

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

DE
ESPAÑA

TOMO LXII

==

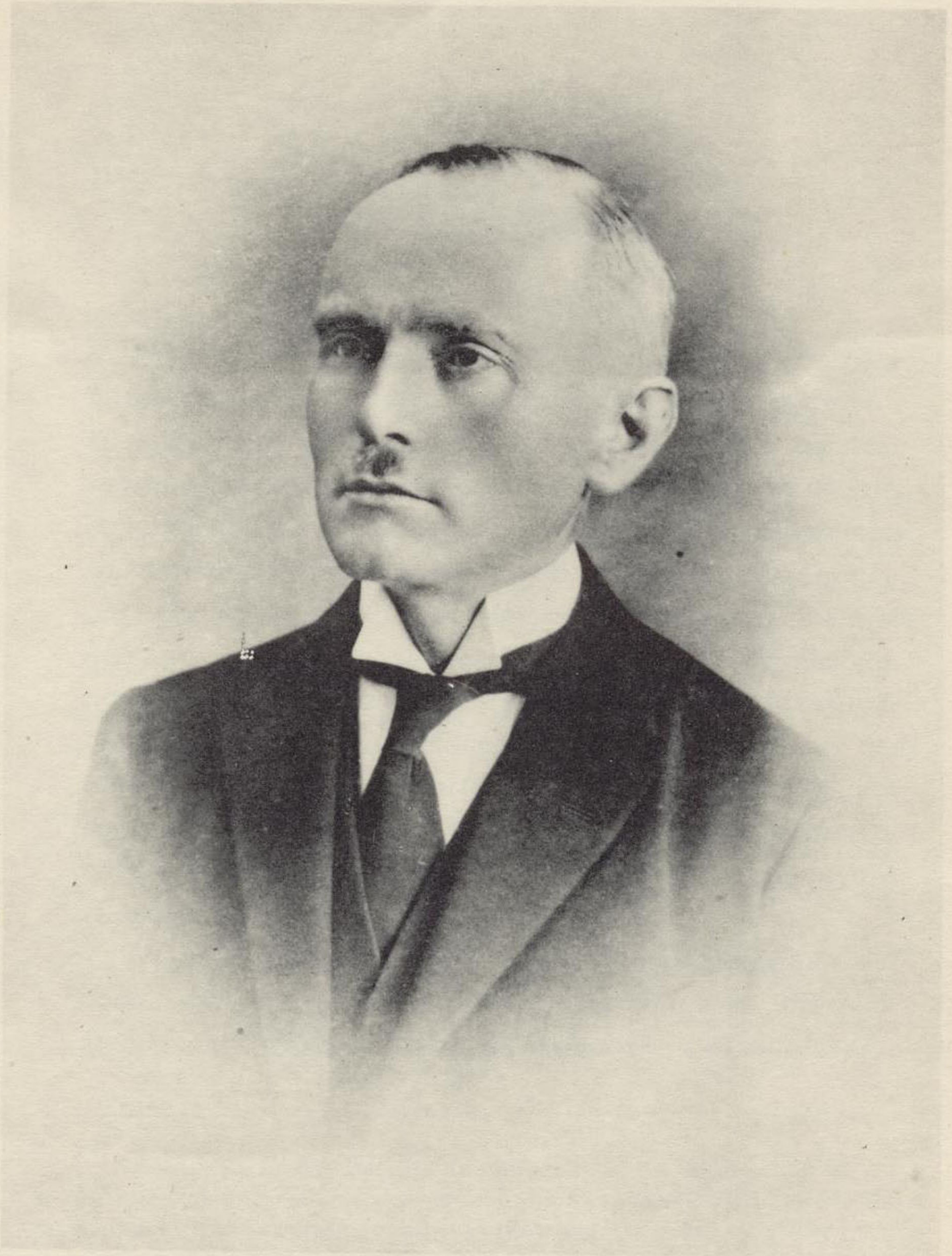


MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49
1949

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.



EL DR. MORITZ M. BLUMENTHAL



EL DR. MORITZ M. BLUMENTHAL

INTRODUCCIÓN

Nuestro BOLETÍN se honra hoy en publicar un nuevo e importante trabajo del Dr. Blumenthal, que se agrega a la larga y brillante serie de los que ha dado a conocer sobre nuestras cordilleras béticas. Esperamos y deseamos que esta aportación no sea la última que el ilustre geólogo suizo dedique a tan interesante dominio de nuestra geología. Mas como de momento las circunstancias le mantienen lejos de nuestro territorio, dicho trabajo representa, por desgracia, un transitorio punto final a sus investigaciones en nuestras sierras meridionales. Este carácter del trabajo, unido a su importancia intrínseca, nos mueve a consagrarle unas líneas de introducción que signifiquen, ante todo, un cordial testimonio de aprecio y homenaje a su eminente autor.

No pretendemos con ellas hacer una presentación del doctor Blumenthal, porque su personalidad es sobradamente conocida en el círculo de los geólogos españoles (1).

(1) En este mismo BOLETÍN ha publicado el Sr. Blumenthal el siguiente trabajo, traducido por el Sr. Cantos Figuerola: «Esbozo geológico del Rif en la región de Bokoya» (Bol. Inst. Geol. Min. Esp., T. LIV, páginas 200-332. Madrid, 1937). Asimismo ha colaborado con nuestro ilustre compañero don Agustín Marín en la siguiente importante Memoria: «Observations géologiques sur le Nord-Ouest du Rif marocain», por A. Marín, M. Blumenthal y P. Fallot (Bull. Soc. Géol. France, 4^{me} sér., t. XXX, p. 659-735. 1930), y en varias notas publicadas en los Compt. Rend. Ac. Sciences.

Sin embargo, la ocasión es oportuna para recordar algunas etapas de su ejemplar carrera, acaso poco conocidas entre nosotros, que den más cabal idea de su figura y su obra.

El Dr. Blumenthal es natural de Chur (Suiza), capital del cantón de los Grisones, donde nace en 1886 y donde transcurren los primeros años de su vida; crece, pues, en medio de un escenario alpino que lógicamente había de despertar en él la afición a las montañas e influir en su posterior vocación por los estudios geológicos.

Después de estudios universitarios en Viena y Leipzig, se inclina decididamente a la Geología y es discípulo del ilustre Albert Heim en la Universidad de Zúrich, en 1908. En dicha Universidad se doctora, en 1911, con una tesis sobre un sector de los Alpes parautoctonos helvéticos, el macizo de Calanda, próximo a su ciudad natal.

Tras de breves estudios en la «Bergakademie» de Berlín, pasa en 1912 al servicio de la «Royal Dutch Shell Co.» para hacer investigación geológica en los terrenos petrolíferos de las Indias Orientales. Entre 1912 y 1915 trabaja en las Islas Filipinas y en Borneo; a partir de este año se traslada a Java, donde alterna estudios geológicos de carácter general con observaciones vulcanológicas. En estos años recorre asimismo, llevado de su fuerte vocación de geólogo, las islas de Timor y Ceram y los grandes volcanes de Java y del archipiélago de la Sonda oriental.

En 1919 regresa a Europa por el Pacífico, deteniéndose en los Estados Unidos. En este mismo año conoce España en una fugaz visita, iniciando un contacto con nuestro país que luego había de prolongarse tan fructuosamente para nuestra geología.

Su labor al servicio de la «Royal Dutch» se continúa en 1920 en América. Esta vez es Venezuela el teatro de

sus incansables correrías geológicas; de ellas resultan concienzudos y definitivos estudios sobre el territorio de Mena Grande, sobre la Sierra de Trujillo y sobre diversos sectores del gran sistema andino.

Con su regreso a Europa en 1924, el Dr. Blumenthal, dejando de lado transitoriamente los estudios de geología aplicada, inicia una serie de investigaciones de geología pura en los Alpes, en Marruecos y en España. La visita a nuestro país en 1926, con ocasión del Congreso Geológico Internacional, celebrado en Madrid, despierta en él un vivo interés por los problemas geológicos de nuestras cordilleras béticas. Decidido a estudiarlos sistemáticamente, se establece en Málaga, y durante varios meses cada año, entre 1927 y 1935, lleva a cabo con ahinco un vasto plan de investigación, de cuyos magníficos resultados dan testimonio tantas y excelentes notas y monografías publicadas en España, Suiza, Francia y Alemania.

El primer objetivo de Blumenthal fué estudiar el esbozado corte que, entre Antequera y Cártama, traza el Cauce Guadalhorce a través del macizo cristalino-paleozoico del Bético de Málaga y su orla septentrional de sierras calcáreas. Éstas últimas componen, en su concepción de la tectónica andaluza, un elemento estructural al que denomina «subibético», que se consagró a analizar minuciosamente toda la extensión que va desde el Campo de Gibraltar hasta la depresión de Granada. La conclusión principal de esta primera etapa de investigaciones es que un fuerte movimiento ha lanzado el material bético y penibético sobre nuestro país septentrional.

En años posteriores sus exploraciones se dilatan al Norte y al Sur con el estudio de una nueva unidad estructural «subbético», y con el reconocimiento de nuevas unidades en el contorno de Sierra Nevada y en el Rif Marro-

quí. Estas últimas campañas fueron llevadas a cabo trecha colaboración con el Prof. Fallot; en las de Ma cos tomó parte asimismo, como ya hemos indica ilustre ingeniero D. Agustín Marín. Finalmente, el Dr menthal recorre la provincia de Cádiz (comarca de lema) y el Rif de Bokoya, redondeando así el estudi arco occidental del sistema alpino. Pero no queremos garnos más en exponer la labor del eminente ge suizo en Andalucía, porque en este mismo BOLETÍN e jeto de un detenido estudio por parte de nuestro c ñero Sr. Alastrué.

Nuestra guerra cortó, por desgracia, este fecun ríodo de investigaciones y obligó al Sr. Blumenth orientar en otro sentido su labor. Suiza fué enton nuevo escenario de sus trabajos, pero no debemos o que en los años de investigación en España realizó ta frecuentes viajes a otros países circunmediterráneos Grecia (especialmente el Peloponeso), Sicilia, Ar Cerdeña, Egipto, etc. El resultado de este inten fuerzo quedó reflejado asimismo en varias impor publicaciones.

En Suiza toma el Dr. Blumenthal como objeto de tificación la zona de encuentro de los Alpes occide con los orientales. Estudia, ya en Suiza, ya en Aust cadena de los Alpes Réticos y sectores contiguos, que en 1937 es solicitado por el Gobierno de Turquí colaborar en su Instituto Geológico. Al servicio d entidad realiza, asimismo, una gran labor investigad el extenso territorio comprendido entre el mar de M ra y el mar Negro, por el Norte; el mar Egeo, por e te; el desierto de Siria, por el Este, y el Mediterráne el Sur. A un primer período dedicado a investigacio carácter práctico sucede otro de levantamiento del

geológico de Turquía, a escala 1 : 100.000, que le obliga a recorrer extensos sectores de la Anatolia septentrional. Sin embargo, la honda atracción que el Mediterráneo ha ejercido siempre sobre el Dr. Blumenthal se deja sentir una vez más sobre él y la gran cadena del Taurus se convierte en el tema preferente de sus investigaciones. En un trayecto de más de ochocientos kilómetros, este gran sistema, que continúa en la Turquía mediterránea el de los Alpes Dináricos, es reconocido por el infatigable sabio; fruto de estas campañas es una serie de publicaciones que ahora está empezando a ver la luz en Ankara.

Tal ha sido, resumido en muy breves rasgos, el extraordinario «curriculum vitae» del ilustre geólogo cuyo último trabajo sobre España damos hoy a conocer. El lector podrá comprobar que la presente monografía es digna compañera de las muy valiosas e importantes que el autor ha consagrado al estudio de la estratigrafía y tectónica del gran complejo bético. Contiene un estudio lleno de felices hallazgos del complejo conjunto estratigráfico de las sierras costeras al Oeste de Málaga; los mármoles y pizarras de la base de ese conjunto, el Paleozoico suprayacente, cuyos niveles se fijan con precisión (Siluriano superior y devoniano medio) y las diversas intrusiones de rocas eruptivas son objeto de un concienzudo análisis. A esta parte sigue una interpretación de la tectónica regional, en la que el ilustre geólogo discierne con su habitual maestría la estructura de las diversas unidades del territorio investigado. Como conclusión global insiste en ver en la gran unidad estructural del Bético de Málaga un elemento alóctono superpuesto al complejo triásico septentrional de las Ronda. En cambio, confirmando ideas expuestas en sus últimas publicaciones sobre las cordilleras béticas, asigna un carácter subautóctono al penibético y al subbético.

Nuestro BOLETÍN agradece este último trabajo del Blumenthal y se complace en prestarle acogida mensual en sus páginas. Hacemos votos porque pronto sea guiado por otras investigaciones en suelo español, que el ilustre geólogo nos dé nuevas muestras de su t y competencia.

JOSÉ G. SIÑERIZ
DIRECTOR DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y
MINERO DE ESPAÑA

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS CADE-
NAS COSTERAS AL OESTE DE MÁLA-
GA, ENTRE EL RÍO GUADALHORCE
Y EL RÍO VERDE**

POR

MORITZ M. BLUMENTHAL
(CHUR-SUIZA)

ÍNDICE

	<u>Páginas</u>
I. DESCRIPCIÓN OROGRÁFICO-MORFOLÓGICA	7
II. OBSERVACIONES ACERCA DE LA INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN	11
III. OBSERVACIONES ACERCA DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LA SERIE MÁS ANTIGUA (ESTRATO CRISTALINO Y PALEOZOICO).	15
1) Sobre la división y el contenido del tramo de las pizarras cristalinas	15
2) Enlace de la serie paleozoica con la del Bético malagueño	21
3) Sobre la delimitación del Paleozoico con respecto al conjunto de las pizarras cristalinas	25
4) Las «calizas alabeadas»	29
5) Las grauwackas	31
6) Los «conglomerados poligénicos de Marbella»	31
7) Potencia y clasificación estratigráfica de la serie paleozoica	38
IV. LAS FORMACIONES DISCORDANTES	45
1) El Permotrás	46
2) Las formaciones con facies de Flysch	48
3) Los depósitos del Mioceno y del Plioceno	53
V. LA CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS MONTAÑAS MARMÓREAS DE MARBELLA Y MONDA (SIERRA BLANCA)	61
1) El anticlinal de Canucha	64
2) El anticlinal de Juanar	66
3) La tectónica en la zona marginal del complejo marmóreo de la Sierra Blanca	68
	13

La versión al castellano del original en alemán ha sido hecha por los Sres. E. ALASTRUÉ y J. M. Ríos, y revisada luego por el autor.

