas a un régimen intermedio al fluvial y al marítimo costero, parece ser una de las características fundamentales de este período.

Existían cuatro extensas áreas continentales (Furon, 1941; Jouleaud, 1934). En el hemisferio Norte, el continente Nord-Atlántico que se extendía sobre Europa y Norteamérica y el Sinosiberiano que ocupaba el NE. de Asia. En el hemisferio Sur, y separado de los dos anteriores por el mar de la Mesogea, existía el continente de Gondwana. En el espacio hoy día ocupado por el océano Pacífico se extendía un continente Pacífico rodeado por el océano Circumpacífico.

La Península Ibérica quedaba por tanto situada en el continente Nordatlántico y centro del ámbito que se ha denominado «Mediterráneo occidental». Las exactas características paleogeográficas de este sector son muy complejas y han sufrido muy variadas interpretaciones (Haug, 1907; Ashauer, 1934; Fallot, 1932, 1948; Schmidt, 1934,

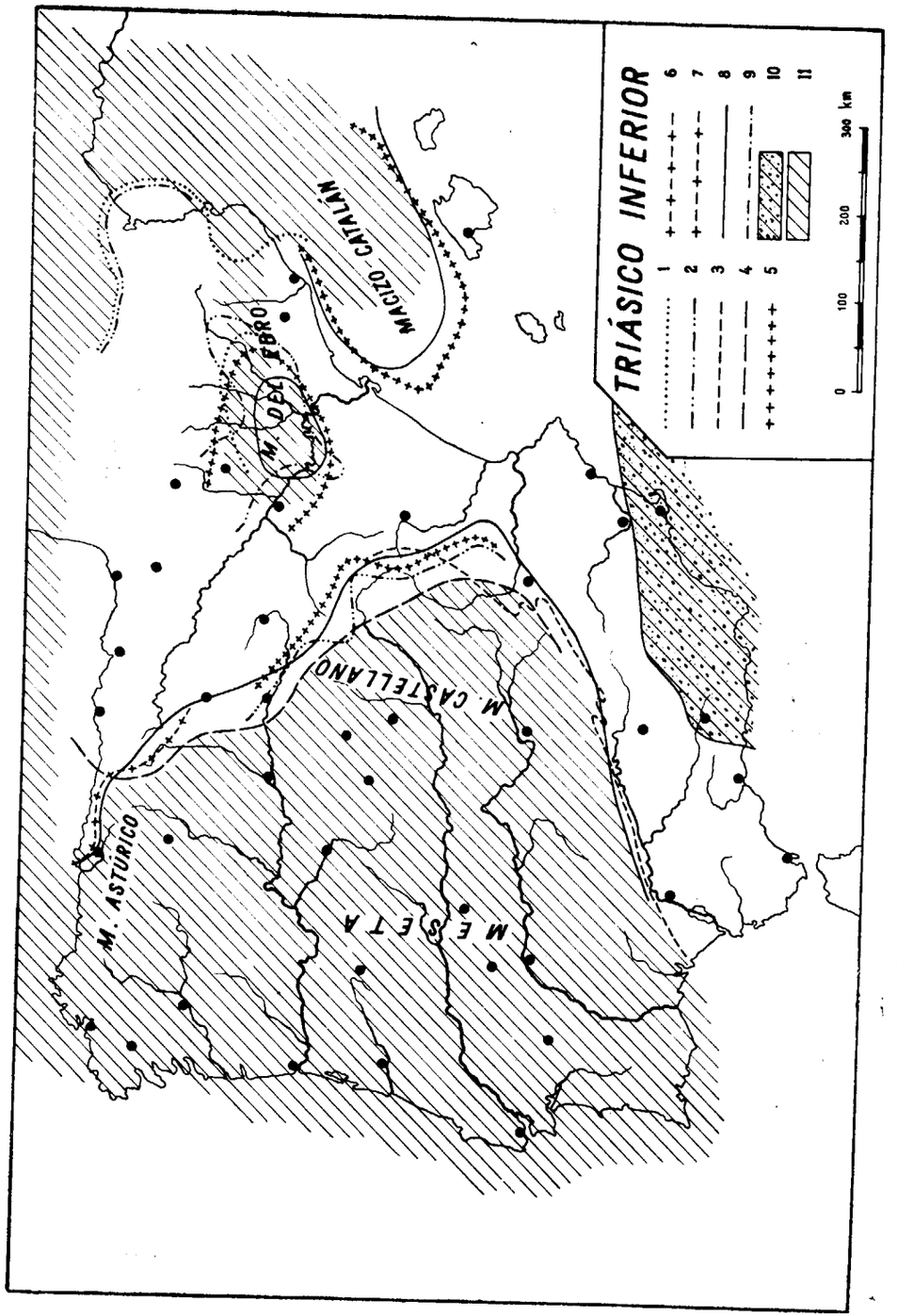


Fig. 93.—Trazado de las costas españolas durante el Triásico.
1. Según Ashauer, H. (1934).—2. Según Ashauer, H., Teichmüll

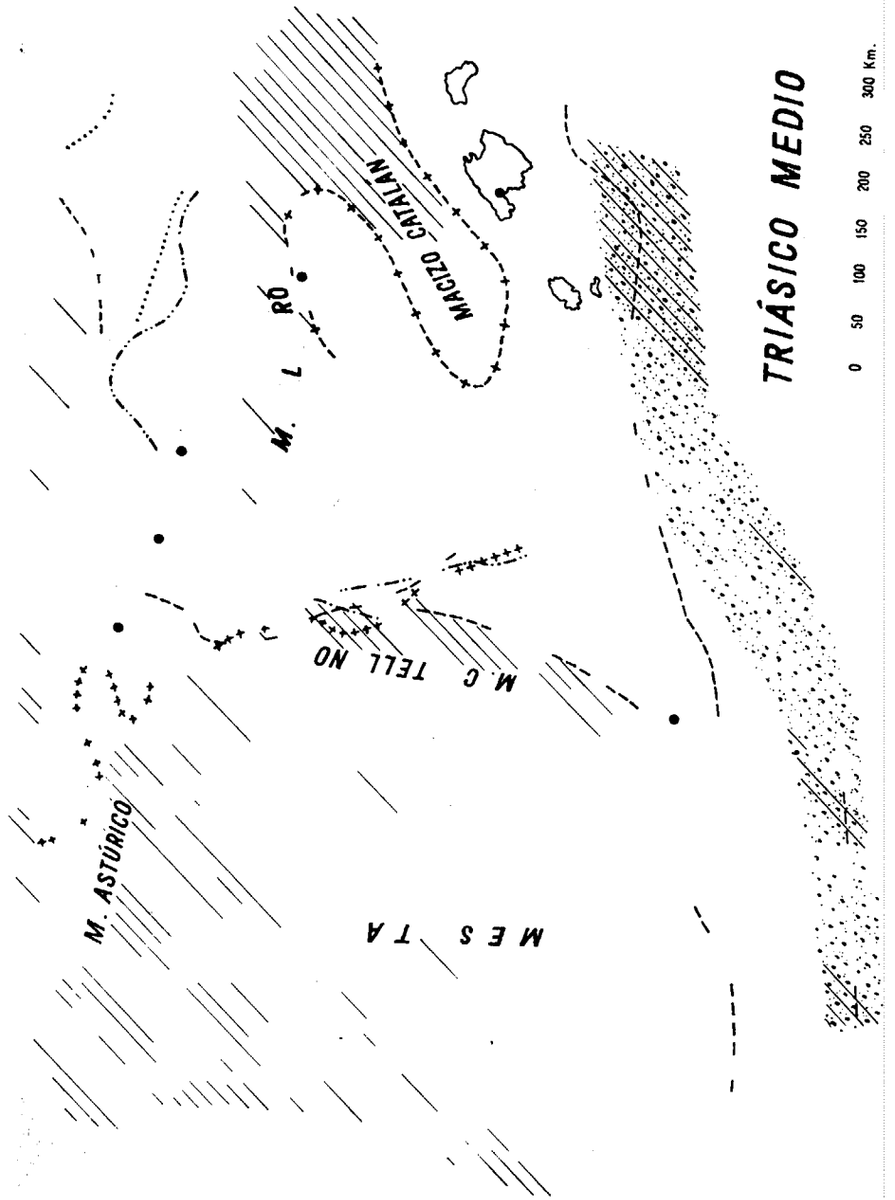
1942; Misch, 1934; Schroeder. 1943; Gignoux, 1948; Llopis, 1954; Ricour, 1960).

Sus características generales son, por el contrario, bien conocidas. Un amplio mar, el Tethys, ocupaba aproximadamente el emplazamiento del actual Mediterráneo. Las zonas de máxima profundidad del mismo estaban situadas en el sector oriental. Hacia el sur, oeste y noroeste se extendían amplias zonas de profundidad mucho menor, que correspondían en realidad a la plataforma continental del citado océano. Una serie de umbrales y macizos de existencia no muy bien conocida, aislaban en dicha zona costera diversas cuencas epicontinentales, más o menos relacionadas entre sí y con el océano oriental. La exacta delimitación de tales macizos plantea complejos problemas que escapan de las posibilidades de un trabajo de geología regional. Algunos de ellos, como la «Cordillera videlciense», a la cual ya nos hemos referido al estudiar las relaciones entre las faunas de las diversas cuencas, fueron creados para explicar bruscos cambios de facies entre regiones muy próximas. Posteriores descubrimientos paleontológicos han demostrado la ausencia o poca importancia de tales «cordilleras» y que las variaciones de facies son debidas únicamente a un cambio en las condiciones del medio. Los argumentos en favor de la existencia de otros macizos son exclusivamente de orden tectónico, ya que las zonas donde deberían buscarse las facies de borde de cuenca, que demostraran la proximidad de los mismos, han sido cubiertas por sedimentos posteriores.

2. Trazado de las costas españolas durante el Triásico

Muy poco sabemos de las condiciones a que estaba sometida la cuenca española al iniciarse el período Triásico.

De manera general se ha venido considerando que la Península Ibérica estuvo durante el Trías inferior completamente emergida y sometida a condiciones desérticas

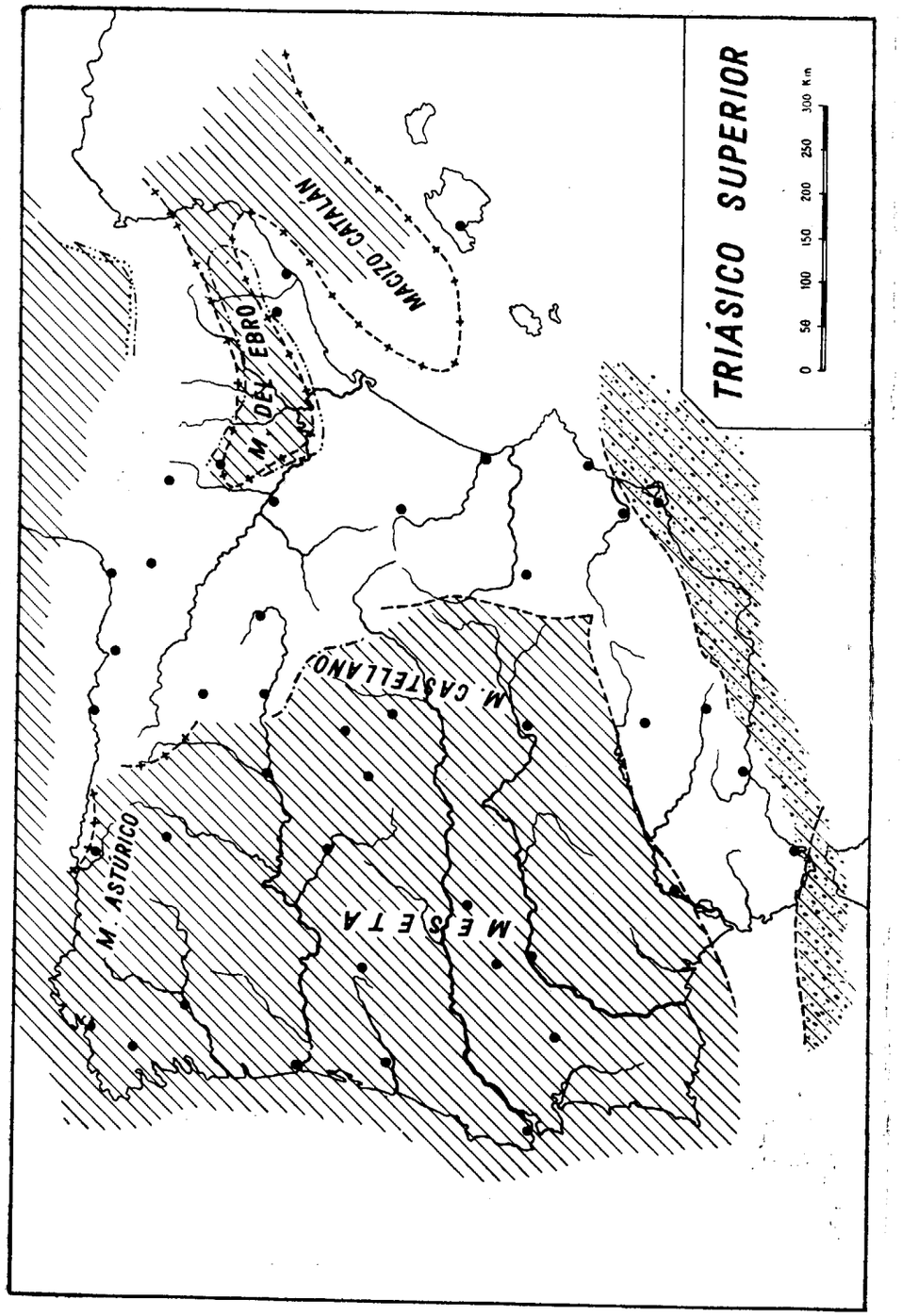


(Carvalho Soarez, 1950, 1950 bis; Ribeiro y Teixeira, 1942; Ribeiro, 1947; Llopis, 1947; Virgili, 1952). Sin embargo, los resultados obtenidos al estudiar la litología de los materiales detríticos del Trías de los Catalánides hacen insostenible la anterior hipótesis al demostrar que dichos sedimentos son del tipo fluvial y marítimo costero, por lo tanto, para conocer el trazado de las costas es imprescindible emprender el estudio de dichos materiales en el resto de la Península, a fin de conocer el límite entre la sedimentación continental y marítima durante el Trías inferior. Es posible, sin embargo, establecer los límites entre las áreas de denudación y de sedimentación de los materiales, prescindiendo del medio en que ésta se haya realizado.

Estos límites son bastante complejos, ya que si bien el relieve creado por los plegamientos hercinianos estaba casi arrasado, no era completamente nulo y en la penillanura paleozoica se diferenciaron una serie de umbrales y cuencas sedimentarias subsidentes, en las que se depositaron los materiales arrancados de los macizos que permanecían más elevados.

España estaba constituída por una extensa plataforma, más elevada en la región central y occidental, «Macizo Castellano», y que descendía de altitud hacia el este, en dirección al mar que en aquella época ocupaba el Mediterráneo oriental, o sea, con una inclinación opuesta a la que hoy día presenta la meseta central española. No era un plano rígido, sino que presentaba una serie de ondulaciones, así hacia el este se elevaba el «Macizo del Ebro», situado en la actual depresión aragonesa, y el «Macizo Catalán», situado en la zona del Mediterráneo comprendida entre Cataluña y Baleares.

El área de sedimentación estaba limitada, al norte, por el macizo central francés, al pie del cual se extendía una «depresión pirenaica» (Ashauer, H., 1943, 1946; Misch, P., 1948; Schriel, W., 1942; Schmidt, H., 1942). Hacia el oeste se continuaba por la «Cuenca Cantábrica» (Karrenberg, H., 1946), cuyo límite norte no se conoce con certeza, ya que estaba situado en la región hoy día ocupada por el mar



Cantábrico. El límite W. y SW. de esta cuenca estaba constituído por el «Macizo Astúrico», que se prolongaba hacia el ENE. en forma de un pequeño umbral, que separaba la cuenca cantábrica de la astúrica. Más al sur el límite lo formaban los núcleos cristalinos de la meseta española (Fallot, P., 1931; Mojsisovics, E., 1881; Schröder, E., 1948), los cuales, por erosión diferencial, quedaron en resalte sobre el resto de los terrenos paleozoicos, constituyendo el «Macizo Castellano».

En el sur es mucho más difícil de conocer el trazado de los límites de la cuenca. En efecto, basándose en las interpretaciones tectonicas que se han dado a las Sierras Béticas (Fallot, P., 1948, 1931) para establecer la paleogeografía, es preciso trasladar el conjunto bético y subbético hasta su posición originaria, posición que depende de la amplitud que se asigne a los corrimientos ocurridos en esta zona. En líneas generales puede decirse que el límite de la cuenca sedimentaria seguía la línea del Guadalquivir y se dirigía hacia el oeste, continuándose a través del Atlántico.

La continuación oriental de la cuenca pirenaica ha sido muy discutida. Algunos autores admiten que se prolongaba hacia el este comunicándose con la cuenca provenzal. Otros (Ashauer, H., 1943, 1946) que quedaba cerrado por el SW. por el «Macizo Catalán», hoy sumergido bajo las aguas del Mediterráneo: no hay, por tanto, afloramientos que prueben su existencia, pero sí una serie de razones de orden estratigráfico y tectónico (Ashauer, H., 1943, 1946; Llopis Lladó, N., 1947). Otro problema lo plantea el «Macizo del Ebro», situado en el actual valle de este río. Algunos autores (Ashauer, H., 1943) lo enlazan con el «Macizo Castellano», otros (Llopis Lladó, N., 1947) con el «Macizo Catalán», y otros, en fin (Schriel, W., 1942), lo consideran como una pequeña meseta que se elevaba en medio de la cuenca de sedimentación.

A principios del Triásico medio, las aguas más profundas ocuparon casi toda el área de sedimentación del Triásico inferior; así pues, el trazado de la cuenca se conserva semejante al del Buntsandstein.

El umbral nord-cantábrico estaba menos acusado que en el Triásico inferior, y según algunos autores (Ashauer, R., 1943; Ashauer, R., y Teinchmüller, R., 1946; Schriel, W., 1942), el macizo del Ebro y el macizo catalán estaban completamente sumergidos, y la cuenca española se abría ampliamente hacia el este.

Las características del área sedimentaria española no fueron uniformes. En las zonas de máxima profundidad de la cuenca se depositaron las potentes series dolomítico-calizas de facies alpina que constituyen el Trías de la cordillera subbética (Solé Sabarís, L., 1952).

En las zonas próximas al borde de la cuenca: Cordillera Ibérica, Cantábrica, Pirineos y Catalánides (Ashauer, H., 1943; Brinkmann, R., 1948: Karrenberg, H., 1946; Llopis Lladó, N., 1947; Schriel, W., 1942; Virgili y Julivert, 1954; Virgili, 1955, 1956), la potencia es mucho menor y la influencia continental más acusada. El Triásico medio viene representado por una serie caliza que raramente alcanza los 200 m. y que tiene frecuentes intercalaciones detríticas rojizas, es decir, tiene la litofacies típica del NW. y centro de Europa, o sea germánica,

En la zona prebética (Fallot, P., 1948, 1931; Schriel, W., 1942), Baleares (Fallot, P., 1931; Hollister, J. S., 1942; Virgili, 1952), este nivel presenta características intermedias. La potencia alcanza y aun sobrepasa los 200 m. y está formado por calizas y dolomías.

Si se atiende a argumentos de orden paleontológico, la diferencia entre estos dos tipos de Triásico medio se hace menos patente y se pone de manifiesto que las áreas en que se depositó el Trías de facies alpina y germnánica no estaban aisladas.

En la zona subbética (Solé Sabarís, L., y Fallot, P., 1952; Alastrué, E., 1945), junto con especies típicamente alpinas, *Avicula hallensis* Woeh , *A. bronii* Coc , *Daonella lommeli* Mojs., *Trachyceras, Protrachyceras, Nautilus*... se han hallado otras que se consideran características de la cuenca de sedimentación de Alemania central: *Enantiostreon complicatum* Gold., *E. spondiloides* Schlot., *Astrate triasina* Roem., etc.

También en Baleares, cordilleras Prebéticas y Catalánides (Fallot, P., 1948; Llopis Lladó, N., 1947, 1945; Schmidt, M., 1935, 1937; Wurm, A., 1920) existen numerosas formas alpinas, *Protrachyceras hispanicum* Mojs., *P. ibericum* Mojs., *P. vilanovae* Mojs., *Nautilus* sp., *Protrachyceras curioni* Mojs,, *P. pseudoarchelaus* Mojs., *Hunganites pradoi* Mojs., *H.* cf. *yatesis* Hyat et Smidt, *Avicula iberica* Mojs., *Posidomya oblicua* Hau , *Modiola pigmea* Muns., *Nucula subcuneata* Orb. En estos mismos yacimientos se hallan, sin embargo, otras especies típicas de la facies germánica: *Gervilleia costata* v. *contracta* Schaur., *Homomya alberti* Volz , *Coelosthylina rhenana* Koken.

Incluso el Triásico de la región pirenaica, NW. de Cataluña y Cordillera Ibérica, que por su constitución litológica es análogo a los materiales de Alemania central, desde el punto de vista paleontológico se presenta también como zona de tránsito (Fallot, P., 1932; Llopis Lladó, N., 1947; Schmidt, M., 1935; Schriel, S., 1942; Schmidt, M., 1935), junto con especies que atestiguan la facies germánica de estos sedimentos: *Enantiostreon difforme* Sch., *Gervilleia substriata* Cred., *Homomya alberti* Volt., *Lima costata* Gold., *Myophoria vulgaris* Sch., *M. vestita* Alb., *M intermedia* Schl., *M. goldfussi* Alb., *Pleuromya mactroides* Schl., *P. musculoides* Schl., aparecen otras típicamente alpinas, como *Avicula bronii* Coc., *A. hallensis* Woeh., *Daonella, Hunganites* (Llopis Lladó, N., 1932).

En resumen, puede decirse que la parte oriental de España estaba ocupada por un mar de tipo epicontinental. La profundidad de este mar aumentaba rápidamente con la distancia a la costa, y en la parte más meridional existía una zona mucho más profunda, un verdadero geosinclinal, en el que se depositaron los materiales de facies alpina, que originaron las cordilleras subbéticas. Entre el geosinclinal y la plataforma continental en que se sedimentó el Trías de facies germánica que constituye la Cordillera Ibérica, existía una zona de tránsito, de profundidad

intermedia (Subbética, Baleares, Catalánides); los sedimentos acumulados en estas regiones son también de facies intermedia. En el norte de España existían dos pequeñas cuencas independientes, casi verdaderos mares interiores: la pirenaica y la cantábrica. Su profundidad fué siempre relativamente escasa y su evolución no siempre paralela a la del resto de la cuenca.

El Triásico superior ofrece graves dificultades para su estudio paleogeográfico. Por una parte, no se conocen exactamente las condiciones de sedimentación de los materiales que lo constituyen, y por otra, la extraordinaria movilidad de sus niveles, hace muy insegura la determinación de potencias.

Unicamente en las partes más profundas de la cuenca, Cordilleras Subbéticas (Solé Sabarís, L., y Fallot, P., 1952) y Menorca (Fallot, 1922), los materiales presentan una facies típicamente marina. Están constituídos por una potente masa de calizas y dolomías con Diploporas cuya potencia oscila entre los 150 y 200 metros.

En el resto de España están representadas por arcillas y margas irisadas con yesos y sal, que vienen coronadas por unos niveles dolomíticos más o menos cavernosos, que pasan muchas veces insensiblemente a las carniolas jurásicas. En Baleares, bajo Ebro, Pirineo y Prebética, estos niveles alcanzan su máxima potencia. El espesor de los niveles margosos suele oscilar entre los 30 y 180 m., y la de los calizos de 20 a 60 metros. En la Cadena Costera catalana la potencia es mucho menor. Casi nunca el espesor total sobrepasa a los 100 metros y en las regiones más orientales suele faltar por completo, de modo que el Terciario descansa directamente sobre un Triásico medio claramente datado (Llopis Lladó, N., 1947). En la Cordillera Ibérica y Cantábrica el desarrollo de estos niveles es muy variable, pero casi nunca sobrepasa los 100 metros.

En vista de los resultados obtenidos en el Trías catalán, las ideas sobre las condiciones de sedimentación de los materiales del Keuper en el resto de la Península Ibérica deben someterse a revisión. No es posible hablar del «trazado de las costas», ya que en la actualidad no es posible asegurar cuáles zonas estuvieron bajo el dominio continental y cuáles bajo el dominio marino. Por el contrario, el límite entre las áreas de denudación y de sedimentación queda señalado con bastante claridad, y en líneas generales coincide con las del Triásico medio. En el norte, la cuenca sedimentaria estaba limitada por el macizo francés (Ashauer, H., 1943), y seguramente (Charles, C., 1048) se continuaba por el este hasta la cuenca provenzal. Hacia el oeste se extendía la depresión cantábrica, que aproximadamente tenía la misma extensión que en el Triásico medio. Faltan toda clase de datos sobre la presencia del umbral nordcantábrico. Probablemente la línea occidental de esta cuenca celtibérica se dirigía hacia el SE. a través de la región del Duero hacia el extremo de Guadarrama (Brinkmann, R., 1848), bordeaba la cuenca celtibérica y se dirigía hacia el oeste por la línea del Guadalquivir. El macizo del Ebro y macizo catalán constituyeron también durante el Trías superior zonas elevadas sobre las cuales no hubo sedimentación.

3. Características y límites de la cuenca sedimentaria catalana

Las características de los materiales triásicos de los Catalánides y sus afinidades y diferencias con otras regiones están de acuerdo, en líneas generales, con los límites asignados a la cuenca de sedimentación de los mismos en los más recientes estudios paleogeográficos (Llopis, 1952, 1954).

La profunda diferencia faunística y litológica con el Trías pirenaico parece una demostración de la existencia de un umbral del Ampurdán, enlace del macizo del Ebro y catalano-balear, que aislaba el área sedimentaria catalana del surco pirenaico. La extraordinaria analogía del Trías

catalán y el del sector oriental de la Cordillera Ibérica, que no ha podido ser suficientemente comprobado por falta de estudios detallados sobre el Trías de esta región, demuestra la amplia comunicación de la cuenca catalana con la cuenca sedimentaria ibérica, de la cual constituía en realidad la prolongación septentrional.

La presencia del macizo del Ebro explica las marcadas diferencias existentes entre el Trías de los Catalánides y el sector septentrional de la Península. El macizo catalano-balear no tiene, por el contrario, una influencia muy marcada. Como ya se ha expuesto anteriormente, la influencia alpina en el Trías de los Catalánides es tan importante en el sector septentrional de las cordilleras como en el sector meridional y, en algunos momentos, niveles basales del Muschelkalk, incluso más importante. Así pues, el macizo catalano-balear, que según el trazado admitido para el mismo, aislaba el sector septentrional de la cuenca del océano oriental, estuvo en ciertas épocas muy reducido.

El hecho principal que se deduce del estudio estratigráfico del Trías de los Catalánides en cuanto a la paleogeografía, es la regularidad de la cuenca de sedimentación. Las variaciones de potencia son, excepto en el extremo septentrional, al que posteriormente nos referiremos, muy poco importantes. El umbral del Francolí-Gayá, no existe realmente, ya que tuvo su origen en la interpretación como Buntsandstein o Keuper de niveles que en realidad pertenecían al Muschelkalk medio. Esta confusión, perfectamente explicable debida a la semejanza de facies entre ambos niveles, dió como resultado el asignar a la serie triásica de dichas regiones una potencia muy inferior a la real. Esta disminución de potencia, unida a un real aumento de clasticidad del Buntsandstein, fueron los argumentos que parecían demostrar la existencia del umbral del Francolí Gayá, durante el Triásico.

Otro hecho que consideramos muy importante es que las zonas de máxima profundidad de la cuenca, no estuvieron constantemente situadas en el sector meridional de las cordilleras, como generalmente ha venido admitiéndo-

se. La comparación de los niveles basales del Muschelkalk inferior en diversos puntos de las cordilleras, muestra claramente un aumento del carácter continental de los mismos en dirección SW. En efecto, las calizas grises con *Paraceratites* y *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* que parecen ampliamente desarrolladas en los afloramientos del sector septentrional, basal en los sectores central y meridional, a unas dolomías negruzcas con manchas rojizas y gran cantidad de cuarzo detrítico. Esta variación de profundidad es exactamente en sentido contrario al que ha venido generalmente admitiéndose.

La zona de máxima profundidad no permaneció constante, sino que parece que se desplazó a través de la cuenca en los diferentes momentos del Triásico. En líneas generales, parece que se desplaza hacia el NE. con cada transgresión, para retroceder con la próxima regresión. Así, durante el Muschelkalk medio, los materiales de la Sierra de Prades son los que acusan facies de mayor profundidad: falta de intercalaciones detríticas, aparición de intercalaciones margo-calcáreas... A lo largo del Muschelkalk superior parece que esta zona se desplaza ligeramente hacia el norte y a finales de dicho período y durante el Keuper se localiza en la zona del macizo del Gayá y zona Pontóns-Mediona, que se caracteriza por la presencia de abundantes niveles margo-calcáreos en la base del Keuper y de una rica fauna de clara ascendencia alpina en los niveles del Muschelkalk superior (yacimiento de Mas Fonoll de Pontóns, Foix ..).

Un importante problema lo plantea la falta de los niveles superiores de la serie triásica en numerosos afloramientos, situados principalmente en el sector septentrional (Valle del Congost, borde septentrional del Vallés-Penedés...) y en las proximidades del macizo del Ebro.

Esta falta se observa con absoluta regularidad en aquellos afloramientos que rodean la cuenca de sedimentación eocena, y en la que por tanto la erosión durante este período alcanzó una mayor fuerza. En cambio en los afloramientos septentrionales, aislados del borde de la cuenca

de sedimentación eocena (Garraf y Montgat), dichos niveles están perfectamente conservados. La falta de los niveles superiores no va además acompañada de un aumento de influencia continental en la sedimentación. Los niveles más altos conservados con calizas o dolomías puras, en las que sin embargo la erosión eocena ha dejado claros indicios.

Por ello consideramos que la mayor parte de las veces, si la serie triásica no aparece completa, es debido más que a falta de sedimentación a que la erosión posterior ha arrastrado los niveles superiores.

Así pues, los actuales límites de los afloramientos triásicos son muy diferentes de los de la zona en que se sedimentaron dichos materiales. La erosión y los materiales posteriores impiden la observación de la mayor parte del Triásico depositado en la cuenca catalana y dificultan por tanto extraordinariamente el establecimiento de los límites de la misma.

Como ya se ha indicado, el trazado de los macizos circundantes se ha realizado principalmente atendiendo a razones tectónicas y de semejanza de facies con las cuencas vecinas, ya que en ningún caso aparecen las típicas facies de borde de cuenca de sedimentación que se aprecian, por ejemplo, en los límites de la cuenca sedimentaria ibérica. En dicho sector, estudiado por Richter y Teichmüller (1933), la serie triásica queda reducida a unos 80 m. de materiales rojos detríticos, coronados por margas irisadas.

En la Cordillera Costera catalana, la única zona donde existen materiales cuya facies indica claramente una gran proximidad de un macizo emergido, es el extremo norte del sector septentrional, es decir, en el pie del Montseny. En los restantes sectores es evidente que el área de sedimentación de los materiales triásicos desbordó en amplias extensiones el trazado de los actuales afloramientos.

Así pues, el límite septentrional de la cuenca de sedimentación queda claramente señalada por la estratigrafía de los materiales y se manifiesta en una marcada disminución de potencia y un acusado cambio de facies. En el afloramiento triásico del Brull, que ha sido ya descrito en la parte de geología regional, puede estudiarse particularmente bien dicho cambio. La serie caliza del Muschelkalk inferior, que en esta zona es el tramo más elevado del Trías que se ha conservado, pasa en poco más de un kilómetro a una serie de areniscas y margas rojas e irisadas que aparentemente constituyen una serie comprensiva con el Buntsandstein, del cual se distinguen por contener la asociación de minerales estaurolita distena-andalucita. La facies marginal de los sedimentos se manifiesta también en el carácter grosero de las areniscas y sobre todo por el índice de heterometría especialmente bajo (0,1-0.2); los conglomerados son relativamente poco potentes, pero su naturaleza petrográfica análoga al zócalo, contorno anguloso y heterometría elevada, indican su proximidad al borde de la cuenca.

En Montgat, otro de los probables bordes septentrionales, los materiales están muy tectonizados; sin embargo, parece apreciarse una disminución de potencia en los tramos calcáreos y aumento de carácter marginal en los niveles detríticos.

En cuanto a los límites occidentales, que tendrían que estar formados por el supuesto macizo del Ebro, y los orientales por el macizo catalano-balear, hay que reconocer que las conclusiones a que permite llegar el estudio detallado de la cuenca de sedimentación triásica son poco o nada decisivos en este importante problema. Como argumentos en favor del borde occidental de la cuenca puede invocarse tan sólo una ligera disminución de potencia en dirección NW. (Pontóns-Mediona) y hacia el SW. un ligero incremento del carácter detrítico en los conglomerados del Buntsandstein inferior (Masroig-Pradell) y aparición de niveles de arenisca en el Muschelkalk medio (La Figuera). No existen, en cambio, las facies arenosas del Keuper del sector meridional, invocadas por Ashauer y Teichmüller (1933) como argumento en favor de la proximidad de este macizo, ya que en realidad los niveles de arcillas rojas

con areniscas representan el Muschelkalk medio y no el Keuper, como creían.

El límite oriental no puede tampoco seguirse exactamente, ya que está en la actualidad sumergido bajo las aguas del Mediterráneo. En lo que respecta al Trías, podría considerarse como un argumento en favor de la existencia de este macizo, el gran desarrollo de los conglomerados del Buntsandstein en el extremo más oriental de los afloramientos triásicos (macizo de Garraf), que coincide, además, con un aumento del carácter detrítico del Muschelkalk medio. Sin embargo, la naturaleza petrográfica y las características granuloscópicas de los cantos, coinciden en afirmar el origen lejano de dichos materiales. En efecto, los índices de aplanamiento están comprendidos entre 1,9 y 2,1 (rango del 85 %), los de disimetría entre 635 y 730, y los de heterometría entre 0,2 y 0,3. Incluso a simple vista se nota la absoluta diferencia de estos materiales y los conglomerados del Montseny. Es preciso reconocer, además, que desde un punto de vista paleontológico existe una serie de razones que hacen difícil admitir la inmediata proximidad de un macizo emergido en dicha dirección.

Así pues, el estudio litológico y estratigráfico del Trías no aporta ningún argumento en favor de la existencia de los macizos del Ebro y Catalanobalear.

4. Un posible suelo pretriásico

Un problema extraordinariamente importante es el que plantea la presencia de un nivel de arcillitas en la base del Buntsandstein; se trata de un nivel muy poco potente, unos 50 cm. como máximo, pero constante en todo el ámbito de la cuenca catalana. A pesar de esta regularidad no es fácil su observación, ya que se requiere para ello unas especialísimas condiciones en la estructura y en el modelado. Es imprescindible una tectónica muy tranquila y una horizontalidad casi absoluta de los estratos; si el buzamiento es superior a 10° - 15° desaparece por laminación. Es además imprescindible, que el contacto del Paleozoico y el Triásico no se produzca ni en una zona muy llana, en cuyo caso la presencia de un suelo actual lo cubre por completo, ni en zona con abundantes derrubios de pendiente, que presentan los mismos inconvenientes. Entre las zonas donde la observación es más favorable, se hallan, en el sur de la cuenca, el afloramiento de la Sierra de Llavería en la zona del Montroig, el de Falset-Pradell en las proximidades de dicho pueblo y el sector septentrional de la Sierra de Prades. En la parte oriental de la cuenca, la única zona favorable para este estudio es el macizo de Garraf, ya que los afloramientos triásicos pertenecientes a la cordillera Prelitoral se hallan excesivamente mecanizados.

Por comunicación inédita del profesor Kubiena sabemos que este nivel ha sido también identificado en otras regiones de España, y recientemente (Virgili, 1960) lo hemos hallado en el Pirineo y Provenza.

Las características de estos afloramientos son análogos a lo largo de toda la cuenca de los Catalánides (Alonso, Virgili, 1959) y también en las otras regiones.

El nivel de arcillitas descansa sobre los materiales paleozoicos: pizarras carboníferas vinosas en la zona de Pradell y pizarras grises sericíticas en el macizo de Garraf.

La zona de alteración de las pizarras es muy poco profunda, en ningún caso supera a 80 cm. y no se presentan nunca los fenómenos de rubeficación a que tantas veces se ha hecho referencia al estudiar el contacto Trías-Paleozoico. Esta rubeficación, cuando existe, es muy posterior al Trías. Está producida por la circulación descendente de las aguas teñidas por los niveles triásicos. Un hecho muy importante en este sentido es que es tanto más intensa cuanto más mecanizado es el contacto Trías-Paleozoico. La zona de alteración de las pizarras, que podría representar un horizonte *C* del suelo pretriásico, se caracte-

riza, pues, por su poca profundidad y su analogía con la roca madre.

El nivel arcilloso propiamente dicho, tiene una potencia de 30 a 50 m. Es una arcillita extraordinariamente plástica, constituída principalmente por minerales de tipo illítico. El color es sorprendentemente blanco, que contrasta brutalmente con los niveles medianamente superiores del Buntsandstein, de color rojo violáceo. Unicamente en la zona del Pradell, donde esta arcillita descansa sobre las pizarras rojo vinosas del Carbonífero, tiene unos tonos más rosáceos.

Otra característica muy constante es su absoluta ausencia de CO_3Ca, así como de fracción arenosa. Este nivel representaría el horizonte *B* del suelo pretriásico, se caracteriza también por su escaso desarrollo.

Falta en absoluto el horizonte *A*. Inmediatamente encima del nivel arcilloso y empotrados en él, descansan los niveles basales de conglomerados del Buntsandstein, que como ya indicamos en el capítulo destinado al estudio de los mismos, se caracterizan por la presencia de cantos de tamaño muy irregular y poco rodados y principalmente por la existencia de fragmentos de rocas eruptivas y pizarras paleozoicas, poco resistentes a la erosión, que no existen nunca en las zonas más elevades de la serie triásica.

La regularidad de potencia de este nivel y su existencia, tanto en zonas muy próximas al borde de la cuenca de sedimentación como en la más alejada, indica claramente la ausencia de relieves enérgicos durante el desarrollo de la misma. Creemos necesario insistir en el hecho de que es este nivel de arcillitas el que fosiliza la penillanura pretriásica y no el conglomerado del Buntsandstein, como era preciso suponer cuando la presencia de este suelo pretriásico era desconocida (Ribeiro y Texeira, 1942), por lo tanto, la asimilación de la superficie pretriásica a un pedimento no parece adecuada.

La presencia de este nivel suministra también datos de tipo paleoclimatológico, ya que de acuerdo con las opiniones generalmente admitidas (Muñoz Taboadela, 1952; Albareda, Alexandre y Sánchez Calvo, 1952; Alonso y Virgili, 1958), su composición mineralógica y estructura parece corresponder a un Braunlelm de tipo mediterráneo, muy diferente del que podría esperarse del pretendido «desierto triásico».

5. Evolución de la cuenca. Paleoclimatología

La aplicación de los métodos sedimentológicos a los materiales del Trías permite enfocar el problema de la paleoclimatología y evolución de la cuenca catalana durante el período triásico de una manera completamente diferente y mucho más exacta de lo que ha venido haciéndose en anteriores trabajos (Virgili, 1952).

La granulometría, granuloscopia y análisis mineralógico de los sedimentos proporcionan datos concretos sobre el origen de los mismos, que en muchos puntos están en abierta oposición con las ideas anteriormente expuestas. De acuerdo con las ideas generalmente admitidas sobre la paleoclimatología del Triásico (Gignoux, 1943; Schmidt, 1928; Furon, 1941; Haug, 1907...) se consideraba que la cuenca catalana, así como el resto de la Península Ibérica, estuvo durante este período sometida a un clima desértico o extraordinariamente árido y completamente emergida durante la sedimentación de los niveles rojos e irisados. Las areniscas del Buntsandstein se consideraban una formación de tipo eólico y las margas irisadas y rojas con anhidrita se creían depositadas en el fondo de lagunas salobres o bien constituídas por la degradación de suelos de tipo árido.

EL BUNTSANDSTEIN.

Las características de los niveles detríticos que se apoyan sobre el suelo pretriásico corresponden, en líneas generales, a sedimentos fluviales o marítimo-costeros.

Exceptuando algunos elementos que aparecen casi empotrados en las arcillitas, los conglomerados del Buntsandstein, cuyas características han sido ya expuestas en el capítulo dedicado al estudio litológico de los materiales, se caracterizan por la ausencia de elementos de carácter local. Raras veces aparecen fragmentos de pizarras o rocas eruptivas que son los materiales más abundantes en el zócalo de la cuenca triásica. El cuarzo y la cuarcita son los únicos constituyentes de dichos conglomerados y la proporción relativa entre ambos no guarda ninguna correspondencia con las características del zócalo. Así pues, el origen lejano de estos conglomerados aparece claramente al considerar su naturaleza petrográfica.

Las características morfométricas y granulométricas de dichos sedimentos son aún más expresivas. Los índices de aplanamiento observados en diferentes regiones varían entre 1,5 y 1,8 (para rangos del 50 %) y los de disimetría entre 640 y 740, valores que corresponden a los admitidos para las formaciones fluviales. Los valores más elevados del índice de aplanamiento los proporcionan los niveles más superiores de la formación e indican ya una cierta influencia marina.

Las curvas granulométricas confirman las anteriores conclusiones y acusan más claramente la influencia marina en los niveles altos de la serie, particularmente en el sector meridional de la cordillera (Pradell).

Las areniscas superiores a los conglomerados presentan unas características granulométricas que ya han sido descritas en el capítulo correspondiente y que demuestran la imposibilidad de atribuirlas a depósitos eólicos. La influencia marina en la sedimentación de las mismas es evidente y por todas sus características (heterometría, ripple-

index, estratificación cruzada...) corresponden a un depósito de aguas turbulentas poco profundas, depositado seguramente en una extensa plataforma costera sometida a frecuentes e irregulares ingresiones marinas.

Las intercalaciones de areniscas «verdes» con vegetales señalarían momentos de emersión y representarían por tanto, con respecto a la formación arenosa, un aumento del carácter continental. Esta idea es opuesta por completo a lo que se venía admitiendo, ya que se interpretaban estos niveles, en los que era posible la vida vegetal, como períodos en los que disminuían las condiciones «desérticas» del Trías. Consideramos interesante resaltar que estos niveles con restos vegetales se concentran precisamente en las zonas próximas al borde de la cuenca de sedimentación (Valle del Congost y Montgat), que se caracterizan precisamente por unas condiciones granulométricas que demuestran una mayor influencia continental.

Las intercalaciones arcillosas que aparecen en el Buntsandstein confirman estas afirmaciones. Los niveles correspondientes a la parte basal de la serie contienen minerales del grupo de la caolinita que indican un medio continental, pero con un intenso lavado, o sea con abundante circulación acuosa. Los niveles más elevados contienen minerales del grupo de la illita que confirman el carácter marino del medio de sedimentación.

En resumen, la cuenca de sedimentación triásica constituía a principios del Buntsandstein una extensa plataforma emergida, pero cruzada por corrientes acuosas que aportaban a la misma los materiales producidos por la degradación subaérea de los relieves periféricos. Al avanzar dicho período un lento movimiento de inmersión convirtió esta cuenca en una plataforma costera. Al mismo tiempo, los aportes detríticos se habían hecho mucho más finos, seguramente por la disminución de la importancia de los relieves periféricos.

El límite superior del Buntsandstein viene señalado por el momento en que las aguas marinas se han instalado ya definitivamente en la cuenca. La sedimentación se produ-

ce en condiciones de mayor tranquilidad y profundidad y los materiales calcáreos substituyen a los depósitos terrígenos.

La relativa velocidad con que acumulan los sedimentos en el interior de la cuenca y la dureza de los materiales que los constituyen, permiten que las características morfológicas adquiridas por los elementos en el momento de su formación no queden completamente borradas por las condiciones de sedimentación. Por lo tanto, el estudio morfoscópico de los conglomerados y areniscas permite deducir algunas consecuencias sobre las condiciones paleogeográficas de los macizos circundantes de la cuenca que constituyeron las zonas de alimentación de la misma.

La forma tetraoidal de los conglomerados, típica de los elementos engendrados en un medio continental subaéreo (Jones, 1945), y la presencia de granos de areniscas con modelado eólico, podría indicar un clima árido o semiárido para dichos macizos. Sin embargo, no hay que olvidar que toda la zona costera, aunque pertenezca a una zona climática francamente húmeda, representa en cierta manera un microclima desértico en el cual la erosión eólica puede alcanzar una cierta intensidad.

Así pues, el modelado eólico que se aprecia en las areniscas no creemos que constituya ningún argumento definitivo para probar el origen desértico de los materiales del Trías inferior (Cayeux, 1943; Virgili, 1952).

EL COLOR ROJO DEL TRIAS INFERIOR.

Otro de los argumentos invocados en favor de la aridez del Trías ha sido el color rojo de los sedimentos. En realidad, la coloración de un sedimento no siempre está relacionado con las condiciones de formación del mismo (Robb, C. L , 1949), ya que parece claramente demostrado que algunas coloraciones rojas observadas en los sedimentos son debidas a la aparicion de minerales de neoformación.

Además, el carácter desértico de las formaciones rojas

es muy discutible (Gaucher, 1947; Bonte y Celet, 1955) y más bien aparece ligado a las regiones cálidas y húmedas que caracterizan las zonas tropicales y subtropicales.

Finalmente, ni siquiera es preciso admitir que el pigmento de estos sedimentos se haya formado durante el depósito de los mismos. El estudio comparativo de los materiales obtenidos en diversos sondeos en el Jura francés, parece demostrar que a veces el pigmento del Buntsandstein proviene del lavado de arcillas rojas anteriormente depositadas (Bonte y Celet, 1955) y no tiene por tanto significación climática alguna.

Además, el origen del color rojo de los sedimentos triásicos no está aún comprobado. Si bien se ha admitido generalmente que es debido al mayor o menor grado de oxidación del hierro, Gary Ingram demuestra que en las areniscas no rojas de Carolina del Norte el único óxido de hierro que existe es la hematites, y dice que las variaciones de color son debidas a las difereneias del tamaño de las partículas de dicho óxido. Keller (1953, p. 8), al estudiar diversos sedimentos rojos y verdes, llega a la misma conclusión e insiste en que «el óxido ferroso en sí mismo no es un mineral componente de las rocas sedimentarias». Según este autor, el color verde de la mayoría de las rocas es debido a diversos minerales del grupo de la montmorillonita e illita, en los cuales coexisten el ion férrico y ferroso y la proporción relativa de ambos es completamente independiente del color del mineral.

Otro hecho también muy significativo es que la mayoría de las veces no parece existir ninguna relación entre el color rojo o verde de los materiales y sus características litológicas y mineralógicas. Gary Ingram (1955) anota este detalle al estudiar la composición mineralógica de las arcillitas triásicas de Carolina del Norte. Los análisis granulométricos realizados en los niveles rojos y verdes de areniscas y de arcillitas nos llevan a la misma conclusión. Tanto en la serie del Brull (Aiguafreda) como en las arcillitas del Muschelkalk medio de Olesa, las características litológicas y mineralógicas de los se-

dimentos se mantienen constantes a pesar del cambio de colores.

Por tanto, es preciso admitir que el color rojo de los sedimentos triásicos, cuyo origen en realidad es aún desconocido, no proporciona ningún dato sobre las condiciones de sedimentación de los mismos y no puede, por tanto, esgrimirse en favor ni en contra de unas determinadas condiciones climáticas.

EL MUSCHELKALK Y EL KEUPER.

Las características del mar cálido y poco profundo que invadió toda la cuenca sedimentaria durante el Muschelkalk inferior, son suficientemente conocidas para que sea preciso insistir en las mismas. Los sedimentos depositados en su fondo están cargados de los restos de los seres que vivían en ellos. La constante dolomitización de los niveles podría interpretarse, si se admite su carácter primario o penecontemporáneo a la sedimentación, como un argumento en favor de la temperatura elevada, alta salinidad y aguas agitadas del mar que ocupó la cuenca durante el Muschelkalk inferior. En formaciones tropicales y costeras actuales son frecuentes los barros con nódulos silíceos (Avias, 1949; Cayeux, 1941; Butterlin, 1954). cuya petrificación proporcionará sin duda una roca análoga a las dolomías con sílex del Muschelkalk inferior.

El Muschelkalk medio inaugura un nuevo período de sedimentación terrígena. Como ya hemos dicho al iniciar este capítulo, durante mucho tiempo se han considerado estas formaciones rojas y arcillosas con niveles de anhidrita como un sedimento de carácter «desértico». Costras salinas de exhudación, chots, lagos salados... y otras formaciones análogas han sido invocadas para explicar el origen de los niveles salinos.

El análisis mineralógico de diversas muestras de arcillitas del Muschelkalk medio, demuestra que este nivel carece por completo de los minerales fibrosos de tipo septiorita-atapulgita que se forman en los suelos desérticos y

en las cubetas salinas y poco profundas sometidas a una intensiva evaporación. La presencia de illita demuestra un medio marino. Precisamente a lo largo de la serie triásica la cantidad de illita en los materiales arcillosos alcanza su máximo en el Muschelkalk medio.

Las características granulométricas de las areniscas son análogas a las del Buntsandstein y confirman las condiciones de sedimentación marina del Muschelkalk medio. La hipótesis clásica, que tuvo su comienzo en los trabajos de Welther (1900) y suponía estos niveles formados en inmensos barrizales salados sometidos a una intensa evaporación bajo un clima desértico, es insostenible si se tiene en cuenta la localización de las formaciones salinas en el ámbito de la cuenca sedimentaria. Tanto en los Catalánides como en otras cuencas europeas (Ricour, 1959), las acumulaciones de sales no se disponen en los bordes de la cubeta, como sucede actualmente en el mar Muerto y otras lagunas de evaporación, sino precisamente en la parte central y más profunda.

De acuerdo con las actuales concepciones oceanográficas y como consecuencia de numerosos análisis realizados en muestras obtenidas a profundidad suficiente para que la meteorización actual no altere los niveles salinos, se supone dichos materiales originados por la consolidación de enormes espesores de lodos que se habrían sedimentade juntamente con una cantidad de agua salada muchas veces superior a su propio volumen. En los sedimentos actuales la cantidad de agua de mar absorbida es frecuentemente del 50 % y alcanza hasta el 300 %. La eliminación del agua contenida en estos lodos (Oulianof, 1960) produciría la concentración de los niveles salinos en bancos y bolsadas.

Estos depósitos se habrían depositado en inmensas plataformas costeras poco profundas y situadas en el borde de continentes de relieve casi nulo. Recientemente (Avias, 1958), en los manglares costeros de Nueva Caledonia se han identificado verdaderas «margas rojas e irisadas con yesos» que se están depositando actualmente.

El Muschelkalk superior señala el retorno a la sedimentación calcárea y, por tanto, a unas condiciones geográficas análogas a las del Muschelkalk medio. La más intensa dolomitización de este nivel podría indicar una temperatura y salinidad más elevada.

El Keuper plantea, desde el punto de vista paleoclimatológico-paleogeográfico, unos problemas análogos al Muschelkalk medio; la falta de niveles arenosos parece indicar que en las zonas costeras el relieve ha alcanzado un mayor grado de madurez, a la mayor cantidad de illita en las arcillitas quizá una mayor influencia continental.

CONDICIONES DE SEDIMENTACION EN EL TRIAS DE OTRAS REGIONES.

Estas conclusiones, si bien en abierta contradicción con las ideas generalmente admitidas sobre la paleoclimatología del Triásico español, están sin embargo en franca concordancia con los resultados obtenidos en los estudios sedimentológicos en el Trías de regiones muy alejadas.

Es evidente que durante este período el clima no debía ser uniforme y es por tanto natural que los estudios realizados en diversas regiones no den los mismos resultados. Sin embargo, con absoluta regularidad queda descartado en todos estos trabajos el carácter desértico de los sedimentos triásicos.

Krynine (1948, p. 137, 148-149) estudia la composición mineralógica de diversas arcillitas triásicas de Connecticut y llega a la conclusión de que la caolinita es el principal componente de las mismas; Krumbein y Sioss (1951, p. 131-136) extienden esta afirmación al Triásico en general, y L. Outkevitch (1953, p. 125) lo comprueba en los depósitos del Trías inferior de la plataforma rusa. La presencia de caolinita es interpretada por Krynine como indicación de que dichos materiales proceden de un suelo laterítico.

Gary Ingram (1955), al estudiar numerosas muestras de areniscas rojas, demuestra que la facción arcillosa de las mismas está compuesta predominantemente de illita y montmorillonita e interpreta también estos materiales como suelos lateríticos transportados.

Los análisis de diversas muestras de arcillitas del Keuper francés (Bonte Ceret, 1956) demuestran un predominio de minerales del grupo de la illita y montmorillonita. Por tanto, aunque la composición de las diversas arcillitas estudiadas es muy diversa, nunca aparece el franco predominio de minerales del grupo sepiolita-atapulgita que caracteriza los niveles desérticos y los sedimentos de lagunas salinas sobresaturadas.

El estudio de los niveles de arcillas y margas con anhidrita y sal gema del Trías francés (Bourcart, J., y Ricour, 1952, 1954; Ricour, 1952, 1959, 1960), conduce también a mostrar el origen marino de los mismos.

El estudio de los niveles detríticos es aún más significativo. Los análisis granulométricos efectuados por Cayeux (1952) en los conglomerados del Trías inferior del NE. de Francia, demuestran claramente el origen fluvial de los mismos en las areniscas del Trías inferior.

Existe finalmente otro argumento que consideramos de importancia definitiva, y es la interesantísima fauna marina hallada por Grauvogel (1947, 1947 bis, 1951, 1951 bis) en las areniscas del Buntsandstein de los Vosgos. Peces, medusas, crustáceos y otros restos marinos están ampliamente representados en estos materiales, y son especialmente abundantes en los niveles de areniscas rojas, mientras que en los niveles verdes se aprecia un predominio de restos vegetales. La difícil preparación de dichos fósiles, que requiere varios años y un clima especial, ya que es preciso esperar a que los estratos de arenisca se separen por gelivación; justifica plenamente que no hayan sido identificados en otras regiones.

Como ya se ha indicado al estudiar los materiales detríticos, las características granulométricas de dichos sedimentos coinciden con las areniscas del Buntsandstein del Trías de los Catalánides.

VII

Conclusiones generales

Objeto y desarrollo de esta Memoria

El objetivo primordial perseguido por el presente estudio es el conocimiento de la estratigrafía del Triásico de una gran unidad estructural, las Cordilleras Costeras catalanas o Catalánides. El método empleado pretende ser exhaustivo, en el sentido de utilizar todos los recursos clásicos y modernos propios de la técnica estratigráfica, en sus aspectos paleontológico-sedimentológico, para lograr una visión integral del Trías catalán. En ello radica precisamente la originalidad de este trabajo.

Varias razones orientaron la elección del tema. En primer lugar, la supuesta variedad de un sistema que presentaba el singular interés de servir de ejemplo de transición entre las llamadas cuencas alpina y germánica, de facies tan diferentes. En segundo lugar, las frecuentes contradicciones en las descripciones estratigráficas conocidas anteriormente, y la consiguiente dificultad de establecer la correlación entre los cortes aislados y dispares que deberían representar las dos facies del Trías catalán. Por último, el deseo de ensayar hasta qué punto la utilización de nuevas técnicas en el estudio de los sedimentos sería capaz de resolver los problemas planteados e incluso de aportar puntos de vista originales especialmente en los aspectos paleogeográfico y paleoclimático, apenas tratados por los autores precedentes.

Para satisfacer la primera parte del problema, lo que podríamos llamar estratigrafía clásica, bastaba, al parecer, establecer primero unos cuantos cortes regularmente es-

paciados y debidamente seleccionados para reconocer los diversos niveles y sus posibles cambios de facies. Y, seguidamente, fundamentar la división sobre una investigación paleontológica lo más rigurosa posible, con la revisión de todo el material existente, viejo y nuevo.

Pero a medida que el trabajo avanzaba se empezó a vislumbrar la imposibilidad de resolver mediante el empleo de esta técnica, usualmente seguida en las investigaciones estratigráficas, el problema planteado. Los isleos triásicos en las Cordilleras Costeras catalanas se presentan aislados en tan pequeños fragmentos, profundamente involucrados en la tectónica, no siempre sencilla, que sin la resolución previa de ésta, con la cartografía detallada y minuciosa de todos o de los más importantes afloramientos y con la consiguiente interpretación de sus complicadas estructuras, todo ensayo estratigráfico estaba irremediablemente condenado al fracaso, o por lo menos expuesto a múltiples causas de error. Fué preciso, pues, dar este rodeo, poco frecuente en los estudios estratigráficos, y resolver previamente el aspecto estructural. El planteamiento del problema en estos términos puede parecer algo desorbitado, pero los resultados obtenidos por este procedimiento demuestran su necesidad y la bondad del método utilizado, a la vez que descubre las fuentes de error de estudios anteriores, en los que, frecuentemente, se interpretaron como sucesiones regulares lo que eran meras repeticiones tectónicas y viceversa.

Al final de esta larga etapa, los resultados obtenidos desbordaron todo cuanto se había supuesto, pues en vez de llegar a establecer la correlación entre unas series estratigráficas que se suponían perfectamente conocidas en sus líneas generales, se obtuvieron conclusiones totalmente insospechadas, que pueden resumirse en estas dos proposiciones:

Primera: Uniformidad estratigráfica y casi absoluta del Trías catalán en toda su extensión. Con ello desaparecen los supuestos cambios de facies y se establece la perfecta correlación estratigráfica del Trías de los Catalánides.

Segunda: Uniformidad de la biofacies de la cuenca sedimentaria triásica catalana, fundamentada tanto en su estratigrafía como en la revisión de la fauna. Esto significa asimismo la desaparición de la supuesta antinomia entre el Trías germánico del norte de Cataluña y el Trías de afinidades alpinas del sur.

En cuanto al segundo aspecto orientador de esta monografía estratigráfica, la aplicación de técnicas modernas todavía no utilizadas en el estudio del Trías catalán, ha resultado, como era de prever, muy fecundo, y ha permitido formular un cuadro paleogeográfico completo en lo referente a condiciones del relieve, clima, fenómenos erosivos, condiciones sedimentarias de la cuenca triásica y su evolución en el transcurso de este período y demás características litológicas. El alcance de las conclusiones rebasan el marco meramente regional por su posible aplicación a otras zonas peninsulares de análogas condiciones. Tal, seguramente, el reconocimiento de la continuidad sedimentaria de la cuenca marina en casi todo el Trías o por lo menos desde mediados del Buntsandstein, en contra de lo generalmente admitido hasta ahora respecto a la significación de los niveles rojos.

Por último, dada la particular situación de la cuenca catalana en una zona de transición entre la influencia germánica y alpina, la resolución de las cuestiones regionales permite algunas aportaciones de tipo general al importante problema de las relaciones estratigráficas y faunísticas entre ambas cuencas y de la evolución de sus faunas.

Los problemas tratados en el presente estudio hacen referencia a los siguientes aspectos:

1. *Importancia del factor estructural* en el estudio estratigráfico del Trías catalán.
2. *División estratigráfica* con el establecimiento, por vez primera, de una sucesión detallada de niveles, perfectamente caracterizados por su facies y por su fauna.
3. *Problemas faunísticos,* tanto en cuanto se refiere a su

valor estratigráfico como a su distribución horizontal y evolución vertical.

4. *Problema del parentesco del Trías catalán con el Trías alpino y germánico.* Aportación al problema general de las relaciones entre estas dos cuencas.
5. *Caracteres paleogeográficos y paleoclimatológicos de la cuenca sedimentaria* catalana y sus enlaces con las cuencas germánica y alpina.

Los resultados obtenidos en cada uno de estos aspectos se enumerarán brevemente a continuación.

El factor estructural

Los diversos afloramientos triásicos de las Cordilleras Costeras catalanas pueden reunirse en tres grandes sectores, cada uno de los cuales presenta una cierta personalidad estratigráfica y estructural.

El sector meridional comprende los relieves del extremo SW. de los Catalánides. Su estructura es muy compleja; los materiales triásicos, dispuestos entre un invisible zócalo paleozoico y una rígida y potente cobertura jurásico-cretácea, presentan numerosos repliegues internos y aparecen únicamente en forma de asomos diapíricos y en el núcleo de enérgicos anticlinales. Esta razón, unida a la escasa extensión y profundidad de los afloramientos, dificulta extraordinariamente el estudio de la estratigrafía de estos materiales y explica las variadas interpretaciones propuestas para la misma.

El sector central comprende los relieves tabulares que forman la orla montañosa del campo de Tarragona. Unicamente en el extremo SW. existen algunos pliegues e imbricaciones que continúan los accidentes del sector anterior. La serie triásica aparece completa y los niveles basales descansan normalmente sobre el Paleozoico. Por

tanto, esta región es extraordinariamente favorable para un análisis estratigráfico, y fué precisamente aquí donde primero se conoció la sucesión real de los materiales triásicos, aunque sin sospechar que dicha serie era, en sus líneas generales, válida para la totalidad de la cuenca catalana.

El sector septentrional comprende los afloramientos situados al norte del río Foix. Su estructura tectónica es muy diversa, pero siempre compleja. Pliegues e imbricaciones (Cordillera Prelitoral) o numerosas fallas (C. Litoral) alteran la serie triásica, que está además casi siempre decapitada por la erosión preeocena. El único afloramiento en que aparece completa (macizo de Garraf) es precisamente la zona más tectonizada. Por todo ello dicho sector septentrional es el que más dificultades ofrece para reconocer el desarrollo estratigráfico. Precisamente al pretender generalizar para la totalidad del Trías de los Catalánides la sucesión deducida en dicho sector, se han originado la mayor parte de las confusiones y problemas que han surgido al estudiar este sistema.

Uniformidad estratigráfica

El método estructural utilizado ha permitido llegar a una conclusión fundamental y al principio insospechada: la uniformidad estratigráfica del Trías catalán. En efecto, la correlación de las diversas sucesiones obtenidas para cada uno de los afloramientos permite deducir una serie estratigráfica de conjunto cuya principal característica es la constancia y regularidad a lo largo de las Cordilleras Costeras catalanas.

GRANDES DIVISIONES DEL SISTEMA.

En conjunto se distinguen en el mismo cinco tramos, cuya correspondencia en facies y edad con las grandes

unidades de la serie triásica de Alemania central justifica el empleo de la nomenclatura utilizada en el Trías germánico para denominar las principales divisiones de la sucesión estratigráfica de los Catalánides. Al BUNTSANDSTEIN corresponde el nivel de conglomerados y areniscas que forma la parte basal de la serie. El MUSCHELKALK está representado, como en la serie germánica, por tres tramos: el inferior, calizo-dolomítico, se caracteriza por la presencia de *Paraceratites;* el central, rojo arcilloso con areniscas y anhidrita, y el superior calizo-margoso con *Daonella*. Las margas irisadas con pequeños bancos de dolomías y carniolas que coronan la serie corresponden al KEUPER.

La principal modificación que esta sucesión aporta a la tradicionalmente admitida es la constante presencia de un nivel rojo detrítico en todo el Muschelkalk medio de los Catalánides. Esta intercalación, reconocida únicamente en algunos afloramientos aislados del sector central y septentrional de la cordillera, se ha confundido habitualmente con el Buntsandstein o con el Keuper.

SUBDIVISION DE LOS PISOS.

Estas grandes unidades pueden dividirse en una serie de niveles perfectamente caracterizados litológica y paleontológicamente, y que a pesar de los lógicos cambios laterales de facies pueden seguirse a lo largo de toda la cordillera. En la denominación de los mismos no es posible utilizar la nomenclatura del Trías germánico, ya que los fósiles característicos de la mayoría de dichos horizontes no existen en el Trías de Alemania central, ya que son de tipo alpino. Pero la aplicación de las subdivisiones de la serie alpina no es tampoco conveniente, ya que su litofacies es completamente diferente de la que presenta el Triásico de los Catalánides. Por lo tanto, y dada la inutilidad de crear una nueva nomenclatura, es preferible designar estos horizontes con nombres que hagan referencia a sus características petrográficas o paleontológicas más destacadas.

KEUPER.—Su potencia máxima es de 150 metros. Los enormes espesores que le han sido atribuídos son debidos a haber incluído en el mismo el Muschelkalk medio o superior, debido a falsas interpretaciones tectónicas o paleontológicas. Aparece completo únicamente en aquellas zonas donde la sedimentación ha proseguido durante el Secundario (sector meridional y parte del central).

El elemento litológico dominante son unas arcillitas de tipo illítico con una cierta proporción de caliza, sílice y óxidos de hierro, que se han denominado margas irisadas, aunque son de aspecto algo diferente de las típicas margas irisadas del centro y norte de España, no contienen aragonitos y escasean los jacintos de Compostela. El Keuper de los Catalánides no presenta nunca facies detríticas arenosas; abundan en cambio los niveles dolomíticos y las intercalaciones de carniolas y anhidritas más o menos transformadas en yeso.

La presencia de *Myophoriopis keuperina* en la parte central de este tramo y de *Myophoria vestita* en los niveles calizos inmediatamente inferiores, demuestran su exacta equivalencia al Keuper germánico, con el cual presenta también una gran analogía litológica. Los materiales sincrónicos de la cuenca alpina (Carniense y Noriense) tienen una facies caliza y dolomítica completamente diferente, siendo imposible establecer correlaciones.

K3. Dolomía superior.—Dolomías brechoides y cavernosas completamente estériles; por su posición equivale seguramente al Haupdolomit (Noriense) y al Steinmergelkeuper (Keuper medio-superior). En los niveles más altos existen brechas monogénicas, especialmente frecuentes en las zonas donde la sedimentación se ha interrumpido durante una parte del Secundario. En la parte basal aparecen brechas de intrusión que pasan a carniolas.

K 2. Nivel de Myophoriopis keuperina.—Dolomías arcillosas, margas y carniolas que sirven de tránsito entre la dolomía superior y las margas irisadas infrayacentes. La presencia de *Myophoriopis keuperina* (yacimientos de

Alfara y Vallirana) demuestra su equivalencia a la base del Steinmergelkeuper germánico.

K1. Margas irisadas.—Es el nivel más potente y característico. En la parte central existen intercalaciones rojizas y lentejones de anhidrita. Los tramos inferiores pasan sin solución de continuidad a las calizas margosas y hojosas con *Myophoria vestita,* que señalan el límite superior del Muschelkalk. Ello demuestra la equivalencia de este nivel al Salzkeuper (K. inferior) germánico, en el que abundan también las margas irisadas, y su superposición al Lettenkohle, con el cual se ha identificado algunas veces.

Muschelkalk superior.—Está constituído en su totalidad por calizas más o menos dolomíticas y margosas y con frecuencia intercalaciones de nódulos silíceos. La dolomitización parece de origen primario o por lo menos penecontemporánea a la sedimentación. Los materiales sufren algunas variaciones laterales en cuanto a su naturaleza litológica, que se manifiesta principalmente en un predominio de los materiales margosos en el sector central de los Catalánides. El límite inferior no está bien caracterizado paleontológicamente, ya que es estéril o presenta una fauna poco típica, pero la presencia de *Daonella lommeli* y *Nannites* en los niveles superiores a esta base, y de *Cassianella, Encrinus cassianes* y *Myophoria vestita* en los tramos más elevados, permiten asegurar que el Muschelkalk superior de los Catalánides equivale en la serie germánica al Haupmuschelkalk (considerando en él incluído el Lettenkohle) y en la serie alpina al Cordevoliense, Langobardiense y parte del Fassaniense.

M3D. Niveles de Cassianella.—Dolomías compactas. a veces con nódulos silíceos. Los tramos superiores son siempre margosos; en el sector central de los Catalánides esta zona margosa alcanza casi todo el nivel. Extraordinariamente fértil, contiene como fósiles más característicos todas las especies de *Cassianella* y además *Avicula iberica, Chlamys inaequistriatus, Pecten alberti, Myophoria goldfussi, M. vestita* y abundantes crinoideos. Como ya-

TRIAS GERMANICO			TRIAS DE LOS CATALANIDES				TRIAS ALPINO		
Steinmergel-keuper.	KEUPER		Sup.	K3	Dolomía superior.		Noriense	Karintiense	Haupdolomit.
Salzkeuper.			Med.	K2	Nivel de Myophoriopis keuperina.		Carniense		Capas de Raib.
			Inf.	K1	Margas abigarradas.				
Lettenkohle.	MUSCHELKALK			M3D	Nivel de Cassianella.		Cordevoliense	Ladiniense	Capas de St Cassian.
Trigonodosusdolomit.	Haupmus-chelkalk			M3C	Nivel de Protrachyceras.		Langobardiense		Capas de Wengen.
Nodosenkalk.			Sup.	M3B	Nivel de Daonella.				
Trochitenkalk.				M3A	Dolomía basal.		Fassaniense		Capas de Buchestein.
Anhydritgruppe.			Med.	M2	Tramo rojo intermedio.				Capas de Reitzi.
Schaumkalk.	Wellengebirge			M1D	Dolomías con Dipploporas.		Illyriense	Anisiense	Dolomías con Dipploporas de Lugano.
Wellenkalk.			Inf.	M1C	Calizas con fucoides.				
				M1B	Nivel de Paraceratites.		Pelsoniense		Capas de Cefalópodos.
Wellendolomit.				M1A	Nivel de Mentzelia.		Hydaspiriense		Capas de Reocaro.
Voltziensandstein Rot.	BUNTSAND-STEIN		Sup.	B3	Arcilla límite.		Werfeniense		Nivel de Campil.
Haupbuntsandstein.			Med.	B2	Areniscas abigarradas.				
			Inf.	B1	Conglomerado basal.				Nivel de Siusi.

cimientos tipo, pueden considerarse los de La Musara-Gallicant, Pontóns y las capas superiores del yacimiento de Camposines.