VI.	LA ESTRUCTURA DE LA ZONA PIZARROSA ENTRE RÍO VERDE Y FUENGIROLA
1)	La depresión transversal del Río Verde
2)	La comarca de colinas entre La Concepción y Marbella
3)	Las Chapas de Marbella
VII.	LA ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE MIJAS
1)	La región de colinas cristalino-paleozoica del pie Sur
2)	Las zonas triásicas de Torre Blanca y Carvajal
3)	La región de colinas de Benalmádena
4)	La sierra marmórea
VIII.	LA ZONA ANTICLINAL DE CÁRTAMA-GUARO
1)	La Sierra de Cártama
2)	Los alrededores de Coin
3)	El domo de Guaro
4)	La zona sinclinal de Monda
IX.	INTERPRETACIÓN DE LA FACIES Y DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LOS MÁRMOLES
X.	LAS ROCAS INTRUSIVAS Y SUS RELACIONES RECÍPROCAS
1)	Granulitas antiguas, dioritas y sus relaciones cronológicas
2)	La intrusión peridotítica y su relación con la tectónica local
a)	Complejos de dimensiones regionales
b)	Complejos de dimensiones locales y la zona de la «serpentina marginal»
c)	Conclusiones finales
3)	La zona de rocas de «skarn» anfíbolíticas
4)	Las relaciones de la zona de «skarn» con la intrusión peridotítica
5)	Las relaciones cronológicas entre las intrusiones de peridotita y las rocas intrusivas antiguas, ácidas y semi-ácidas
6)	Acerca de la clasificación estratigráfica de las rocas eruptivas
a)	Establecimiento de la edad de las rocas eruptivas ácidas y semi-ácidas
b)	La edad de la intrusión peridotítica
XI.	FENÓMENOS Y FORMA DE LA SUPERFICIE

	Páginas
1) Manantiales y tectónica	159
2) Los mantos de brecha y las coberteras travertínicas	164
3) Vestigios de superficies antiguas	166
XII. DISPOSICIÓN REGIONAL A LO LARGO DE UN CORTE TRANSVERSAL A LAS CORDILLERAS	171
1) La zona interna Bético-malagueña: Rondaidas	172
2) El borde externo penibético y subbético	177
XIII. RESUMEN BREVE	185
XIV. BIBLIOGRAFÍA QUE SE CITA	191

I. DESCRIPCIÓN OROGRÁFICO-MORFOLÓGICA

La costa mediterránea de Andalucía, de transcurso E.-O., comienza a doblarse, a la altura de la ciudad de Málaga, hacia el Sudoeste, cuya dirección conserva luego hasta el Estrecho de Gibraltar ¹⁾. El comienzo de esta porción de costa limita, por su lado meridional, aquella zona montañosa, parte de las Cordilleras Béticas, de cuya composición estratigráfica y líneas estructurales nos queremos ocupar en este trabajo. Los límites oriental y occidental los establecemos en dos importantes valles fluviales: por el Este, en el valle del río Guadalhorce, que desemboca en el mencionado ángulo de la costa, en la ensenada de Málaga; por el Oeste, en el río Verde, de curso más corto, que se precipita desde la zona central de la Serranía de Ronda. Hacia el interior, las cordilleras costeras comprendidas dentro de este espacio están separadas de la

¹⁾ Esta zona aparece cartografiada en las hojas 1.065 (Marbella), 1.066 (Coín), 1.052 (Alora) y en una esquinita de la 1.067 (Torremolinos), del mapa nacional a escala 1: 50.000.

Para una visión geológica del conjunto, puede referirse el lector a los croquis de otras publicaciones mías, entre ellas: 1927, lám. XVIII; 1931, lám. IV; 1930, fig. 1. El mapita que acompaña (lám. I) aclara su posición tectónica dentro del conjunto de las Cordilleras Béticas Occidentales.

zona más baja de colinas de la Hoya de Málaga, por los pequeños tributarios del río Guadalhorce, especialmente por el Río Grande.

La zona montañosa así delimitada constituye la porción Sudeste de la Serranía de Ronda, la que a su vez integra la mitad occidental del Macizo de Málaga, el cual, en sus líneas esenciales, equivale a una unidad geológica bien determinada: el Bético de Málaga (Málaga-Betikum).

La íntima relación e interdependencia entre las conformaciones paisajísticas, morfológicas, de relieve, así como la cobertura fitológica y tipo de colonización y vivienda, se manifiesta en esta porción de la Cordillera en forma excepcionalmente clara. El vigor con que se destacan los elementos geológicos en el paisaje le presta sus expresivos contrastes. Las más profundas rocas cristalinas, constituidas por una potente serie de mármoles blancos, condicionan las líneas de las principales divisorias. Al Este, el desnudo esqueleto de la Sierra de Mijas se eleva de la llanura constituida por la desembocadura del Guadalhorce y, conservando la dirección E.-O., llega a alzarse hasta los 1.150 m., al Norte de la aldea de Mijas. Una marcada discontinuidad en la línea de cumbres, el puerto de Gómez (unos 300 m.), la separa de su prolongación occidental, la cual, por intermedio de las alturas de Monda, pasa al grupo montañoso de la Sierra Blanca, que de modo tan abrupto se destaca sobre la contornada. A pocos kilómetros de la costa se alzan las montañas marmóreas de Marbella (Sierra Blanca), hasta alcanzar en sus cumbres una altura media de 1.100 m. (Cerro de Lastonar, 1.270 m.), que tienen su fin, de manera insospechada, a lo largo de la depresión tectónica del Río Verde.

Una serie caliza del mismo tipo, pero mucho más modesta en la cifra de sus espesores, define el transcurso de

la inmediata zona de alturas que encontramos en dirección al Norte, y es la que limita nuestra zona de montañas en dirección hacia la Hoya de Málaga. En ella se incluyen, por el Este, la Sierra de Cártama y las pequeñas lomas de Sierra Giorda, mientras que la cúpula caliza de Guaro, algo más occidental, ya no se prolonga topográficamente frente a la zona pizarreña que la contornea.

La extensa región pizarrosa desempeña un papel muy distinto en la conformación del paisaje, y dentro de ella se puede establecer la diferencia, acusada a menudo por la coloración, entre las más profundas pizarras cristalinas y las paleozoicas, en las que se insertan calizas y grauwackas. En esta zona pizarreña se concentra, en sus partes bajas, la vida agrícola (huertas, olivares, almendrales), mientras que en las altas vegetan algunas pinadas aisladas, o algunos claros y mezclados encinares. A las secas crestas y laderas prestan pobre vestidura los matorrales, limpios, retamas, espartales, etc. En general, la zona pizarreña, a causa de la proximidad de la base de erosión, está intensamente tallada por una animada y movida serie de valles.

Otra conformación presenta a su vez la superficie, allí donde los modernos sedimentos transgresivos recubren la antigua estructura, avanzando hacia el interior en amplios lentos. A estas superficies es a las que corresponde el máximo aprovechamiento del suelo, así como la mayor densidad de población (Alhaurín, Coín, etc.).

De especial significación para la conformación, y también para la cobertura vegetal, es aquella gran porción de superficie en que se manifiestan las rocas intrusivas básicas, constituyendo las sombrías cumbres y crestas de pizarra verde oscura, meteorizadas a un rojo pardo y las cuales es ejemplo típico la hostil Sierra de Alpujata.

II. OBSERVACIONES ACERCA DE LA INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN

La circunstancia de que las conformaciones morfológica y paisajística suministran a grandes rasgos una imagen fácil de aprehender de su estructura geológica, ha ocasionado que ya en las descripciones geológicas más antiguas los rasgos esenciales de la distribución de formaciones, así como de la estructura, aparezcan correctamente representados, al menos en las líneas de conjunto.

Buenos observadores, como lo fueron J. MACPHERSON y ORUETA-AGUIRRE, señalaron ya, en la década del 70 del pasado siglo, al ocuparse de la serie de formaciones de las pizarras cristalinas y de la estructura, la existencia de grandes zonas de abovedamiento en las formaciones viejas ²⁾. Precisamente esta misma fácil comprensión de los rasgos fundamentales fué, por otra parte, causa de que determinadas zonas, aunque estrechas, de gran significación tectónica, quedaran innegablemente descuidadas, así como también de que se ahondase poco en las cuestiones tectónicas en general. Por eso es por lo que la gran monografía que publicó D. DE ORUETA en el año 1917, acerca de la

²⁾ Para la bibliografía antigua puede consultarse: BLUMENTHAL, 1930 a, con su estudio retrospectivo, así como D. DE ORUETA (1917, páginas 1-76).

Serranía de Ronda, supone escaso adelanto con respecto a otras exposiciones anteriores, residiendo su mérito y significación, sobre todo, en el detallado estudio de las rocas intrusivas básicas, tan extendidas en esta región, y las cuales había reconocido MACPHERSON, ya en el año 18 como pertenecientes a la serie peridotítica. Mucho se podía aventurar, y mejorar, en los detalles cartográficos de la geología, partiendo de una base topográfica más perfecta y de cortes más exactos, que son su consecuencia, por lo que se refiere a este trozo de la costa. Este objetivo perseguían mis excursiones, y sus resultados son más bien, una revisión y síntesis, apoyados sobre una base esencialmente tectónica. Las cuestiones petrográficas sólo han sido tocadas, en cuanto que están estrechamente ligadas con la historia estructural de estas montañas, pero no han sido objetivo en sí mismas.

Como ocurrió para toda Andalucía, las investigaciones de la «Mission d'Andalousie» (1889), suministraron también para la zona de que nos ocupamos, resultados fundamentales con respecto a las rocas cristalinas más antiguas, a las fases intrusivas, y a los más modernos sedimentos pliocenos. Estos trabajos, que en relación con nuestra región fueron llevados a cabo por MICHEL LEVY y BERGERON, comentaron y evaluaron ya por nuestro predecesor D. ORUETA, y por consiguiente, y puesto que casi siempre coinciden, nos referiremos al citado autor español.

Es costumbre referirse al conjunto de las formaciones que se extienden a ambos lados del bajo Guadalhorce como Macizo o como Estrato-cristalino de Málaga. El autor de este trabajo, para acentuar la unidad tectónica de esta área pizarreña y sus rocas eruptivas, se refirió a ella como Bético (Betikum) de Málaga. Al núcleo propiamente dicho del conjunto de pizarras cristalinas le aplicó ORUETA, pa-

su sistematización, una triple división. Diferenció en el Estrato-cristalino, por un lado, los más profundos gneises (gneises glandulares), colocando encima la división de las calizas cristalinas y dolomías y cerró la potente serie con los gneises más altos y las micacitas, sobre los que sitúa el Cambriano como iniciador de la serie paleozoica, aunque sin poderse apoyar en hallazgos fosilíferos para su repartición de la serie estratigráfica. Sólo en los últimos tiempos logró el autor de este trabajo aportar algunos argumentos paleontológicos (1930), si bien escasos, de los cuales se dedujo la presencia del Siluriano superior.

A grandes rasgos, y como representación esquemática, puede conservarse la anterior subdivisión, ya que en cada anticlinal, siempre que esté suficientemente entallado, puede observarse una sucesión de pizarras cristalinas, mármoles, pizarras cristalinas y pizarras arcillosas. Un examen más minucioso demuestra, sin embargo, que su uso no es práctico, ya que la sucesión estratigráfica no sólo varía mucho en la vertical, sino que se muestra todavía en mayor medida muy inconsistente en la horizontal, o sea lateralmente. Este hecho se refiere en menor grado a los complejos pizarreños, y está ocasionado principalmente por las potentes intercalaciones de rocas carbonatadas.

Ya que la zona aquí reseñada del complejo cristalino malagueño sólo representa la sección meridional de una serie ya descrita en otro lado (1930 a, pág. 53), su examen lo haremos más bien exclusivamente desde el punto de vista de nuevos hallazgos y de ciertas comprobaciones y variaciones.

III. OBSERVACIONES ACERCA DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LA SERIE MÁS ANTIGUA (ESTRATO-CRISTALINO Y PALEOZOICO)

1) Sobre la división y el contenido del tramo de las pizarras cristalinas.

Como camino más viable para el establecimiento de la sucesión estratigráfica, en las formaciones azoicas, debe considerarse el de la subdivisión con arreglo a las posiciones geométricas relativas de los conjuntos individuales de capas. De acuerdo con este criterio, y en la medida que nos lo permita el conocimiento de la estructura geológica, colocaremos las rocas cristalinas de los flancos de los anticlinales sobre las que nos ponen de manifiesto los núcleos de los mismos. Una mirada a la serie de cortes permite reconocer que, en todo el conjunto estructural, la potente formación marmórea es la que asoma como corazón visible de las estructuras. Ésta soporta en sus flancos rocas que, por su grado de metamorfismo, se manifiestan como pizarras cristalinas de gran profundidad (gneis y pizarras biotíticos, gneis glandulares, gneis cordierítico, gneis de inyección). En las estructuras principales de la zona, la Sierra Blanca y su cadena análoga oriental, la Sierra de Mijas, no se encuentra confirmada la posición

más profunda de los gneises que nos ofrece el esqu habitual. Ahora bien, puesto que no se puede preten el obtener correlación más exacta, lo mejor y más a piado es hablar de subdivisión marmórea y tramo p rroso más alto, dentro de la serie cristalina.