M3C. Nivel de Protrachyceras.—Es un tramo poco potente, pero muy constante, de calizas margosas y compactas con cefalópodos, casi siempre piritosos. Todos ellos especies exclusivas del Trías catalán o balear, *Hunganites pradoi, Protrachyceras hispanicum, P. ibericum, P. vilanovae, P. batalleri.* Como fósiles característicos pueden citarse además todas las especies de *Posidomia* y *Megalodon, Coenothyris stoppanii* y *Entalis laevis.* Aunque la mayoría de formas son endémicas, el carácter general de la fauna y las escasas especies cosmopolitas demuestran su equivalencia al nivel superior de las capas de Wenger (Langobardiense) y al Nodosenkalk germánico.

M3B. Nivel de Daonella.—Es el nivel más fácilmente caracterizable. Calizas muy margosas en el sector meridional y más compactas en el septentrional, pero siempre con abundantes restos de *Daonella lommeli* v. *hispanica* (esta especie se extiende también en forma de individuos aislados al nivel superior). La presencia de *Nannites bittneri* y N. cf. *fugax* y *Protrachyceras* cf. *steimanii* demuestra su equivalencia al Langobardiense inferior y límite Nodosenkalk-Trochitenkalk. Pueden considerarse como yacimientos tipo los de Alfara, Begues y Camposines.

M3A. Dolomía basal.—Nivel dolomítico rojizo y cavernoso que separa la serie calcárea del Muschelkalk superior del tramo rojo subyacente. Estéril o con una fauna de lamelibranquios poco típica equivale por su posición al Trochitenkalk germánico y a las capas de Buchenstein; los yacimientos tipo son la Trona de la Musara, Estación de Pradell y Valldeneu (Valle del Congost).

Muschelkalk medio.—La presencia de esta intercalación roja detrítica en la serie calcárea del Muschelkalk ha sido el más importante problema planteado en el estudio estratigráfico del Trías.

Su constitución litológica es muy variada pero predominan siempre los sedimentos terrígenos y químicos. Las arcillitas constituyen la roca más abundante. Son de tipo predominantemente illítico, a veces puras y otras con abundantes óxidos de hierro. Los niveles que están en contacto con las dolomías del techo y muro son calcáreas y de color gris amarillento que vira a rojo por acción de un ácido. Los niveles en contacto con las capas de yeso y anhidrita son azuladas y negruzcas.

Las areniscas rojas y arcillosas aparecen en forma de intercalaciones y se caracterizan por la asociación de turmalina - circón - rutilo - estaurolita - distena - andalucita, como especies más frecuentes y abundantes. La presencia de los tres últimos minerales citados, los distingue de las areniscas del Trías inferior. Existen también intercalaciones de carniolas y potentes lentejones de anhidrita parcialmente hidratada. Los principales afloramientos de yeso y anhidrita del Trías están precisamente situados en este nivel. El estudio del desarrollo lateral a lo largo de la cordillera permite distinguir en ella la existencia de cuatro lentejones, constituídos, respectivamente, de NE. a SW. por areniscas, anhidrita, margas, calizas y otra vez anhidrita.

Este nivel es prácticamente estéril *(Estheria* y *Equisetum),* pero la fauna de los niveles superior e inferior permite reconocer su exacta posición en el Muschelkalk medio. Es por tanto equivalente en facies y posición al Anhydritgruppe germánico y al nivel continental que aparece en el Muschelkalk medio del S. y SE. de Francia y corresponde a la ligera regresión que se deja sentir en algunas zonas de los Alpes entre el Illiriense superior y Fassaniense inferior.

Muschelkalk inferior.—Sus características litológicas son análogas al Muschelkalk superior, pero la dolomitización es menos intensa y los lechos margosos son menos abundantes Los nódulos silíceos aparecen en un único nivel, adquiriendo con ello valor de horizonte guía. Su desarrollo petrográfico a lo largo de la cordillera es muy cons-

t
ante, aun cuando los niveles basales acusan facies dolomíticas menos profundas en el sector meridional. En el extremo septentrional (valle del Congost), junto al borde norte de la cuenca sedimentaria se aprecia un brusco paso lateral de los niveles calizos a unas areniscas y margas rojas e irisadas que constituyen una serie comprensiva con el Buntsandstein. El análisis mineralógico permite reconocer, en dicha serie los dos tramos correspondientes al Buntsandstein y al Muschelkalk, gracias a una asociación mineralógica distinta.

La fauna, extraordinariamente abundante, permite la división en horizontes y la correlación con las series europeas. La equivalencia del extremo superior de este tramo al límite superior del Schaumkalk queda perfectamente demostrada por la presencia de *Myophoria orbicularis*, importante especie hasta ahora no identificada en el Trías catalán. La correlación con la serie alpina no es tan precisa. El límite inferior está, por el contrario, mejor fijado con relación a la serie alpina que a la serie germánica. La asociación de *Spiriferina mentzeli, Dielasma ecki* y *Coenothiris vulgaris* demuestra la equivalencia de los niveles basales del Muschelkalk de los Catalánides con las capas del Reocaro (Hydapiriense=Anisiense inferior). No existe una facies equivalente al Muschelsandstein (base del Muschelkalk inferior del Trías germánico). Sin embargo, en líneas generales puede decirse que el Muschelkalk inferior de los Catalánides equivale al Wellengebirge del Trías germánico y a la mayor parte del Anisiense alpino (excepto los niveles más elevados).

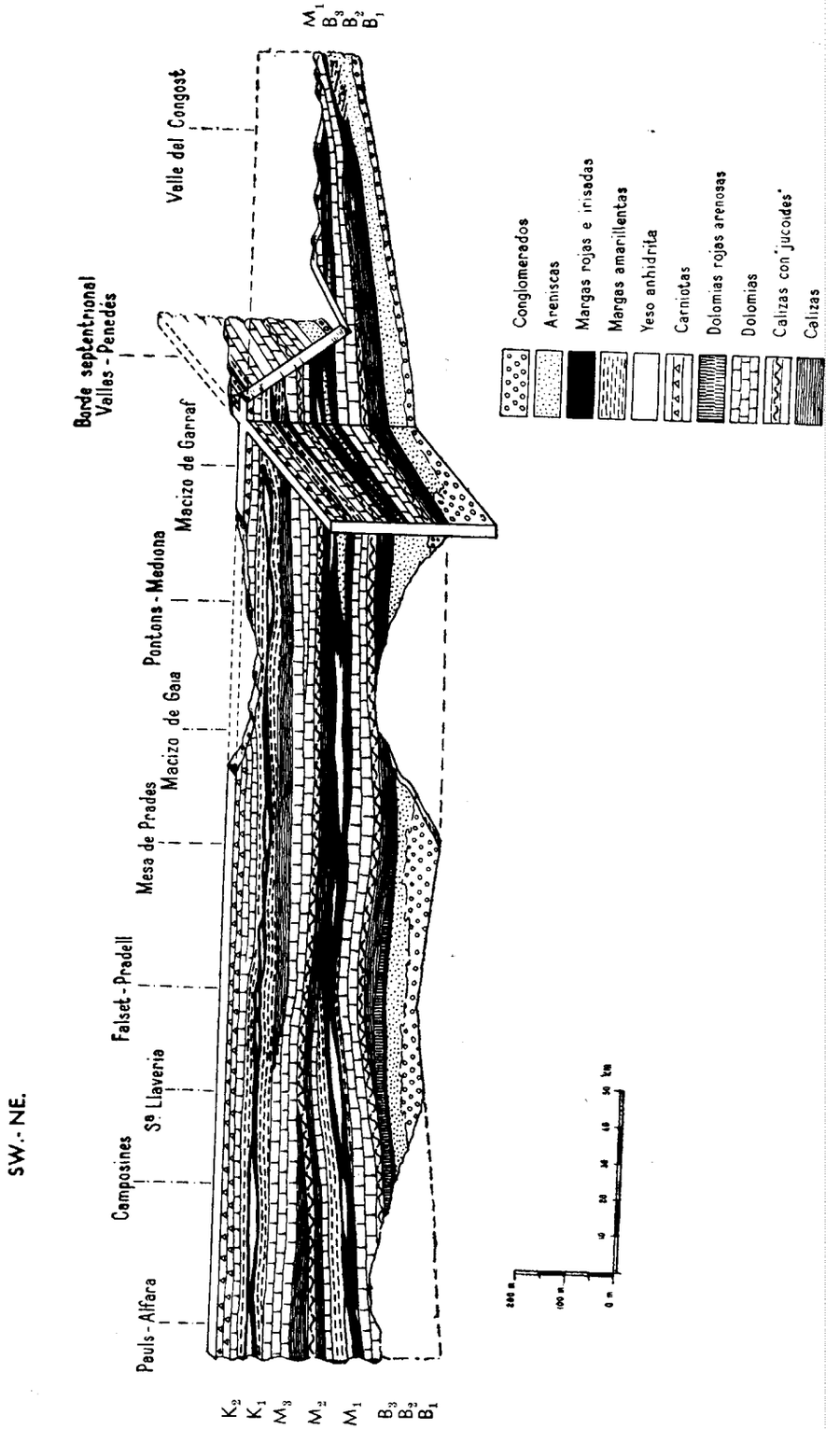
M1D. Dolomías con Dipploporas. — Litológicamente están perfectamente caracterizados por la facies dolomítica y la presencia de nódulos de sílex en la parte central. Su fauna es abundantísima, especialmente en *Pleuromya* y *Myophoria (M. orbicularis),* también *Beyrichites cognatus, Dentalium regulare,* y restos de *Dasicladaceas.* Equivale a la dolomía de Lugano y al Dipploporendolomit de la serie triásica alpina, con los cuales presentan cierta analogía de facies.

M1C. Calizas con fucoides. — Caracterizado por la presencia de abundantes fucoides es muy fácil de reconocer, y presenta un aspecto análogo al Wellenkalk germánico. Constituye un magnífico nivel guía de pocos metros de potencia (2-10 m.), pero constante en toda la serie. Falta únicamente en el borde septentrional de la cuenca donde pasa lateralmente a areniscas con fucoides. Es estéril, pero queda perfectamente datado por los niveles superiores e inferiores.

M1B. Nivel de Paraceratites.—Calizas fosilíferas, grises, en lajas y ligeramente margosas en el sector septentrional; pasan hacia el SW. a dolomías rojas, arenosas y estériles. Además de una fauna completamente banal de lamelibranquios y gasterópodos contienen la totalidad de los *Paraceratites* citados en el Trías de los Catalánides. Son especies endémicas, pero sus características genéricas demuestran la relación de este nivel con el Pelsonien-se alpino. La equivalencia exacta del mismo con la serie germánica es poco clara.

M1A. Nivel de Mentzelia.—De litofacies análoga a la anterior, contiene como fósiles característicos y prácticamente exclusiva los citados braquiópodos, que indican su equivalencia a las capas del Reocaro (Hydaspiriense = Anisiense inferior). No es posible establecer la relación exacta con la serie germánica ni asegurar que el comienzo de la sedimentación calcárea en la cuenca germánica y catalana sea un fenómeno sincrónico.

BUNTSANDSTEIN.—Nivel bien caracterizado por la presencia de conglomerados rojos de cemento silíceo y elementos de cuarzo y cuarcita, de forma tetraoidal y cuyos índices de disimetría y aplanamiento están comprendidos entre 1,8 y 2,1 y entre 637 y 740, respectivamente. El primero tiene tendencia a disminuir en los niveles más altos de la serie, y el segundo varía en sentido contrario. Las areniscas rojas silíceas son también muy abundantes, mineralógicamente se caracterizan por la asociación de turmalina - circón - rutilo - titanita, como minerales más



frecuentes; la ausencia de minerales metamórficos las distingue de las areniscas del Muschelkalk medio, con las cuales se confunden por los caracteres granulométricos. Las arcillitas rojas, especialmente abundantes en la parte superior, están constituídas por minerales de tipo illita y caolita. Contienen gran cantidad de óxidos de hierro y en general son pobres en caliza. Existen intercalaciones de anhidrita y margas irisadas.

Este piso es prácticamedte estéril. Sin embargo, dada la analogía de facies, su equivalencia al Buntsandstein germánico no ofrece dudas. Cualquier división estratigráfica es también imposible. Pueden distinguirse en él únicamente tres unidades litológicas que no tienen el valor de horizontes, ya que los pasos laterales de una a otra son frecuentes e irregulares.

B3. Arcillitas límite.—Nivel de arcillas irisadas con intercalaciones de anhidrita y, a veces, carniolas, que corona el Buntsandstein. Su aspecto y constitución es algo diferente del Röt del Trías germánico, con el cual muchas veces se ha identificado. Este último presenta una especial facies de tránsito entre el Buntsandstein y el Muschelkalk, localizada en ciertos sectores de la cuenca germánica y que contiene intercalaciones calcáreas fosilíferas *(Myophoria goldfussi)*.

El Buntsandstein superior de los Catalánides presenta en cambio marcada analogía con las «arcillitas límite» de la serie triásica de los Vosgos y Lorena que coronan las areniscas del Voltzienzandstein.

B2. Areniscas abigarradas.—Es el nivel más potente y muchas veces abarca la totalidad de la serie. Sus características ya han sido descritas.

B1. Conglomerado basal.—Forma la parte inferior del sistema y su potencia varía entre 0,2 m. y más de cien metros.

Problemas faunísticos

COMPOSICIÓN DE LA FAUNA Y SU VALOR ESTRATIGRÁFICO.

La fauna del Trías de los Catalánides se caracteriza por su pobreza tanto en individuos como en especies y por su deficiente estado de conservación. Las causas de este hecho no son biológicas, sino principalmente diagenéticas. El número de ejemplares hallados es, sin embargo, suficiente para una correcta datación de los materiales y su correlación con las series estratigráficas de otras regiones. Las formas descritas se reparten de manera muy irregular entre diversos grupos zoológicos y corresponden a ciento ochenta y cinco especies diferentes, veinticinco de las cuales han sido citadas por primera vez en el Trías de los Catalánides. Tres especies y una variedad son nuevas para la Ciencia.

Los Cefalópodos, aunque representados únicamente por diecisiete especies, constituyen el grupo más interesante. Siete de ellas pertenecen al género *Paraceratites*. son exclusivas del Trías catalán y caracterizan los niveles centrales del Muschelkalk inferior. Una de las especies que incluímos en este género es nueva, las restantes habían sido anteriormente descritas, aunque clasificadas como *Ceratites*. Los numerosos ejemplares hallados han permitido completar las descripciones originales, y demostrar la ascendencia alpina de dichas formas, que están intimamente relacionadas con los *Paraceratites* del Pelsoniense (Anisiense medio).

El género Protrachiceras está representado por cinco especies, una de las cuales *P. batalleri,* es nueva; y otra *P. steimanni,* citada por primera vez en la Península. Tampoco *Nannites bitneri* y *N.*. cf. *fugax* eran conocidos en el Trías catalán. Al igual que la especie anterior caracterizan los niveles de *Daonellas* del Muschelkalk superior de los Catalánides y corroboraron su equivalencia a las capas de Wengen del Trías alpino.

Los Lamelibranquios constituyen el grupo zoológico más numeroso, ya que comprenden casi la mitad del total de especies reconocidas en el Trías de los Catalánides. Las familias de los *Pteridae,* muy numerosa, proporciona las especies más interesantes como fósiles estratigráficos: *Daonella lommeli* que constituye un magnífico nivel guía en la parte central del Muschelkalk superior, *Claria catharinae,* nueva para España, y que caracteriza al Anisiense, y las diversas especies de *Cassianella* que demuestran la edad Cordevoliense de los niveles más altos del Muschelkalk de los Catalánides. Entre los Trigoniidae, también muy abundantes, tienen especial interés *Myophoria vestita* y *M. orbicularis.* La primera marca el límite entre el Trías medio y superior y es general a toda Europa. La segunda señala en el Trías germánico el tránsito entre el Muschelkalk inferior y medio y se cita por primera vez en el NE. de España. También pertenecen a este grupo *Myophoriopis keuperina,* el único fósil del Keuper. Los *Pectinidae,* también muy abundantes, son menos característicos.

La identificación en la parte central del Muschelkalk superior de abundantes restos de *Entalis laevis,* forma ampliamente difundida en el Haupmuschelkalk germánico y Ladiniense alpino, confiere al grupo de los Escafópodos una especial significación como fósiles estratigráficos.

La defectuosa conservación de los numerosos Gasterópodos permite pocas veces su determinación específica, por ello el número de especies descritas es únicamente veintiocho, de las cuales cinco son nuevas para el Triásico de los Catalánides, a pesar de que algunos de los individuos hallados representan posiblemente formas nuevas. El valor sistemático de este grupo es pequeño, ya que la dispersión horizontal y vertical de la mayor parte de las especies es enorme.

Las escasas especies de Braquiópodos son muy abun-

dantes en individuos y ofrecen un especial interés desde un punto de vista estratigráfico, gracias o su abundancia, constante localización en horizontes y gran dispersión horizontal, especialmente en *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli*. La mayoría de las formas son de clara ascendencia alpina, aunque el área de dispersión de algunas alcance también la cuenca germánica; *Halorella decurtata, Spiriferina fragilis, Coenothyris stoppanii* y *Alaucotyris angusta,* aparecen en los Catalánides únicamente en el Muschelkalk superior, aunque en el Trías europeo tienen una dispersión más amplia. La asociación *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli, Coenothyris vulgaris* y *Dielasma ecki* caracteriza los niveles basales del Muschelkalk inferior y demuestra su equivalencia con las capas del Reocaro del Anisiense inferior alpino. La última de las especies citadas era desconocida en el Trías del NE. de España.

Los Equinodermos están representados por abundantes piezas de crinoideos, particularmente abundantes en los niveles más altos del Muschelkalk superior (Prades), en un nivel que, por tanto, no es equivalente al Trochitenkalk germánico, el cual se caracteriza precisamente, según indica su nombre, por la abundancia de dichos restos. Las radiolas de Cidaris, extraordinariamente abundantes, han permitido identificar dos especies muy interesantes como fósiles estratigráficos, *C. wismani,* que permite la correlación de tramos más elevados del Muschelkalk superior con el Cordevoliense alpino, y *C. grandaeva,* entre la parte alta del Muschelkalk superior y el Schaumkalk germánico.

Los restantes grupos zoológicos tienen muy poca importancia. Los Artrópodos están representados únicamente por escasos ejemplares de clasificación muy dudosa. Las huellas de Reptiles citados en el Trías inferior deben considerarse con una especial reserva. Los restos que se citaron como Anélidos, Coralarios, Espongiarios, sólo a tipo de hipótesis pueden admitirse, ya que en algunos casos ni siquiera corresponden a restos orgánicos. Mención aparte merecen los «*fucoides*»; generalmente se han considerado como restos de plantas marítimas, pero su estudio microscópico ha permitido comprobar que se han originado por la fosilización de las perforaciones producidas en el barro, por animales filtradores.

Los restos Vegetales son poco interesantes desde un punto de vista paleobotánico. Se trata de ejemplares muy fragmentarios, la mayor parte de los cuales corresponden probablemente a *Equisetum,* aunque han sido atribuídos a diversos géneros. Las *Dasicladáceas,* poco favorables también para un estudio sistemático, tienen sin embargo un especial valor estratigráfico, ya que en el Trías de los Catalánides su presencia caracteriza los niveles más elevados del Muschelkalk inferior.

ORIGEN DE LA FAUNA.

El estudio detallado de la fauna del Trías de los Catalánides y la revisión sistemática de la misma, muestra que la influencia alpina es mucho mayor de lo que se había sospechado. Los Cefalópodos del Muschelkalk inferior, clasificados como *Ceratites* y considerados como típicos representantes de la fauna germánica, corresponden en realidad al género *Paraceratites,* de clara ascendencia alpina. En las numerosas especies cosmopolitas (pectínidos y gasterópodos principalmente) las formas y variedades del Trías catalán presentan siempre una mayor afinidad con los tipos alpinos que con los germánicos; además, la comparación del tamaño de las mismas muestra que las formas españolas son constantemente de tamaño intermedio entre los enormes ejemplares germánicos y los diminutos individuos alpinos. Otro detalle muy significativo es que la mayor parte de las especies cosmopolitas aparecen en el Trías de los Catalánides al mismo tiempo que en la cuenca alpina y mucho antes que en el Trías germánico.

UNIFORMIDAD FAUNÍSTICA.

Desde los primeros estudios de conjunto del Triásico

de las Cordilleras Costeras catalanas venía admitiéndose la existencia de una marcada dualidad faunística que permitía distinguir un sector septentrional, con fauna típicamente germánica, y otro meridional, con predominio de formas alpinas. Sin embargo, esta pretendida diferencia estaba en franco desacuerdo con diversos hallazgos paleontológicos posteriormente realizados.

El estudio de la distribución de la fauna en la serie triásica de los Catalánides, de acuerdo con la nueva estratigrafía propuesta para la misma, muestra claramente la imposibilidad de dicha separación.

Las diferencias faunísticas admitidas entre el sector septentrional y meridional de la cordillera tuvieron su origen en interpretaciones estratigráficas inexactas, como consecuencia de las cuales se consideraron las capas de calizas con *Protrachyceras* y *Daonellas* de la región del Ebro equivalentes de los niveles de calizas con *Paraceratites* de la seria triásica del valle del Llobregat y Congost, cuando en realidad pertenecen a horizontes de edad muy diferente.

Las únicas variaciones que se observan son exactamente en sentido contrario de las que se habían supuesto. Durante el Muschelkalk inferior la influencia alpina —*Spiriferina (Mentzelia) mentzeli, Paraceratites*— es mucho mayor en la zona septentrional que en la meridional, ya que en esta última los niveles fosilíferos pasan a dolomías arenosas completamente estériles. Durante el Muschelkalk superior la uniformidad es más acentuada. La falta de faunas típicamente alpinas *(Daonellas, Protrachyceras, Cassianellas)* en los afloramientos del extremo norte de la cuenca catalana, es debida exclusivamente a que los niveles que contienen dichos fósiles no aparecen en estos afloramientos, ya que han sido arrastrados por la erosión preeocena.

EVOLUCIÓN VERTICAL DE LA FAUNA.

La identificación de una intercalación roja detrítica en la parte central del Trías medio, constante en toda la

cuenca catalana y que separa por completo los niveles calcáreos que constituyen el Muschelkalk inferior y superior, permite plantear el problema de la evolución vertical de la fauna triásica de la cuenca catalana con un criterio muy diferente al tradicionalmente admitido.

El Muschelkalk medio se presenta como una barrera en el tiempo que separa dos épocas completamente diferentes desde un punto de vista faunístico, no sólo por la sustitución de especie, sino por el cambio brusco de la fauna. Son muy pocas las especies que pasan de un período a otro y en estos casos se observa una marcada disminución de tamaño en las formas de los niveles altos, lo que parece indicar que no existe una relación filética entre ambas formas, sino que los individuos del Muschelkalk superior proceden de un nuevo aporte faunístico en estado de diferenciación menos avanzado.

Los niveles calcáreos, Muschelkalk superior y Muschelkalk inferior, representan, al mismo tiempo que ciclos sedimentarios completos, biociclos independientes. Comienzan con la aparición de especies muy abundantes en individuos y de clara ascendencia alpina, *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* en el inferior y *Daonelta lommeli* en el superior. A este período, con una fauna típica de una zona sometida a un brusco cambio en las condiciones ecológicas, sigue otro caracterizado por los endemismos, esto es, por una serie de especies exclusivas de la cuenca catalana y cuyos más destacados representantes son los *Paraceratites* del Muschelkalk inferior y las *Protrachyceras* y *Hunganites* del superior. En la parte final de estos ciclos la diferenciación de la fauna es cada vez mayor; se multiplican las especies y conviven las formas de clara ascendencia alpina con otras particulares de la cuenca catalana y las generales a todos los mares periféricos que rodean el océano alpino.

RELACIONES ENTRE LA FAUNA ALPINA Y GERMÁNICA.

En el Trías germánico se ha admitido generalmente que la fauna del Muschelkalk superior procede de la evolución de los seres que habitaban esta cuenca sedimentaria durante el Muschelkalk inferior. La discontinuidad en la sedimentación calcárea que representa el Anhydritgruppe, con la consiguiente aparición de unas condiciones en las que la vida era imposible, se salva admitiendo que durante este tiempo la fauna se concentró en unos hipotéticos «refugios» de localización desconocida, de los cuales volvió a salir cuando las condiciones ambientales de la totalidad de la cuenca fueron de nuevo favorables a la vida. En el Trías de los Catalánides, la continuidad de la intercalación roja detrítica en el Muschelkalk no permite admitir la existencia de tales «refugios», y el origen alpino de la fauna del Muschelkalk superior es evidente.

La misión del océano alpino como zona de alimentación faunística es completamente diferente de los supuestos «refugios» de la cuenca germánica. Las formas alpinas eran filogenéticamente poco diferenciadas y, por tanto, con fuerte capacidad evolutiva; al emigrar a las cuencas periféricas, su adaptación a las especiales condiciones de las mismas daba lugar a nuevas formas cada vez más distintas de los tipos que permanecían en el océano. La emigración en sentido inverso, de las cuencas periféricas al océano, era prácticamente imposible. Los seres que poblaban dichas cuencas periféricas eran verdaderos finales de serie condenados a desaparecer con la terminación de la sedimentación marina en las zonas por ellos habitadas.

La evolución faunística de la cuenca catalana permite insistir en la misión de reserva genérica desempeñada durante el Triásico por el océano alpino, con respecto a los mares epicontinentales que le rodeaban.

Paleoclimatología y paleogeografía de la cuenca sedimentaria

SIGNIFICACION CLIMÁTICA DE LOS NIVELES ROJOS Y SU PRETENDIDO CARÁCTER CONTINENTAL.

De acuerdo con las ideas generales que existían sobre la paleoclimatología del Triásico se ha venido considerando que la Península Ibérica estuvo durante la mayor parte de este período completamente emergida y sometida a un clima desértico o extraordinariamente árido.

La aplicación de métodos sedimentológicos al estudio de los materiales detríticos del Trías permite dar un enfoque completamente diferente a la paleoclimatología y evolución de la cuenca catalana durante este período. La granulometría, granuloscopia y análisis roentgenológicos, proporcionan datos concretos sobre el origen de los sedimentos, que están en abierta oposición con las ideas gratuitas antes expuestas, pero que coinciden en líneas generales con los resultados obtenidos en los escasos estudios de este tipo realizados en los materiales triásicos de zonas muy alejadas de la cuenca catalana.

CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DEL BUNTSANDSTEIN Y EL SUPUESTO DESIERTO TRIÁSICO.

En contra a anteriores interpretaciones, las características litológicas de los materiales de este piso son completamente diferentes de las que corresponderían a unos sedimentos de tipo desértico o árido.

En los conglomerados que constituyen la parte basal del mismo, los índices de aplanamiento de los cantos varían entre 1,5 y 1,8 (50%) y los de disimetría entre 640 y

740, valores que corresponden a los admitidos para las formaciones fluviales; los valores más altos del índice de aplanamiento corresponden a los niveles superiores de la capa de conglomerados e indican ya una cierta influencia marina. Los índices de heterometría de estos sedimentos (0,2) confirman por completo estas conclusiones. Algunos niveles de arcillitas intercaladas entre los mismos corresponden por su composición mineralógica (caolinita, illita) a sedimentos continentales, pero con una intensa circulación acuosa.

Los niveles de areniscas que descansan encima de los conglomerados, acusan claramente la influencia marina en su sedimentación, los índices de heterometría (0,2-0,5) ripple-index (6-10) y estratificación cruzada corresponden a un depósito de aguas turbulentas y poco profundas, sedimentado seguramente en una extensa plataforma costera sometida a frecuentes e irregulares ingresiones marinas. El color rojo de los materiales, que se había invocado como argumento demostrativo del origen continental de los mismos, puede ser debido a causas muy diversas, y por consiguiente carece de significación.

Los niveles arcillosos que coronan el Buntsandstein, constituídos casi exclusivamente por minerales del grupo de la illita representan ya a un depósito claramente marino. El aumento de profundidad oceánica viene señalado por el comienzo de sedimentación calcárea del Muschelkalk inferior. Las características de los niveles dolomíticos y con nódulos de silex análogos a los actuales sedimentos de mares cálidos y poco profundos, confirman las condiciones generalmente admitidas para la cuenca triásica durante este período, que se reproduce casi exactamente en el Muschelkalk superior.

ORIGEN MARINO DEL KEUPER Y MUSCHELKALK MEDIO.

Los niveles de arcillitas rojas y margas irisadas con yesos del Muschelkalk medio y Keuper habían sido también atribuídos a formaciones de tipo desértico, y se consideraban en general depositados en lagunas salobres sometidas a una intensa evaporación. La dificultad de esta interpretación aparece al considerar la composición mineralógica de las arcillitas de este nivel. Son de tipo illítico, y en ellas faltan por completo los minerales del grupo de la atapulgita y sepiolita, típicas de las formaciones lagunares desérticas. Las propiedades granulométricas de las areniscas son análogas a la del Buntsandstein. La localización de las formaciones salinas en la parte central y más profunda de la cuenca de sedimentación del Trías de los Catalánides, hace que no sea posible considerarlas como depósitos de cubetas sometidas a una intensa evaporación bajo un clima desértico, ya que en estos casos (Mar Muerto, etc.) las sales se concentran precisamente en el borde de la cuenca.

Por lo tanto, todas las características coinciden en afirmar el origen marino de los sedimentos del Keuper y del Muschelkalk medio, conclusión que coincide plenamente con los estudios litológicos realizados en el Trías de diversas regiones europeas y americanas. Las exactas condiciones de sedimentación de estos materiales y de formación de los depósitos salinos del Trías presentan aún importantes incógnitas. En general, se suponen formados en inmensas plataformas costeras poco profundas y situadas en el borde de un continente de relieve suave. El Keuper presenta, desde el punto de vista paleoclimatológico y paleogeográfico, caracteres análogos al Muschelkalk medio, pero la falta de niveles arenosos parece indicar que en las zonas costeras el relieve ha llegado a un mayor grado de madurez.

LA CUENCA DE SEDIMENTACIÓN.

La regularidad estratigráfica que se aprecia en el Trías catalán con escasas variaciones de facies y potencia indica que la cuenca triásica catalana era bastante uniforme. El supuesto umbral del Francolí en la parte central de la

cuenca no existía, ya que la disminución de potencias de la serie triásica, que parecía demostrar la existencia del mismo, es debida a causas tectónicas.

Los límites.—Realmente la única disminución brusca de potencia y rápido cambio de facies se aprecia en el extremo NE. de estas formaciones, al pie del Montseny, y señala el límite septentrional de la cuenca sedimentaria. La serie caliza del Muschelkalk inferior, que en esta zona es el tramo más elevado del Trías que se ha conservado, pasa en poco más de un kilómetro a una serie de areniscas y margas rojas e irisadas que aparentemente constituyen una serie comprensiva con el Buntsandstein, del cual se distinguen por contener la asociación de minerales estautolita-distena-andalucita. La facies marginal de los sedimentos se manifiesta también en el carácter grosero de las areniscas, y sobre todo por el índice de heterometría especialmente elevado (0,4 - 0,5). Los conglomerados son relativamente poco potentes, pero su naturaleza petrográfica análoga al zócalo, contorno anguloso y heterometría elevada, indican su proximidad al borde de la cuenca. En Mongat, otro de los probables bordes septentrionales, los materiales están muy tectonizados; sin embargo, parece apreciarse una disminución de potencia en los tramos calcáreos y aumento de carácter marginal en los niveles detríticos.

En cuanto a los límites occidentales, que tendrían que estar formados por el supuesto macizo del Ebro, y los orientales por el macizo catalán o balear, hay que reconocer que las conclusiones a que permite llegar el estudio detallado de la cuenca de sedimentación triásica son poco o nada decisivos en este importante probelma. Como argumentos en favor del borde occidental de la cuenca puede invocarse tan sólo una ligera disminución de potencia en dirección NW. (Pontóns-Mediona) y hacia el SW. un ligero incremento del carácter detrítico en los conglomerados del Buntsandstein inferior (Masroig-Prades) y aparición de niveles de arenisca en el Muschelkalk medio

(La Figuera). No existen en cambio las facies arenosas del Keuper del sector meridional, invocadas como argumento de la proximidad de este macizo.

El límite oriental no puede tampoco seguirse exactamente, ya que está en la actualidad sumergido bajo el Mediterráneo. En lo que respecta al Trías, puede considerarse un argumento en favor de la existencia de este macizo, el gran desarrollo de los conglomerados del Buntsandstein en el extremo oriental de la cordillera (Garraf), que coincide con un aumento del carácter detrítico del Muschelkalk medio. Sin embargo, la naturaleza petrográfica y las características granuloscópicas (índice de aplanamiento comprendido entre 1,9-2,1 al 85 % y de disimetría entre 635 y 730), y la heterometría relativamente baja (0,2-0,3) coinciden en afirmar el origen lejano de dichos materiales. Además es preciso reconocer que desde un punto de vista paleontológico la influencia alpina está durante el Muschelkalk inferior más acentuada en el sector septentrional que en el meridional, y durante el Muschelkalk superior sigue siendo particularmente intensa precisamente en la zona de Garraf, lo que no parece estar muy de acuerdo con la existencia del citado macizo en esta dirección.

Sus relaciones con las cuencas vecinas.—La profunda diferencia faunística y litológica que existe entre el Trías pirenaico y el de los Catalánides y la marcada analogía entre éste y el sector oriental de las Cordilleras Ibéricas están plenamente de acuerdo con los límites y posiciones admitidos para la cuenca triásica catalana. Constituía un amplio divertículo ampliamente abierto hacia el sur en dirección de la cuenca ibérica, de la cual representa la continuación septentrional.