Refirámonos ahora, sólo de pasada, al tramo de mármoles basales ya que en otro capítulo (cap. V y páginas 61 y 101) nos ocuparemos con mucho más det de su importancia geológica. Siempre ha despertado atención de los geólogos, y su denominación ha sido t bién a menudo causa de tergiversaciones. (Ver resumen bular del autor, 1930 *a*, pág. 96, que se refiere a todos mármoles de la zona bética interna.)

Ya en el año 1842 habló HAUSSMANN de «una verdad montaña de mármol, análoga a la de Carrara». Mient que MACPHERSON (1874) consideró, de pasada, los már les de la Serranía de Ronda como jurásicos, si bien tarde se desprendió de aquella opinión para comparar serie estratigráfica con el Arcaico profundo de la Mes (Sierra del Guadarrama). En esta atribución a la estratig fía profunda le siguieron luego todos los observador MICHEL LEVY y BERGERON, DE ORUETA y DUPARC y GROSS En la monumental obra de la «Mission d'Andaloussi (M. L. y B.) los cipolinos son agrupados en el grupo bajo de capas, junto con los gneises de cordierita, s división que preferimos no seguir, sino que mantiene la confrontación con el tramo de mármoles situado bajo pizarras cristalinas. En el tramo de los mármoles incl mos, por consiguiente, solamente la serie de poco pesor de las pizarras cristalinas que se sitúa en su ba consideramos en cambio que los gneises de cordier y glandulares, que constituyen la iniciación del tra pizarreño más alto, pertenecen al complejo de gneis

y micacitas que tienen al techo, incluyéndolos así en un tramo de pizarras cristalinas, es decir, en una subdivisión pizarreña más alta. Aun encontramos otra interpretación sorprendente en DUPARC y GROSSET (1916), que subrayan que las rocas cristalinas carbonatadas yacen sobre los gneises y pizarras micáceas, circunstancia que, si bien pueda quizá ser localmente correcta —también en otros autores se tropieza con esta división, solamente justificada desde un punto de vista puramente especulativo—, cuando se refiera a algunos lentejones marmóreos altos, desgajados de la masa, no lo es cuando se considera el bloque principal, de cuya posición estamos tratando ahora.

Una finta, contra esta consolidada opinión de la profunda posición estratigráfica de la serie carbonatada cristalina, supuso ya la indicación del autor sobre la posible equivalencia tectónica de estas formaciones con la de aquellos mármoles que constituyen la margen oriental del Estrato-cristalino malagueño (1930 *a*, página 209). Allí subrayó, especialmente R. W. VAN BEMMELEN (1927), que aquellas calizas y dolomías cristalinas, que para la «Mission d'Andaloussi», y para DE ORUETA, representaban la subdivisión cristalina, o sea una componente del Estrato-cristalino profundo, constituyen solamente la facies metamórfica del Trías alpino, que recubre la Sierra Nevada y se hundent tectónicamente bajo el Estrato-cristalino de Málaga. Más tarde confirmé, aunque con considerables alteraciones (1935), este principio estructural, pero no el paralelismo de los mármoles de nuestra costa malagueña occidental con los de la oriental, creando así en cierta medida una discrepancia, para cuya resolución, y a la vista de las observaciones detalladas que ahora poseemos, aun no veo ninguna posibilidad. No obstante la propuesta «devolución» de un potente grupo de estratos al «complejo cristalino», aun

tiene, sin embargo, actualidad la correlación entre las morizadas series orientales y occidentales; pero ésta, en parte occidental de la provincia de Málaga, se refiere solamente al Trías, en parte intensamente metamórfico, especialmente en el flanco meridional, de la cadena de sierras de Alcaparain - de las Nieves (cap. XII y fig. 6).

El yacente de la base del tramo marmóreo es visible solamente en asomos de dos núcleos anticlinales: suborcadamente, en el «ojo» de Juanar, en la Sierra Blanca, y las zonas cumbreiras de los pliegues más pequeños de Cártama. La composición estratigráfica resulta, en comparación con los lechos del tramo marmóreo situados al techo, a una distinta, si bien la posibilidad de apreciación es limitada, a causa, por una parte, de la exigüidad de corridas o áreas de observación y del intenso metamorfismo (Juanar) por la otra. Lo que muestran los pobres y escasos afloramientos del núcleo de la Sierra Blanca son facies ricas en biotita, así como anfibolitas, junto con lentejones marmóreos intensamente cristalinos, mientras que las manifestaciones del «Cristalino» de Cártama, más extensas, presentan dentro de la alternancia de micacitas con gneises micáceos, además de las intercalaciones a biotíticas, una pronunciada participación de cuarcitas, parte biotíticas. En ninguno de los dos sitios puede reconocerse, a partir de la disposición de los núcleos anticlinales, que el gneis glandular constituya la parte basal Estrato-cristalino, como debería ocurrir de conformarse el esquema de MACPHERSON-ORUETA. Como válida para ambas localidades se puede deducir la conclusión de que a consecuencia de las variaciones laterales de potencia, la posición estratigráfica profunda de estas formaciones es solamente relativa, ya que los mármoles pueden ser sustituidos lateralmente por pizarras.

Estas desigualdades en los cortes representativos de las formaciones más profundas se nos presentan, aun más acentuadamente, al reconocer las áreas superficiales desprovistas de mármoles. Tales regiones se presentan en una zona anticlinal compleja y mal definida en las regiones medias más próximas a la costa, es decir, en las Chapas de Marbella. Allí creyó encontrarse MACPHERSON en presencia de los gneises glandulares más profundos de toda la Serranía de Ronda y, a pesar de ello, en ningún sitio aparece, entre dichos gneises glandulares y el Paleozoico, el grupo marmóreo.

El tramo pizarreño más alto se desarrolla, a partir del complejo marmóreo que constituye el núcleo, por intermedio de un paquete de capas de potencia variable, dentro del cual se extingue muy rápidamente la facies caliza. A este tramo del techo, o sea al «tramo medio» de la serie cristalina completa, según la clasificación de ORUETA, se refieren esencialmente los estudios petrográficos hasta ahora existentes (MICHEL LEVY, ORUETA) sobre el «Cristalino» de la Serranía de Ronda.

Una breve revisión de los datos existentes acerca del carácter general de este tramo «medio», que sin embargo constituye para nosotros ya el más alto de la serie cristalina, aunque incompleta, será muy aclaratoria.

La serie basal, muy variable en su potencia, contiene predominantemente gneises de textura fina, ricos en biotita, con todos los tránsitos a pizarras micáceas. Su meteorización está en general tan avanzada que fácilmente se pueden triturar. Más duros son los gneises cordieríticos que ORUETA señala en diversas zonas y muy especialmente, con un buen desarrollo, en la margen septentrional de la Sierra Blanca. Si bien, excepcionalmente, pueden reducirse estos blandos gneises pizarreños a una estrecha banda,

su potencia, que por otra parte es imposible de estimar con exactitud, puede considerarse comprendida entre 200 y 400 m. Los repliegamientos a que está sometida, como toda clase de tránsitos a tramos intermedios de carácter micáceo-filádico, prestan poco valor a toda apreciación, tanto más cuanto que a profundidades ya considerablemente grandes se presentan, además, intercalaciones sericitico-cuarcíticas o cuarcíticas. En grandes extensiones hay que tomar en cuidada consideración, por otra parte, entremezclamiento con materiales aplíticos que crean greses de inyección finamente bandeados que pasan a plitica textura apizarrada (ricas en turmalina). Mientras que la existencia de una estratificación finísima o fajeada puede deducirse que nos hallamos en presencia de un material que en su estado original era un sedimento pelítico-pelítico, es decir, de paragneises, los que constituyen la parte principal de la base de la serie pizarreña cristalina, también existen zonas donde se intercalan ortogneises típicos; ellos incluyen especialmente los gneises glandulares de ls (ver su delimitación en el mapa). Es ésta una roca cuarzo-feldespática de tipo ácido, con abundantes porfiroblastos ortoclasa turmalinífera, que contiene además inclusiones del gneis biotítico encajante, el cual se difunde que exista un contorno bien marcado (corte núm. 12). En las partes más altas de la serie pizarreña pasan más bien a micas arcillosas y filadidos (filadidos cuarcíferos), asociándose, además, cuarcitas puras o micíferas. Gran participación en la composición de las pizarras cristalinas adquiere también, la intensa cuarcificación, que sigue casi siempre los lechos de estratificación. Nidos cuarcíferos y lentejones andalucíticos suelen encontrarse, más bien, solamente en la parte más baja del complejo pizarreño.

En las proximidades de la parte marmórea es donde

encuentran más a menudo intercalaciones anfibolíticas, la mayor parte de las veces en finas hiladas. Se presentan, con particular frecuencia, en el núcleo del anticlinal de Cártama, pero acompañan también a la zona marginal, mucho más alta en el complejo estratigráfico, de los mármoles en los flancos meridionales de las sierras Blanca y de Mijas. No es fácil, a menudo, separar allí las rocas de «skarn», tan abundantes en las zonas marginales, de las finas hiladas anfibolíticas (cap. X/3).

Parte integrante del «Cristalino» malagueño forman las diversas rocas intrusivas de edades más o menos antiguas o modernas. Sus relaciones mutuas, así como las relativas al conjunto estratigráfico, o a las orogénesis, serán objeto de examen en un capítulo posterior (cap. X, 1 y 2).

2) Enlace de la serie paleozoica con la del Bético malagueño.

La serie estratigráfica paleozoica, ya examinada por el autor en varias ocasiones con referencia a regiones limítrofes (1930 a, pág. 66; 1931-33, pág. 9, etc.) y que, sin un límite exactamente precisable, se extiende sobre la parte más alta de la serie cristalina, se inicia con rocas que aquí son predominantemente filádicas y cuarcíferas, mostrando por doquier en el complejo bético la misma asociación litológica. Esto es aplicable no solamente para el Macizo de Málaga, dentro de la provincia del mismo nombre, sino también para extensos ámbitos del resto de Andalucía, donde incluso se encuentra la misma unidad tectónica (BLUMENTHAL, 1932). Pero también al otro lado de la invasión del Mediterráneo, en la vecina parte nórdica del Continente Africano (Rif marroquí, Bokoya, Chenoua, «Gran

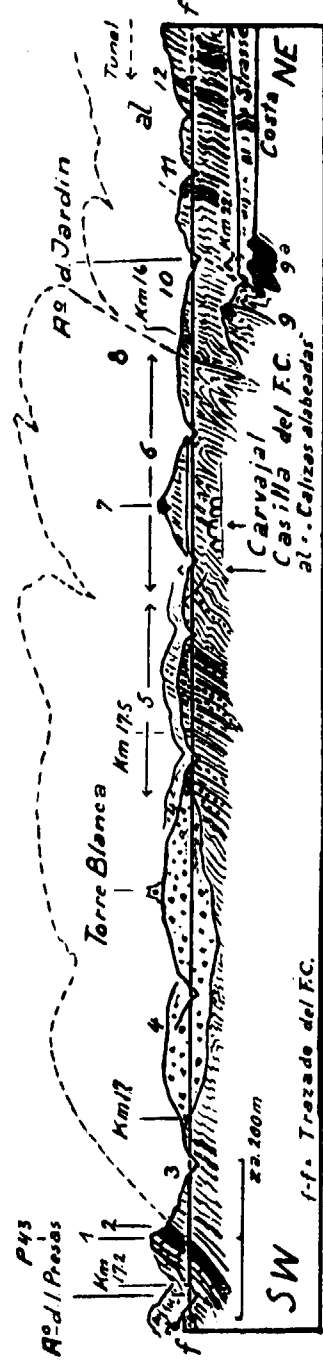


Fig. 1. - CORTE ESTRATIGRÁFICO DEL PALEOZOICO A LO LARGO DE LA LÍNEA DEL FERROCARRIL MÁLAGA-FUENGIROLA, A LA ALTURA DE TORRE BLANCA (DESDE EL KM. 17,2 AL 15).

DISPOSICIÓN TECTÓNICA:

Todo el conjunto de formaciones más antiguas yace en la parte más alta del flanco meridional del anticlinal de Mijas y, en restos aislados, está recubierto discordantemente por el Permotrias. En la parte SO. del corte, las capas paleozoicas más altas desaparecen bajo el borde exterior oriental de un complejo triásico que, en forma de media luna, avanza sobre las pizarras antiguas. Este complejo, cuyas dolomías marginales se arrumban en general de E. a O., dobla aquí insospechadamente hacia el SSE. (cota 43 m.), y con una intensa reducción corta el trazado del ferrocarril.

El arrumbamiento dominante de los estratos de la serie paleozoica yacente se mantiene en dirección ONO.-ESE., con algunas inclinaciones al SSO., aunque con profundización incrementante al acercarnos a los estratos del Cristalino (fuera ya de la representación del corte); el ángulo de buzamiento disminuye al mismo tiempo que aumenta la irregularidad de los mismos.

La disposición conjunta puede no corresponder a un corte normal y corriente del Paleozoico, lo que se deduce ya de la exagerada potencia de su paquete estratigráfico —más de 2.000 m. del trazado del ferrocarril quedan dentro de la serie paleozoica—; repeticiones y trastornos complican este flanco meridional, como se pone de manifiesto por la inclusión de una tira o faja de Permotrias: ésta

zarras arcillosas gris parduscas, meteorizadas, con intercalaciones aisladas de arenisca.

4. Basto relleno detrítico de una bahía plioceno; en desordenado amontonamiento sobre las cabezas de los estratos de pizarras paleozoicas, se encuentran bloques rodados de las rocas del «Hinterland» inmediato (abundantes bloques de serpentina), diversas intercalaciones interestratificadas, muy finas, aunque sin contenido fósil, indican su relación con las formaciones pliocenas normales de arenas calíferas.