El área donde se depositaron los materiales triásicos que constituyen las Cadenas Costeras catalanas es de personalidad bien definida y tuvo una evolución algo independiente de las zonas próximas, en las que, de acuerdo con la serie estratigráfica admitida, no se dejó sentir la regresión del Muschelkalk medio. Exceptuando el sector

oriental de la Cordillera Ibérica, cuya sucesión estratigráfica parece corresponder a la del Triásico catalán, con algunos cambios de facies, el Trías de los restantes afloramientos de la Península presenta una sucesión de materiales muy diferentes. En el Pirineo y Cordillera Cantábrica la serie calcárea es poco potente o falta por completo, mientras que en el sur de la Península, Baleares y cordilleras Béticas principalmente, la serie caliza está más desarrollada y los niveles detríticos tienen menos importancia. También la fauna de estas regiones indica una mayor influencia alpina.

Durante el Triásico por tanto, la Península Ibérica estaba constituída por una extensa plataforma más elevada en la región central y occidental, el Macizo Castellano, y que descendía de altitud hacia el Este, en dirección al Tethys, o sea con una inclinación opuesta a la que hoy día presenta la meseta central española.

En los bordes de este macizo y en la plataforma litoral del mismo diversos umbrales aislaban cuencas más o menos relacionadas entre sí y con el océano oriental. La profundidad de estas zonas era escasa y el aporte terrígeno muy importante. Los materiales que en ellas se depositaron constituyen series poco potentes y con numerosas intercalaciones detríticas y de características análogas a las sedimentadas en los mares epicontinentales que se extendían por el oeste y noroeste de Europa, o sea de «facies germánica». El Trías del Pirineo, Cordillera Cantábrica y parte de la Cordillera Ibérica, constituye los más típicos ejemplos de estos materiales.

En los sectores de mayor profundidad y más alejados de la costa las condiciones de sedimentación eran muy diferentes, y se originaron potentes e ininterrumpidas series calcáreas, cuyo más típico ejemplo lo constituye el Trías bético. Su analogía de ambiente y fácil comunicación de esta zona con el geosinclinal alpino, explica la «facies alpina» de los materiales sedimentarios.

En el interior de una de las cuencas litorales, con acusada influencia continental, que se pone de manifiesto en

la litofacies de los depósitos, pero ampliamente abierta hacia el profundo océano que se extendía hacia oriente, del cual recibía un continuo aporte faunístico, se depositaron los materiales que debían originar las Cordilleras Costeras catalanas.

BIBLIOGRAFIA

Bibliografía regional

ALCOBER COLOMA, T. (1947): "Estudio geológico del Clos de Cardó, según los trabajos del Profesor Bartolomé Darder Pericás". *Estudios Geológicos*. Vol. III, núm. 5, pp. 101-129, 3 láminas, fots. 1, lám. mapa. Madrid.

ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1953): "El Eoceno al SW. de Montserrat". *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.* T. LXV, pp. 221-243, 1 fig. IV. lám. 1 mapa. Madrid.

ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1954): "La terminación meridional del Eoceno Catalán". *Congrès Geol. Inter. Com. Rend. XIX sess. Alger, 1952.* Sec. XIII, Fas. XIII, pp. 35-47. Alger.

ALMERA, J., y BOFILL (1889): "Recientes descubrimientos paleontológicos en Cataluña". II parte. *Crónica Científica.* Tomo XII, pp. 1-5. Barcelona.

ALMERA, J. (1891): "Caracterización del Muschelkalk en Gavá, Begas y Pallejá". *Crónica Científica.* T. XIV, pp. 474-476. Barcelona.

ALMERA, J. 1891): "Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contorno de la capital, con explicación somera en la misma hoja". (Topografía de J. Brossa). Esc. 1:40.000, 1.ª edición. Barcelona.

ALMERA, J. (1892): "Explicación somera del mapa geológico de los alrededores de Barcelona". *Crónica Científica.* T. XV. páginas 132-136 y 276-281. Barcelona.

ALMERA, J. (1897): "Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar, con explicación somera en la misma hoja". (Topografía de J. Brossa). Esc. 1:40.000. Barcelona.

ALMERA, J. (1898): "Compte-rendu des excursions du dimanche 2 octobre a Gracia et le Coll (Horta) et du lundi 3 à Vallcarca, au Tibidabo et à Esplugas". *Bull. Soc. Géol. France* (3.ª s.). T. XXVI, pp. 742-763, figs. 12-15. Paris. Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* t. XXVII. pp. 167-194. Madrid, 1903.

ALMERA, J. (1898): "Compte rendu de l'excursion du mercredi 5 octobre a Gavá, Brugués y Vallirana". *Bull. Soc. Geol. France* (3.ª s). T. XXVI, pp. 789-800, figs. 20-25, trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* T. XXVII, pp. 224-237. Madrid, 1903.

ALMERA, L. (1898): "Compte rendu de l'excursion du 29 septembre a Olesa, la Puda et a Montserrat". *Bull. Soc. Ged. France.* T. XXVI, 3 s. pp. 690-710, figs. 3-9. París. Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* T. XXVII, pp. 110-135. Madrid, 1903.

ALMERA, J. (1899): "Observations sur le Trias de la province de Barcelona". *Bull. Soc. Geol. France* (3 s.). T. XXVII, páginas 787-788. París.

ALMERA, J. (1899): "Sobre el descubrimiento de la fauna de St. Cassien en el Trías de nuestra provincia". *Bol. R. Acad. Cien. y Artes de Barcelona* (3.ª época). T. I, núm. 26, pp. 538-541. Barcelona.

ALMERA, J (1900): "Mapa Geológico de la provincia de Barcelona: región tercera o del rio Foix y La Llacuna. Escala 1:40.000". Barcelona.

ALMERA, L. (1900): "Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contornos de la capital, con explicación somera en la misma hoja". (Topografía de J. Brossa.) Esc. 1:40.000. 2.ª edición. Barcelona.

ALMERA, J. (1900): "Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región tercera o del río Foix y La Llacuna, con explicación somera en la misma hoja". (Topografía J. Brossa.) Esc. 1:40.000. Barcelona.

ALMERA, J. (1902): "Excursión geológica dirigida a estudiar las relaciones del grupo de Mongat con el de Vallarca". *Mem. Acad. Cienc. y Artes Barcelona* (3.ª época). T. IV. núm. 25, páginas 337-344. Barcelona.

ALMERA, J. (1909): "Descobriment d'una de les antigues flores triàssiques al Nord de Barcelona". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. IV, núm. 2, pp. 11-14, 2 figs. Barcelona.

ALMERA, J. (1913): "Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región quinta o del Montseny Vallés y litoral, con explicación somera en la misma hoja". (Topografía J. Brossa.) Esc. 1:40.000. Barcelona.

ALONSO, J. J., y VIRGILI, C. (1959): "Un nivel de arcillitas de la base del Trías estudiado con el microscopio electrónico". *An. Edaf. y Fisiol.* T. XVIII, n.º 1, pp. 1-9, 7 fotos, 2 fig. Madrid.

ARCHIAC, A. d' (1860): "Histoire des progrès de la Géologie de 1834-1849". *Publ. Soc. Géol. de France.* París.

ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1935): "Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens". *Beitr. z. Geol. West. Mediterrangebiete n. 17, Abh. Ges. Wiss Göttingen Math-Phys.* Kl. 3 F, H 16, pp. 16-98, 7 láms., 48 figs. Berlín. Traducido en *Publ. Ext. Geol. España* C. S. I. S. T. III, pp. 1-93. Madrid, 1946.

BASSEGODA, B. (1915): "Excursió geológica d'Aiguafreda a la Garriga". *Butll Centr. Exc. Catalunya.* T. XXV, núm. 246, páginas 211-216, 3 figs. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1919): "Las bauxitas de Catalunya". *Rev. R. Acad. Cienc. Exact., Fis. y Nat. Madrid.* T. XVII, pp. 422-466, 7 figs. 4 láms., 1 mapa geol. Madrid.

BATALLER, J. R. (1920): "Nota mineralógica". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* Vol. XX, pp. 207-208. Barcelona.

BATALLER, J. R.: "Las bauxitas de Cataluña". *Producción* año II, núm. 22, pp. 138-143, 2 figs; núm. 23, páginas 169-173, y núm. 24, pp. 188-198, 15 figs. Madrid.

BATALLER, J. R. (1921): "Nou jaciment de bauxita a Catalunya". Com. verbal. *But. Inst. Cat. Histo. Nat.* T. XXI, p. 152. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1922): "El Jurásico de la provincia de Tarragona". *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. (Junta Amp. Est. e Inv. Cientif.)*, serie Geológica, núm. 29, 117 pp., 13 fig., 8 láms., 1 mapa. Madrid.

BATALLER, J. R. (1923): "Una excursió geologica pels Ports de Beceit". *Bull. Centre Exc. Catalunya.* T. XXXIII, núm. 347, páginas 333-341, 3 figs. láms. XCVI-XCVII. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1925): "Notas mineralógicas de Cataluña". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XXV, pp. 368-371. Madrid.

BATALLER, J. R. (1926): "Sur le Jurassique de la partie méridionale de la Catalogne (puertos de Tortosa)" *Bull. Soc. Geol. Fr.* (4.ª s.). T. XXVI, pp. 101-116, 2 figs. París.

BATALLER, J., y GUERIN (1930): "Notes sobre el Trías de Barcelona i Tarragona". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXX, páginas 81-84. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1933): "El Triasic Catalá". *Butll. Soc. Ciènces Nat. "Club Muntanyenc"*. Any III, 3.º, n. 13, pp. 3-12, 2 láms. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1935): "Reunió extraordinària a la comarca de Tortosa". Abril 1935. Institució Catalana d'Història Natural, Geologia. *Institut d'Estudis Catalans*, pp. 11-19, 4 figuras, 1 mapa geol. 1:200.000. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1935): "Reunión extraordinaria de la Ins-

titució Catalana d'Història Natural en Tortosa". *Ibérica*. Tomo XLIV, núm. 1.079, pp. 40-48. 15 figs. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1945): "El doctor Jaime Almera Comas". Miscelánea Almera (1ª parte). *Inst. Geol. Prov.*, pp. 1-42, 37 figuras. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1947): "Notas estratigráficas sobre Cardó". *Anales Escuela Perit. Agrícolas y Sup. de Agricultura*. Volumen VI, pp. 309-323. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1950): "Geognosia del Triásico español". *Anales Escuela Peritos Agrícolas y Sup. de Agricultura*. Volumen IX, pp. 193-219. Barcelona.

BATALLER, J. R. (1954): "Enumeración de las especies nuevas del Triásico y Jurásico de España". *Estudios Geológicos*, número 21, pp. 49-77. Madrid.

BAUZA, F. (1876): "Breve reseña geológica de la provincia de Tarragona y Lérida". *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* T. III, páginas 115-123. Madrid.

BAUZA RULLAN, J. (1954): "Contribuciones al conocimiento de la Ictiología fósil de España. (Los peces triásicos del Gorg Negre de Centelles)". *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje al profesor E. Hernández-Pacheco, pp. 97-103. láms. II-III. Madrid.

BELTRAN, F. (1915): "Noticia de su excursión a la Tenencia de Benifazá, Fredes y Puertos de Beceite, Castellón y Tarragona". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XV, p. 428. Madrid.

BIROT (1937): "Recherches sur la Morphologie des Phyrénées Orientales franco-espagnoles". Vol. de 318 pp., 65 figs., 6 láminas, 16 fotos. París.

BOFILL, A. (1893): "Notas sobre el mapa topográfico geológico del Alto y Medio Vallés. Descubrimientos paleontológicos en el Trías del Medio y Alto Vallés". *Bol. R. Acad. Cinc. Artes Barcelona*. 3.ª ép., t. I, núm. 8, pp. 142-147, 1 lám. Barcelona.

BOFILL y POCH, A. (1898): "Sur le Trias a Ceratites et sur l'Eocène inférieur de la gare d'Olesa". *Bull. Soc. Géol. France*. (3.ª serie), t. XXVI, pp. 826-839. París.

BORN, A. (1919): "Das Ebrobecken. Eine Skizze seiner Entstehung und seines geologischen Aufbaus". *N. Jaehrb Mineralogie, Geologie und Palaontologie*, Band. XIII, pp. 610-727, 8 figuras, 2 mapas tectónicos, 2. lám. Stuttgart.

CALAFAT, J. (1917): "Sobre los nuevos yacimientos de bauxita en España". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XVII, páginas 415-418. Madrid.

CALDERON, S. (1898): "Sur l'existence du terrain infraliasique en Espagne". *Bull. Soc. Geol. France* (3.ª s.). T. XXVI, páginas 864-866. París.

CAREZ, L. (1881): "Etude des terreins crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne". Vol. de 327 págs., 72 figs., 8 láms. Libr. F. Savy. París.

CLOSAS, J. (1954): "Las bauxitas del NE. de España" *Congr. Geol. Inter. Comp. Rend.*, XIX ses. Alger, 1952, Sec. XII, Fasc. XII, pp. 199-223, 9 figs. Alger.

CHEVALIER, M. (1932): "Note sur la Géologie de la Catalogne pendant l'ère primarie et l'ère secundaire". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXII, pp. 147-176, 13 figs. Barcelona.

CHEVALIER, M. (1932): "Geologia de Catalunya". Vol. II, L'era Secundària. "Enciclopèdia Catalunya", núms. 17-18, 268 páginas, con 16 láms. 64 figs. Barcelona.

DARDER, B (1931): "Estudio geológico de la comarca de Sabadell". *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XIV, núm. 3, págs. 183-229, 14 lám., 1 mapa. Madrid.

DEPAPE, G y SOLE SABARIS, L. (1934): "Constitució Geológica del Turó de Montgat". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXIV, páginas 138-148, 5 figs. Barcelona.

DEREIMS, A. (1898): "Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon". Thése presentée a la Faculté des Sciences de Paris, 1893, *Ann. Hébert*. T. II, 199 págs., 46 figs. 2 mapas geol. Lille.

DOUVILLE, R. (1911): "La Péninsule Ibérique, a Espagne". *Handb. d. Reg. Geol.* III Band, h. 7, 175 págs., 112 figs., 1 lámina (map. top.). Heidelberg

ELIAS, J. (1912): "Assaig de geogenia de Terrasa i sos contorns". Foll. 38 págs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1913): "Cinc excursions geológiques al entorn del Vallés (1912-1913). Foll. 38 págs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1917): "Estudios geológicos sobre Tarrasa y sus contornos". *Pub. de la Sec. Excursionista del Centro Social*. Folleto de 48 págs. 15 figs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1921): "Documentos para la tectónica del Vallés". Folleto 36 págs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1922): "Noves dades per el coneixemente de l'estratigrafia tectónica i morfología de Montserrat i dels seus contorns". *Publ. de la Sec. Excursionista i de Turisme del Centre Social*. Foll. 14 págs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1922): "Excursió geológica a Olesa i Esparreguera". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXII, núms. 1-2, págs. 41-44. Barcelona.

ELIAS, J. (1930): "Probable descenso del cerro triásico de Roques Blanques de Can Candi (Tarrasa)". 6 págs. Tall. Gráf. Hostench. Tarrasa.

ELIAS, J. (1933): "Probable origen dels materials de la arenisca roja vosgiesa". 3 págs. Tall. Gráf. Hostenchs. Tarrasa.

ELIAS, J. (1934): "Inclinació i inflexions dels estrats paleozoics i triàsica dels voltants de Terrassa". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXIV, págs. 53-56. Barcelona.

ELIAS, J. (1936): "Geología egarense". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXVI, págs. 91-96. Barcelona.

ELIAS, J. (1936): "Escampalls de fragments de pudinga quarçosa". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXVI, págs. 27-29, 1 fotografía. Barcelona.

ELIAS, J. (1943): "Geología de los alrededores de Tarrasa" (Apuntes bibliográficos de D. Jacinto Elías, por Dr. S. Cardús). *Edición del Excelentísimo Ayuntamiento de Tarrasa.* Vol. de 168 págs. Tarrasa.

FALLOT, J., y BATALLER, J. R.: (1926): "Sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellón (Espagne)" *C. R. Acad. Sciences.* T. CLXXXII, págs. 226-228. París.

FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1927): "Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y Maestrazgo". *Mem. R. Ac. Cien. Art. Barcelona.* T. XX, núm. 8, 143 págs., 45 figs., 7 láms., más dos láms. mapas. Barcelona.

FAURA Y SANS, M. (1907): "Excursió geológica pels voltants de Cervelló". *Bol. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. VII, págs. 14-16. Barcelona.

FAURA Y SANS, M. (1917): "Les bauxites de la Serra de la Llacuna". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* Any IV, núm.s 8-9, pág. 123. Barcelona .

FAURA Y SANS, M. (1918): "Naturalesa, origen i edat de les formacions de bauxites de la Serra de La Llacuna". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XVIII, núm. 3, págs. 49-55. Barcelona.

FAURA Y SANS, M. (1919): "Una nova espècie d'equínit del Triàsic de la provincia de Tarragona". Com. verbal. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* Vol. XIX, págs. 122-123. Barcelona.

FAURA Y SANS, M. (1922): "Servei Mapa Geol. Catalunya". Explicació fulla 34, Vilafranca del Penedès, 95 págs., 46 figs., Reg. Villafranca del Panadés. Barcelona.

FAURA, M, y BATALLER, J. (1919): "Tres nous afloraments d'ofites". Comunicación verbal. *Bull. Inst. Catalana Hist. Nat.* Volumen XIX, págs. 123-124. Barcelona.

FAURA Y SANS, M, y BATALLER, J. R. (1920): "Les bauxites triasiques de la Catalogne". *Bull. Soc. Geol. France,* 4.º s., tomo XX. págs. 251-267, 1 fig.

FAURA Y SANS, M.; FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1921): "Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la Chaine de Cardó (Tarragona". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXI, págs. 118-130, 2 figs. láms. VI-VIII. Barcelona.

FERRATE, J. (1918): "Espeleologia de les comarques tarragonines". *Pub. Agrupació Excursionista de Reus,* 135 págs., 38 figuras, 1 mapa. Reus.

FONT Y SAGUE, N. (1898): "Excursió espeleológica a la Bancó, les Barbejes y singles de Berti". *Butll. Centre Exc. Cat.* Tomo VIII, núm. 42, págs. 165-165; núm. 42, pág. 184-196, 6 fotografías, y núm. 43, págs. 197-205, 3 fot. Barcelona.

FONT Y SAGUE, N. (1898): "Un descobriment espeleològic (Teoria de la Font d'Armena)" *Butll Centre Exc. Cat.* T. VIII, número 45, págs. 237-248, 2 figs.; núm. 46, págs. 265-276, 1 figura, y núm. 47, págs. 277-306, 1 fig. Barcelona.

FONT Y SAGUE, N. (1899): "Sota terra. Excursió espeleológica a la Baronia d'Aramprunyá". *Butll. Centre Exc. Cat.* Tomo IX, núm. 57, págs. 233-252, 7 figs., y núm. 58, págs. 257-278, 8 figs. Barcelona.

FONT Y SAGUE, N. (1900): "Sota terra. Excursió espeleológica històrica al Priorat, Montanyes de Prades y Alt Panadés". *Butll. Centre Excurs. Cat.* T. X, núm. 68, págs. 209-226, y número 76, págs. 245-250. Barcelona.

FONT Y SAGUE, N. (1926): "Curs de Geologia dinámica y estratigràfica aplicada a Catalunya", 370 págs., 306 figs. (Segunda edición, revisada y ampliada por Faura y Sans). Barcelona.

FONTBOTE, J. M. (1952): "Características tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés". *Separata de Arrahona,* 7 páginas. Sabadell.

FONTBOTE, J. M. (1954): "Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Panadés". *Separata de Arrahona.* 37 páginas, 6 figs. Sabadell.

FONTBOTE, J. M. (1954): "Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Panadés con la cordillera prelitoral catalana y con depresión del Ebro". *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje al profesor Hernández Pacheco. págs. 281-310, fig. 5. Madrid.

GOMBAU, I. (1877): "Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona". *Bol. Comp. Map. Geol. Esp.* T. IV, páginas 181-250, lám. 1, 1 mapa (1:600.000, en colaboración con Alcibar). Madrid.

HAHNE, K. (1930): "Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)". *Zeitg. Deutsch. Geol. Ges.* T. LXXXII, págs. 79-112. Berlín. (Trad. en *Publ. extr. sobre Geol. Esp. C. S. I. C.* T. II, páginas 51-97, 6 figs., 1 mapa. Madrid, 1933.)

HAHNE, K. (1933): "Ein Geologischer Führer durch den nördlichen Teil des Südaragonesischen-Katalonischen Mittelge-

birges zwischen Ebro-und Martinfluss und seiner Vorlander (Spanien)". *Geol. Méditerranée Occidentale.* Vol. III, núm. 13, partie III, núm. 13 págs. 1-52, 5 fig, 3 láms. Barcelona.

HAUG, E. (1908): "Traité de Geologie", T. II. págs. 539-2.024, láminas LXXII-CXXXV, figs. 197-485. París.

INST. GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1930): "Memoria explicativa de la hoja núm. 420 (San Baudilio de Llobregat) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 119 páginas, 13 láms. 7 láms. plegables. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1932): "Memoria explicativa de la hoja núm. 498 (Hospitalet) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 71 págs., varias láminas. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1932): "Memoria explicativa de la hoja núm. 448 (Gavá) del mapa geológico de España a 1:50.000". 44 págs., 19 láms. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1933): "Memoria explicativa de la hoja núm. 473 (Tarragona) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 71 págs., varias láminas. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1934): "Memoria explicativa de la hoja núm. 446 (Valls) del mapa geológico de España, escala 1.50.000". 5 láms. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1946): "Memoria explicativa de la hoja núm. 393 (Mataró) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 124 págs., 36 figs., varias láms. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1947): "Memoria explicativa de la hoja núm. 392 (Sabadell) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 106 págs., 11 figs. XX láms. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1947): "Memoria explicativa de la hoja núm. 391 (Igualada) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 111 págs., 291 láms. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1952): "Memoria explicativa de la hoja núm. 472 (Reus) del mapa geológico de España, escala 1:50.000", 101 págs. varias figs. 35 láminas. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1952): "Memoria explicativa de la hoja núm 447 (Villanueva y Geltrú) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 60 págs. 13 láminas. Madrid.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1953): "Memoria explicativa de la hoja núm. 419 (Villafranca del Panadés) del mapa geológico de España, escala 1:50.000". 62 páginas, 2 figs. 13 láms. Madrid.

JULIVERT, M. (1954): "Sobre la tectónica alpídica de la sierra de Miramar". *Las Ciencias.* Año XIX, núm. 3, págs. 646-654, 2 figs. Madrid.

KILIAN, W. y FALLOT, P. (1920): "Sur l'existence et les faciès de divers étages jurassiques dans la province de Tarragona (Catalogne)". *C. R. Acad. Sciences.* T. CLXXI, págs. 19-22. París.

LAMBERT, J. (1927): "Révision des Echinides fossiles de la Catalogne". *Mem. Museo Cienc. Nat. de Barcelona.* Serie geológica. Vol. I, núm. 1, pág. 102, láms. I-IV. Bercelona.

LANDERET, J. J. (1920): "Estudio geológico de la región comprendida entre Tortosa y Castellón". *Ibérica.* T. XIV, número 353, págs. 312-314, con un mapa. Tortosa.

LAPARENT, A. P. (1950): "Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne". *C. R. Acad. Sciences.* T. CCXXX, págs. 983-984. París.

LARRAGAN, A. DE (1931): "Estudio acerca del Trías español". *Notas y Com. Inst. Geológico.* T. III, págs. 54-59. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1936): "Els fenòmens cárstics de la Muntanya Blanca de Pratdip." *Butll. Club. Munt. Barcelonés.* Tercera ser., núm. 32, 5 págs., 3 figs., 2 láms. Barcelona.

LLOPIS LLADO, N. (1941): "Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cárstico de Garraf (Barcelona)". *Est. Geogr.* Año II, núm. 4, págs. 413-466, 4 láminas, 2 figs., 1 mapa geol. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1942): "Tectomorfología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat". *Estudios Geogr.* Año III, núm. 7, págs. 321-383, 15 figs y gráf. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1942): "Estudio geológico del Alto Valle del Congost". *Publ. del Inst. Geológico y Topográfico de la Diputación de Barcelona.* Vol. V, 102 págs., varias figs. 12 láminas. Barcelona.

LLOPIS LLADO, N. (1942): "Sobre la estructura del Montseny (Barcelona)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XL, págs. 513-532, 4 figs., 4 láms. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1943): "Estudio tectomorfológico de la depresión prelitoral catalaná". *Estudios Geogr.* Año IV, número 10, págs. 31-111, 17 figs., 6 láms. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1945): "La estructura de la sierra de las Pedritxes (Tarrasa, prov. de Barcelona). *Estudios Geológicos,* núm. 1, págs. 169-257, 10 figs. 3 láms., 1 mapa. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1946): "La paleografía y el paisaje fósil de la provincia de Lérida". *Ilerda,* Rev. del Inst. Est. Ilerdenses. Año IV, núm. 7, págs. 7-27, 5 figs. Lérida.

LLOPIS LLADO, N. (1947): "Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides". *Publ. del Inst. Lucas Mallada del Inv. Geol. del C. S. I. C.* 372 págs. 40 figs., 18 láminas más 22 láminas. 1 mapa. Barcelona.

LLOPIS LLADO, N. (1949): "La estructura de las cordilleras costeras catalanas". (Resumen de una conferencia pronunciada el 27-II-1948, en la Sec. de Barcelona del Instituto Juan Sebastián Elcano). *Estudios Geogr.*, núm. 35, págs. 347-349. Madrid.

LLOPIS LLADO, N. (1952): "Sobre el área de dispersión de *Daonella* cf, lommeli, v. Mojs. en el NE. de España". *Mem. y Com. Inst. Geológico Provincial.* T. IX, págs. 39-47, fig. II. Barcelona.

LLOPIS, N., y VILLALTA, J. F. (1935): "Contribución a la fauna triásica catalana". *Butll. Insta. Cat. Hist. Nat.* T. XXXV, páginas 51-62, 2 fots., lám. IV. Barcelona.

LLOPIS LLADO, N., y THOMAS, J. M. (1954): "Las cuevas de Collbató, Montserrat-Barcelona". *Monog. Geológicas del Instituto de Geol. de la Universidad de Oviedo*, núm. 1, 73 págs., 17 figuras, 6 láminas. Oviedo.

MAESTRE, A. (1845): "Descripción geognóstica del distrito de Aragón y Cataluña". *An. Minas*, págs. 624-663. Volumen III, págs. 193-278. Madrid. Extracto *Bull. Soc. Géol. France* (2.ª s.), V. II. París.

MALLADA, L. (1880): "Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Triásico". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* T. VII, págs. 241-256. Madrid.

MALLADA, L. (1889): "Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona". *Boll. Com. Mapa Geol. de España.* T. XVI, págs. 1-175, 7 figs., lám. mapa geol. Madrid.

MALLADA, L. (1892): "Catálogos de las especies fósiles encontradas en España". *Boll. Com. Map. Geol. España.* T. XVIII (1891), págs. 1-253. Madrid.

MALLADA, L. (1902): "Explicación del mapa geológico de España. Tomo IV. Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico". *Mem. Com. Mapa. Geol. España.* T. XXII, 514 págs. 93 figuras. Madrid.

MARCET RIBA, J. (1927): "Curs d'Iniciació geogràfica. Excursió geológica en autocar pels encontorns de Barcelona". *Butll. Centre Exc. de Catalunya.* T. XXXVII, núm. 385, páginas 210-220, 6 figs. láms. LXIII-LXIV. Barcelona.

MARIN, A., y ALMELA, A. (1941): "Nota sobre un accidente tectónico en Cherta (Tarragona)". *Bol. Inst. Geol. Min. España.* Tomo LV, págs. 35-54, 2 figs. 1 mapa. Madrid.

MAURETA, J., y TROS Y CODINA, S. (1881): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona". *Mem. Com. Cap. Geol. Esp.* T. IX, 478 págs. 44 figs., 11 láms, 1 mapa. Madrid.

MOJSISOVICS, E. VON (1881): "Uber die Cephalopodenfauna der Triasschichten von Mora de Ebro in Spanien". *Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanstalt.*, págs. 105-107, Wien.

MOJSISOVICS, E. VON (1882): "Die Cephalopoden der Mediterranen Trias Provinz". *Abh. der K. K. Geol. Reichaenstalt.* T. K., 322 págs., 94 láms. Wien.

NEUMAYR (1866-1867-1868): "Versteinerungen, der spanischen Trias in der Verneuilischen Sammlung". *Verhandl. der. K. K. Geol. Reich.* Wien.

PALACIOS, P.: (1898): Descripción de algunos cefalópodos triásicos encontrados en España". *Bol. Com. Map. G. Esp.* Tomo XXIII, págs. 199-209, láms, XI-XII. Madrid.

PALET I BARBA (1931): "Los corrimientos de la Cordillera Media Catalana". *Geol. Med. Occ.* Vol. II, parte primera, número 4, 11 págs. 7 figs. Barcelona.

PARGA-PONDAL, I. (1935): "Quimismo de las manifestaciones cenozoicas de la Península Ibérica". *Trab. Museo. Cien. Nat.* Serie Geol. núm. 39, 174 págs., 36 fig. Madrid.

(1) PHILIPPI, E. (1900): "Uber die Triasfauna von Mora de Ebro. *Zeitsch, d. deutsc Geol. Ges.* t. LII, pág. 72. Stuttgart.

PORTA MASSANA, L. (1900): "Recerques espeleológiques per la serra del Montmell". *Butll. Centre Esc. de Catalunya.* Tomo XLIII, núm. 463, págs. 477-479, 2 figs. Barcelona.

PORTA I MASSANA, L. (1935): "Excursions espeleológiques pels Ports de Tortosa". *Butll. Centro Exc. de Catalunya.* T. XLV, núm. 482, págs. 315-323, 5 figs. Barcelona.

RIOS, J. M.ª, y ALMELA, A. (1954): "El Triásico de Santa Perpetua (Tarragona)". *R. Soc. Esp. Histo. Nat.* T. homenaje profesor E. Hernández Pacheco, págs. 567-570, 1 fig. Madrid.

SAMPELAYO, P. H. (1920): "Geología y formación de los criaderos catalanes de bauxita". *Rev. Minera, Metal y de Ingen.* Tomo LXXI, págs. 192-198 y 209-211. Madrid.

SAMPELAYO, P. H. (1920): Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxina". *Bol. Inst. Geol. Esp.* T. XLI, págs. 1-147, 3 figs. 11 láms, 1 mapa. Madrid.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1948): "Sobre unas erupciones volcánicas en el valle de Cosp (Cardó)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XLVI, núm. 3-4, págs. 235-255, 6 figs. (un esquema geol. y cinco cortes), láms. XIV-XIX. Madrid.

(1) Es únicamente el anuncio de una comunicación verbal no transcrita, y que tampoco ha sido publicada posteriormente.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1949): "Sobre unas erupciones volcánicas en la zona Prat de Comte-Pauls". *Est. Geol.*, núm 9, páginas 51-84, 5 figs. (cortes) y un mapa geol. en negro, 10 láminas fotos. Madrid.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1950): "Estudio de la región volcánica del Bajo Ebro". Premio "Juan de la Cierva", 1947. *Publicaciones del C. S. I. C. Inst. "Lucas Mallada"*, 224 páginas, 40 figs., 60 láms., un mapa geol. Madrid.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1952): "Datos petrológicos sobre las erupciones basálticas del Bajo Ebro (España)" *Bull. Volcanologique*, s. 11, t. XII, págs. 183-201, láms. I-IV. Napoli.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1924): "Nuevas localidades de basalto en Cataluña". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* Tomo XXIV, págs. 24-26, lám. I. Barcelona.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1924): "Nota petrográfica sobre algunas rocas de la provincia de Tarragona". *Mem. Real Ac. Cienc. y Art. Barcelona* (3.ª época). Vol. XVIII, núm. 14, págs. 333-338, láms. I-III. Barcelona.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1929): "Resumen geológico geognóstico de la Sierra de Levante, de la provincia de Barcelona". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XX. Homenaje a I. Bolívar, págs. 445-455, 5 figs. lám. XVII. Madrid.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): "Estudio de las rocas eruptivas de España". *Mem. Acad. Cien. Ex. y Nat. de Madrid.* Ser. Cien. Naturales, tomo VI, 660 págs. 101 láms., 32 figs. Madrid.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): "Algunos datos nuevos e interesantes sobre las rocas de los volcanes de Cataluña". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* Vol. XXXVI, págs. 116-125, 4 tablas. Barcelona.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1941): "Las erupciones mesozoicas en España". *Asoc. Esp. Progr. de las Ciencias.* XVI Congreso (Zaragoza, 1940). Discursos inaugural y trabajos, páginas 188-200. Madrid.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950): "Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE. de España". Vol. de 35 págs., 7 cortes, 12 láms., 6 fotos, lám. planos mineros. Barcelona.

SCHIMIDT, M. (1929): "Neue Funde in der Iberisch-Balearischen Trias". *Sitzung Preus, Akad. d. Wiss.* T. XXV, páginas 516-521. Berlín.

SCHMIDT, M. (1930-31): "Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias". I y II. *Sitz. Preuss, Akad. der Wissens.* T. XXVI, págs. 474-488, y t. XXVII, págs. 716-734. Berlín.

SCHMIDT, M. (1932): "Uber die Ceratiten von Olesa bei Barcelona". *Butll. Inst. Cat. Hist. Natural.* Vol. XXXII, núm. 7, páginas 195-222, fig. 2. Barcelona.

SCHMIDT, M. (1932): "Bentonische Reifenformen bei Protachiceras vilanovae". *Butll. Inst. Cat. Histo Nat.* T. XXXII, paginas 223-233, lám. XXXII. Barcelona.

SCHIMIDT, M. (1933): Beobachtungen über die Trias von Olesa de Montserrat und Vallirana in Katalonien um den Keuper von Alicante". *Geol. Médit. Occid.* T. III, parte III, número 23, págs. 1-7. Barcelona.

SCHMIDT, M. (1935): "Fossilien der spanischen Trias". *Abh. der Heidelberg. Akad. der Wiss,* Math-Naturw. Kl, 22 Abh., 140 páginas, 66 fig. VI lám. Heidelberg.

SCHMIDT, M. (1937): "Problemen in der Westmediterranischen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung". *Géol. Médit. Occid.* Vol. VI, parte II, núm. 3, fasc. 2, págs. 1-58, 4 láms., 1 tab. Barcelona.

SCHRIEL, W. (1929): "Der geologischen Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdán". *Sitz. z. Geol. d. West. Mediterrangebietes n. 2, Abh. d. Ges. Wissen zur Göttingen.* Mat-Phys Kl. N. f. Bd. XVI, 1 h., 79 páginas, 29 figs. 11 láms. Berlín. Traducido en *Publ. Extr. Geol. España,* t. I, págs. 103-168. IX láms. 1942. Madrid.

SIERRA YOLDI, A. (1933): "Tectónica e hidrología de la cuenca del Llobregat". *Mem. Acad. Cienc. y Art.* T. XXIII, número 15, 26 págs. 11 figs. 3 lám. ple. Barcelona.