5. Serie de grauwackas y conglomerados: Alternancia de pizarras arcillosas verde oliva, pardo-negruzcas cuando no están alteradas, con bancos de grauwacka de variadas potencias. Las grauwackas muestran todos los tránsitos a rocas clásticas más bastas, sobre todo por salpicadura de cantos de cuarzo blancos, bien redondeados. Otras bancadas están constituidas como un basto conglomerado con un cemento más o menos arcilloso-pizarroso; se encuentran en ellas fragmentos de todas las rocas de las hiladas más profundas (no hay rocas peridotíticas, ni tampoco se han observado dioritas, pero sí apilitas); algunas intercalaciones calizas, aplastadas, que no muestran señales de gran transporte, contienen restos fósiles (*Clymenias*, *Tentaculites*). El grupo estratigráfico de conglomerados abarca cerca de 130 m. (incluyendo sus pizarras y grauwackas), mientras que la parte que aun abarca algunas rocas bastamente clásticas se eleva a una potencia de 180-200 m. de estratos.

6. Serie pizarroso medio: disminuyen las hiladas clásticas, predominan pizarras arcillosas gris pardas, intensamente plegadas; 200-300 metros; en esta serie se encuentra intercalada (en las capas de las alturas vecinas), una:

7. Arenisca cuarcítica blanco amarillenta, acompañada en su yacente por conglomerados de cuarzo (con lilitas negras) y arenisca roja. Permotrias.

8. Zona de trastornos señalada por intesos plegamientos y laminaciones de las pizarras negras; restos yesíferos; corresponde al arrumbamiento de un sinclinal estrujado del Permotrias.

9 y 9 a. Zonas de trastornos correspondientes, y cuña de Permotrias en la vecina playa.

10. Pizarras negras predominantes y bancadas aisladas de grauwacka.

11. Bancadas más altas de las «calizas alabeadas»; bancos calizos azul negros, irregularmente ondulados («alabeados»), seguidos de pizarras y grauwackas.

12. Paquete principal de las «calizas alabeadas», en parte pizarreas y algo quemadas, en parte en gruesas bancadas, pasando a lenticulares y azul negras; potencia excepcionalmente grande, de 120-150 metros.

13. Serie basal del Paleozoico; pizarras e hiladas aisladas de grauwackas; intesos trastornos en los estratos; por medio de pizarras más filíticas e intercalaciones incrementantes de hiladas y nódulos de cuarzo se produce el tránsito a las rocas de tonalidades más oscuras y micáceas de la división de las pizarras cristalinas.



Kabilia» argelina, etc.) se puede siempre reconocer mismo esquema estratigráfico.

Partiendo de las zonas marginales béticas que se un por el Norte con nuestras cadenas costeras, apoyánd en parte solamente en criterios litológicos, y utilizando otra los escasos restos fósiles, cuyo hallazgo constituyó punto de partida para una orientación estratigráfica al más exacta, se ha podido subdividir el Paleozoico en un pocos tramos de delimitación apenas precisa.

En escala descendente, y teniendo en cuenta que l grupos inmediatos presentan tránsitos laterales, su orden ción es como sigue:

1. Conglomerados poligénicos con cemento pizarra ño, acompañados de pizarras y grauwackas.

2. Grauwackas y pizarras arcillosas, alteradas est últimas a colores de meteorización verde oliva, de ton parduscos; lentejones de pizarras silíceas azul negras.

3. Pizarras y areniscas con intercalaciones de caliz compactas azul oscuras, que a veces llegan a predomina Estas intercalaciones calizas, que unas veces tienen c rácter más marcadamente lenticular, pero cubriendo gra extensión, y otras son lentejones más reducidos, se dest can por su plegamiento ondulado-irregular, por lo que s les ha denominado grupo de las «calizas alabeadas».

4. Pizarras arcillosas y filadios arcillosos, a menud azul negros, con intensos reflejos superficiales azul claro Hiladas de cuarcitas claras; metamorfosis incrementante

Los restos orgánicos encontrados en este paquete d capas se limitan, casi exclusivamente, a una característic facies caliza del tramo más alto, siendo las demás capa casi completamente estériles; se trata de lentejones irre gulares de compactas calizas, más o menos brechosas, ge neralmente de color rojo pardo, que pasan en rápido

tránsito lateral a calizas de tonos azul claro. Suelen seguir preferentemente el nivel de las calizas alabeadas y, por su contenido en *Orthoceras*, han sido atribuidas por el autor al Gotlandés (véase BLUMENTHAL, 1930 a, pág. 68).

Con esa misma distribución se encuentra también el Paleozoico en una amplia corrida en las colinas costeras que se extienden por Fuengirola y Marbella, ofreciendo algunos cortes que pueden contarse entre los más signifi cativos y completos que pueden observarse en todo el Mediterráneo occidental.

El profundo corte con que el ferrocarril local de Málaga a Fuengirola entalla en la montaña, suministra un magnífico material de observación, que se puede corroborar y con traste en los acantilados costeros de la carretera Málaga-Gibraltar, respecto a la cual corre paralelamente. La reproducción del perfil del ferrocarril (fig. 1) puede servirnos como punto de partida para someter a consideración algunas cuestiones estratigráficas de la zona de nuestro mapa con superior detalle.

3) Sobre la delimitación del Paleozoico con respecto al conjunto de las pizarras cristalinas.

En último análisis, la separación de Paleozoico y complejo cristalino, no debería ser empleada, puesto que es muy posible que el Paleozoico más bajo se presente bajo facies cristalinas, posibilidad que, sin embargo, no puede ser apoyada en ninguna prueba material. Correspondiendo a esta imprecisión conceptual tenemos la imposibilidad de separar cartográficamente, en la mayor parte de los casos, ambos conjuntos. Como ocurre en el corte del ferrocarril en Torre Blanca (13 de la fig. 1), si partimos de las series

de rocas filádicas hacia las formaciones más profundas llegamos gradualmente, por intermedio de formaciones del mismo tipo, hasta otras en las que, por un incremento de finas hiladas micáceas (ricas en biotita), la cristalización aparece, de manera insospechada, sin embargo, intensamente acentuada. Al mismo tiempo tiene lugar una íntima cuarficación del conjunto, en forma de finas hiladas y glándulas, que se sitúan preferentemente en las superficies de estratificación, y que deben de ser muy gruesas, ya que se detienen en las venas dioríticas transversales. En estas capas, limítrofes entre el Paleozoico y pizarras cristalinas, se desarrollan a menudo filadidos sericiticos ricos en cuarzo, o cuarcitas sericiticas blancas que muestran en un paquete, relativamente profundo toda la presencia de rocas clásticas; pero cuando por donde de estas pizarras, que acusan ya un «habitus» gneí encontramos todavía de nuevo filadidos arcillosos intercalados, nos quedamos indecisos con respecto al punto donde hemos de colocar el límite entre la base del Paleozoico y el conjunto más profundo. También la separación adoptada por D. DE ORUETA, quien supone que las primeras hiladas clásticas deben de representar el Cambriaco tiene una validez meramente ocasional.

En oposición a este desvanecido límite, que no permite reconocer una discordancia, la cual, sin embargo, existe probablemente, tenemos otras zonas de terreno que dan la impresión de que entre la serie cristalina y el Paleozoico existe un hiato de alcance realmente considerable.

Esta conclusión acucia con especial insistencia cuando la serie de las «calizas alabeadas» se coloca en la inmediata proximidad de las pizarras cristalinas propias de dichas. Si bien a esta formación caliza no se le puede atribuir un valor de tramo, o sea de nivel constante, sin em-

pero, su presencia está ligada, sobre todo en la margen nórdica del complejo bético, más bien a un nivel alto dentro del Paleozoico. Es cierto que en la zona costera de nuestra región muestra una determinada «transposición» a un nivel más bajo dentro del conjunto estratigráfico, pero quedando siempre distanciado de las pizarras cristalinas. Si observamos ahora las posiciones relativas al NE. de Marbella, donde la corrida de este Paleozoico, relativamente alto, queda a muy pocos metros de distancia de un complejo cristalino profundo con fajeado micáceo, sin que se pueda reconocer la existencia de ninguna clase de trastorno tectónico, se saca, no obstante, la impresión de que existe entre ambas series estratigráficas una línea de separación de considerable trascendencia.

El corte trazado por Casa de la Torrecilla (fig. 3) muestra estas circunstancias con la máxima claridad. Dos formaciones calizas, cuyos grados de metamorfismo son muy distintos, limitan allí una con otra: al Norte, el mármol intensamente metamórfico de la serie más profunda del conjunto cristalino, un precursor del paquete o conjunto principal del mismo; al Sur, las calizas compactas, azul negras, entrecruzadas de venillas de calcita, pero sin recristalización. Otros casos, igualmente sorprendentes, de la vecindad de los tramos paleozoicos más altos y de las pizarras de alto grado de metamorfismo, se encuentran en otros lados, como ya hice notar en 1930 (pág. 94) con respecto a Casarabonela.

Una zona donde existe otra conexión de distinto carácter entre la serie cristalina y el Paleozoico más alto es la de colinas de las Chapas de Marbella, que limita inmediatamente al Este del ángulo recién mencionado, al SE. de la Sierra Blanca. En el yacente de las «calizas alabeadas» se extiende una serie de capas de muchos metros de poten-

cia, a la que únicamente de una manera puramente artraria se puede separar de la base del Paleozoico. Co techo de la serie cristalina se puede reconocer un grue paquete de filadios sericíticos, ricos en cuarzo, que se extiende desde el nudo montañoso de Juana Díez hasta Tor Pesetas, en la costa, formando a trozos bancadas, que marcan también morfológicamente, debido a su dureza al mayor. No hay nada equivalente a estas pizarras, en par granatíferas, en el corte de Casa de la Torreçilla (fig.

En la región al Norte de la cadena costera (cerca de Guaro y Monda) la separación entre ambos tramos igualmente a como sucede en la zona Sur, se puede hacer del modo mejor apoyándose en el criterio del grado de metamorfismo: las pizarras de la división inferior, por su contenido en biotita y granate apuntan a transformación entre meso y catazona; las capas atribuibles al Paleozoico por el contrario, y sólo en sus hiladas basales, muestran una débil epimetamorfosis. Si tenemos en cuenta las relaciones de vecindad de ambas series, veremos que estas circunstancias nos llevan a la vehemente sospecha de que existe un hiato dentro del complejo considerado como conjunto. Sólo se lograría mayor precisión en estos conceptos por medio de investigaciones especialmente dirigidas a este objeto, mientras que nuestras consideraciones son el resultado de meras impresiones generales. Si bien la región ha sido estudiada petrográficamente por Orue todavía quedan huecos de consideración que impiden la valorización de las calidades de las pizarras cristalinas, que el mencionado investigador prescinde por completo de la consideración de facies ocasionadas por metamorfismo regional y ve, en esencia, solamente efectos de metamorfismo de contacto, originados por las poderosas intrusiones peridotíticas.

4) Las «calizas alabeadas».

Desde que por primera vez fué distinguido este complejo de capas en la zona que se extiende a ambos lados del río Guadalhorce (1930 a, pág. 97), se ha demostrado que estas formaciones calizas, compactas, de color azulado negruzco, completamente estériles, representan un típico elemento, de presentación repetida en el complejo estratigráfico de toda la zona bético-rifeña. Además, se fué reconociendo gradualmente que este piso no tiene gran utilidad para establecimiento de horizontes en una división estratigráfica exacta; sin embargo, y a pesar de esta limitación, sigue siendo todavía el mejor nexo para establecer la equivalencia a grandes rasgos entre regiones tan apartadas. Se trata, en el caso de esta facies caliza, de un tramo estratigráfico de características muy variables, aunque lo es mucho menos en sus propiedades litológicas que en su potencia, que puede ser sustituido por sedimentos pizarreño-arenosos (que son los que predominan en el conjunto) en cualquier dirección del ámbito en que ambas facies se presentan; estamos ante una sedimentación caliza caracterizada por un continuo y alternante cambio a sedimentos arcillosos, aunque también se intercalan de cuando en cuando grauwackas pardo verdosas. Por otra parte, la serie caliza también puede presentarse con potencias considerables (12, en la fig. 1) y originar acusadas lomas y crestas calizas, como ocurre frente a Marbella, en la dirección transversal del Arroyo de las Siete Revueltas (corte 10); si, en cambio, se sigue esta zona unos dos kilómetros más al Oeste, las calizas se extinguen dentro de la masa pizarreña, antes de alcanzar el meridiano de Marbella (Arroyo de Puerto Rico) (fig. 3).

Mientras que en la margen nórdica del complejo surge en el yacente de las «calizas alabeadas» una zona filadial con reflejos tornasolados color azul humo, a las cuales aparecen a su vez potentes bancadas de este grupo o conjunto es apenas reconocible en el Paleozoico costero. También la facies caliza, de carácter arrecifal, que contiene a veces algunos restos de *Orthoceras* y cuya presencia suele ligarse a la de las calizas alabeadas», parece faltar en las cadenas costeras. Una excepción subordinada constituyen algunas pequeñas calizas que sobresalen en las laderas del aprinsinclinal, que, constituido por las pizarras paleozoicas al Oeste de Monda (*ort.* del mapa). En parte tiene el aspecto de una caliza algo espática, casi color de azulado muy claro, y en parte de una brecha caliza color rojo pardusco, a la que pasa aquella en tránsito. Apenas se puede dudar de que en estas intercalaciones tenemos la representación del mismo tramo que en Ardales resultó pertenecer al Siluriano más alto y que después ha sido reconocido en muchos puntos de la zona tónica y del Rif (MARÍN, etc., 1930, pág. 667). Las pizarras silíceas que suelen mostrarse en la proximidad de las calizas (1930 a, pág. 72) no faltan, pero están menos evidentes; parecería tratarse de una formación secundaria producida por concentraciones silíceas habiendo sido el material original rocas arcillosas.

5) Las grauwackas.

Estas rocas constituyen, junto con las pizarras más o menos arenosas que las acompañan, la masa principal de todo el Paleozoico medio y superior; se trata habitualmente de bancos de arenisca de color verde pardusco y grano de tamaño medio, que se presentan en capas de potencia variable; son muy habituales los tránsitos a rocas de tipo conglomerado, pero finamente detríticas. La mayor acumulación se ofrece a un nivel que debe encontrarse a la misma altura, casi, o sobre, las «calizas alabeadas»; sin embargo, también existen corridas donde deben considerarse como sus coetáneas.