SOLE SABARIS, L. (1936): "Excursió a Begues i Vallirana". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* T. XXXVI, págs. 69-70. Barcelona.

SOLE SABARIS, L. (1940): "Superficies de erosión en las cordilleras litorales de Cataluña". *Anal. Univ.* Barcelona, año 1940, págs. 145-158, 4 figs., 3 láms. Barcelona.

SOLE SABARIS, L., y LLOPIS, N. (1939): "Terminación septentrional de la Cordillera Costero catalana". *Asoc. Estud. Geol. del Mediter. Occ.* T. VI, Estudios geomorfológicos de la Península Ibérica, núm. 1, 87 págs. 22 figs. 1 lám., 1 mapa. Barcelona.

SOLE SABARIS, L., y DEPAPE, G. (1940): "Constitución geológica del cerro de Montgat (Barcelona)". *Asoc. Estud. Geol. Mediter. Occ.* 15 págs., 5 figs. Barcelona.

SOLE SABARIS, L.; VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1956): "Características estratigráficas del Trías en la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona". *Estudios Geológicos,* núms. 31-32, págs. 287-300, 5 figs. Madrid.

SOS, V. (1933): "Los fósiles triásicos españoles del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.,* T. XXXIII, págs. 287-302. Madrid.

TEICHMULLER, R. (1933): "Tafel-und Faltenland im südlichen Katalonien". *Nacht. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.* Göttingen. Traducido en *Publ. Extr. Geol. España.* T. III, número 16, págs. 293-297, 4 figs., por M. San Miguel. Madrid, 1946.

TEIXIDOR, P. (1901): "Excursió a les Coves Roges (Salamó)". *Butll. Centre Excurs. Catalunya.* T. XI, núm. 79, páginas 201-213. Barcelona.

TOMAS, Ll. (1906): "Nota sobre los troballes d'anhidrita a Catalunya". *Butll. Inst. Cat. His. Nat. T.* VI, pág. 142. Barcelona.

TOMAS, L. (1919-20): "Els minerals de Catalunya" *Treballs Inst. Cat. Hist. Nat.* Vol. V. págs. 129-357, 37 figs. Barcelona.

TORNQUIST, A. (1909): "Uber die ausseralpinen Trias auf den Balearen und in Katalanien". *Sitzber, d. K. Preuss. Akad. der Wiss.* XXXIII, págs. 902-918. Berlín.

TORNQUIST, A. (1916): "Die Nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien". *Sitzungs. K. Akad. der Wiss.* Ab. I, t. CXXV, hef. 3-4, págs. 1-22, 1 lám. Wien.

VERNEUILL, Ed. DE (1854): "Descubrimiento de *Ceratites* en Mora de Ebro". *Rev. Minera.* T. V, págs. 676-677. Madrid.

VERNEUILL, Ed. DE, y LORIERE, G. DE (1854): "Voyage exécuté en Espagne pendant l'été de 1853". *Bull. Soc. Géol. France.* T. XI (2.ª s.), (1853-54), págs. 661-693. París.

VERNEUIL, ED. DE (1855): "Présentation du tableau orographique d'une partie de l'Espagne par Verneuil. Collomb et Lorière". *Compt. Rend. Acad. Scien.* T. XL, págs. 726-733. París.

VERNEUIL, M. COLLOMB y LORIERE (1855): "Note pour accompagner le Tableau orographique d'une partie de l'Espagne. *Comp. Rend. Acad. Sciences.* T. XL, págs. 814-822. París.

VEZIAN, A. (1856): "Du terrain post-pyrénéen des environs de Barcelona. These de géologie", 116 págs., 1 lám. (Mapa Geol. 1:200.000 aprox.). Montpellier.

VIDAL, L. M. (1916): "La faz de la tierra en Cataluña durante varias épocas geológicas". *Mem. R. Acd. Cien. y Artes de Barcelona* (3.ª época). T. XIII, núm. 5, págs. 61-74, 1 lám. Barcelona.

VILASECA, S. (1920): "Contribució a l'estudi dels terrenys triàsics de la província de Tarragona". *Treballs Museu Ciències Naturals de Barcelona.* Vol. VIII, 66 págs., 11 figs. 3 láminas fotos, 1 lám. mapa geol., 1 cuadro. Barcelona.

VILASECA, S. (1920): "Del Trias tarragoní". *Rev. del Centre de Lectura.* Any I, 2. 2, págs. 20-21, 2 figs. Reus.

VIRGILI, C. (1953): "Le Trias de la région d'Olesa (Catalogne, Espagne). *C. R. Som. Soc. Géol. France,* T. III (6.ª s.), páginas 208-210, 1 fig. París.

VIRGILI, G. (1954): Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje profesor E. Hernández Pacheco, páginas 697-716, 3 figs. Madrid.

VIRGILI, C. (1955): "El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de las Catalánides". *Mem. y Com. Inst. Geológico Provincial.* T. XIII, págs. 37-78, 3 figs. Barcelona.

VIRGILI, C. (1955): "L'assise rouge intermédiaire du Muschelkalk des chaines cotières de Catalogne". *C. R. Soc. Géol. France.* T. V (6.ª serie), núm. 78, págs. 125-128, 1 fig. París.

VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1954): "El Triásico de la sierra de Prades (provincia de Tarragona)". *Estudios Geológicos,* T. X(núm. 22, págs. 216-242, 16 figs., lám. XXXVIII. Madrid.

VIRGILI, C., y ZAMARREÑO, I. (1959): "Les conditions de sedimentation des niveaux detritiques du Trias des Catalanides (Espagne))". *V Cong. Int. Sedimentología. Ect. Helveticae,* páginas 814-825, 14 figs. Basel.

VIRGILI, C., y ROSELL, J. (1959): "Fauna toarciense y bajociense en la Sierra de Prades (Tarragona)". *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España,* núm. 54, págs. 131-138, 1 fig. Madrid.

WURM, A. (1911): "Untersuchungen über den geologischen Bau der Trias von Aragonien". *Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesells.* T. LXIII, págs. 38-175, láms. V-VIII. Berlín.

WURM, A. (1913): "Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Trias Provinz". *Verhandl. Naturhist. Medizin. Vereins zu Heidelberg.* B. XII, N. F., núm. 4, págs. 477-594, 16 figs., 1 lám., 1 mapa. Heidelberg.

WURM, A. (1919): "Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell.* B. LXXI, núms. 8-12, páginas 153-160. Stuttgart. Traducido por Faura i Sans, en *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.,* págs 156-162. Barcelona, 1920.

WURM, A. (1920): "Quelcom sobre el Triàsic de la província de Tarragona". *Butll. Inst. Catalana Història Natural.* T. XX, páginas 163-166. Barcelona.

Bibliografía general

ACCORDI, B. (1950): "Appunti geologici sul versante sinistra della media val Cemonica, della Vall Palobbia, elle valle di Fa". *Redn. del Ac. dei Licei.* Vol. VIII, ser. VIII, fasc. III, páginas 253-258, fig. I, lám. Roma.

AGASSIZ, L., y DESOR (1846-1847): "Catalogue raisoné des Echinides fossiles". *Ann. des Scien. Naturelles.* T. VI-VII-VIII. París.

ALASTRUE, E. (1943): "Sobre el Trías de la zona subbética en la transversal de Jaén". *Bol. Soc. Esp. Hist Na.t.*, t. XLI, páginas 567-574, láms. XLI-XLII. Madrid.

ALASTRUE, E. (1944): "Bosquejo geológico de las cordilleras subbéticas entre Iznalloz y Jaén". *C. S. I. C.* 160 páginas, 34 figs., XX láms., 1 mapa. Madrid.

ALBAREDA, J. M.ª (1944): "Constitución mineralógica de las arcillas". *Rev. Univ. Oviedo*, año V, núm. 21-22, págs. 67-89. 10 figs., III láms. Oviedo.

ALBERTI, F. (1864): "Ueberblick ueber die Trias mit Berueecksichtigung ihres Vorkommes in den Alpen". 353 págs., VII láminas. Stuttgart.

ARABU, N.ª (1931): "Observations sur les classifications actuels des Ammonites du Trias". *C. R. Soc. Géol. France* (s. V.). Tomo I, págs. 133-135. París.

ARABU, N.ª (1931): "La classification des Ammonites du Trias d'aprés J. Perrin Schmidt". *C. R. Soc. Géol. France* (s. V.). Tomo I, págs. 111-113. París.

ARABU, N.ª (1932): "Essai d'une nouvelle classification des Ammonoides triasiques, vue generale sur leurs origines". *Bull. Soc. Géol. France* (s. V.). T. II, págs. 237-274. París.

ARTHABER, G. (1905): "Die alpine Trias des Mediterrangebietes". *Lethaea geognostica*. Part. II, des Mesozoicum, v. L, número 3, págs. 223-472. 67 figs., 6 láms., tex. 27, lám. 4 cab. Stuttgart.

ASHAUER, H. (1934): "Die östliche Endungung der Pyrenäen". *Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen. Math Phys.* Kl. Folge III, núm. 10, 1934, 129 págs., IV láms. Barlín. Traducido por J. María Ríos en *Publ. Extr. Geol. de España*. T. II, págs. 201-332. Madrid.

ASSMANN, P. (1915): "Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias". *Jahrb. Preuss. Geol. Land.* T. XXXVI/1. Heft 3, págs. 586-658. Berlín.

ASSMANN, P. (1924): "Die Gastropoden der oberschlesischen Trias". *Jahrb. Preuss. Land.* XLIV (1923), págs. 1-50, láminas I-III. Berlín.

ASSMANN, P. (1925): "Die Fauna der Wirbellosen und Diploporen, der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden. Lamellibranchisten, Gastropoden, Cephalopoden und Korallen". *Jahrb. d. Preuss. Geolog. Land.* Bd. LXVI. Berlín.

ASSMANN, P. (1937): "Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. *Abh. d. Preuss. Geol. Land.* N. F. H. 170. Berlín.

AVIAS, J. (1949): "Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels et subactuels de péthrogénèse et entre dans les

marais côtiers de Moidou et de Canala (Nouv. Calédonie)". *Com. R. Soc. Geol. France*. T. 49, págs. 278-290, 5.ª ser. París.

AVIAS, J. (1953): "Sur la formation actuelle de gypse dans certains marais côliers de la Nouvelle Calédonie". *C. R. XIX sess. Congr. Géol. Inter.* Alger, 1952, sec. XII, fasc. XII, págs. 35-47. Alger.

AVIAS, J. (1958): "Note préliminaire sur l'existence de vases barioleés gyps, fères actuelles dans les marais côdiers de la Nouvelle Calédonie". *C. R. Soc. Géol. France*, VI sess., T. VIII, págs. 396-397. París.

BERTHOIS, L. (1949): "Contribution à l'étude de l'erosion marine et la formation des galets". *Bol. Soc. Geol. de Portugal*. Vol. VIII, fac. I-II, págs. 21-72. Porto.

BERTHOIS, L. (1950): "Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude des galets marins actuels de l'évolution. *Rev. Geol. Dyn.*, núm. 5, págs. 199-225. París.

BERTHOIS, L. (1950): "Granulometrie comparé de quelques sables marins". *Bull. Soc. G. Bretagne*. Vol. 25, núms. 1-4, páginas 51-62. Rennes.

BIESE, W. (1934): "Fossilium Catalogum. I: Animalia, Editus a Quensted". Pars. 66. Crinoidea Triadica. 225 págs. Berlín.

BITTNER, A. (1895): "Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian". *Verh. der K. K. Geol.* Reich. Nr. 4, págs. 115-128. Wien.

BITTNER, A. (1896): "Bemerkungen zur neuesten Nomenklatur der alpinen Trias". 4 págs. *Selbstverlag des Verfassers*. Wien.

BITTNER, A. (1890): "Branchiopoden der Alpinen Trias". *Abhandl der Kais. Kon. Geol.*, págs. 1-325, lám. XLI. Wien.

BITTNER, A. (1899): "Trias Braquiopoda and Lamellibranchiata". *Pal. Ind..*, ser. XV. *Hymalaya Fossills*, vol. III, pt. 2.

BITTNER, A. (1895-1897): "Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian". *Abhandl. d. Geol. Reich.* T. XVIII, págs. 1-234, láms. I-XXIV. Wien.

BITTNER, A. (1901): "Lamellibranchiaten aus der Trias von Hudihlanec nebst Lachdi in Kam". *Jahrb. der K. K. Geol. Reich.* T. LI, págs. 225-235, Bd. 51, H. 2. Wien.

BITTNER, A. (1902): "Branchiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien". *Jahrb. Geol. Reichsanst.* T. LII, págs. 495-643. Wien.

BITTNER, A. (1907): "Lamellibranchiaten der alpinen Trias". *Abhandl. der K. K. Geol. Reich.*, págs. 1-180, láminas XXV-XXXIV. Wien.

BLASCHKE, F. (1905): "Die Gastropodenfauna der Paschy-

cardientuffe der Seiseralpen in Südtirol". *Beitr. Paläont. u. Geol. Osterreich-Urgarns.* Vol. 17, págs. 161-221, pls. 19-20. Wien.

BOHM, J. (1895): "Die Gastropoden des Marmolatakalkes". *Paleontographica.* Vol. 42, págs. 211-308, 98 tex., figs. pls. 1-15. Stuttgart.

BONI, A. (1940): "Fauna anisica pigmea scoperta nelle Prealpi Bresciane". *Boll. Soc. Geol. Italiana,* vol. 58 (1939), páginas 321-429, pls. 17-22. Roma.

BONI, A. (1942): "Faune Pigmea Triasiche centrilento alla Paleobiologie del Nanismo di faune marine". *Boll. Soc. Geol. Italiana,* vol. 61, págs. 228-272. Roma.

BONTE, A. (1951): "Contribution à la stratigraphie du Keuper du Jura". *Bull. Soc. Géol. France* (ser. 6), t. I, págs. 319-331. París.

BONTE, A., y CELET, P. (1955): "Sur la signification des sediments rouges et verts du Trias du Jura Français". *Geol. Rundschau,* Bd. 43, H. 2, págs. 342-350. Stuttgart.

BONTE, A.; GOGUEL, J.; GREBER, Ch.; LAFFITTE, P.; LIENHARDT, G., y RICOUR, J. (1953): "Le Bassin houiller des Lons le Saunier". *Ann. des Mines,* t. VI, págs. 3-50, 7 figuras, IV láminas. París.

BOUCART, J., y RICOUR, J. (1952): "Une hypothése sur les conditions de sédimentation des niveaux saliféres du Trias". *Bull. Soc. Géol. France,* 6.ª ser., vol. 2, págs. 37-38. París.

BOUCART, J., y RICOURT, J. (1954): "Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux saliféres du Trias". *Congr. Géol. Int. Comp. Rend.* XIX session. Mger. 1952. Secc. XIII. Fasc. XIII, págs. 35-47. Alger.

BRINKMANN (1931): "Betikum und Keltiberikum in Südostpanien". *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math-Phys.* Kl. 3 Folge. Feft. 1, 108 págs., 32 figs., 7 láms. Berlín. *Publ. Ext. Geol. España.* T. IV, págs. 305-431, 1948. Madrid.

BROOKES KNIGHT, J.; BATTEN, L., y YOCHELSON, K. (1954): "Status of Invertebrats Paleontology, 1953. V. Mollusca: Gastropoda". *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College,* págs. 173- 179, 2 figs., vol. 112, núm. 3, october 1954. Cambridge.

BRUCHMER, W. (1941): "Formation des Cargneules et Zellendolomiten". *Eolog. Geol. Helvetiae,* vol. 34, núm. 1, páginas 117-134. Basel.

BULOW (1917): "Ueber einige abnorme Formen bei den Ammoniten". *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 69, págs. 132-139. Stuttgart.

CAILLEUX, A. (1937): "Méthode d'étude de la Morphologie des grains de sable". *C. R. Soc. Géol. France* (5.ª s.). T. 37, páginas 224-225. Francia.

CAILLEUX, A. (1942): "Les actions éoliennnes périglaciaires en Europe". *Mem. Soc. Géol. Fr.* (O. S.). T. 221, núm. 46, páginas 1-176, figs. 1-27, pl. I-IV. París.

CAILLEUX, A. (1943): "Distinction des sables marins et fluviatiles". *Bull. Soc. Géol. France* (s. 5), XIII, 125-138, vol. 43. París.

CAILLEUX, A. (1943): "Sur quelques sables et grès de la region de Barcelona". *Miscelánea Almera,* t. I. Publ. Inst. Geol. Provincial, núm. 7, págs. 65-78. Barcelona.

CAILLEUX, A. (1945): "Distinction des galets marins et fluviatiles". *Bull. Soc. Géol. France* (5.ª serie), t. XV, págs. 375-404, 10 figs. París.

CAILLEUX, A. (1947): "Granulometrie des formations a Galets". *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe. Soc. Belge Géol. Session Extraordinaire,* 19-26 sep., páginas 91-114. Bruxelles.

CAILLEUX, A. (1952): "Morphoskopische Analyse des Geschiebes und Sandkernes und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie". *Geol. Rundschau,* B. 40, Heft. 1, págs. 11-19, 6 figuras. Stuttgart.

CALDERON, S. (1898): "Existencia del Infraliásico en España y geología fisiográfica de la Meseta de la Molina de Aragón". *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XXVII, págs. 177-206, 2 figuras, 1 lám., 1 mapa 1:400.000. Madrid.

CARVALHO SOARES, G. (1950): "Consideraçoes sobre a Estratigrafia das formaçoes nas antigo da Orlau Meso-cenozoica occidental de Portugal". *Publ. de Museu e Laboratorio Min. e Geol. Universidad.* 126 págs., 27 figs. Coimbra.

CARVALHO SOARES, G. (1950): "Sur la morphoscopie de quelques grès des depots les plus anciens de la bordure Meso-Cenozoique Occidental du Portugal". *Publ. Museu Lab. Univ.,* número 27. Coimbra.

CAROZZI, A. (1953): "Pétrographie des roches sédimentaires". 250 págs. Lausanne.

CASTANY, G.; DOMERGUE, Ch.; GOTTIS, Ch., y LAPPARENT, A. F. de (1951): "Sur un gisement remarcable d'Invertebrés et de Vertebrés dans le Trias moyen de l'Extreme Sud Tunisien". *Comp. Rend. Seanc. Acad. Scien.,* t. 232, páginas 1500-1502. París.

CAYEUX, L. (1929): "Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses". *Mem. Cartu Geol. France.* 774 págs., 17 figuras, 30 láminas. París.

CAYEUX, L. (1935): "Les roches sédimentaires de France. Roche carbonatees". 447 págs. 26 láms. París.

CAYEUX, L. (1941): "Causes anciennes et causes actuelles en Geologie". 81 págs. París.

CIRY, R. (1953): "Sur divers types de transgresions marines". *Boll Real Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje profesor Hernández Pacheco págs. 161-169. Madrid.

CORROY, G. (1928): "Les vertebres de Trias de Lorraine et le Trias Lorrain". *Ann. Paleontologie*, t. XVII, págs. 83-136. París.

CORROY, G. (1933): "Les poissons et les reptiles du Muschelkalk et du Rhetien de Basse Provence". *Bull. Soc. Géol. France.* Vol. III (ser 5.ª) págs. 457-483. París.

CORROY, G. (1954): "Le couverture nord-provençale du cap d'Icie a la Basse-Durance (France)". *Comp. Rend. XIX sesion Congr. Geol. Intrn. Alger* 1952 *Sec. XIII, Cuestions Diverses.* 2.ª part., fasc. XIV, págs. 337-342, 3 figs. Alger.

COSSMANN, M. (1895): "Review of Kittl. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. *Jour. Conchyl*, Vol. XLIII, págs. 61-68. London.

COSSMANN, M. (1897): "Die Gastropoden der Trias um Hallstadt". *Rev. Critique Paleozool. Review of Keken*, year 1897, págs. 139-143. Chateauroux.

COSSMANN, M. (1895 a 1921): "Essais de Paleoconchiologie comparée. Vols. I-XIII. París.

CREDNEN, H. (1851): "Gervillien der Triasformation in Thüringen". *Neues Jahrb. Min.* págs 41-47, VI. Stuttgart.

COULTER, H. W. (1955): "Fucoidal markings in the swan peak formation Southeastern Idaho". *Journal of Sedimentary Petrology.* Vol. XXV, núm. 4, págs. 282-284, figs. 1-2. Illinois.

CHARLES, R. P. (1948): "Note paléontologique sur le Trias de Provence". *Bull. Soc. Géol. France*, T. XVIII (ser 5.º), páginas 347-358. París.

CHARLES, R. P. (1948): "Le Trias de Provence et la nouvelle nomenclature du Trias germanique". *Com. Rend. Soc. Geol. France.* T. XVIII, (ser. 5.ª), pág. 67. París.

CHTCHERBINA, V. N. (1949): "Le sol gypseux considéré comme l'un des facteurs des formations gypsifères fossiles". *Bull. Acda. Ss. U. R. S. S.* T. LXIV, núm. 5, págs. 703-705, Ser. Geol. Moscú.

DACQUE, E (1923): "Biologie der fossilen Tiere". *Sammlung Gosche* 861, 88 págs., 25 figs. Berlín-Leipzig.

DALLONI, M. (1910): Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Annal Fac. Sciences Marseille.* T. XIX, 436 págs., 56 figuras, 5 láms. Marseille.

DALLONI, M. (1930): "Etude géologique des Pyrénées Catalanes". *Ann. Fac. Sciences Marseille.* T. XXVI, 373 págs. 65 figuras, 12 láms., 3 mapas. Marseille-París.

DALLONI, M. (1938): "Sur des dépots permiens des Pyrénées à flore de l'Angaride". *C. R. Acad. Sciences.* T. CCVI, páginas 115-117. París.

DARDER PERICAS, B. (1914): "El Triásico de Mallorca". *Trab. Museo Cien. Natur.* Serie geol. núm. 7, 88 págs, 18 figs. 18 láminas, 1 mapa. Madrid.

DEBELMAS, J. (1953): "Les Bréches du Trias súperieur dans le massif de Gaulent (au sud de Briançon prés l'Argentiére Haures-Alpes)" *Trav. Laboratoire de Géologie-Université.* Tomo XXX (1952), pág. 103-106. Grenoble.

DEBYSER, J. (1954): "La sédimentation actuelle et la recherche du pétrole". *Rev. Inst. Fr. Pétrole.* V. 9, núm. 10, oct., págs. 343-561. París.

DELECOURT, J. (1946): "Géochimie des Océans, des bassiss clos et des gites salifères. Mers et Lacs contemporains". *Mém. Soc. Belge de Géologie.* S. 8.º, núm. 1, 83 págs. Bruxelles.

DEREIMS, A. (1898): "Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon". *Ann. Hebert.* T. VII, 199 págs., 2 map., 46 figs. Lille.

DESTOMBES, J. P. (1949): "Les sondages de Fitou (Aude). Contribution a l'étude du Trias salifere de la región NW. des Pyrénées". *Pub. du Bureau des Rech. Geol. et Geoph.*, núm. 7, 126 págs. 5 fig. 10 lám, (1 mapa). París.

DESTOMBES, J. P. (1950): "Le Trias d'Amelie les Bains". (P. O.) *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse.* T. LXXXV, fas. 3-4. páginas 251-253. Toulouse.

DIENER, J. P. (1895): "Triasische Cephalopodenfaunen der ostsibirischen Küstenprovinz". *Mém. Comité Geol.* T. XIV, número 3, págs. 59, 5 lám. St. Petersburgo.

DIENER, C. (1906-1909): "Hymalayan Fossils". *Paleconchol. Indica*, ser. XV, vol. V, pt. 1. "The fauna of the Tropites limestones of Byans", 1906. Vol. V, pt. 3. "Ladinic, carnic and noric faunes of Spiti", 1908. Vol. VI, núm. 2. "The fauna of the Trauma tócrimus limestone", 1909.

DIENER, C. (1915): "Fosilium Catalogus Animalia. Pars. 8 Cephalopoda Triasica". I, 369 págs. Berlín.

DIENER, C. (1920): "Fosilium-Catalogus". Animalia. Pars. 10 Brachiopoda Triasica, 108 págs. Berlín.

DENER, C. (1923): Fosilium-Catalogus". Animalia. Pars. 19 Lamellibranchia Triasica, I, p. 257. Berlín.

DIENER, C. (1925): "Leitfossilien der Trias (Wirbellose Tiere und Kalkalgen) in Georg. Curich, Leitfossilien". *Lieferung*, IV. Berlín.

DIENER, C. (1925): "Grundzüge der Biostratigraphie". 304 páginas, 40 figs. Leipzig y Wien.

DIENER, C. (1926): "Fossilium Catalogus. I. Animalia". Pars. 34: Glosophora Triasica, I, 242 págs. Berlín.

DOUVILLE, H. (1897): "Note sur quelques genres de Brachiopodes (Terebratulidae et Waldheimiidae)". *Bull. Soc. Géol. France* (sér. 3), t. VII, págs. 251-277. París.

DUBOIS, G. (1950): "La clasification du Trias Germanique sur la Rive gauche du Rhin". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse.* Tomo LXXXV, págs. 254-255, 1 lám. Toulouse.

DUBOIS, E. A. (1954): "Nomenclature française du Trias germanique". *Com. Rend. Congr. Géol. Int.* XIX sess. Alger, 1952. Sec. XIII, fasc. XIII, págs. 131-136 Alger.

DUNKER, W. (1851): Über die im Muschelkalk Oberschlesiens bis jetzt gefundenen Mollusken. *Paleontograph.* I. 237 páginas.

ECK. H. (1865): Über die Formationen der bunten Sandsteine und des Muschelkalkes in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. Berlín.

ELLENBERGER, F. (1950): "Horizons paléontologiques du Trias à facies radical des Préalpes medianes vaudoises (Coupe de la Grande-Est et de Sant Triphon)". *Com. Rend. Ac. Sciences,* t. CCXXI, págs. 1.326-1.328. París.

FALLOT, P. (1914): "Sur la stratigraphie de la Sierra de Majorque (Baléares)". *Comp. Rendu. Acad. Scien.* T. CLVIII, páginas 817-819. París.

FALLOT, P. (1922): "Etude géologique de la Sierra de Majorque". *Tesis,* 480 págs., 8 láms. cortes geol. y mapas. París-Liege.

FALLOT, P. (1932): "Essai sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles. 1er. libr. Introduction et Bibliographie, 2.º libr. Le Trias". *Géol. Med. Occiden.* (Chaines Betiques et Subbetiques). Vol. IV, número 1, 2 figs. págs. 11-27 (1 mapa), lám. II. Barcelona.

FALLOT, P. (1932): "Sur les connections de la sèrie a faciès alpine identifiée entre la Sierra Sagra et Alicante". *C. R. Acad. Sciences,* t. CXCIV, págs. 1.364-1.366. París.

FALLOT, P. (1932): "Essai de definition des traits permanents de la paleogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. France.* Vol. XXXII (5.º p.), páginas 533-552. París.

FALLOT, P. (1948): "Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.,* número 8, págs. 83-172, 3 figs., lám. IV. Madrid.

FALLOT, P. (1952): "Comparaison entre cordillères Bétiques et Alpes Orientales. *Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje profesor Hernández Pacheco, págs. 259-280. Madrid.

FALLOT, P.; SOLE SABARIS, L., y LEMOINE, M. (1954): "Observations sur le trias bétique et ses algues calcaires: Introduction geologique par. M. M., P. Fallot et L. Solé Sabaris, Algues Calcaries par M. M. Lamoine". *Mem. y Com. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona.* T. XI, págs. 23-60, 11 figs. 5 láms. Barcelona.

FERNANDEZ BOLLO, M. (1947): "La estratigrafía del Trías subbético". *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* T. XLV, págs. 239-244, 2 figuras. Madrid.

FRANK, M. (1928): "Ein Vergleich der Muschelkalk-und der Liastransgression in Süddeutschland". *Geol. Rundschau.* Tomo XIX, h, 3 m., págs. 229-245. 2 figs. Leipzig.

FRANK, M. (1931): "Marinestrassen und Faunenwanderwege in Suddeutschland zur Triaszeit". *Geol. Rundschau.* T. XXII, h. 1, págs. 1-11. Leipzig.

FRANK, M. (1934): "Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Obersdorf und Schliersee". *Geol. Rundschau.* T. XXV, h. 2, págs. 98-110, 4 figuras. Berlín.

FRANK, M. (1937): "Ergebnisse neuer Untersuchungen uber Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwestdeutschland: I Trias". *Geol. Rundschau,* t. XXVIII, h. 6-7, págs. 466-598, 8 figuras. Berlín.

FRENCH (1903-1908): "Lethaea geognostica". II, I. I Band: Trias.

FURON, R. (1941): "La Paleogeographie", 530 págs., 16 mapas. París.

GASCHE, L. (1938): "Cephalopoden aus dem Hydasp (der ersten Mittel - Triast) Nördliche Kalkalpen. Oberosteneidra". *Cont. Min. Geol. Paleont.* B. 6., págs. 207-224. Stuttgart.

GAUCHER, G. (1947): "Métodes actuelles d'étude des terrains salés en Afrique du Nord". *Comp. Rend. Conférends de Pédologie Medit. Ass. Française pour l'étude du sol.* 454 páginas. Alger-Montpellier.

GAUCHER, G. (1947): "Sur l'age des sols rouges nord Africains". *Comptes Rend. Conf. Pédologique Médt. Ass. Française por l'étude du sol.* 373 págs. Alger-Montpellier.

GIEBEL, C. G. (1854-1956): "Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. *Zeits. F. d. ges. Naturwies.* Tomo III (1854), 192 págs.; t. VII (1856), 217 págs. Halie.

GIGNOUX, J., y AVNIMELECH, M. (1937): "Genése des roches sédimentaires bréchoides par intrusion et éclatement". *Bull. Soc. Géol. France* (2,5), t. VII, págs. 27-33. París.

GIGNOUX, M. (1943): "Géologie Stratigraphique". 667 páginas, 145 figs. 3.ª edición. París.

GOETZ, C. (1921): "Uber die Entstehung des Dolomits der Muschelkalkschichten nördlich des Lothring. Hauptsattels und über den Einfluss von kolloiden Phasen auf die Bildung von Dolomit überhaupt". *Geol. Rundschau.* T. XII, h. 5º6, págs. 138-1.950. Leipzig.

GOLDFUSS, A. (1838): "Petrefacta Germanicae", II. Leipzig.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1952): "Sobre el origen de la dolomita triásica del puerto de Velate (Navarra). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España,* núm. 25, págs. 89-107, 5 figuras. Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1952): "Contribución al estudio de la magnesita sedimentaria". *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo homenaje profesor Hernández Pacheco, págs. 361-386. 4 figuras, Láms. XIX-XX. Madrid.

GOTTIS, CH., y SAINGEID, P. (1954): "Observations générales sur le Trias de Tunisie". *G. R. Soc. Géol. France.* Vol. IV (6.ª ser), págs. 262-266. París.

GRAUVOGEL (1947): "Sur quelques types de pontes du Gres a Voltzia des Vosges". *C. R. Acd. Scien.* T. CCXXV, 1.165 págs. París.

GRAUVOGEL, L. (1947): "Contribution a l'étude du Grés a Voltzia". *C. R. Soc. Géol. France.* Vol. XLVII, 35 págs. (5er sér). París.

GRAUVOGEL, L. (1951): "Decouberte de meduses dans la Grés a Voltzia (Tuf de Vesges)". *C. R. Soc. Géol. France.* Vol. I (6e. sér). págs. 139-141. París.

GRAUVOGEL, L. (1951): "Sur les pontes de poissons du Grés a Voltzia (Tuf des Vosges)". *C. R. Soc. Géol. France.* Vol. I 6e. sér), págs. 152-154. París.

GUILLAUME, L (1938): "Observations sur la stratigraphie du Trias Lorrain. Forage de St. Clément (Meurthe-et-Moselle)". *C. R. Cong. Lorrain Soc. Sav. France.* Nancy.

GULINCK, M. (1948): "Resultats des analyses granulometriques en Belgique". *La Géologie des Tenains Recents dan l'Ouest de l'Europe. Ses. Extraordinaire Soc. Belge de Geologie* (12-26 sep. 1946), págs. 151-161, 4 figs. Bruxelles.

HAAS, O. (1953): "Mesozoic Invertebrate Faunas of Peru". Part. L. General introduction. Part. 2. Late triasic Gastropods from central Peru. *Bull. American Museum of Natural History.* Vol. CI, 328 págs., 1 mapa. 1 cua., 18 lám. Nueva York.

HABERLE, D. (1908): "Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Pradazzo". *Verhandl. Naturhist. Med. Verl. Heidelberg.* New ser., vol. IX, págs. 247-631, 34 text. figs. pls. 2-6. Heidelberg.

HAUG (1907): "Traité de Géologie". 3 vol. 224 págs, 135 láms. París.

HAUDOUR, J., y SARROT-REYNAULOT, J. (1955): "Les assises supérieures du Trias dans le dome de la Muremet les régions anexes (note preliminaire)". *Co. R. S. S. Soc. Géol. France,* núms. 5-6, págs. 89-92. París.

HERMITE, H. (1879): "Etudes Gélogiques sur les iles Baléares; 1er. partie: *Majorque et Minorque*". T I, 362 páginas, 5 láminas. París.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1952): "Valor de las pistas en medio originales de arena o fango, como significados de estratigrafía". *Mem. y Com. Inst. Geol. Provincial,* t. IX, págs. 3-7. 1 figura. Barcelona.

HOLLISTER, J. S. (1934) "Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen". *Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen. Math-Phys.* K1-F. III, H. 10 págs. 117-154. Berlín. Traducido en *Publ. Extr. Geol. España,* t. I, págs. 71-102. Madrid, 1942.

HORNES, M. (1855): "Uber die Gastropoden und Acephalen der Hallstatter Schichten". *Deutsch. K. Akam. Wiss. Math. Nat.* Cl., vol. IX, div. 2, págs. 33-56, pls, 1-2. Wien.

HORNES, M. (1856): "Uber Gastropoden aus der Trias der Alpen". *Akad. Wiss. Nath.-Nat.* Cl., vol IX div. vol. XII div. 2, págs. 21-34, pls, 3. Wien.

JAMES, J. F. (1884): "The fucoids of the Cincinnati Group". *Jour. Soc. Nat. History.* Vol. VII, págs. 125-132, 151-166. Cincinnati.

JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1929): "Las terrazas del Cuaternario marino del Cabo de Santa Pola. Nota acerca del Triásico de Alicante". *Asoc. Esp. Prog. Cien. Congr. Barcelona.* Tomo VI. Cien. Naturales, págs. 37-38 y 38-39. Madrid.

JONES, D. J. (1953): "Tetraoids Pabbles". *Jour. Sedimentary Petrology.* Vol. XXIII, núm. 3, págs. 126-201, figs. 1-4, september. Menasha.