Numerosas localidades del Paleozoico malagueño han suministrado, en estas rocas, algunos y escasos restos vegetales. Hay que señalar que precisamente el primer hallazgo que permitió cifrar grandes esperanzas acerca de su utilidad para una orientación estratigráfica aprovechable fué hecho en la zona cuyo mapa presentamos, en la costa, junto a Carvajal (fig. 1, al techo del número 12); entonces, y como consecuencia, se atribuyó el conjunto de la formación al Culm (1927, pág. 492), idea que hubo de ser desechada una vez que se encontraron *Orthoceras* que habían de ser atribuidos al Siluriano.

6) Los «conglomerados poligénicos de Marbella».

El término más elevado de la serie paleozoica ofrece, en la zona costera, en los afloramientos de sus estratos, la formación más interesante. Consiste ésta en unos conglomerados, recortados por pizarras, que tanto en las colli-

nitás de Marbella como en el trozo de costa de Fuen alcanzan especial significación, como en ningún otro de la serie estratigráfica malagueña. Lo demuestra la potencia, de más de 130 m., como puede muy bien ciarse en el corte, ya mencionado, de Torre Blanca (fi número 5).

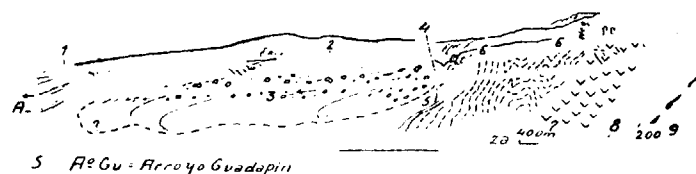


FIG. 2. — TRAMOS Y DISPOSICIÓN ESTRATIGRÁFICA EN EL ARROYO GUA (AL NO. DE MARBELLA).

DISPOSICIÓN GENERAL:

Al Sur, los mármoles de Sierra Blanca buzan con 55-60° baj pizarras cristalinas o bajo la «serpentina marginal». En forma e cionalmente clara, cubren las pizarras filíticas del Paleozoico b la serie cristalina propiamente dicha. Sin que la serie paleoz otras veces tan potente, tenga un desarrollo neto, se coloca sobre las hiladas más profundas, las formaciones altas, basta te clásicas (Conglomerados de Marbella). Contrariamente observaciones habituales, sigue, sobre el conglomerado, un pa estratigráfico con las «calizas alabeadas». De esta disposición e tigráfica hay que deducir que ciertos trastornos sedimentarios, q pueden precisarse, cruzan el corte. La posición del Conglomera Marbella, bajo las «calizas alabeadas», también puede expli bajo la hipótesis de su invertimiento sinclinal, en forma de reb entre capas más antiguas (línea de trazos en el corte).

Una parte marginal del Paleozoico que, por su posición tect le corresponde, es la que situada unos 1.700 m. más al Este se r duce en la fig. 3.

TRAMOS ESTRATIGRÁFICOS:

1. Pizarras y grauwackas; estas últimas de vez en cuando s cadas de cantos de cuarzo.

2. Serie de las «calizas alabeadas»; calizas azul negras, en bancos lenticulares con intercalaciones pizarreñas. Esta serie ca pizarreña, si se tiene en cuenta el carácter de su total extensió

ha debido depositar tendida sobre los conglomerados del yacente; el afloramiento individual muestra, sin embargo, variado plegamien- to: en 2 a (vallecito lateral) buza 30° al SO. y en 2 b 60° Norte, pre- sentando además allí una transformación en rocas ricas en espato de hierro.

3. Conglomerado de Marbella: El conglomerado muestra tránsito a grauwackas bastas, entrecruzadas de cuarzo. Además de los componentes pizarreños y arenosos del Paleozoico, se encuentran calizas con los más distintos tránsitos, que no obstante se agrupan en un conjunto algo espático, azul negro, meteorizándose a un gris azulado claro. Brechas de equinodermos contienen algunos corala- rios (ver cap. III, 7). El tamaño de los componentes calizos es muy variable.

Puesto que el yacente no está puesto de manifiesto, no se puede determinar la potencia, pero de todos modos el pequeño tajo del arroyo pone al descubierto unos 60 m. de conglomerados.

4. Línea de trastornos, cuya existencia se sospecha; separa ines- peradamente la formación de conglomerados, de pizarras violenta- mente desmenuzadas. T = costra travertínica.

5. Pizarras sercíticas gris verdosas y grauwackas verdosas tritu- radas, con finas intercalaciones cuarcíticas; ¿Paleozoico profundo?

6. Con separación relativamente clara, sin que por el movimien- to general de estas pizarras pueda reconocerse una separación tectó- nica, siguen en el yacente pizarras cristalinas; abarcando primero algunos filadíos cuarcitosos, luego pizarras micáceas con intercala- ciones anfibolíticas muy finas, unidas a cuarzo y turmalina.

7. Serpentina, con una potencia transversal de unos 80 m.; la roca muestra en parte una disposición en bancos bien definidos con buzamiento al NE. y fajas de alteración a lo largo de las juntas y otros tipos de diaclasas; su contacto con respecto al margen de los mármoles está bien marcado; una estrecha zona (30 cm.) de material serpentínico terroso pizarreño, entrecruzado intensamente de un ma- terial calizo de color gris, separa la roca intrusiva gris negra del mármol.

8. Mármol bastante cristalino, bien estratificado, blanco o blanco azulado, 5-6 m. Rumbo Este 20° Sur; 58° Sur de pendiente.

9. Alternancia de unos 30 m. de mármol en bancadas, con lentes- jones e hiladas de roca «skárnica» anfibolítica; ésta forma hiladas lenticulares, o se interestratifica en el mármol en pequeños «schlie- ren». Los «skarn» se encuentran asociados también a finas intercala- ciones de pizarras micáceas y gneises. Se componen esencialmente los «skarn» de un tejido hornbléndico, asociándose además labrador, localmente entrecruzado de ilmenita, mineral sulfídico, espinela, escapolita, humita, etc. Los bancos de mármol más bajos constituyen el tránsito al complejo marmóreo, con varios cientos de metros de espesor.

Esta formación de conglomerados, que representa un marcadísima facies clástica de peculiares caracteres, y que vamos a designar aquí como **Conglomerado de Marbell** ha sido ya mencionada por el autor de estas líneas repetidas veces (ver especialmente la pág. 72 [valle del río Turón en mi publicación de 1930 *a*, y la pág. 80, de 1931 [Maciz menor de Ríogordo]); pero donde alcanza un interés especial es en la zona de que nos estamos ocupando, a causa de su contenido fósil.

El corte estratigráfico del Arroyo Guadapín, en Marbella, añadido al de Torre Blanca, puede darnos una idea acerca de la asociación estratigráfica general, y el carácter litológico de dichas capas.

Si bien las zonas marcadamente psefíticas de los mencionados cortes estratigráficos (figuras números 1 y 2) están muy distanciadas, ya que entre ambas yace la región de las pizarras cristalinas de las Chapas de Marbella no puede, sin embargo, dudarse apenas que estos sedimentos se pueden considerar como correspondientes estratigráficamente en ambas zonas, e incluso en el resto de Bético malagueño. No sólo si consideramos largas tiradas sino incluso en ámbitos muy reducidos, podemos siempre observar una típica interrupción de la continuidad de las capas y cambios de facies, de manera que, «a priori», la conexión rigurosa a gran distancia resulta ilusoria, la cual naturalmente, vendría frustrada por los trastornos tectónicos. Como estos sedimentos clásticos ofrecen gran interés para comparaciones estratigráficas en general, además del corte ya discutido del trincherón de Torre Blanca, añadamos otros puntos donde se ofrecen estas capas a la observación; éstos, situados en el pie meridional de la Sierra Blanca, se suceden de Este a Oeste como sigue:

1. Arroyo Segundo (al NE. de Marbella): Conglomerado brechoide de calizas de equínidos, azul negras, en tránsito a grauwackas en conglomerados.
2. Oeste del Cementerio de Marbella (en la carretera hacia Ojén): Brecha de bloques de caliza coralígena, azul negra, con equínidos.
3. Arroyo Guadapín: Brecha poligénica, rica en componentes calizos; monocorales (fig. 2).
4. Arroyo de la Cruz (dos kilómetros al ENE. de El Ángel): Caliza brechoide, en forma endógena compacta; su estratificación íntimamente ligada a la de pizarras paleozoicas.
5. Río Verde (frente a La Concepción, en la ribera izquierda): Bastos conglomerados poligénicos, ricos en cuarzo.

De esta enumeración se deduce que los estratos clásticos ofrecen grandes variaciones en sus «habitus». Mientras que en los conglomerados de Torre Blanca faltan, casi por entero, los elementos componentes calizos, por el contrario, toda la «serie antigua», ha suministrado generalmente elementos bien redondeados, y en cambio, en el Conglomerado de Marbella (principalmente 1 y 2) la participación caliza es notablemente predominante, y los bloques calizos alcanzan dimensiones tales que permiten reconocer en ellos los restos de una formación primaria que no ha pasado enteramente a material clástico; las calizas coralinas, con equinodermos, de color azul negro, se han de considerar como una brecha preparada «in situ» dentro de los depósitos arcillosos, la cual no ha experimentado después ningún transporte posterior; así pues, el Conglomerado de Marbella (o brecha) constituye, junto con las pizarras paleozoicas que contiene, una unidad estratigráfica íntimamente unida, por indentación, con las capas que las rodean. El cemento es casi inexistente, de modo que resulta una formación caliza clástica, muy compactamente apilada, una verdadera mampostería en seco. A pesar de lo acusado de las componentes cristalinas bien redondeadas, el conglomerado de Torre Blanca delata igualmente un

transporte, muy local y limitado, del mismo carácter que denota que el transporte es muy reducido. Fragmentos de pizarras arcillosas de tamaño considerable, verdaderas lascas, que se insertan en el conglomerado tales a su vez están atravesadas o cruzadas por cuarzo. Otro tipo característico de formación es muestra el potente conjunto del Arroyo de Gu como su caso más típico es de mencionar un conglomerado poligénico, brechoide, conteniendo abundantes fragmentos calizos de los más variados tamaños y acompañado de material paleozoico. Otras son las características que presenta la formación clásica cuando los fragmentos faltan, casi o por completo, y predominan los rodados cuarcíferos; se origina entonces un conglomerado de análogo aspecto a los del Permotriás, y que, en ha sido tomado como tal; en oposición a las rocas permotriásicas, no poseen aquella coloración roja que caracteriza —o si la poseen es de carácter secundario, ocasionada por la vecindad a rocas de ese tipo— y, además el cemento es entonces marcadamente más pizarroso.

Para establecer la conexión litológica de esta roca con otro sedimento, de la misma edad ciertamente, pero cuya estructura no ha llegado a desaparecer por entero en los fragmentos, es marcadamente significativo el pequeño conglomerado calizo próximo al Arroyo de la Cruz. Aquí aflora una compacta masa caliza de color azul negro, en la cual se aprecia estratificación, y que parece constituir una pequeña depresión sinclinal en las grauwackas y pizarras olivas. En su yacente pasa la caliza brechoide y en otra caliza muy compacta, azul clara, la cual pasa a su vez a alternar con las pizarras encajantes en banquitos muy delgados de uno a dos decímetros; esta variedad permite reconocer en su masa secciones de *Tentaculites* como los que se

encontrados en los componentes calizos del conglomerado de Torre Blanca. Así pues, estamos en presencia de los sedimentos que originaron el Conglomerado de Marbella, todavía en su disposición y asociación estratigráfica normal, no preparados en su manifestación clásica.

Consideradas como un todo las formaciones clásicas del Paleozoico alto, se muestran como una formación de muy variables características faciales.

Las relaciones entre el sedimento «in situ» (Arroyo de la Cruz, con bloques y lentejones de grandes dimensiones) y el conglomerado calizo de pura preparación brechoide, o conglomerado poligénico, muestran en conjunto que para su formación contaban con un fondo de sedimentación muy inestable, una zona en desequilibrio, en la cual, y partiendo de una distancia no muy grande —ya que es muy significativa la falta de mármoles de la Sierra Blanca— se aportaba material poligénico; es posible que en este conjunto de fenómenos representasen algún papel los corrientes submarinos (derrumbamientos en los deltas), circunstancias tales como las que acompañan a los acontecimientos descritos en otro lugar y que están de acuerdo con el desparramamiento de elementos calizos, a veces inusualmente grandes.

Con estos sedimentos clásicos, tan dignos de atención y tan señalados, que no habían sido notados hasta ahora, a pesar de que están a las mismas puertas de Marbella, se cierra la serie paleozoica. A esta serie, y a causa del carácter de su límite, más bien podríamos denominarla como hercínica o varisca. Formaciones discordantes (Permotriás) dan fe del siempre renovado proceso de edificación de estas viejas montañas.

7) Potencia y clasificación estratigráfica de serie paleozoica.

Por las reservas expresadas con respecto a la delimitación, así como por el grado de los trastornos tectónicos del sistema estratigráfico, podemos imaginar fácilmente que de ninguna manera puede hablarse de apreciación espesores, ni siquiera medio exacta, que además presentaría diversos valores con las distintas localidades. Para obtener, al menos, una idea aproximada del límite superior de los espesores estratigráficos de las formaciones paleozoicas, ciñámonos al corte suministrado por el ferrocarril de Torre Blanca. En el trayecto comprendido entre los kilómetros 15,3 y 17,2 queda la línea del ferrocarril dentro de las hiladas paleozoicas, presentándose las más bajas ya muy metamorfoseadas, mientras que las más altas aparecen recortadas por la superficie de trágresión del Permotriás. Por estimación de los trastornos evidentemente presentes, así como por la oblicuidad con que las capas son cortadas por la vía férrea, se puede reducir la potencia conjunta quizás a unos 800-1.000 m., cantidad que viene a ser la misma que se aprecia en la margen septentrional del complejo Bético, a la altura de Ardales.

Algo diferente resulta, con respecto a este margen nórdico, la situación del tramo de las «calizas alabeadas». Pues aunque éstas se pueden considerar como colocadas más hacia la parte superior, en el corte de Torre Blanca aparecen por encima por lo menos 600-700 m. de otras hiladas; en su tramo final se añaden 150-200 m. de formaciones conglomeráticas. Ya hemos subrayado antes que el flanco meridional de Sierra Blanca muestra grandes vari-

ciones; puesto que allí, bajo el tramo de las «alabeadas» en parte, y bajo ellas, sólo siguen 50 o menos metros de pizarras filádicas, la potencia total del Paleozoico en Marbella apenas puede ser estimada en más de 300-500 m. Y ya hemos mencionado los engrosamientos y adelgazamientos que experimentan aquellas partes más calizas de las «calizas alabeadas».

Como consecuencia de la extraordinaria rareza, más bien podríamos decir a causa de la falta total de restos orgánicos en superficies de cientos de kilómetros cuadrados, resulta muy arriesgada una ordenación estratigráfica, o sea el establecimiento de la secuencia de este potente sistema de estratos. Los hallazgos fosilíferos, efectuados por primera vez por el autor en el Paleozoico de Málaga, se limitan a una zona nórdica del mismo, y todos ellos se refieren a las calizas de *Orthoceras* y *Tentaculites* de Ardales (1930 a, pág. 76), que se insertan a modo de crestas, y las cuales se limitan, en general, a la altura estratigráfica de las «calizas alabeadas». Hay que prestar, no obstante, atención al hecho de que allí esta facies caliza parece situarse en un nivel algo más bajo que el que presenta en su manifestación más alta de nuestra cadena costera, donde, como en Marbella (fig. 2), las calizas azul negras todavía ocupan el borde superior; quizá pueden colocarse al mismo nivel las del complejo de las «alabeadas» del margen nórdico en Carvajal (12, de la fig. 1), pero no muestran ninguna alteración facial y, por consiguiente, tampoco ningún contenido fósil.

El nuevo hallazgo fosilífero de la zona costera se relaciona, por un lado, con la formación conglomerática en el alejado techo de las «calizas» (en el km. 17,5, fig. 1), en parte también a los componentes de calizas de equinodermos del conglomerado de Marbella. Si bien en ambas

localidades los restos orgánicos tienen su origen en marales más o menos trabajados, no obstante, no cabe en duda, por la edad que demuestran, que su origen que atribuirlo a las capas pétreas que los engloban. Lástima que los fósiles estén tan íntimamente «cogidos» la roca y mal conservados; una recogida sistemática proporcionar quizá material de mejor calidad. El profesor M. GORTANI (Bologna) ha tenido la amabilidad ahora, como a su tiempo la tuvo con los hallazgos de Ardales, de efectuar los ahora efectuados.

Los resultados han sido los siguientes:

1. Componentes calizos (Carvajal) con *Clymenia* sp. y restos de pequeños trilobites comparables a *Dechenella* sp., al par del Devoniano superior, según coincidencia de facies con Alpes.
2. Calizas de crinoides (Conglomerado de Marbella). Puentevací Arroyo Segundo: abundantes artejos de tallo de crinoide; fragmento de *Cyathophyllum* sp.
3. Caliza de crinoides (Conglomerado de Marbella) al Oeste del menterío: abundantes artejos de tallo de crinoide; además tetracóralos correspondientes al Devoniano medio-superiores tales como:

Elisiophyllum sp.
Cyathophyllum caespitosum GLDF.
Cyathophyllum cfr. *helianthoides* GLDF.

4. Caliza de crinoides (Arroyo Guadapín): *Cyathophyllum* cfr. *caespitosum* GLDF.
5. Caliza compacta (Arroyo de la Cruz) con *Tentaculites* sp. y resto de *Nautilus* sp.

Aunque esta recogida es bien pobre, puede tomarse, sin embargo, en el sentido de que la sección más alta del Paleozoico costero, con 100-200 metros, corresponde al Devoniano medio-superior.

Ahora queda planteada la cuestión de cuál es la corre-

pondencia estratigráfica con respecto a las calizas de *Orthoceras* atribuidas al Siluriano superior, tales como las de Ardales, o también, y en facies análogas, en el pequeño macizo de Talambot (FALLOT, 1931), del Rif, de Xauen, al Sudoeste de Ceuta (MARÍN, etc., 1930), o en el Bokoya (BLUMENTHAL, 1937); en todas estas localidades, o bien por analogía de facies o por hallazgos de *Orthoceras*, fueron atribuidas al Gotlandés, cuya ordenación estratigráfica se apoya igualmente en atribuciones del profesor M. GORTANI. Los nuevos hallazgos del Paleozoico malagueño se oponen a una generalización de la edad Siluriano superior. Esto es lo que demuestran también los hallazgos de plantas, que en ningún caso pueden ser situadas más bajas que el Devoniano medio-Devoniano inferior. Podría, por consiguiente, deducirse que el paquete de capas por encima de las «calizas alabeadas» de Carvajal (12, en la fig. 1), fueran devónicas y, por el contrario, que las primeras alternancias calizas terminan el Siluriano. No obstante, la vecindad de estos restos vegetales obliga a poner en duda esta delimitación, y también en cierta medida la edad siluriana de las calizas de *Orthoceras* en general. Estas últimas muestran, en todas las localidades donde se han hallado, los diminutos y delicados cálices de los *Tentaculites* (tipo *Sandalina*), y el Arroyo de la Cruz los contiene hasta la altura estratigráfica de los Conglomerados de Marbella. Todas estas circunstancias apoyan con fuerza la idea de que el límite superior del Siluriano debe de ser considerablemente rebajado dentro del conjunto estratigráfico, y que las calizas alabeadas no constituyen un tipo calizo incondicionalmente Siluriano, sino que alcanzan desde el Siluriano hasta el Devoniano superior, siempre dentro de una serie estratigráfica de igual tipo en lo que se refiere a su facies.

Los restos vegetales han dado hasta ahora es formación, y no la suministrarán tampoco en el f menos que se haga algún hallazgo inesperado. E cientemente una serie de muestras conteniendo r plantas, procedentes de la mejor localidad (C Castillo de Málaga, Gibralfaro), de la que ya habl ocasión (1930 a, pág. 77) al fitopaleontólogo Mr. L'A PENTIER (Lille), quien tuvo la amabilidad de comu que no podrían ser considerados sino como *Arch mites* o *Calamites* y podrían presentarse desde e niano superior hasta el Culm. Allí, los restos v se encuentran en grauwackas, que constituyen un s en la montaña mencionada (sección oriental); éstas al parecer, coetáneas de una serie bien desarroll «calizas alabeadas».

Estas circunstancias nos orientan, pues, en el mis tido que el criterio que seguimos para las cadenas c más occidentales, o sea que *la facies de calizas ala se repite a lo alto de un grueso paquete estratigráfi un lado en la vecindad de calizas de *Orthoceras* nas, por otro lado con un Devoniano medio-superi teniendo restos vegetales ³⁾.*

³⁾ Comparación con el Norte de África:

Se ha llamado con frecuencia la atención acerca de la a entre las columnas estratigráficas del Paleozoico a uno y ot del Mediterráneo Occidental (ver MARÍN, etc., 1930, pág. 667; THAL, 1937). El tramo que más claramente se ofrece para una ción estratigráfica está constituido por las calizas de *Orthoc* generalmente se insertan muy escasamente en el conjunto estr fico. Si bien se trata más bien de una formación caliza rición esporádica, no obstante es tal su facies que, aunque sol sea por razón de su tipo litológico, no se puede menos de pe formaciones de similar carácter; también existe un cierto pare tológico con las calizas griotas del Pirineo. Hay que añadir, a que el paralelo estratigráfico aparece reforzado por la analo

Resumamos ahora, afirmándonos en los escasos y muy poco consistentes puntos de apoyo que nos permitan una orientación estratigráfica en el Paleozoico de Málaga, expresando lo que podemos considerar como resultado y consecuencia de las anteriores consideraciones:

los tramos litológicos encajantes, lo que por lo menos subraya el hecho de que estos sedimentos hayan pertenecido a un mismo ámbito paleogeográfico de sedimentación, durante largos espacios de tiempo.

En la zona opuesta del Rif Central, en el Bokoya (BLUMENTHAL, 1937), la presencia de una pequeña fauna de *Orthoceras* permitía reconocer la existencia del Siluriano superior (det. del Prof. M. GORTANI). Por el contrario, los hallazgos efectuados por F. EHRMANN (1924) en la serie paleozoica de la Pequeña Kabylia (en la zona de Beni Afeur, al Sur de Djidjelli) la atribuyen al Devoniano, lo que está apoyado, además, por la presencia de algunos escasos graptolites en el yacente. Ni aquí ni allí se puede considerar la cuestión como definitivamente resuelta, ya que no se han puesto a contribución todos los medios ni métodos auxiliares de investigación, y puede decirse que el problema aun continúa en pie. Una visita que realicé al corte estratigráfico de la serie, en Oued Djinedjene (Beni Afeur), me confirmó en mi opinión de que la repartición y división del Paleozoico de los diversos macizos de las costas occidentales mediterráneas hay que considerarlo como «une affaire commune». Y si bien los Macizos Argelinos suministran la evidencia de una importante participación del Devoniano, esto ha de interpretarse como una indicación de que esta formación está representada en el Macizo Bético con una participación mucho más importante que la que se hubiera supuesto todavía hace cinco años.

Y como no sólo son las calizas del tipo de las «calizas reticuladas» con sus *Orthoceras*, las que son merecedoras de comparación y equivalencia, sino también las menos características grauwackas y pizarras silíceas («Kieselschiefer») con sus restos vegetales; hay que recordar los más recientes descubrimientos de la región Gran Kabylia. G. BEIER (1935) menciona en las pizarras grises de Tizi N'Kouilal la presencia de *Estheria* cf. *cebennensis* Gd. Eury, que sería testimonio del Carbonífero superior. Y por la propia experiencia de cortes realizados en este collado de la Djurdjura, en el Norte de Argelia, sé que allí se presenta una serie con grauwackas y pizarras, y pizarras silíceas, en capitas finas intensamente replegadas (phtanitas), que igual podría haber sido vista en cualquier colina de la costa malagueña.

Un paquete estratigráfico, muy variable en su potencia, pero cuyo espesor máximo puede estimarse como dido entre los 800-1.000 metros, se reparte en formaciones del Cambriano al Devoniano superior. La altura o nivel devónico se caracteriza por la abundancia de grauwackas con escasos restos vegetales, así como los conglomerados poligénicos portadores de coral descendiendo desde este nivel estratigráfico se presenta como más frecuente la facies caliza de las «calizas beadas», cuyas formaciones acompañantes muestran monios (Orthoceras) del Siluriano superior; hiladas cónicas, dentro de pizarras ya mucho más filádicas, quizá testimonio del Ordoviciense, mientras que el Siluriano, constituido por estratos ya metamorfoseado suministra ningún punto de apoyo para la identificación estratigráfica y, sin embargo, en su tránsito a series más profundas, podría contener una discontinuidad intensamente enmascarada.

IV. LAS FORMACIONES DISCORDANTES

La circunstancia de que el Macizo de Málaga representa uno de los ojales más profundos en la serie estratigráfica de las Cordilleras Béticas, está subrayada no solamente por sus formaciones cristalinas y la amplia extensión superficial que alcanzan, sino que se refleja también en su historia geológica. No sólo predominó allí la tendencia al alzamiento ya durante el Paleozoico (conglomerados devónicos de Marbella), sino que fué acentuada después muy intensamente en los tiempos posthercínicos, de manera que tuvo lugar una abrasión que alcanzó hasta las más profundas formaciones. Esta tendencia al alzamiento quedó más o menos intensamente acentuada durante todo el intervalo de tiempo restante, con excepción de una fase de inundación que ocupa el Triás medio y superior e incluso probablemente el Lías. A lo largo de prolongados períodos durante los tiempos terciarios, funcionó como un área de denudación. Esta caracterización paleogeográfica es igualmente válida, no sólo para el Rif y el entonces colindante Macizo cabileño, de modo que, en conjunto, se puede hablar de una zona que siempre tendía a mantenerse alta o emergida; de manera muy descriptiva expresó P. FALLOT (1932 b) estas condiciones, con tanto cuidado analizadas por él, y ha denominado a esta dorsal un «bourrelet liminaire».

Los períodos en que en nuestra zona tiene lugar un recubrimiento sedimentario, que en sitios era solo parcial, corresponden al Permotriás, al Eoceno, al inferior y al Plioceno inferior. Sin precisar mucha estratigrafía, porque requeriría referirse a ámbitos más extensos, expresaremos, solamente en forma da, la composición y extensión de estos restos de ciones, que tienen carácter transgresivo avanzando un yacente degradado por la erosión.

1) El Permotriás.

Es sobradamente conocida la contextura de estos elementos clásticos, cuyo color es predominantemente y que como formación limno-terrestre se extiende dante sobre las pizarras y grauwackas paleozoicas. remos que, cuando hablemos aquí del Permotriás, entenderse que no se excluye la posibilidad de base, con frecuencia muy bastante detrítica, pu comenzar en el Permiano. Esta presunción no vie yada por el hallazgo de restos fósiles; sin embar resultan algo dudosos los datos de la «Mission d lousie» (MICHEL LEVY y BERGERON, 1889), que sitúan el Permiano y el Triás, una marcada discordancia. lumna estratigráfica de tipo psefitico-psamítico es riable en lo que se refiere al tamaño de los eleme tegrantes; también la opinión de que los elementos se acumulan en la base, sólo es exacta en sus rasg generales. Es claro que en este conjunto clástico e ciertamente, pequeñas discordancias; pero, consi en su conjunto, estamos sin duda en presencia paquete estratigráfico unitario, dentro del cual incl

dolomías, situadas en general más altas, pueden aparecer ocasionalmente cerca de la base, o intercalarse como pequeños retazos entre la masa de conglomerados (Carvajal). Además de los sedimentos de típico aspecto del Buntsandstein, hay areniscas de carácter más cuarzoso, de color blanco a blanco amarillento; se ha observado también la presencia, con carácter subordinado, de finas pizarrillas, cuyo color es casi rojo cinabrio.