JORG, E. (1940): "Die Tonmergellagen des Hauptmuschelkalkes in Breisgau und im Gebiet des Dinkelberges, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung". (Inaugural-Dissertation der A. L. Universität zu Freiburg im Breisgau). *Jahresb. und Mit eilunggen des Oberthemischen geologischen Vereitnes* N. F. L. S. Bd. XXX, Jahrg. 1941, 38 págs. III Ff. Freiburg.

JOULEAUD (1934): "Atlas de Paléobiogéographie", 39 páginas, 99 láms. París.

KARRENBERG, H. (1934): "Die postvariscische Entwicklung des Kantabroasturischen Gebirges (Nordwestspanien)". *Abhandl.*

Gesells. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. XL, Folge, III, núm. 11, páginas 1.491-1.593, 21 figs., 4 láms. Trad. en *Publ. Extr. Geol. España*, t. III, págs. 105-224. Berlín.

KHABAKOV, A. V. (1951): "Le stratification entecroisée des couches sédimentaires come indice de leurs conditions de depot". *Prioda*, págs. 38-44, 1 fig. U. R. S. S.

KILIAN, W. (1922): "Sur la presence d'alges calcaires (Liploporidae) dans le Muschelkalk de environs d'Hyères (Var)". *C. R. Soc. Géol. France*, 45 págs., v. 22, 3e. s.

KITTEL (1903): "Die Cephalopoden der Werfen Schichten von Muschelkalk in Dalmatien". *Abh. der K. K. Geol. Reich*, t. XX, 4. l., págs. 1-77, lám. I-X.

KITTL, E. (1912): "Materialen zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias". *Resultate d. wissenschaftl. Erforschg. d. Balatonsees*, 1 Bd. 1 Teil. Palaeontol. Anhang.

KITTL, E. (1891-1894): "Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der Sudalpinen Trias". *Pt.* 1. *Ann. K. K. Naturhist. Hofmus*, vol. VI (1891), págs. 166-262, texto, figuras 1-11, pls. 1-7; pt, 2 vol. VII (1892), págs. 35-97, pls. 5-9; pt. 3 vol. IX (1894), págs. 143-277, pls. 4-12. Wien.

KITTL, E. (1893): "Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weissen Riffkalkel Südtirols". *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst*, vol. XLIV (1894), páginas 99-182, 12 figs. láms. I-IV. Wien.

KITTL, E. (1890): "Die Gastropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gastropoden des Marmolatakalkes". *Ann. K. K. Naturhist. Morfmus.*, vol, XIV, págs. 1-237, text. figs. 1-112, pls. 1-18. Wien.

KOBER, L. (1955): "Bau und Entstehung der Alpen". 379 páginas, 100 figs. 3 láms. (1 mapa) Franz Deuticke. Wien.

KOKEN (1897): "Die Gastropoden der Trias um Hallstatt". *Abh. der K. K. Geol. Reisanst.* Vols. V-XVII, núm. 4, págs. 1-112, 31 figs. láms. I-XXIII. Wien.

KOKEN (1898): "Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des suddeutschen Musch". *Abh. geol. Spezialkarte v. Elsass-Lothringen*, n. s., núm. 2, 49 págs. 6 láms. Strassburg.

KOKEN, E. (1905): "Ist der Buntsandstein eine Wüstenbildung?". *Jahresb. für vaterl. Naturkunde.* T. LXXVI, 61 páginas. Stutgart.

KRYNINE, P. (1950): "Petrology shadigraphy and origin of the Triasic sedimentary rocks of Connecticut". *Connecticut State Geol. and Nat. History Survey Bull.* 73. 242 págs. 29 láminas. Hartford.

KRUMBECK, L. (1924): "Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor". *II Paläontologischer Teil. In Wanner, Joh.* (ed.) *Paläontologie von Timor* Schweizerbart núm. 13, págs. (143) 1-(41) 275, pls, 179 (1) 198 (20) Stuttgart

KRUMBEIN, W. C. (1940): "Food gravels in San Gabriel Ganyon". *Bull. Geol. Soc. America*, vol. LI, págs. 639-676. Nueva York.

KRUMBEIN, W. C., y PETTIJOHN, F. J. (1938): "Manual of Sedimentary Petrography". 549 págs. Nueva York.

KRUMBEIN, W. C., y SLOOSS, L. (1951): "Stratigraphy and Sedimentation". 497 págs. San Francisco.

KUBIENA, S. L. (1952): "Clave sistemática de suelos". *Publicaciones del C. S. I. C.*, 388 págs., 26 láms. Madrid.

KUENEN, Ph. H. (1950): Marine Geology". 568 págs., 2 mapas. Nueva York.

KUMMEL, B. (1954): "Triassic Stratigraphy of Southeastern Idaho and adjacent areas". *Geolog. Survey Prof. Paper.* 254-H. 194 págs. 4 figs., 7 láms. Wáshington.

KUTKASSY, A. (1931): "Fossilium Catalogus: I Animalia". Pars. 51: Lamellibranchia Triadica, II; págs. 258-477. Berlín.

KUTKASSY, A. (1933): "Fossilium Catalogus I: Animalia "Cephalopoda Triadica II". Pars. 56; 527 págs. Berlín.

KUTKASSY, A. (1940): "Fossilium catalogus. I Animalis". Pars. 81 Glossophora Triadica II, págs. 243, 477. Neubrandenburg.

LAMARE, P. (1931): "Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées basques, entre le Vallée de Baztán (Navarre espagnole) et le Vallée de Baignorry (Basse Navarre française)". *C. R. Soc. Géol. France* (5.ª serie), núm. 1, t. XXXI, págs. 242-245. París.

LAMARE, P. (1934): "Ler permien des environs de Badarray (Basses Pyrénées)". *C. R. Acad. Scien.*, t. CXCVIII, págs. 278-280, París.

LAMBERT, J. (1927): "Revision des Echinidos fosiles de la Catalogne". *Museo Cienc. Nct. de Barcelona.* Serie Geológica, vol. I, núm. 1, 62 págs. 8 lám. Barcelona.

LAMBERT, J., y THIERY, P. (1909, 1925): "Essai de Nomenclatura raisonnée des Echinides", 605 págs. 15 lám. Chaumont.

LAPPARENT, A. F. (1954): "Stratigraphie du Trias de la Jeffara (Sud Tunisien et Tripolitanie". *Cong. Geol. Int. Com. Rend. XIX sesion Alger* 1952. *Assoc. Serv. Geol. Africains.* Fasc. XXI, págs. 129-134. Alger.

LAUBE, G. C. (1864): "Bermerkungen uber die Munsterschen Arten von St. Cassian in der Münchener paläontologischen Sammlung". *Jour. Geol. Reichsanst.* T. V, págs. 402-412. Wien.

LAUBE, G. C. (1864): "Die Fauna der Schichten von St. Cas-

sian, Abt. I: Spongiarien, Korallen, Echiniden und Crinoiden". *Sitzung der Kais. Akad. der Wiss., Math. Naturwiss.* T. XXIV, páginas 223-286. Wien.

LAUBE, G. C. (1865): "Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ab. II. Brachiopoden und Bivalven". *Sitz. der Kais Akad. der Wiss. Math. Naturwis.* T. XXV, págs. 1 - 76, láms. XI-XX. Wien.

LAUBE, G. (1868): "Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ab. III: Gastropoden, 1: Hälfte". *Sitz. der Kais. Akad. der Wiss. Math. Naturwiss.* T. XXVIII, págs. 29-92, lám. XXI-XXVIII. Wien.

LAUBE, G. (1868): "Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ab. IV: Gastropoden, II: Hälfte". *Sitz. der Kais. Akad. der Wiss. Mat. Naturwiss.* T. XXX, págs. 1-48, láms. XXIV-XXXV. Wien.

LEMOINE, M. (1952): "Sur la presence de Dasicladacées dans la Trias de la chaine Bétique (Espagne)". *C. R. Seances Acad. Sciences,* t. CCXXXIV, págs. 1382-1384. París.

LEMOINE, M. (1953): "Remarques sur les caracteres et l'evolution de la paléogéographie de la zone briançonaise and Secondaire et en Terciaire". *Bull. Soc. Géol. France,* t. III, 6.ª s. fas. 1-3, págs. 105-121. Paris.

LEONARDI, P. (1935): "Il Trias inferiore delle Venezie". *Mem. Imt. Geol. R. Universitá di Padova.* Vol. XI. 136 páginas. VIII. Padova.

LEONARDI, P. (1943): "La fauna cassiana di Cortina d'Ampezzo". Parte 1.ª Introduziones geologica e lamellibranchi. *Mem. Inst. Geol. Della Univ. de Padova.* Vol. XV, 75 págs. 4 figuras. Padova.

LEONARDI, P., y PANCHERI (1950): "Su alcuni fossili ladinici di Bulla in val Gardena e sul valore stratiografico die due forme del Genero Daonella". *Boll. Sc. Geol. Igalinna,* volumen LXVIII (1949), págs. 30-35. Roma.

LOMAS, J, (1907): "Desert conditions and the origin of the British Triss." *Proc. Liverpool Geol. Soc.* vol. X, pág. 172. Liverpool.

LORENZO, G. (1892): "Sul Trias dei di dintorni di Lagonegre in Basilicate. *Atti. Acad. sci. fis. o mat. Napoli,* ser 2, volumen V, núm. 8, pág. 1.

LORENZO, G. DE (1896): "Fossili del Trias medio di Lagonegro". *Paleontographia italica,* vol. II, págs. 113-148, Tav. XV-XX. Pisa.

LOTZE, F. (1929): "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Beitr. Geol. West. Mediterran,* núm. 3, Abhand. Ges. Wissen. zu Göttingen, N. F., tomo XIV, H. 2, 320 págs. 44 figs. 17 láms. Berlín.

MACAR, P. (1934): "Quelques analyses granulométriques de sables d'origine marine et écliene de la cote belge". *Ann. Soc. Geol. Belgique.* t. LVIII, págs. 156-164. Lieja.

MAC CARTHY, G. R., y HUDDLER, J. W. (1938): "Shape-sorting of sans grains by wind action". *Amer Jour. Sci.* volumen XXXV, págs. 64-73. New Haven.

MARCET, J. (1945): "La evolución paleogeográfica del nordeste de España y de las Baleares". *Mem. R. Acad. Cien. y Artes,* volumen XXVII, núm. 9. págs 227-345, 2 láminas. Barcelona.

MARTELLI, A, (1904): "Cephalopodi Triasici di Boltevici (Montenegro)" *Paleontografia italica,* t. X, pág, 76. Siena.

MATTOX, R. B. (1955): "Eolian Shape-Sorting". *Journal of Sedimentary.* Petrology, vol. XXIV, n.º 2, págs. 114-141. Illinois.

MENGEL, O. (1911): "Sur le Permien et le Trias catalán". *C. R. Soc. Geol. Francs.* (4.º s), t. XI, núm. 4, 45 págs. París.

MEXNER, H. (1953): "Sobre los cristales de magnesita (Valle alto del Arga, Navarra)". *Publ. Extr. Geol. Española,* t. VII, número 2, págs. 141-152, 2 lám. Madrid.

MILLER, J. S. (1821): "A natural history of the Crinoides or Lilyshaped Animals". 150 s. 50 Taf. Bristol.

MISCH, P. (1934): "Der Bau der mittleren Südpyrenäen". Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete, número 13. *Abh. d. Gesell. Wiss.* zu Göttingen Math. phis. XI. III F. h. 12, 168 págs. f. 61. Berlín. Traducido en *Publ. Extr. Geol. España,* t. IV. Madrid, 1948.

MOJSISOVICS, E. V. (1873-1875): "Das Gebirge um Hallstatt, Geol-paläont. Studie aus d. Alpen. T. I: Die Molusken-Faunen d. Zlambach und Halstatter Schichten". 2. 174 págs., 7 láms., 70 figs. Wien.

MOJSISOVICS, E. (1874): "Uber die triadischen Pelecypedengattungen Daonella und Halobia". *Abhandlungen der K. K. Geol. Reichsanstalt,* t. VII, 38 págs., 5 láms. Wien.

MOJSISOVICS, E (1882): "Die Cephalopoden der Mediterranien Trias Provinz". *Abhand. der K. K. Geol. Reichsanst.,* tomo X. Wien.

MOJSISOVICS, E. (1887): "Uber Ammoniten führende Kalke unternorischen Alters auf den Balearischen Inseln." *Verh. der K. K. Geol. Reich.,* págs. 327-329. Wien.

MORET, L. (1940): "Paleontologie animale". 675 págs. Paris.

MORET, L. (1945): "Problemes de Stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises". *Travaux du Laboratoire de Geologie,* t. XXXI págs. 203-241, 7 figs. Grenoble.

MOUTA, F.; ANDRADE, M.; NETO, M., y NEIVA, C. (1954):

"Contribution à la pétrographie des roches sedimentaires de la serie de La Lunda (Karcoo) du Nord de l'Angola". *Congr. Geol. Inter. Com. Rend. XIX sesion.* Alger, 1954. Assoc. Serv. Géolog. Africains. 2.ª part., fasc. XXI, págs. 25-42, 23 figs. Alger.

MUNSTER, G. zu (1931): "Uber das geognostische Vorkommen der Ammoneen in Deutschland". *Neues Jahrb. f. Min.* II, página 372. Stuttgart.

MUNSTER, G. zu (1834): "Uber das Kalkmergel-Lager von St. Cassian in Tirol und die darin vorkommenden Ceratiten". *N. Jarb. Min.* págs. 1-15. Stuttgart.

MUNSTER, G. zu (1841): "Beiträge zur Geognosien-und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian". *Munster Beitr. Petref.*, núm. 4, pág. 152, 16 láminas. Beyreuth.

NEWBERRY, J. S. (1885): "Saport's problematical organisms of the ancient seas". *Science*, vol. V, págs. 507-508.

NOLAN, H. (1893): "Sur les terrains triasiques et jurasiques des îles Baléares". *Comp. Rend. Ac. Scienc.*, t. CXVII, págs. 821-823. París.

NOLAN, H. (1888): "Le Triasique de Majorque et Minorque". *Bull. Soc. Geol. France*, t. XV (s. III), págs. 593-599, 6 figs. París. Traducción en *Bull. Com. Map. Geol.*, t. XV, págs. 234-241, figuras 61-66. Madrid.

OULIANOF, N. (1960): "La sedimentation de l'eau de mer". *V Cong. Int. Sedimentologia. Ed. Helveticae.* En publicación.

PEREZ MATEOS, J. (1948): "Estudio minerológico de las arenas". *An. Inst. Esp. Edaf. Ecol. y Fisiol. Veg.*, t. VIII, vol. III, páginas 244-651. Madrid.

PEREZ MATEOS, J. (1952): "Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios de Alcalá de Henares". *An. Inst. Esp. Edaf. y Fisiol. Veg.*, t. XI, núm. 2, págs. 151-158. Madrid.

PIA, J. (1930): "Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäischen Mitteltrias". 252 páginas, 3 figs. 15 tab. Leipzig-Wien.

PIA, J. (1930): "Grundsätzliches zum Vergleiche germanischer und alpiner Trias". *Mitt. Geol. Ges.*, t. XXIII, págs. 160-163. Wien.

PICART, K. (1899): "Ueber Cephalopoden u. d. unteren Muschelkalk v. Sondershausen". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 51. Stuttgart.

PFANNKUCH, W. (1914): "Die Bildung der Dreikantel". *Geol. Rundschau*, IV, págs. 311-318, 19 figs., lám. X. Leipzig.

PHILIPPI (1900): "Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchen". *Zeits. des Pant, geol. Gesells*, t. LII, página 619, lám. XXIV. Stuttgart.

PHILIPPI, E. (1901): "Die Ceratite des oberen deutschen Muschelkalks". *Paleont. Abh. Neu.* F. IV, 4. Jena.

PHILIPPI, E. (1898-1900): "Beitrage zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier". *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. L.* 1898, págs. 597-622. LIII. 1900, págs. 64-118, 619-640. Stuttgart.

PLICE, M. J. (1943): "Factors affecting soil color (progress report): Oklahoma. *Acad. sci. Proc.*, vol. XXIII, págs. 49-51. Oklahoma.

POMEROL, Ch., y FOUET (1953): "Les roches sédimentaires". 126 págs. 19 figs. París.

PROUTY, W. F. (1931): "Triasico deposits of the Durham Basin and their relation to the other Triasic areas of the easterns United States". *Amer. Jour. Sci.* 5 th. ser. col. XXI, páginas 473-490. New Haven.

RASSMUS, H. (1915): "Alpine Cephalopoden im niederschlesischen Muschelkalk. *Jahrbuch Preuss. Gol. L. Anst.*, t. XXXIV, 2. Berlín.

RAYMOND, P. E. (1922): "Seaside Notes". *Am. Jour, Sci.* 5 th Ser., vol. III, págs. 108-114. New Haven.

RIBEIRO, O. (1947): "A propósito de caracter continental do Triasico portugués". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. VI, fasciculo III. Oporto.

RIBEIRO, O., y TEIXEIRA, C. (1942): "Sur le caractère Continental du Trias Portugais". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. I, fasc. III. Oporto.

RICOUR, J. (1946): "Analogie entre le gisement de houille de Vescagne (Alpes Maritimes) et les gisements keupéneis de Lorraine et de Franche-Compte". *Com. R. Som. Soc. Géol. France*, volumen XLVI, 5.ª ser, págs. 235-6. 1 fig. París.

RICOUR, J. (1948): "Sur le Trias de la Bordure du Massif du Mercanteur, dans le région de Saint-Sauver-sur Tinee (Alpes Maritimes)". *Com. R. Som. Soc. Géol. France* (5 s.), páginas 29-30, vol. XLVIII. París.

RICOUR, J. (1948): "Quelques remarques sur Equisettum mtharun (Heer) et sur les gisements dans l'est et le sud-est de la France". *Bull. Soc. Géol. France* (5.ª s.), 50, t. XVIII, 1948, páginas 256-270, pl. X-XII. París.

RICOUR, J. (1950): "Precisions sur certaine couches Triasiques du chablais voisines du Front de la Nappe de la Breche". *C. R. S. Acad. Scien.*, 3 págs. 1 fig. París.

RICOUR, J. (1952): "A propos de la chaine vindeliene". *C. R. Soc. Géol. Fr.* (6.ª s.). T. II, págs. 242-3. París.

RICOUR, J. (1953): "Note preliminaire sur les Trias de la region de Lons le Sunier (Jura)". *C. R. Soc. Géol. France*, t. III (6.ª s.) págs. 339-343. París.

RICOUR, J. (1959): "Enseignements tirés de l'étude stratigraphique du bassin de Paris à l'époque triasique". *Ann. Soc. Géol. Nord.* T. LXXIX, pp. 18-26, 1 map. Lille.

RICOUR, J. (1960): "Stratigraphie et Paléogéographie du Trias du bassin de Paris". These. En publicación.

RICOUR, J., et BOUCART, J. (1952): "Une hypothése sur les conditions de sedimentation des niveaus saliferes du Trias". *C. R. Som. Soc. Geol. France.*, págs. 37-38, núm. 3. París.

RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933): "Die Entwicklung der keltiberischen Ketten". *Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math. Phys. Klasse F*, Heft. 7, 118, págs. 1067-1186, 56 figuras, 3 láms. 2 mapas geol. Berlín.

RIEDEL, A. (1908): "Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes". *Jahrb. Preuss. Geol.* L. Anst. 37, I. Berlín.

RIEDEL, A. (1948): "Primi risueltati di uno studio geologico sulla medieval camonica a sinistra del fume Oglio". *Rend. Acc. Haz. Linosi*, s. VIII, v. VI, fos. I. Roma.

RIOS, J. M.ª, y ALMELA, A: 1951): "Estudios sobre el mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro". *Inst. Geol. y Min. de España.* Libro Jubilar, t. II, págs. 248-335, 30 figs. 7 láminas pleg. Madrid.

RIVIERE, A.: "Granulometrie des sediments sableux. Complements". *C. R. Soc. Geol. France* (5.º s.), t. XXXVII, pág. 76. París.

RIVIERE, A. (1937): "La constitution granulométrique des sediments sableux et les grandes lignes de leur evolution dans le differents milieux geologiques. *C. R. Ac. Scien Paris*, t. CCIV, página 703. París.

RIVIERE, A. (1943): "Sur les formations gréseuses du Sud du Basin parisien. *C. R. Soc. Géol. France* (5 s.), t. LIII, páginas 92-94. París.

ROBB, G. L. (1949): "Red beb coloration". *Journal of Sediment. Petr.* vol. 19, núm. 3, págs. 99-103. Manasha.

ROTGER, P. (1952): "Hallazgo de un Ammonites del tipo Ceratites en el Muschelkalk de Canet (Esporlas)". *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares.* Feb. 1952, pág. 6. Palma de Mallorca.

RUBENSTRUNK, E. (1909): "Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias Myophorien". *Mitt. Bab. Geol.* L. A. VI, páginas 87-248.

SALOMON, W. (1895): "Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata". *Palaeontograph.*, t. XLII.

SALOMON, S. (1900): "Uber Preudomonotis und Pleuronectites". *Zeit. der deut. Geol. Geselsch.*, t. LII, pág. 348, lám. XXV. Stuttgart.

SAPORTA, M. DE (1884): "Les organismes problematiques des anciennes mers". *G. Masson*, 102 págs. París.

SEEBACH, K. v. (1861): "Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XIII, págs. 551-669. Stuttgart.

SHERLOCK, R. L. (1947): "The Permo-Triasic formation", 367 págs. Londres.

SCHMIDT, M. (1937): "Probleme in der watmediterranen Kontinental. Trias und Versuche zu ihrer Losung". *Géol. Medit. Occid.*, vol. IV, parte 2.ª, núm. 3, 57 págs., 1 tab., 4 lám. Barcelona.

SCHMIDT, M. (1928): "Lebewelt unserer Trias", 461 páginas, 1.200 figs. Oheringen.

SCHMIDT, M. (1934): "Uber Ceratites antecedens Beyr. und verwandte Formen". *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, vol. LV, páginas 198-212, lám. XIII. Berlín.

SCHINDEWOLF, O. H. (1954): "Status of Invertebrate Paleontology, 1953. VIII. On Development, Evolution, and Terminology of Ammonoid Suture Line". *Bull. of the Mus. of Comparite Zoology at Harvard College*, vol. CXII, núm. 3, October, 1954, págs. 217-237, 20 figs. Cambridge.

SCHRIEL, W. (1930): "Die Sierra de la Demanda und Montes Obarenes. *Abh. Gesells Wiss zu Gottingen Matt. Phys.* N. F. tomo XVI, Heft. 6, 105 págs., 27 figs., 9 láms. Berlín. Trad. esp. por L. García Sainz y J. Gómez de Llarena, Inst. J. S., Elcano, 132 págs., 27 figs., 7 láms., 2 mapas. Madrid, 1945.

SCHROEDER, E. (1930): "Die Grenzgebiete von Guadarrama und Hesperichen Ketten". *Abh. des Gess. Wissen. zu Göttingen Mat. Phis Kl.* N. F. E. XVI. Berlín. Traducido en *Publ. Ext. Geol. España*, t. IV, págs. 236-291. 1948. Madrid.

SELZER, G. (1934): "Geologie der südpyrenäischen Sierren in Oberaragonien". *N. Jahrbuch f. Mineral. Geol. Pal.* Ab. Bd. 71 Abt. B. págs. 371-407, 1 map. (LXI), 19 figs. láms. X-XII. Stuttgart.

SCHIMIZU (1930): "Two new Species of Ladinic Amonites. From, the Daonella, Beds of, Rifu (Rijuzer)". *The Scien. Repost. Tchcku Impsid. University, Sendai*, Japón, 20 (Geology), volumen XIV, págs. 63-74, lám. XXIV, fig. 14. Tokio.

SCHLOTHEIM, V. (1822): "Nachträge zur Petrefaktenkunde". Gotha.

SUESS, E. (1859): "Note sur la Waldheimia Stoppani des pétrifactions d'Esino. Note adressée à l'Abbé Stoppani". *Paléontel. Lombards*, t. I Milán.

SMITH, J. (1914): "The Middle Triasic marine invertebrate

faunas of North América". *Pref. Papers, U. S. Geol. Surv.*, número 83, 254 págs. 1 table, lám. XCII. Wáshington.

SMITH, J. (1927): "Upper triasic marine invertebrate faunas of North America". *U. S. Geol. Survey Profess. Papers*, 141, 262 páginas, CXX lám. Wáshington.

SMITH, J. P. (1932): "Lower triasic Amonoides of North America". *Unites States Geol. Survey Prof. Paper*, 167. Wáshington.

SOLE SABARIS, L., y FALLOT, P. (1946): "Sur le Trias de la Sierra de Baza (provincia de Granada)". *Com. Rend. Acad. Scien.*, t. CCXXII, págs. 1.184-7.185. París.

SOLE SABARIS, L., y FALLOT, P. (1946): "Sur les rapports des series triasiques de la Sierra de Baza (Prov. de Granada), avec la serie Métamorphique de la Sierra Nevada". *Com. Rend. Acad. Scien.*, t. XXII, págs. 1148-1450. París.

SAPTH (1934): "Catalogne of the Fossil espahalopoda in the Bristish Museum (N. History)". Pars. IV. *The Ammonoides o of the Trias*. Londres.

SPATH (1937): "Note of the philogeni of fosil cephalopodes". *Biological Reviews*, núm. 12, págs. 154-155. Cambridge.

STEFANO, G. (1912): "La Dolomía principale del dintorni di Palermo e di Castellammare del Golfo (Trapani). *Paleont. Italica*, vol. XVIII, págs. 57-103, pls. 8-17. Pisa.

STIOLLEY, E. (1916): "Uber einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks". *Jahr. des Königt. Preuss. Geol. Landesanstalt*, vol. XXXVI, págs. 117-143, láms. XIX y XX. Berlín.

STOLLEY (1918): "Uber einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. Ergänzungen zu A. Riedel's Abhandlung: Beitr. z. Stratigr. und Paläont. d. Ceratiten d. deutsch. ob. Muschelkalkes". *Jahrb. d. preuss. Geol. L.* Anst. Bd. XXXVIII. Berlín.

STOPPANI, A. (1858-1860): "Les petrifications d'Esino ar description des fossiles appastenant an depot triasique sup. enen des environs d'Esino" (Lombardía). 151 págs., 1 mapa, 31 láminas. Milán.

TESTER, A. C. (1931): "Measurement of the shape of rock particles. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. I, págs, 3-11. Illinois.

TOMMASI, A. (1805): "Note paleontologische. La fauna del Trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi". *Paleontograf. Ital.*, t. I. pág. 45. Pisa.

TOMMASI, A. (1911-1913): "Fossile della Lunochea triásico de Chagno", 2 partes. *Paleol. Italica*, vol. XVII, págs. 1-36, láminas I-III, y vol. XIX, págs. 31-101, láms. III-IX. Pisa.

TORNQUIST, A. (1898 a 1900): "Neue Beiträge zur Geol. und Paläontologie der Umgegend von Reocoro und Schio (Vicentin) Paris II-III y IV". *Zeitshr deutsch. Geol. Gesellsch*, t. L, LI y LII. Wien.

TORNQUIST, A. (1901): "Des vicentinisches Triasgebirges. Eine geologische Monographie". *Kgl. Preus. Akad. d. Wiss.*, VIII, 195 págs., 15 pls., 2 mapas. Stuttgart.

TORNQUIST, A. (1904): "Die Gliederung und Fossilführung der superalpinen Trias auf Sardinien". *Sitzgber. Akad. Wiss.*, XXXVIII, pág. 1098. Berlín.

TOULA (1913): "Die Kalke von Jägerhausen unweit Baden (Bauchstall-brunnengraben) mit nordalpiner St. Cassiannen Fauna". *Jahrb. der K. K. Geol. Reich.* Bd. 63, 1 H., págs. 78 a 126. Wien.

TRICALINOS, J. (1928): "Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spanien". *Zeitsch. Deutschen. Geol. Gesells.*, t. 80, págs. 409-482, láms. V-VII. Berlín.

TRICART, J. (1951): "Etudes sur le façonement des galets marins". *Proc. Third. Int. Congr. Groningen-Wageningen*, páginas 245-255, 5 figs. Groningen.

TWENHOFEL, W. H. (1939): "Principles of Sedimentation". 610 págs. New York.

VIRGILI, C. (1952): "Hallazgo de nuevos Geratites en el Triásico mallorquín". *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.* T. IX, páginas 19-39, 7 figs. Barcelona.

VIRGILI, C. (1958): "El Triásico del Pirineo Oriental". *V Cong. Int. Est. Pirenaicos*. En publicación.

VIRGILI, C. (1960): "The sedimentation of permotriasic formations in the Pyrenees". *XI Cong. Geol. Inter. Copenhagen*. En publicación.

VOELCHEN, J. (1931): "Triasfossilien der Adamellogruppe III Cephalopoden". *Sond. aus Jahrb. der Geol. Bund.* T. 81, H. 3 y 4, págs. 447-465. Lám. XIV.

WAAGEN, L. (1903-1904): "Branchiopoden aus den Pachycardien stuffen der Seiser Alpen". *Jahrb. der K. K. Geol. Reich.* Bd. 53, H. 3. Wien.

WAGNER, R. (1888): "Ueber einige Cephalopoden aus dem Roth und unteren Muschelkalk von Jena". *Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell.*, págs. 24-38. T. 40. Láms. II-V. Berlín.

WAGNER, R. (1891): "Ueber einige Versteinerungen des unteren Muschelkalks von Jena". *Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, págs. 879-901, 3 figs. Berlín.

WAGNER, R. (1922): "Beiträge zur Bionomie und Faziesbildung des Mucheskalks bei Jena". *Jb. Preuss. Geol.* L. A. f. 1921. 42 s. 383. Berlín.

WALTER, K. (1906): "Zwölf Tafeln der vebreitesten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena". 40 págs., 12 láms. Jena.

WALTER, K., y CLAUS, H. (1927): "Zwolf Tafeln der verbreitesten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena". 48 págs., 3 figs., 1 lám. Jena.

WILFARTH, M. (1933): "Sedimentations probleme in der Germanischen, Senke zur Perm - und Triaszeit". *Geol. Rundschau.* T. XXIV, h. 5, pág. 349. Berlín.

WITTERBURG, P. (1908): "Heus Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Worfener Schichten Südtirols, mit Berücksichtigung der Schichten von Wecidire". *Centralblat. fur Min. Geol. Paläont.*, núm. 3, págs. 67-79. Stuttgart.

WYATT, DURHAM, J. (1954): "Status of Invertebrate Paleontology. IV: Echinodermata; Eleutherozoa". *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College.* Vol. 112, núm. 3, October, páginas 151-160, 5 figs. Cambridge.

ZELLER, F. (1908): "Beiträge zur Kenntnis des Keypers und der Lettenkohle in Schwaben". *Neues Jahrb. S. Min. et. Pal.* Bd. XXV, págs. 106-113. Stuttgart.

ZITTEL, K. A. (1881-1885): "Paleozologie. II Band. Mollusca und Artropode". *Handbuch dor Palaeontologie.* I Ab. 893, págs 1109, figs. Munchen y Leipzig.