El carácter torrencial de la sedimentación viene más expresivamente acentuado todavía por el basto amontonamiento de los cantos. Estas hiladas de guijarros expresan de manera muy manifiesta, por su composición, la de las capas del yacente, pero con la limitación de que los elementos silíceos, cuyo tamaño frecuente es el de una nuez, y más raramente el del puño, acusan mucho más marcadamente su importancia. Cuarzos lechosos, cuyo origen hay que buscarlo predominantemente en los filoncillos cuarcíferos del tramo cristalino, desempeñan el papel principal; después vienen las cornubianitas azul-negras; a menudo, y como gruesos cantos, se han conservado lidadas muy duras y compactas, de color negro, que proceden seguramente del nivel de las pizarras silíceas (phtanitas). En estas capas, y dentro de las mismas, ha tenido lugar con frecuencia una regeneración; así es como las areniscas rojas han sido trabajadas localmente otra vez y englobadas de nuevo en los sedimentos.

Este régimen tan intranquilo alcanza por primera vez un carácter más sostenidamente marino en los depósitos más altos, los primeros considerados (BERGERON) como «trancamente triásicos», con la deposición de las dolomías. Son éstas al principio todavía algo arenosas, pero se desarrollan luego como rocas grises, bien estratificadas, que pasan a veces a dolomías calizas. Aquellas formaciones

salinas, muy bien caracterizadas en el Trías citra es decir, el Trías depositado en el antepaís nórdico la zona Bética, que se manifiestan principalmente hiladas yesíferas y brechas, tienen muy escasa cación en nuestra zona; solamente entre Torre Blanca y Los Boliches tenemos algunas manchitas yesosas, y algunas con margas verdosas, que parecen pertenecer a las dolomías. El límite superior del Trías definido en todas partes por la erosión, y en ningún punto de la zona cartografiada se han conservado sedimentos liásicos, jurásicos ni cretáceos.

Tanto por sus espesores, como también por su exposición superficial, corresponde a los sedimentos triásicos en las cadenas costeras, un papel subordinado. El sedimentario está sujeto a grandes variaciones, como de fácil comprenderse, y pudiera llegar a los 50 metros, pero generalmente queda por debajo de esta. Esta formación aparece siempre en los flancos externos de los grandes anticlinales (en Torre Blanca, en Malaga y en el Río Verde); otras manifestaciones se destacan en pequeñas manchas y acumulaciones de color rojo. Las dolomías tienen solamente alguna importancia en una pequeña corrida de colinas al Norte de Los Boliches (50 metros).

2) Las formaciones con facies de Flysch.

La amplia zona de las formaciones de Flysch se avanza transgresivamente sobre las del Cristalino, a lo largo de líneas y entrantes predibadas por la erosión, recorta el margen nórdico de la zona cuyo estudio estamos considerando.

De la misma manera, esta formación, morfológicamente, define también la depresión de la Hoya de Málaga, con sus colinas, sus zonas de cultivo y su suave relieve, tan opuesta en su aspecto a las zonas de alta montaña. El autor describió, en sus rasgos generales, estas formaciones en lo referente a su composición estratigráfica (1930 a, páginas 149-156); ahora se añadirá únicamente el resultado de algunas observaciones referentes a la zona marginal, contigua al antiguo zócalo, y para ello me valdré de dos cortes estratigráficos:

1. Sendero de Tolox hacia el puerto de Chiribénitez (borde Noroeste del mapa de la lám. I). Al Sudeste, y al otro lado del pueblo de Tolox, situado sobre las «calizas alabeadas» alcanza la senda una altura situada en el Flysch. Aparecen allí unas margas arcillosas, de colores pardo verdosos o grisáceos, las cuales yacen inmediatamente sobre las calizas y pizarras del Paleozoico superior, intensamente trabajadas por esfuerzos mecánicos; aquí, como ocurre en otros sitios, el límite superior de las pizarras paleozoicas más altas viene apenas marcado por una capa desagregada de pocos decímetros de grosor, muy meteorizada, sin que se aprecie la existencia de una decidida formación de transgresión, que, compuesta por los restos de abrasión de formaciones mesozoicas, subraye el gran hiato estratigráfico. Dentro de la cambiante serie margosa pizarreña, más o menos arenosa, del Flysch transgresivo, surgen algunos crestones aislados de areniscas (con un buzamiento aproximado de unos 55° al Oeste); son areniscas cuarzosas de color blanco, meteorizadas a tonos amarillentos, del tipo de las «areniscas del Aljibe». Después de seguir la senda un kilómetro en dirección hacia el SE., atraviesa de nuevo un espolón montañoso constituido por el Paleozoico (cota 450, corte 9). El buzamiento

general de las capas de esta zona marginal se mantiene el Paleozoico hacia el Este con pendientes de 30-5 arrumbamiento al NNO., mientras que en la recién donada banda de flysch, que se desarrolla al Norte Arroyo de Estepera, predomina el rumbo E.-O. con bimientos al Norte. Desde el ángulo NE. de la cota 450, ta la más alta torrentera del recién mencionado arroyo decir, avanzando en dirección al SO. se obtiene, simcándolo a sus líneas más generales, el siguiente corte

1. Grauwackas y pizarras (color aceituna).
2. Conglomerado de Marbella (Devoniano medio) de componentes calizos, grandes, deformes, color negro azulado, con restos crinoides.
3. Pizarras verdoso-negruzcas, parcialmente con un límite de inmecánica hacia los conglomerados.
4. «Calizas alabeadas» con hiladas de pizarras intercaladas.
5. Margas del Flysch y areniscas intensamente comprimidas que insertan en la prolongación del arrumbamiento de 2 y 3 conglomerado se extinguel); en la inmediata vecindad de la zarras paleozoicas aparece una brecha caliza, rica en cuamoteada de ferrúgine, que contiene foraminíferos, entre e diferentes *Orthophragminas* y abundantes especies de *Nummulites* chicos de determinación imprecisa (¡las grandes for numulíticas faltan por completo!); la banda de Flysch corponde a un entrante o avance incluido en el plegamiento une con el área de Flysch al Norte del Arroyo de Estepera.
6. Areniscas rojas y blanco amarillentas del Permotrías, que hacia Sur se hacen conglomeráticas y se repliegan dentro de la paleozoica en el arrumbamiento de las capas de 5.
7. Pizarras filádicas con intercalaciones de grauwackas y que man en el yacente de 4 una zona pizarreña marginal de unos 50 metros alrededor del
8. Pitón de serpentina que pertenece al área principal de la Serra

Este perfil marginal del Flysch del Arroyo de Estep es el único en el cual fueron encontrados fósiles en la mediata proximidad de la base. Si bien su contenido f no permite llegar a ninguna conclusión segura, pudiera s

por comparación con la fauna de otras brechas calizas numulíticas, de posición bien determinada, y en vista también de la falta de formas numulíticas grandes, que de otra manera no faltarían, que perteneciesen al Eoceno superior.

2. Corte en el Flysch de Cerro Ardite. Esta altura roqueña, que se alza sobre el resto del área del Flysch y se sitúa al Este de Tolox (al Norte del Río Grande), debe su relieve a los bancos de calizas arenosas y brechosas que se intercalan abundantemente, alternando con las margas abigarradas.

Una muestra obtenida en las brechas calizas suministró los siguientes ejemplares ⁴⁾:

Nummulites gallensis, formas A y B, A. HEIM.

Nummulites globulus LEYM.

Nummulites Guettardi D'ARCH.

Assilina granulosa D'ARCH.

Assilina Leymeriei D'ARCH.

Operculina ammonæa LEYM.

Orthophragmina sp.

Según el profesor L. DONCIEUX se trata indudablemente, a juzgar por la fauna recogida, del Luteciense inferior. En comparación con las capas con *Nummulites* que reposan sobre el Paleozoico del Arroyo de Estepera, yace en las bancadas del Cerro Ardite, un nivel que por su altura sobre el zócalo antiguo debe de ser estratigráficamente bastante más alto, ya que hasta llegar al mismo se encuentra intercalada una potente serie de margas abigarradas y arenis-

⁴⁾ Expreso gustoso al profesor Sr. L. DONCIEUX (Lyon), mi agradecimiento por la determinación de las faunas de foraminíferos.

cas, que mide quizás unos 400-500 metros. Por estas circunstancias, y puesto que las capas antes mencionadas presentan un «habitus» de tipo más bien alto, y adyacen más marginalmente dispuestas, se puede decir que el mar del Flysch progresó en avance transgrede desde las partes centrales de la Hoya, en dirección al macizo enmarcante.

Es incierto que en las formaciones de tipo flysch de la vecina Hoya de Málaga se encuentren incluidos todavía más altos; no pudieron ser reconocidos en la occidental del amplio entrante terciario, pero sí en la oriental (zona de las calizas de *Lepidocyclinas* de la de Colmenar, ver BLUMENTHAL, 1932, pág. 83). En relación con estos datos es interesante recordar aquí que en la minación oriental de la Sierra de Mijas se encontraron las margas pliocenas un conglomerado que contenía sus cantos *Lepidocyclinas* en gran cantidad (hacia la 99, al Norte de Torremolinos). Abundantemente predominan *Nephrolepidina* sp. y *Eulepidina* sp., cuya presencia es decisiva, en vista de la falta de *Nummulites*, decidirse por la existencia de un nivel relativamente (Estampiense-Chattiense). Puesto que esta hilada horizontal de conglomerado se encuentra situada inmediatamente en el lado derecho y en dirección al mar, de la salida de la bahía de la Hoya de Málaga, casi se puede presuponer que el recinto primario de la roca *in situ* se hallaba en el techo de las formaciones del Flysch al Norte de nuestras cadenas costeras; es posible que actualmente haya sido arrastrado de allí, en su totalidad, todo el sedimento plioceno.

En qué proporción pueda encontrarse representado incluso el Cretáceo superior en las formaciones flysch que se sitúan al Norte de nuestras cadenas costeras, es ma-

ria que aun no se puede estimar. Modernas investigaciones realizadas por A. ROBAUX (1935) en el Flysch bético y subbético han demostrado que muchas de las margas flysch, que en varios sitios se consideraban como lutecienses, contienen abundantes formas de foraminíferos del Cretáceo superior. Si bien el corte marginal del Arroyo de Estepera, que acabamos de reseñar, no habla en pro de la presencia del Flysch del Cretáceo superior, pudiera ocurrir que su deposición hubiera tenido lugar en otras zonas situadas más centralmente dentro de la depresión de la Hoya de Málaga, y a ello podría referirse quizá la separación, tan indeterminada, entre el Neocomiense margoso de Casarabonela y las formaciones del típico Flysch (ver BLUMENTHAL, 1930 a, pág. 130).

En ninguna parte del lado meridional de nuestras cadenas costeras se conservan los sedimentos del Flysch, aunque es seguro que se habrán depositado con idéntica facies que la que presentan en la Hoya de Málaga; nos lo confirma su presencia en Málaga, y también al Oeste, al otro lado del Río Verde.

3) Los depósitos del Mioceno y del Plioceno.

Mientras que los sedimentos de facies flysch aun fueron afectados por los grandes movimientos alpinos (movimientos de cobijadura del Oligoceno alto) pudieron mantener su horizontalidad los sedimentos del Mioceno y del Plioceno dentro del área profundamente denudada del núcleo bético; su cambio de disposición es más bien de naturaleza epirogénica. Allí se incluyen los sedimentos del Burdigaliense y del Plasenciense-Astiense (Bibliografía y directrices generales, en BLUMENTHAL, 1930 a, pág. 156)

que, en las zonas marginales de las cadenas, suelen bastamente clásticos. Los sedimentos de ambos períodos se constriñen, abstracción hecha de las bandas coste principalmente a la Hoya de Málaga, depresión ya preada por la preexistente del Flysch. La topografía genera ya, en sus grandes rasgos, la misma que la actual.

Con excepción de las manifestaciones de los límites occidentales de la ciudad de Málaga, el Mioceno no es presente en ningún otro lugar del flanco costero de la Cidillera. E incluso en el lado de la misma que mira hacia interior, casi toda esta formación, que en las montañas bulares de la Hoya (Pizarra, Alora) se conserva con considerable potencia, ha sido casi totalmente arrastrada por la erosión prepliocena. Solamente en la extremidad oriental de la Sierra de Cártama, las bajas colinas compleja cristalina (Las Monjas), están cubiertas por una molasa caliza de carácter algo conglomerático (cota 21 estratificada en bancos, que, a juzgar por su «habitus», de colocarse en línea, con toda seguridad, con los restantes sedimentos miocenos de la Hoya. Aunque no se pudo hacer ninguna recogida en esas formaciones, que allí son muy pobres en restos fósiles (fragmentos de moluscos), obstante, y a juzgar por la igualdad de características litológicas y coincidencia en las condiciones de yacimiento con los restantes afloramientos miocenos de ambos lados del Guadalhorce medio, se pueden colocar, como éstos, el Burdigaliense.