INDICE

Páginas

Prólogo VII
Presentación, por L. Solé Sabarís IX
Introducción 3
Antecedentes históricos, problemas y plan de la obra 7

I. DESCRIPCION REGIONAL.

Generalidades 15
Sector meridional 17
1. El valle de Alfara 18
2. El valle de Paúls 34
3. Rasquera-Benifallet 47
4. Mora-Camposines 57
5. Los afloramientos de rocas eruptivas 88
6. Conclusiones estratigráficas parciales 90

Sector central 93
1. La Figuera-Les Vilelles 95
2. Masroig-Guiamets 104
3. Sierra de Llavería 114
4. Falset-Pradell 151
5. Mesa de Prades 186
6. Castellvell 217
7. La sierra de Miramar 232
8. Bloque del Gayá 242
9. Conclusiones estratigráficas locales 251

Sector septentrional 253
1. Pontóns-Mediona 254
2. Borde septentrional del Vallés-Penedés 279
3. El valle del Congost 305
4. Badalona-Mongat 317
5. El borde oriental del Macizo de Garraf 328
6. Conclusiones estratigráficas parciales 378

II. ESTUDIO PALEONTOLOGICO.

Sistemática 383
1. Vertebrados 383
2. Artrópodos 384
3. Cefalópodos 386
4. Lamelibranquios 428
5. Escafópodos 506
6. Gasterópodos 509
7. Braquiópodos 524
8. Equinodermos 543
9. Vegetales 553
10. Problemática y pseudofósiles 559
Paleontología general 571
1. La pobreza de la fauna triásica española 571
2. Relaciones de la fauna de la cuenca catalana con la del Tríasalpino germánico. El origen de la misma. 574
3. Evolución vertical. Comparación de la fauna del Muschelkalk superior e inferior 580
4. Distribución horizontal de la fauna 583
5. La evolución de los Paraceratites en la cuenca catalana 586
6. El origen de los Ceratites del Muschelkalk superior germánico 590

III. ESTUDIO DE MATERIALES DETRITICOS.

Los conglomerados 599
1. La elección de las muestras 600
2. Naturaleza de los cantos 603
3. Estudio morfológico 605
4. Observaciones morfoscópicas 617
5. Estudio granulométrico 618
6. Características litológicas de los conglomerados y condiciones de sedimentación 629
Las areniscas 633
1. Estudio mineralógico de las arenas 634
2. Estudio granulométrico 641
3. Estudio morfoscópico 654
4. La estratificación cruzada y los «riple-marks» 656
5. Características litológicas de las areniscas y condiciones de sedimentación 658
Las arcillitas 661
1. Elección de las muestras 662
2. Métodos utilizados 663

3. Resultados experimentales 664
4. Interpretación de los resultados 664

IV. SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y COMPARACION CON LAS SERIES GERMANICA Y ALPINA.

Consideraciones generales 669
El Buntsandstein 677
1. Constitución litológica 677
2. Desarrollo y variaciones laterales 679
3. Caracterización paleontológica 680
4. Posición estratigráfica y comparación con la serie alpina y germánica 681
5. División estratigráfica 682
Muschelkalk inferior 685
1. Constitución litológica 685
2. Desarrollo y variaciones laterales 690
3. Caracterización paleontológica 692
4. Discusión de la edad, comparaciones con la serie alpina y germánica 692
5. División estratigráfica 694
Muschelkalk medio 697
1. Constitución litológica 698
2. Desarrollo y variaciones laterales 700
3. Caracterización paleontológica 705
4. Discusión de la edad y comparación con la serie alpina y germánica 705
5. División estratigráfica 708
Muschelkalk superior 709
1. Características litológicas 709
2. Desarrollo y variaciones laterales 710
3. Caracterización paleontológica 711
4. Discusión de la edad. Comparación con la serie alpina y germánica 711
5. División estratigráfica 712
El Keuper 717
1. Características litológicas 718
2. Desarrollo local 719
3. Caracterización paleontológica 720
4. Posición estratigráfica y comparación con la serie alpina y germánica 721
5. División estratigráfica 722
El techo de las formaciones triásicas 725
El límite inferior de las formaciones triásicas. Sobre la existencia del Permiano 731

V. COMPARACIONES.

Comparación de la serie triásica de los Catalánides con el Trías de otras regiones españolas 737
1. Pirineo 738
2. Cantabria 741
3. Sistema Ibérico 742
4. Cordillera Bética y Prebética 745
5. El Triásico balear 747

Comparación con la serie triásica de otras regiones europeas. 751
1. El NE. de Francia 751
2. Provenza y prepirineo francés 753
3. Túnez, Argelia y Tripolitania 754

VI. CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS.

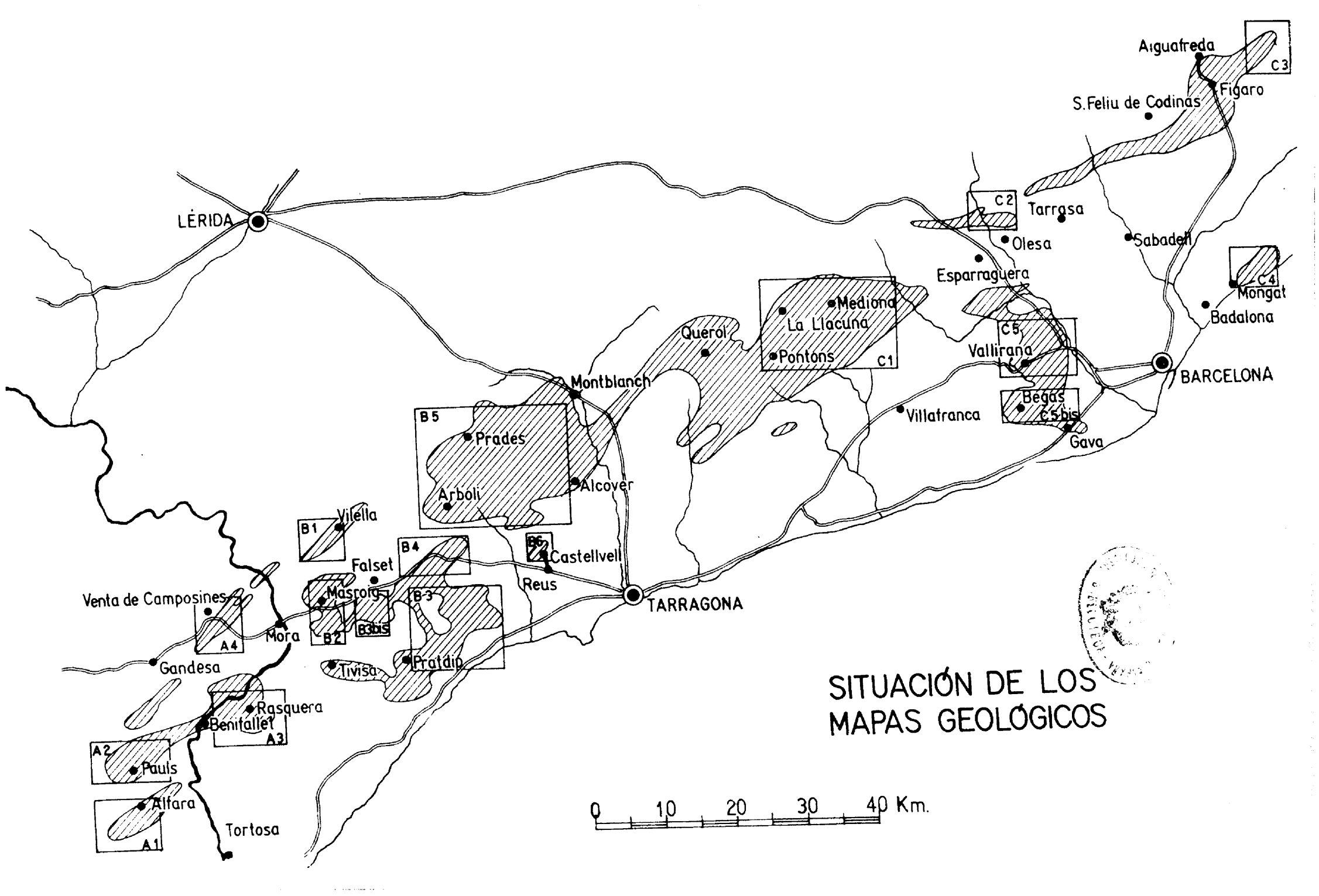
1. La posición del área sedimentaria española en el Mediterráneo occidental 757
2. Trazado de las costas españolas durante el Triásico. 759
3. Características y límites de la cuenca sedimentaria catalana 767
4. Un posible suelo pretriásico 772
5. Evolución de la cuenca. Paleoclimatología 775

VII. CONCLUSIONES GENERALES.

Objeto y desarrollo de esta Memoria 787
El factor estructural 790
Uniformidad estratigráfica 791
Problemas faunísticos 802
Paleoclimatología y paleogeografía de la cuenca sedimentaria 809

BIBLIOGRAFIA.

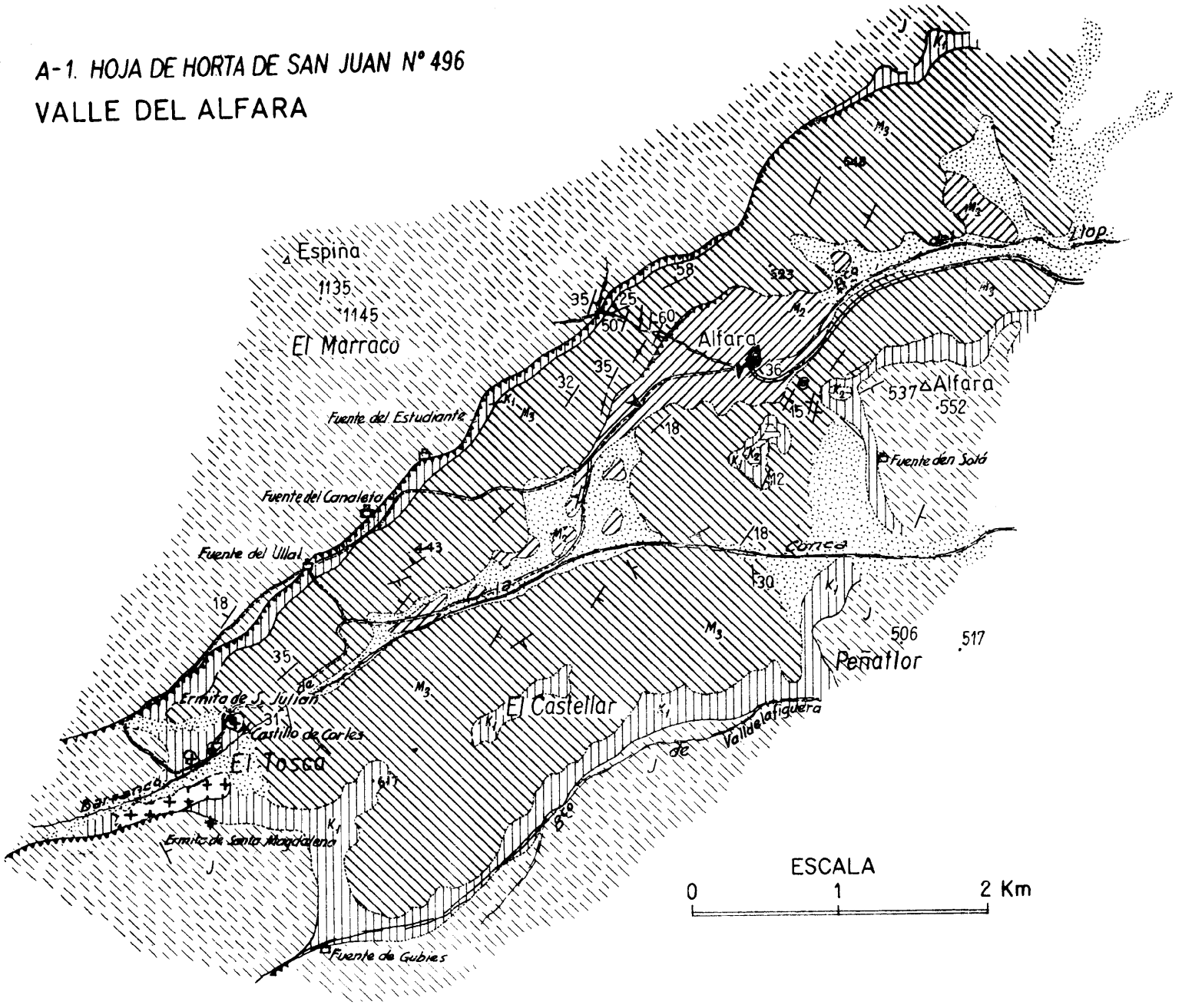
Regional 817
General 831



SITUACIÓN DE LOS MAPAS GEOLÓGICOS

A-1. HOJA DE HORTA DE SAN JUAN Nº 496

VALLE DEL ALFARA

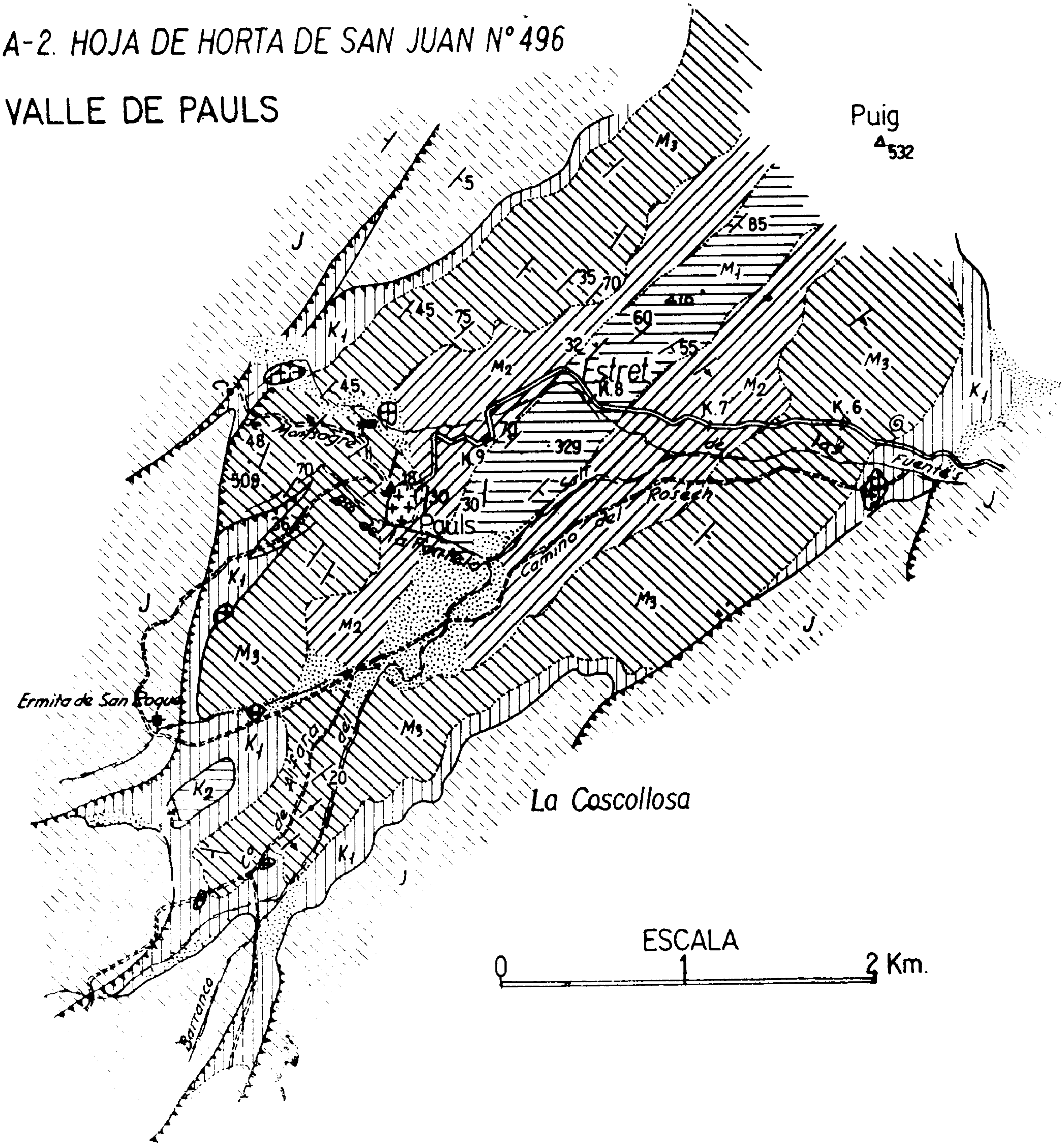


EXPLICACIÓN

- Cuaternario
- T — Terciario indiferenciado
- J — Jurásico - Cretáceo
- K_2 — Keuper superior
- K_1 — Keuper inferior
- M_3 — Muschelkalk superior
- M_2 — Muschelkalk medio
- M_1 — Muschelkalk inferior
- B — Buntsandstein
- P — Paleozoico indiferenciado y Granito
- Rocas eruptivas modernas
- Contacto normal
- Contacto mecanizado
- Falla
- Cobijadura
- Contacto discordante
- Yesos
- Fósiles

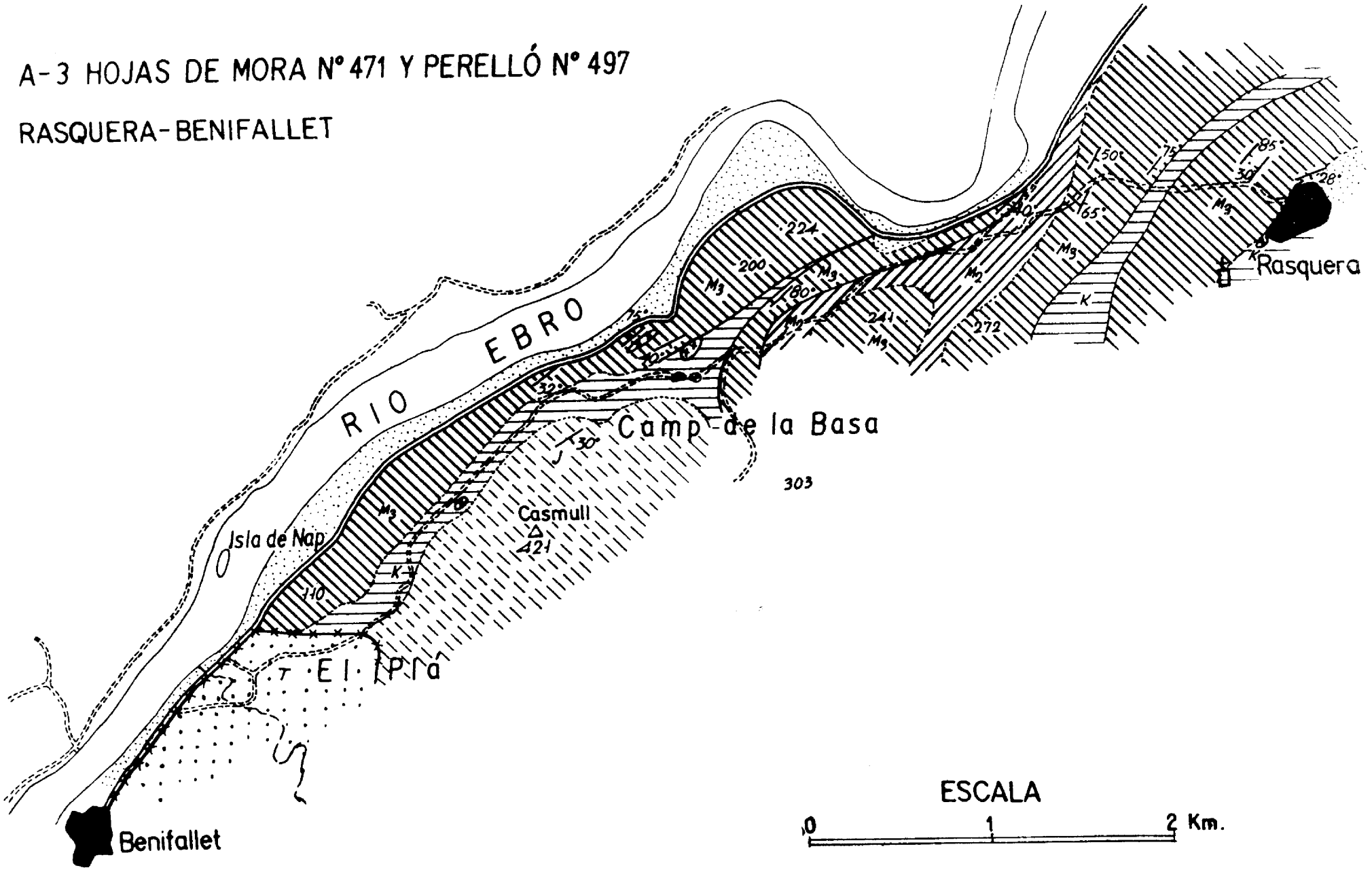
A-2. HOJA DE HORTA DE SAN JUAN N° 496

VALLE DE PAULS



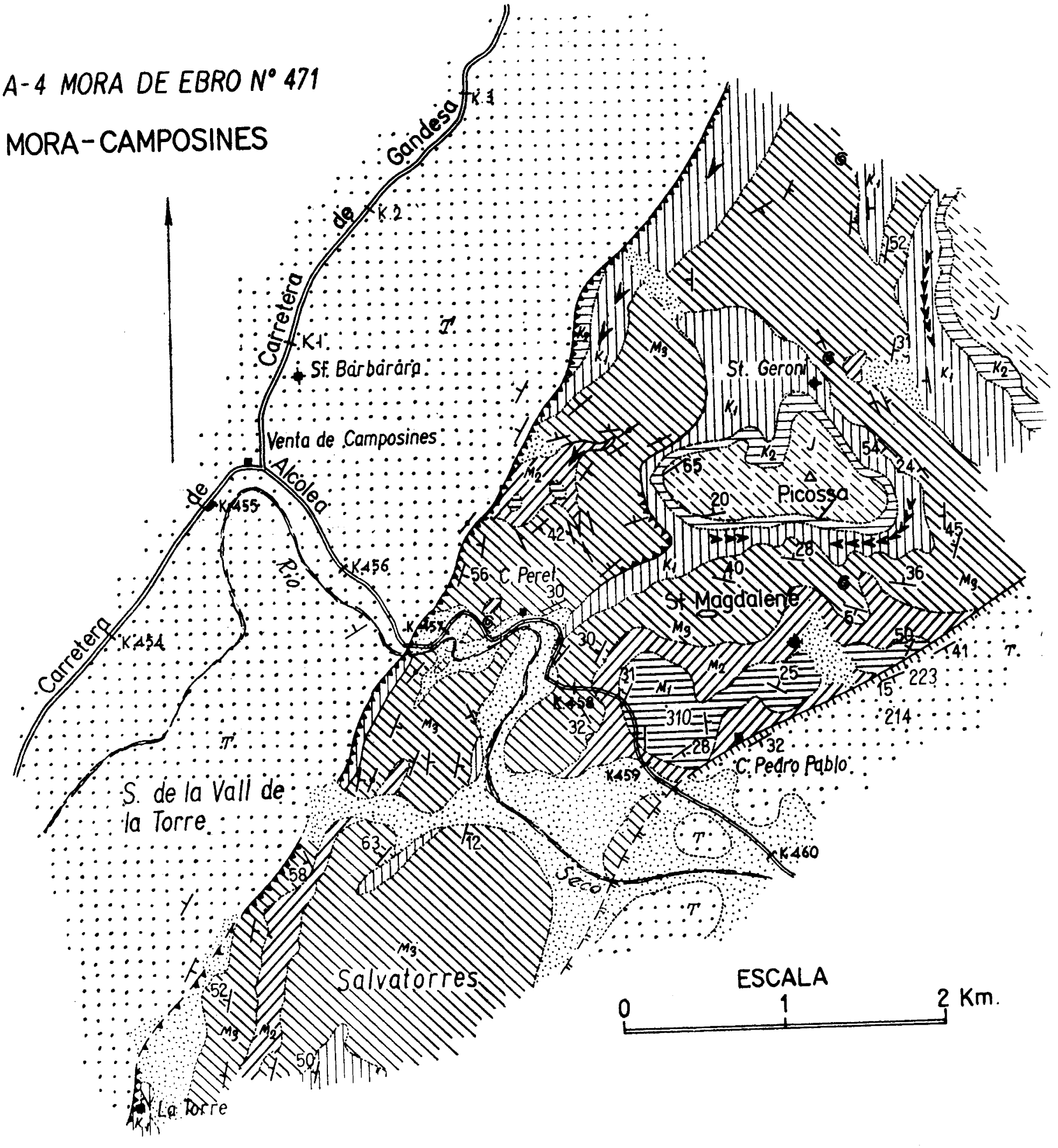
A-3 HOJAS DE MORA Nº 471 Y PERELLÓ Nº 497

RASQUERA-BENIFALLET



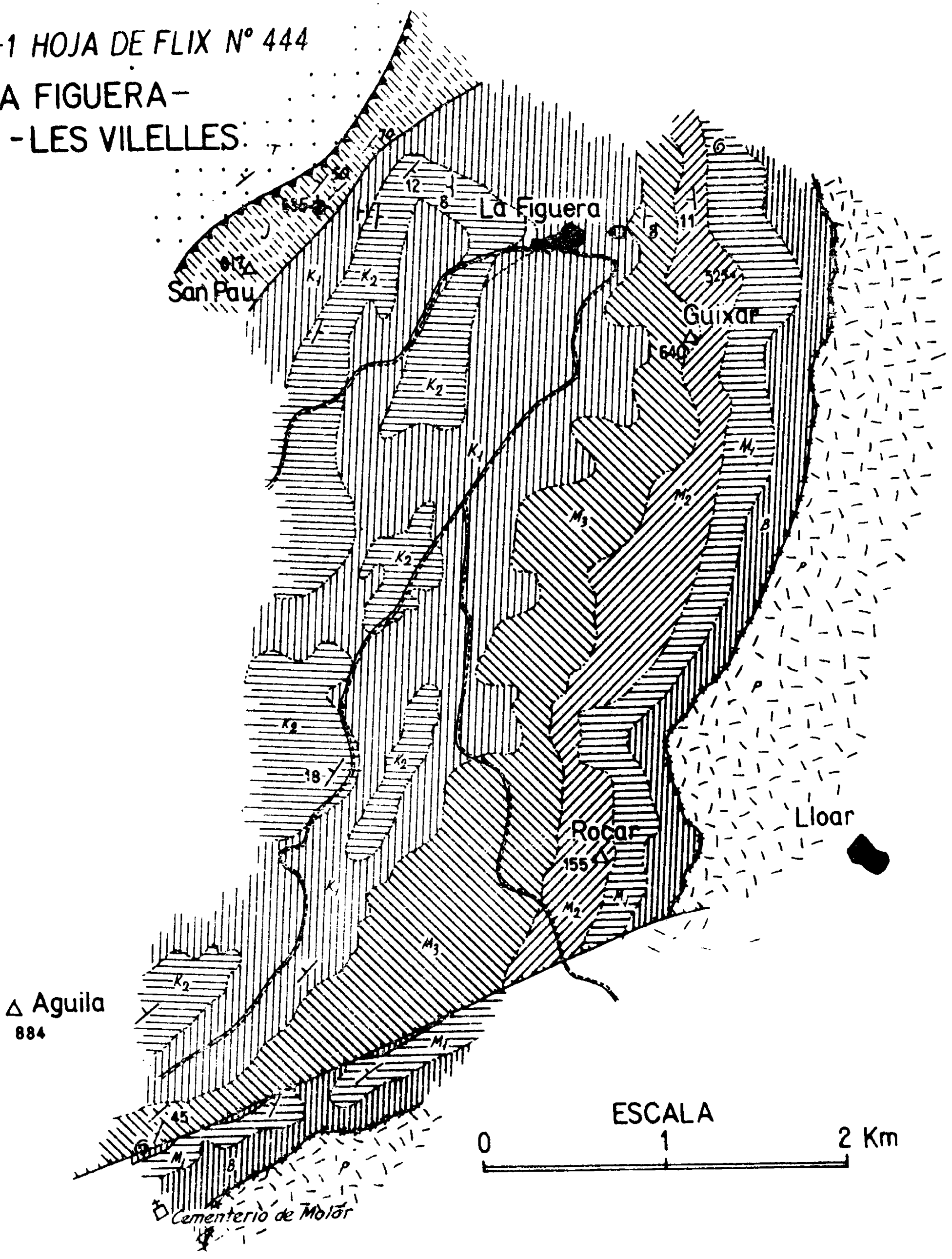
A-4 MORA DE EBRO Nº 471

MORA-CAMPOSINES

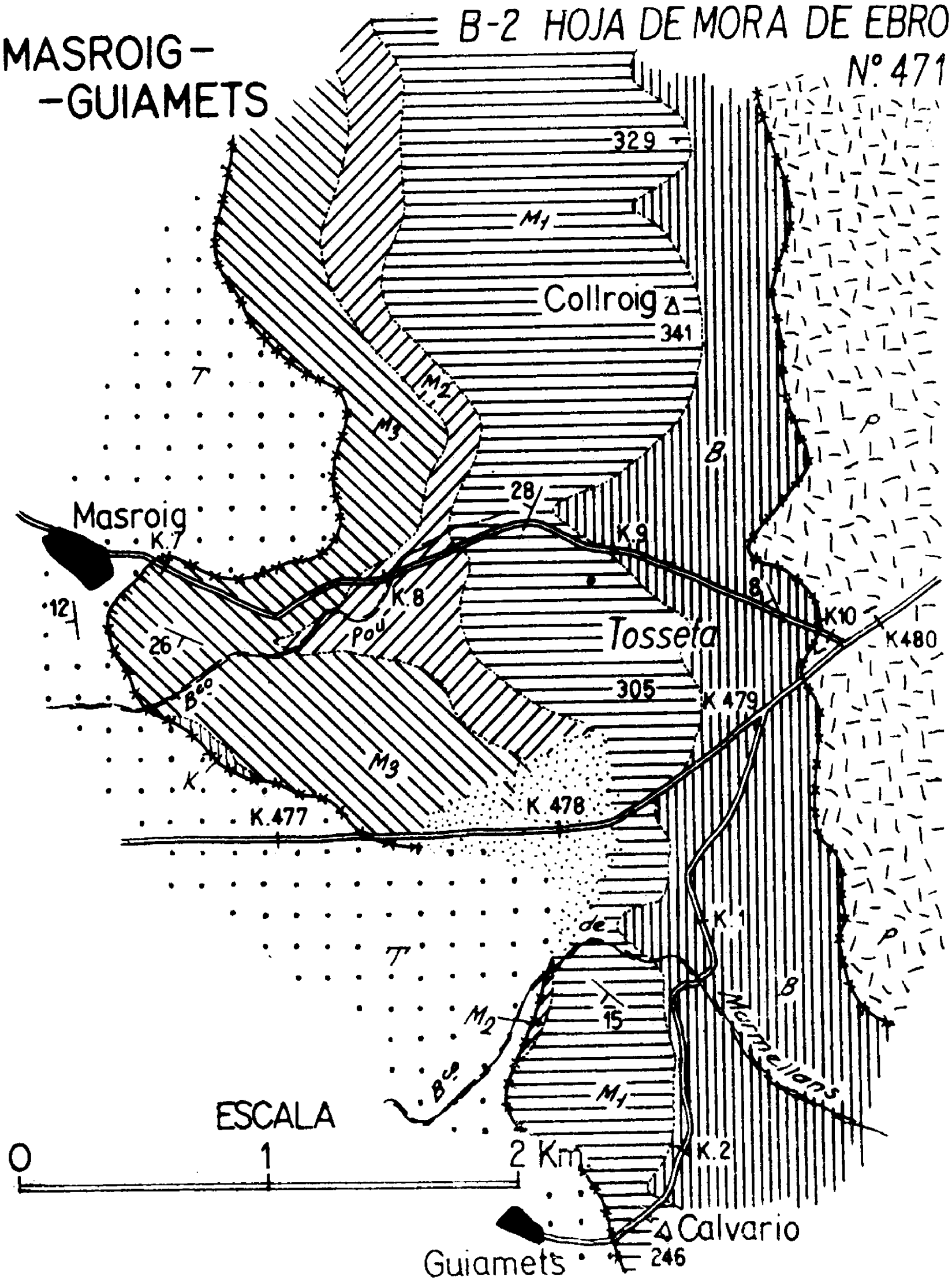


B-1 HOJA DE FLIX Nº 444

LA FIGUERA-
-LES VILELLES



B-2 HOJA DE MORA DE EBRO
Nº 471



B-3 HOJA DE REUS Nº 472

SIERRA DE LLAVERIA (E)

Mola de Colldejos

Portell del Llamp

Colldejou

Coll del Guix

Llaveria

912

Mola de Llaveria

862

Mola de Valls

549

Ermita de la Virgen de la Roca

361

Sierra de la Pedrera

428

Costa-Arena

Las Molas

671

568

412

Cabrafiga

607

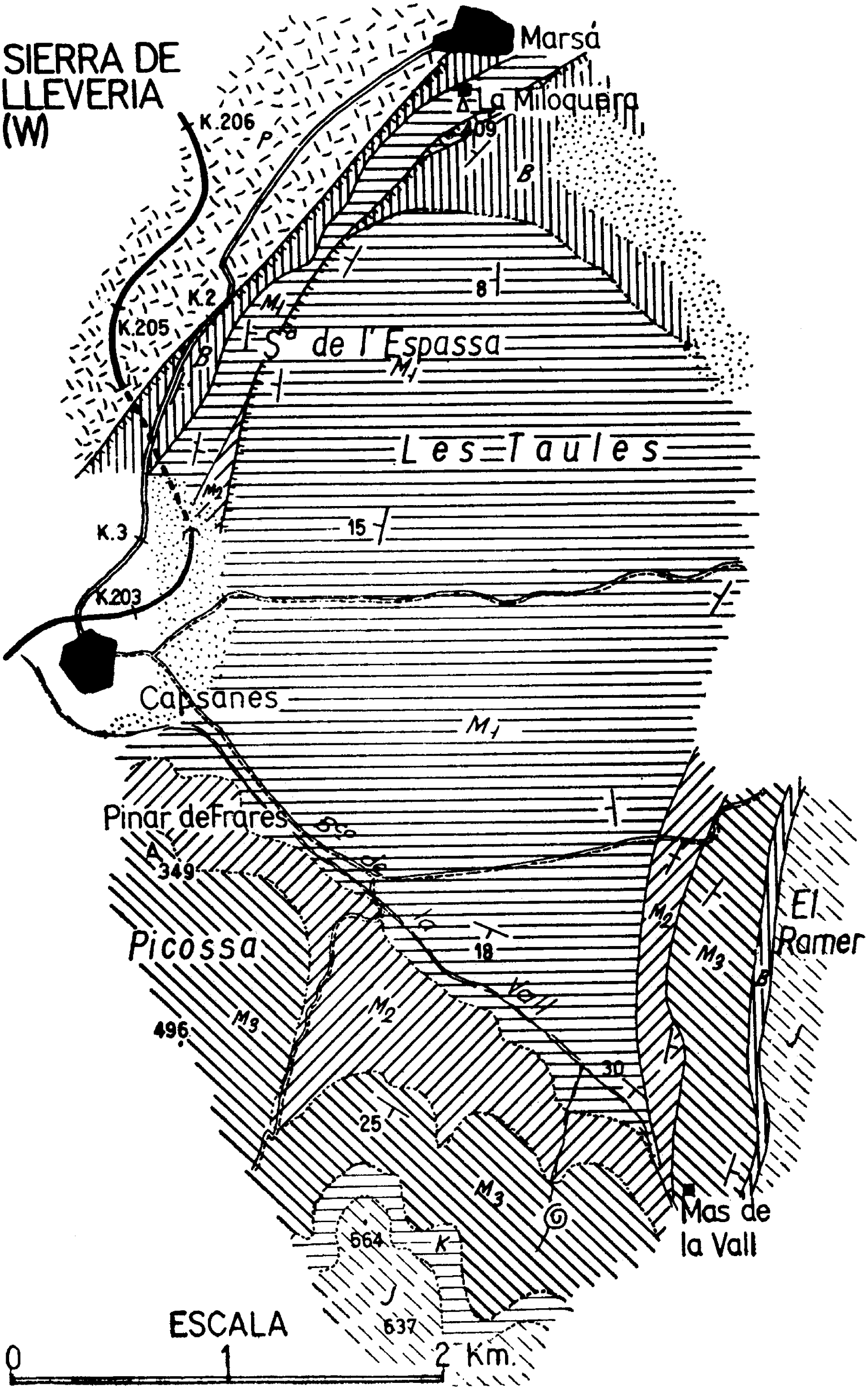
Pratdip

K.7 K.8 K.9 K.10 K.11 K.12 K.13 K.28 K.29

ESCALA

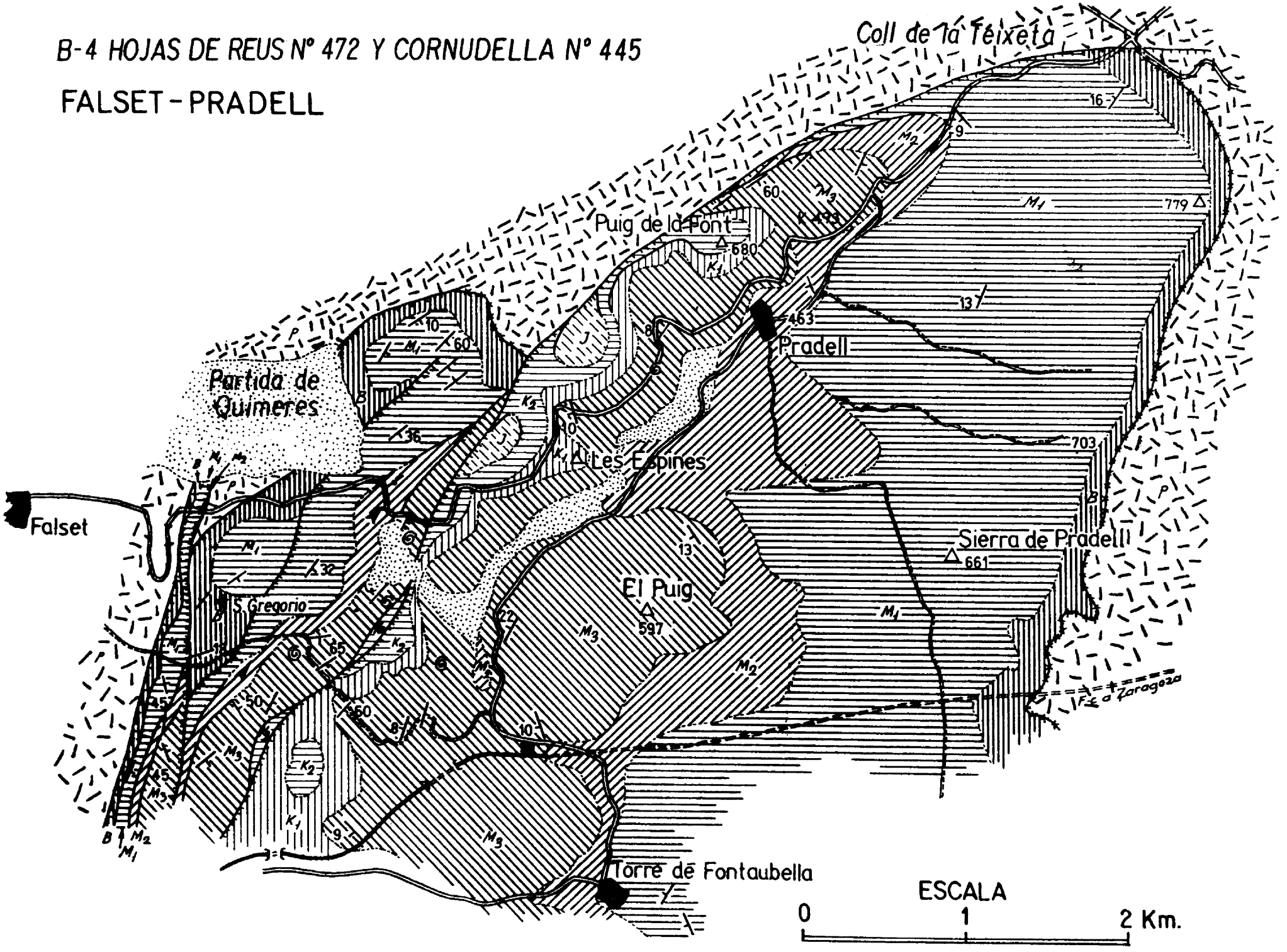
0 1 2 Km.

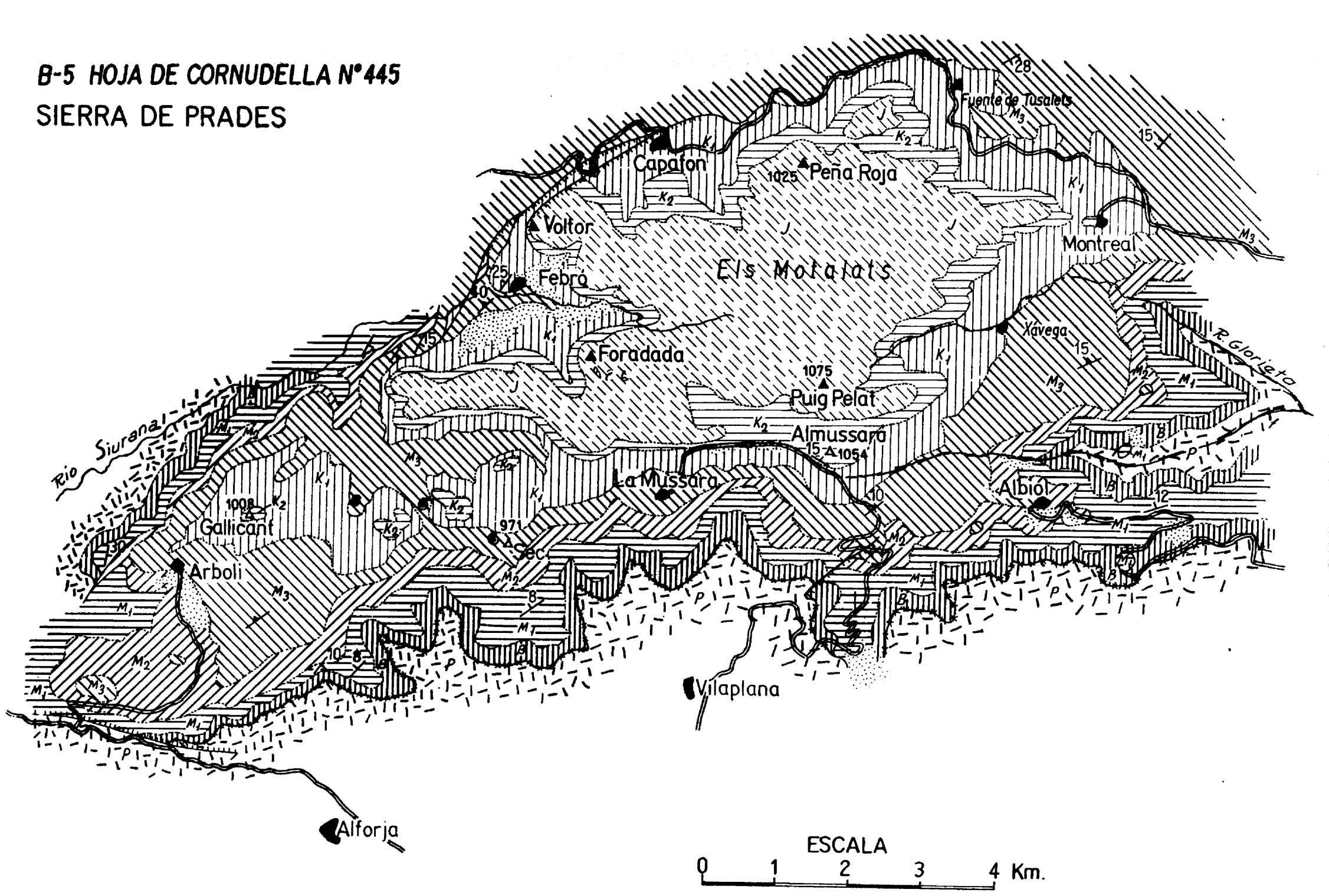
B-3 bis HOJAS DE MORA DE EBRO Nº 471 Y REUS Nº 472



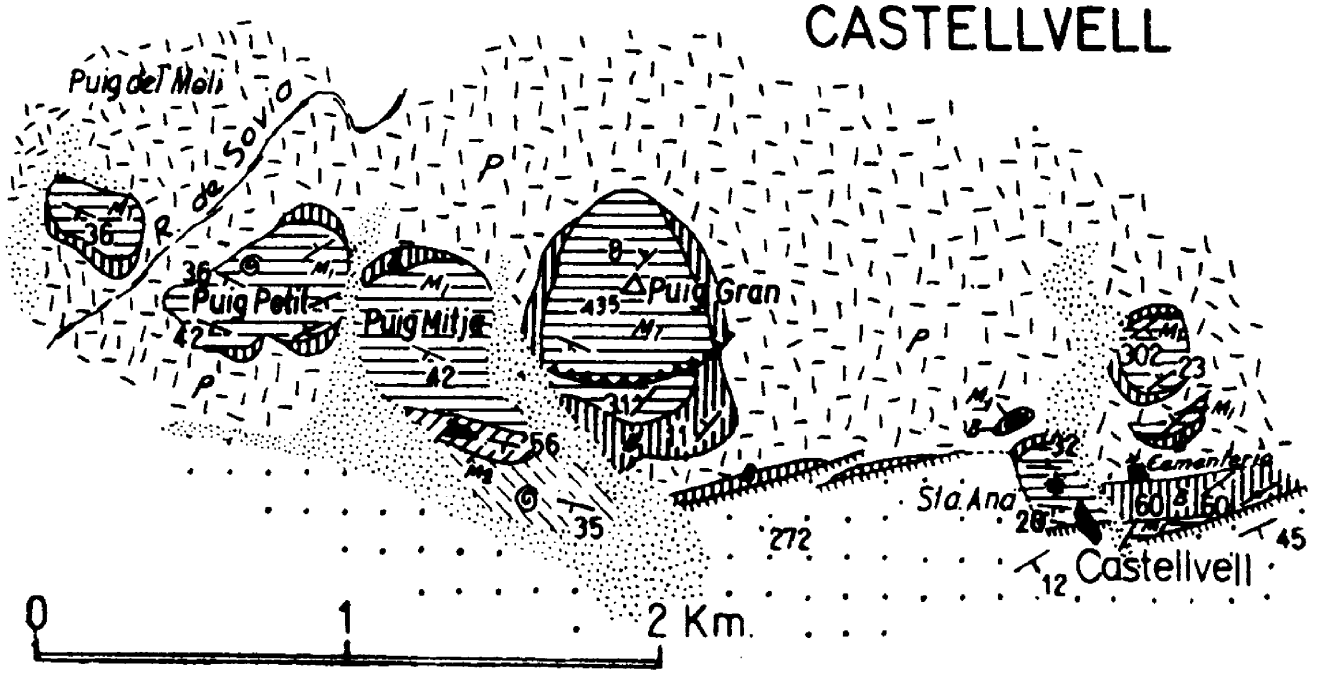
B-4 HOJAS DE REUS Nº 472 Y CORNUDELLA Nº 445

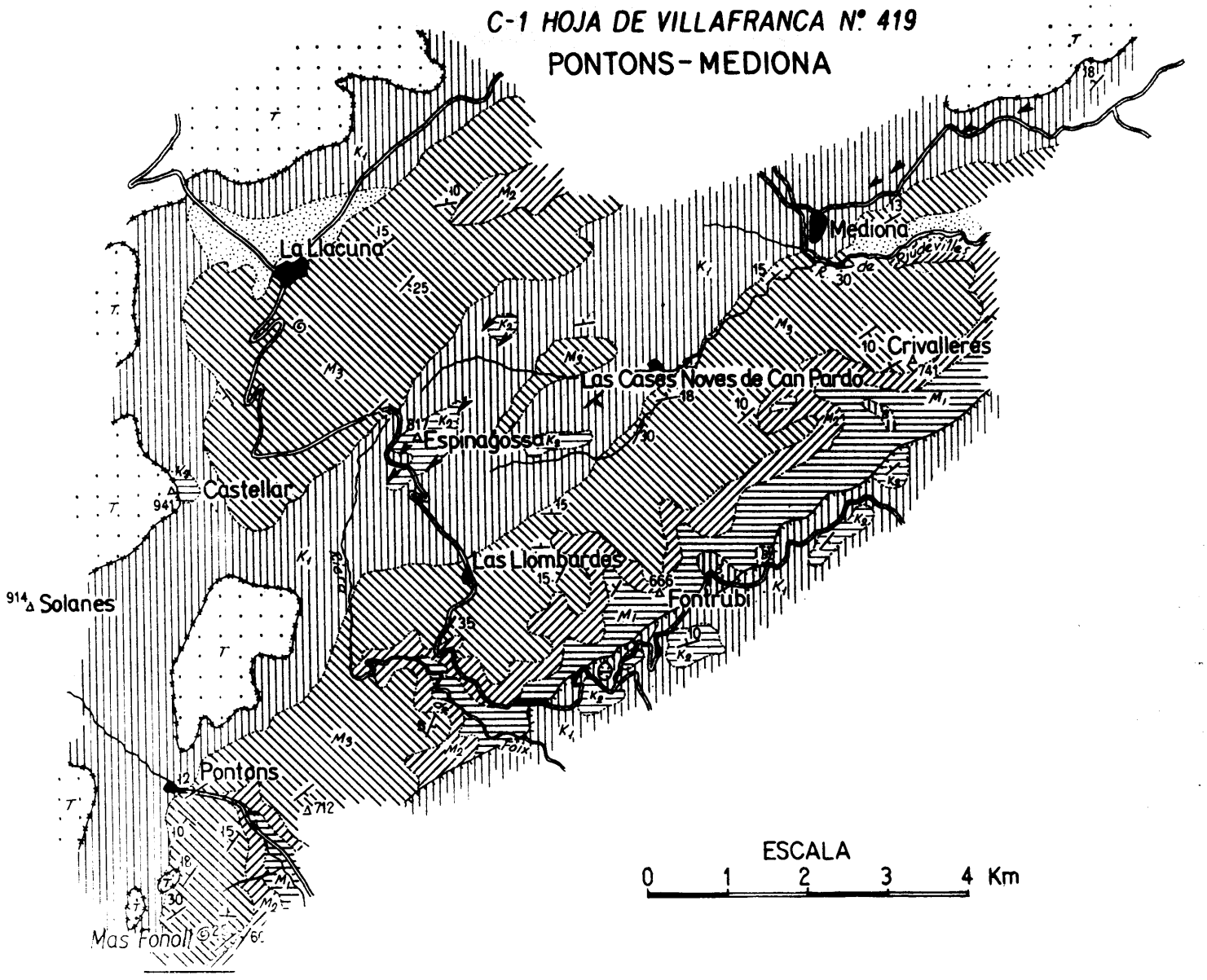
FALSET - PRADELL



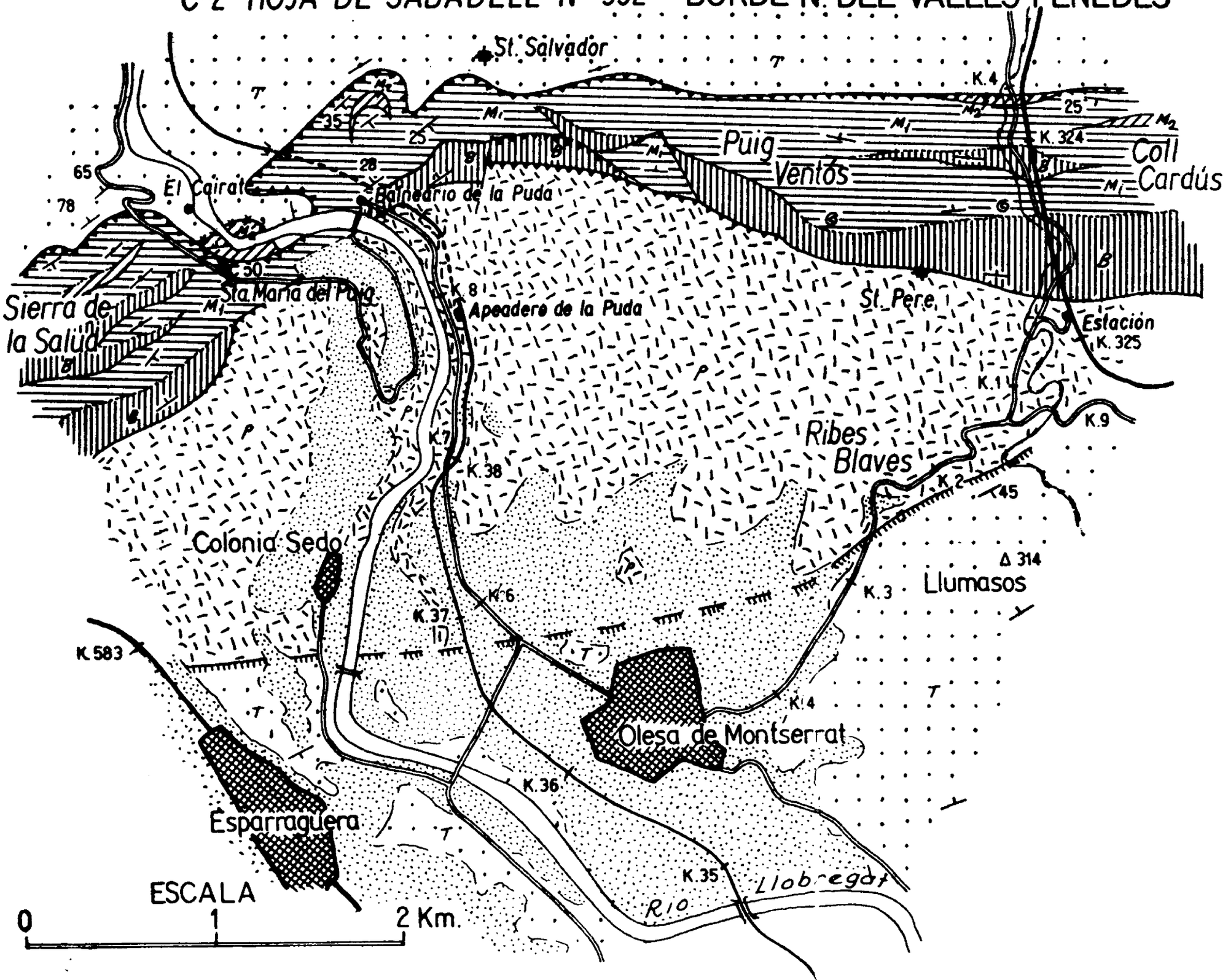

B-5 HOJA DE CORNUDELLA Nº445
SIERRA DE PRADES
Capafon
Peña Roja
1025
Voltor
Els Motalats
Montreal
Fuente de Tusalets
Febró
Foradada
1075
Puig Pelat
Almussara
1054
La Mussara
Albiol
Xavega
R. Glorieta
Rio Siuranal
Gallicant
1008
971
Arboli
Vilaplana
Alforja
ESCALA
0 1 2 3 4 Km.

B-6 HOJA DE CORNUDELLA N°445




C-1 HOJA DE VILLAFRANCA Nº 419
PONTONS - MEDIONA
La Llacuna
Mediona
Las Cases Noves de Can Pardo
Crivalleres
741
Espinagossa
917
Castellar
941
Las Llombardes
Fontrubi
666
914 Solanes
Pontons
712
Mas Fonoll
ESCALA
0 1 2 3 4 Km

C-2 HOJA DE SABADELL Nº 392 BORDE N. DEL VALLÉS-PENEDÉS



SIGNOS DE FACIES ESPECIALES PARA ESTE MAPA

B_1 Conglomerados. Buntsandstein

B_2 Areniscas rojas micaceas. Id.

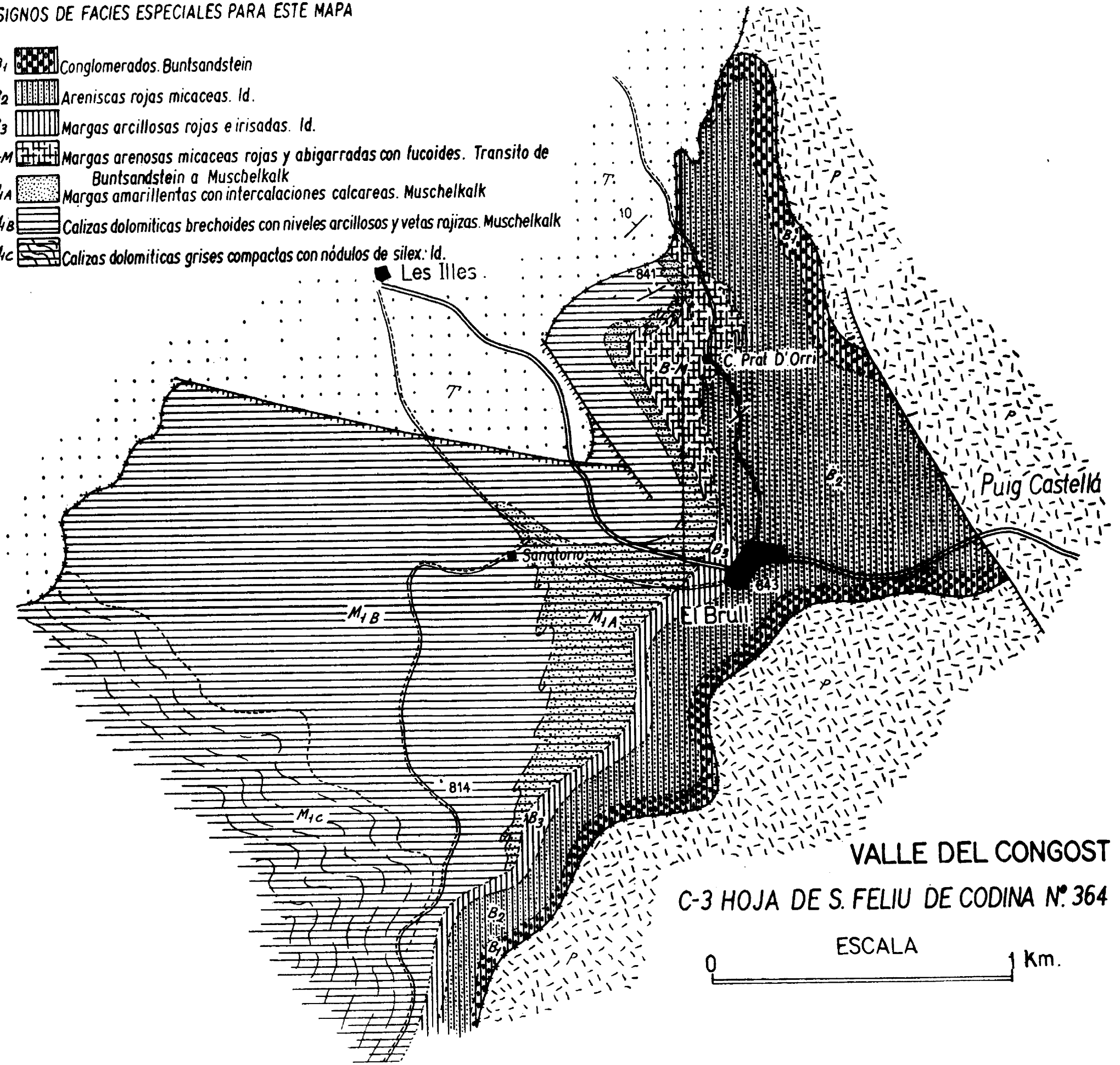
B_3 Margas arcillosas rojas e irisadas. Id.

B-M Margas arenosas micaceas rojas y abigarradas con fucoides. Transito de Buntsandstein a Muschelkalk

M_{1A} Margas amarillentas con intercalaciones calcareas. Muschelkalk

M_{1B} Calizas dolomiticas brechoides con niveles arcillosos y vetas rajizas. Muschelkalk

M_{1C} Calizas dolomiticas grises compactas con nódulos de silex: Id.



VALLE DEL CONGOST

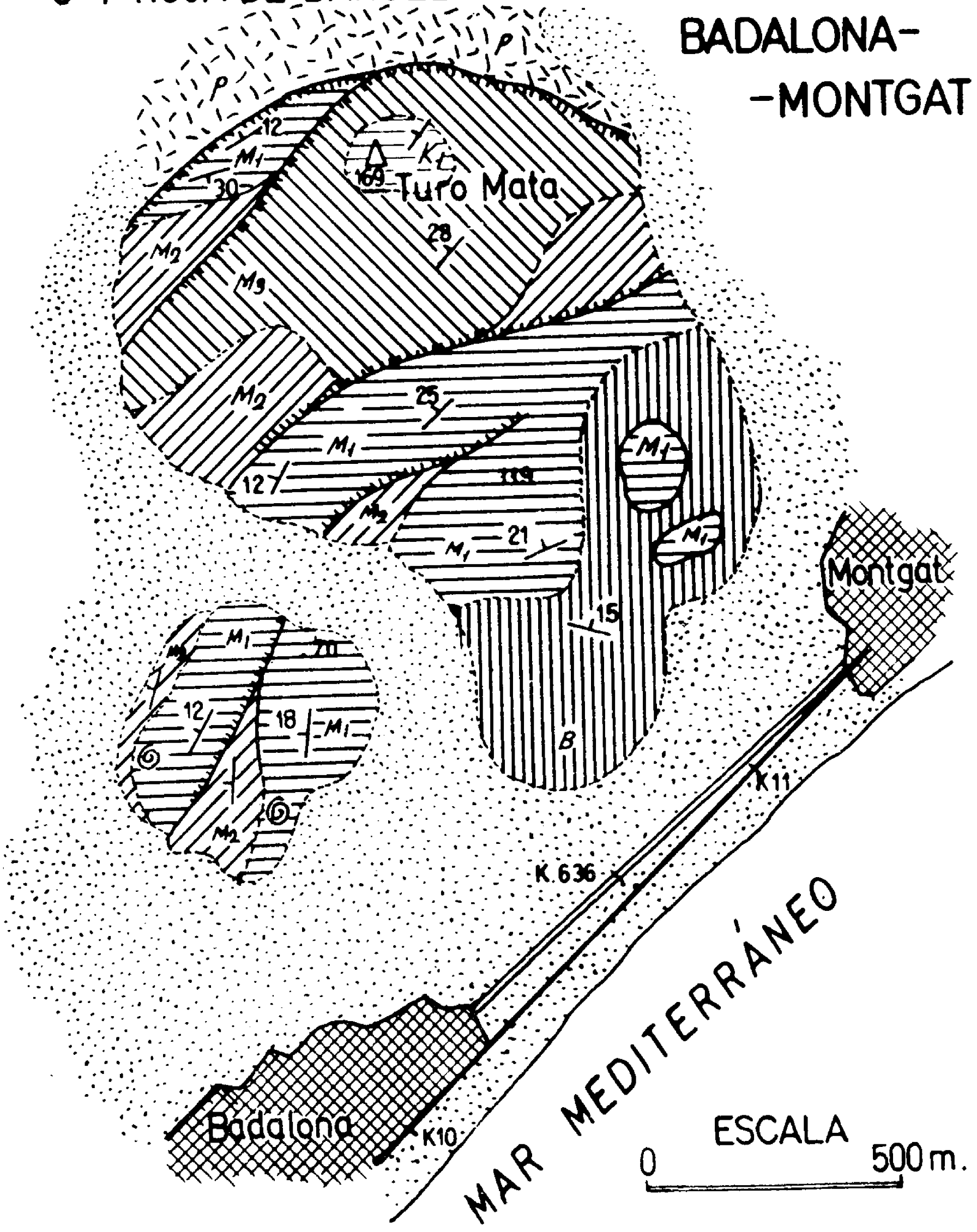
C-3 HOJA DE S. FELIU DE CODINA Nº 364

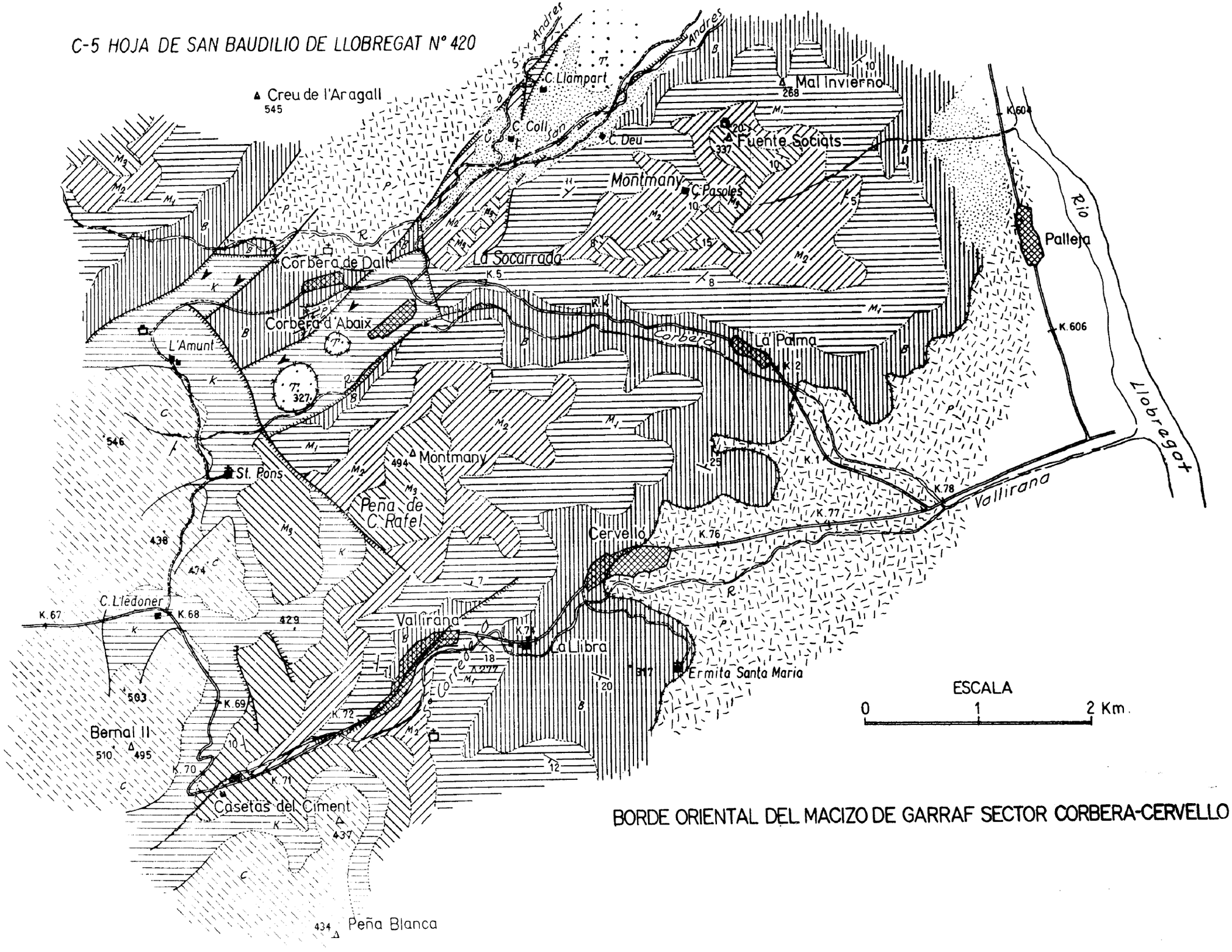
ESCALA

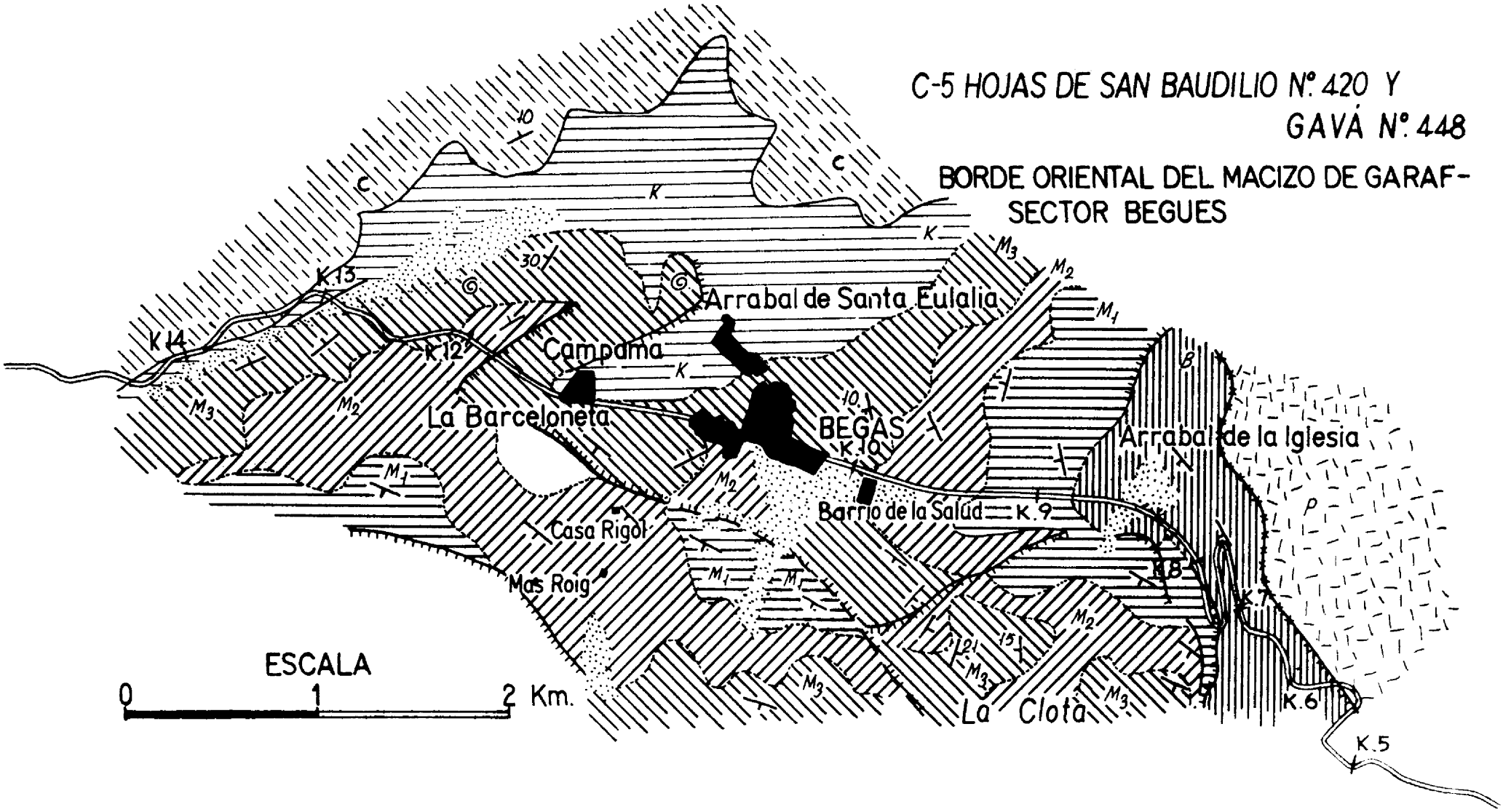
0 1 Km.

C-4 HOJA DE BARCELONA N° 421

BADALONA-
-MONTGAT




C-5 HOJA DE SAN BAUDILIO DE LLOBREGAT Nº 420
Creu de l'Aragall
545
C. Llampart
Mal Invierno
268
C. Coll
C. Deu
Fuente Sociats
337
Montmany
C. Pasoles
La Socarrada
Corbera de Dalt
Corbera d'Abaix
L'Amunt
Corbera
La Palma
Palleja
Río Llobregat
K.606
K.604
St. Pons
546
494
Montmany
Peña de C. Rafel
Cervelló
K.76
K.77
K.78
Vallirana
438
474
C. Lledoner
K.67
K.68
429
Vallirana
K.73
La Llibra
317
Ermita Santa Maria
503
K.69
K.72
Bernal II
510
495
K.70
K.71
Casetas del Ciment
437
434
Peña Blanca
ESCALA
0
1
2 Km.
BORDE ORIENTAL DEL MACIZO DE GARRAF SECTOR CORBERA-CERVELLO


C-5 HOJAS DE SAN BAUDILIO Nº 420 Y
GAVÁ Nº 448
BORDE ORIENTAL DEL MACIZO DE GARAF-
SECTOR BEGUES
Arrabal de Santa Eulalia
Campama
La Barceloneta
BEGAS
Arrabal de la Iglesia
Barrio de la Salud
Casa Rigol
Mas Roig
La Clota
K.13
K.14
K.12
K.10
K.9
K.8
K.7
K.6
K.5
ESCALA
0
1
2 Km.