Son en cambio bastante más extensas en nuestras cadenas costeras las superficies marginales que hay que atribuir al Plioceno. Éstas, como ya lo demostró la «Mission d'Andalousie» (BERGERON, 1889), están representadas por el Plasenciense margoso y Astiense algo más arenoso, análogamente a lo que ocurre en los tramos sub-apennínico

Los sedimentos margosos, finísimamente arenosos y de color azul claro, son los que forman las profundas y amplias bahías; hacia arriba se vuelven algo más arenosas (finas margas arenosas con escasas *Globigerinas*; bahía de Alhaurín). En posición marginal con respecto a la costa montañosa, pero más especialmente en estrechas tiras que avanzan tierra adentro, se presenta una formación muy clástica, constituida por brechas de moluscos, que aquí y allá pasan ocasionalmente a conglomerados; y precisamente sorprende en tales capas el gran contenido en moluscos bien conservados. Los estratos más altos son los que más recuerdan las condiciones de formación francamente continentales; tales capas terminales de la sedimentación terciaria muerden ya en viejas superficies de erosión y neplanización (tramo del Tajo, ver cap. XI/3). Ya hablamos con anterioridad de las capas de Torremolinos, que contienen cantos rodados con *Lepidocyclinas* y que surgen gradualmente de arenas calizas. Es incierto que exista allí algún tramo más alto; si nos apoyamos en los hallazgos de BERGERON, que reconoció todavía el Plasenciense en las faunas del arenáceo «Bizcornil» de San Pedro Alcántara, a lo largo de la costa malagueña, no es probable que se depositasen tramos más altos que los astienses. Ya dentro de éstos empezó de nuevo la regresión marina, que continúa todavía hoy.

Merecen todavía citarse algunas observaciones individuales sueltas acerca de la constitución y extensión de los sedimentos pliocenos. Se refieren a la presencia y facies de los de las bahías, así como a la posición y cota de los restos pliocenos más altos.

Es en cierta manera sorprendente cuán rápidamente pasan hacia arriba y también lateralmente los sedimentos margosos a otros de carácter mucho más basto. La brus-

quedad de la variación de facies se presenta más m damente, sobre todo no allí donde la costa se o abierta y empinada, sino preferentemente donde un b más bien estrecho, de mar, se adentra en la monta costa.

Las bahías más abiertas (Guaro, Coín) muestran t vía, hasta la inmediata vecindad de las montañas, pr minantemente, una sedimentación de finos lodos.

Una bahía pliocena que avanza a lo largo del Verde transversalmente, en dirección al interior, mu una formación bastante clástica, como sólo puede cerla una costa empinada. Sus depósitos, actualm yacen sólo en la parte más delantera de la depresión actual valle fluvial; hacia el interior se presentan los glomerados, de cincuenta metros de potencia, com gravilla, que se extienden a lo largo de las laderas d cañada del Lastonar; aquí y allá alternan, unos con ot grandes bloques de serpentina y gravillas, igualm serpentínicas, de pequeño tamaño. No podemos ma llarnos de que en estas formaciones no se encuentre fa alguna que nos pueda orientar acerca de su posición s mentaria. Tomada en consideración la unión, apenas i rrumpida, con el Plioceno costero, así como la estr cación que se aprecia, me parece apenas dudoso qu trate de sedimentos pliocenos. Es muy digna de atenció disposición que ofrece en la ladera del lado izquierdo. parecer, rellena allí un nivel de fondo que no coincide el valle actual, hecho que se reconoce también en que lomas del lado derecho de la cañada del Lastonar más altas que las hiladas más profundas de los conglo rados pliocenos, que se revelan hacia el lado de la monta

Se encuentran también sedimentos de carácter ig mente basto en otros lados de la costa. A ellos perte

cen los recubrimientos, bastante clásticos, de las piza rras paleozoicas de Torre Blanca (fig. 1). Es difícil discer nir aquí si se trata aún de relleno estuarino plioceno, o más bien de depósitos diluviales. Los sedimentos pliocenos, que se adentran profundamente en la bahía de Fuengirola, muestran las habituales molasas calizas, sin desparrama miento de elementos más bastos.

También son dignas de atención las cotas que presen tan varios de los sedimentos pliocenos que aun se conser van, ya que, puesto que no han experimentado ningún plegamiento posterior, nos dan una medida para la poten cia del recubrimiento sedimentario del Terciario alto. Hay que prestar, sin embargo atención al hecho de que, con respecto a las manifestaciones situadas más al interior, el cuadro está influido por la desigualdad de los desnivela mientos de ocurrencia posterior. Pero estos que, en efec to han tenido lugar, son de tan reducida escala que su ángulo de inclinación es inapreciable, por lo menos toman do como punto de referencia la disposición de las hiladas, que ya originalmente pueden alcanzar inclinaciones que sobrepasan el escaso alcance de la adquirida por desigual alzamiento.

A lo largo de la costa mediterránea alcanza el Plioceno, en la zona de Marbella, una cota de cerca de 120 metros; el basto relleno de estuario del valle del Río Verde per duró en forma de un conglomerado, por lo menos en 250 m., y a ello podría atribuirse que este Plioceno alto ofreciese ya una formación de tipo terrestre. A lo largo de nuestro trozo de costa ya no volvemos a encontrar estas cotas, puesto que el Plioceno situado al pie de la Sierra de Mijas (en el tajo del Arroyo de la Miel) sólo alcanza, en su formación clástica, hasta una altura de apenas 150 metros; recordemos, por el contrario, que en el Campo de Gibral

tar estos sedimentos se alcanzan todavía hasta una casi 250 metros.

En oposición a las cotas apreciadas en el lado nal de la Cordillera costera, sorprenden las consi mente más altas, alcanzadas por el mar y puestas nifiesto por las capas pliocenas, que es el caso en Norte. Allí, parecen ser más altas cuanto más a avanzamos. El autor de este trabajo llamó ya la a sobre la máxima altitud, apreciada en Alozaina, margen Norte de la Hoya (1930 a, figura 10), que prendente, con casi 475 metros. También la marge dional de la Hoya, al SE. de Coín (nacimiento del reilas) y Monda, contiene manifestaciones de P prácticamente horizontal, a cotas aproximadas d 320 metros. En todo el resto de la extensión de bahía pliocena de Coín-Alhaurín, los sedimentos sos desaparecen bajo las «brechas de piedemonte travertinos, y la presencia del Plioceno bajo ell puede deducir solamente por la extensión de es derna cobertura, que se apoya casi exclusivament cambiante de la ladera, mediante la impermeabili su yacente. Es, por consiguiente, muy verosímil mar plioceno, al tiempo de alcanzar su máximo ni tuviese también unido con el Mediterráneo, si bien nexión debió ser muy somera, pasando sobre Gómez, en el extremo oriental de la Sierra de Mijas

No es muy fácil relacionar la banda pliocena de molinos-Arroyo de la Miel, la cual muestra ya, ha parte alta, la facies clástica terminal, con la cota mencionada del lado interior de la cadena costera, no sea en el caso de presuponer la intervención de mientos tectónicos que ocasionaran alzamientos m tensos hacia el interior. Bien es verdad que el límite

rior de Arroyo de la Miel corresponde a un límite de denudación, pero aun cuando se le atribuya una cifra un poco exagerada, de 100 metros, de todos modos la diferencia con los alrededores de Coín es de tal categoría que exige la intervención de alzamientos modernos y desiguales. También hay que admitirlos para explicar las diferencias de cota entre los pliocenos de Alhaurín-Coín y de Alozaina, si bien aquí, y como consecuencia de la gran distancia entre ambos puntos, la diferencia angular es muy pequeña (1° - 2°). Las superficies de peneplanización son las que, merced a los alzamientos que han experimentado, nos dan un valor absoluto para los movimientos positivos más modernos en la línea costera, de los que hablaremos al ocuparnos de las formaciones superficiales (ver cap. XI).

V. LA CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS MONTAÑAS MARMÓREAS DE MARBELLA Y MONDA (SIERRA BLANCA)

En la ojeada dedicada a la composición del material del Cristalino de Málaga del trayecto de costa que estudiamos, sólo de pasada nos referimos a las calizas cristalinas y dolomías que integran el armazón orográfico de nuestro territorio. En lo que sigue señalamos las líneas principales de su constitución geológica, pues estas formaciones suponen un nivel de importancia fundamental, frente al cual las líneas estructurales de la zona de las pizarras pueden considerarse como secundarias.

De modo súbito se alza pujante, sobre la comarca alomada y pizarrosa del Cristalino-Paleozoico de la zona costera de Marbella, la montaña de la Sierra Blanca (ver foto 1), y domina, con su desnudo dorso y sus crestas dentelladas, el contorno desde una altura de 700-900 m. Esta independencia morfológica se subraya por el hecho de que mientras en una amplia vista los bancos de mármoles, en las escarpadas vertientes de una tonalidad gris blanquecina, se destacan en un fajeado de líneas continuas y tranquilas, la comarca de colinas, de un color rojizo oscuro o gris verde, aparece fuertemente tallada por una serie de valles y muestra, por regla general, una serie de pequeños plie-

gues que, donde éstos se hacen patentes, se aparecen discontinuas. Este marcado contraste hace que la marmórea produzca la impresión de una ventana tallada, conclusión que ciertamente no puede apoyarse en un punto de vista morfológico.

Propiamente se compone la Sierra Blanca — «lato»— de dos partes distintas, entre las que existe una continuidad orográfica. Una es la Sierra Blanca propiamente dicha, formada por un potente macizo, de contorno circular, que se abalanza a la costa mediterránea y otra es solamente un apéndice de la misma, que se prolonga en su parte central por el Norte, prolongándose después hacia el Este sobre Monda, fuertemente rebajado alcanzando hasta Puerto Gómez; este último con una llamativa solución de continuidad morfológica para el sector de montañas marmóreas de Marbella del de Mijas, y que permitió al mar plioceno penetrar hacia el Norte a través de la cadena costera. Mientras la parte Norte del conjunto montañoso en la Sierranucha alcanza iguales alturas (1.220 m.) que en la gran Sierra Blanca (Cerro del Lastonar, 1.270 m.), como el apéndice del Este un agregado de alturas más bajas (500-600 m.) con antiguas superficies de erosión, que desde la costa, aparece oculto por el alto macizo sintético de la Sierra de Alpujata (1.063 m.) (ver foto en sencillez en sus grandes rasgos —aunque no cierta en sus detalles— de la forma tectónica principal que de base a la estructura del conjunto de la unidad, ocurre que ya desde los más antiguos observadores, fue considerada su constitución como la de un anticlinal en forma de cúpula, hablando en términos generales. Pero si esta general parece sencilla, se hace en cambio muy compleja la investigación de los pormenores secundario

esta razón las no muy numerosas excursiones del autor buscaban siempre la aclaración de puntos particulares de principal interés. La ausencia de estratificación en las dolomías y, en cambio, los poco claros pliegues de detalle en porciones más estratificadas, hacen la comprensión de las formas estructurales y de sus relaciones claramente más difícil de lo que daba a entender una primera visita.

La descripción y los cortes de D. DE ORUETA (1917), que dedicó a estas montañas una parte esencial de sus trabajos petrográficos —el estudio del metamorfismo de contacto y de sus minerales— reflejan una forma estructural muy esquemática, con cuyo principio fundamental no puedo coincidir enteramente. El citado investigador describe la montaña como integrada por un anticlinal que se alinea en dirección OSO.-ENE., pero atribuye al mismo una marcada simetría con vergencia Sur y lo limita por todas partes con fallas (corte 3 y pág. 489).

Indaguemos, por nuestra parte, sus grandes rasgos a lo largo de un corte transversal general de Norte a Sur para, seguidamente, investigar los sectores de detalle. Nos atenemos a una transversal media entre la comarca pizarrosa del Norte y la línea de la costa de Marbella, atravesando el ojal de Juanar, situado entre las aristas principales.

Con buzamiento considerablemente brusco (50-65°), localmente todavía más acusado (aunque ocasionalmente más suave), desciende en el borde septentrional una potente serie de mármoles hacia el Norte, que se vuelve a dirigir hacia el Sur en posición más llana, en las dolomías, prácticamente sin estratificación, de la cima de la Sierra de Canucha; pequeños pliegues siguen hacia el Sur en las capas inmediatas más profundas, para convertirse en la parte superior del vallecito de Juanar en una serie de mármoles calizos que buzan bruscamente al Sur. Con ellos

queda así determinado el anticlinal de Canucha. Una banda sinclinal, casi longitudinal, separa a elemento estructural septentrional de la cúpula de la Blanca propiamente dicha, que designamos con el de anticlinal de Juanar, aludiendo al boquete de donde aparece una serie de pizarras cristalinas y de mias fuertemente metamorfizadas. El borde meridional de este boquete representa el tránsito a un dilatado meridional, el cual, en sus capas más profundas y más canas a la costa, no alcanza los buzamientos del trional (una media de 50°, con muchas oscilaciones

De la disposición general expresada —que por relieve, aproximadamente, los cortes 11-10— re existencia de una amplia bóveda de abruptas vert con múltiples, aunque subordinados pliegues pa Los puntos extremos del diámetro trazado a través distan aproximadamente ocho kilómetros, lo que idea de la magnitud de la amplitud de este antiguo p de un material rígido, considerado en su totalidad.

1) El anticlinal de Canucha.

Esta entidad, no muy destacada en su relieve, mina el transcurso del borde Norte de las cadenas reas, que media entre el valle del Río Verde y la p ciudad de Coín; constituye la antes mencionada pr ción en forma de cola, hacia el Norte, de la cúp Sierra Blanca, y viene a ser respecto a ella lo que go de un cazo. La estructura de anticlinal existente TA, en general, no la señala — sólo se deja traslucir e cortes transversales, porque amplios territorios co solamente en mármoles dolomíticos, atravesados

clases, las cuales constituyen una sierra extremadamente estéril y hostil a toda manifestación de vida.

Tanto más de celebrar es, por tanto, la circunstancia de que mármoles azulados estratificados constituyan la más alta de las capas, ya localmente por encima de ellas, ya procediendo en parte de ellas, y, especialmente, que sigan el borde Norte de la zona de mármoles. Estas capas permiten reconocer la charnela del anticlinal, poco acusada y en sorprendente proximidad al margen septentrional, circunstancia que permite inferir la asimetría que motiva este hecho. En el Río Pereilas (al SO. de Coín) se presenta este borde septentrional con una inclinación superior a 70°, y forma desde aquí hacia Monda un pequeño y escarpado peldaño, que limitan al Norte el Flysch y el Plioceno; es probable que la asimetría quede aquí reforzada por una dislocación longitudinal. El perfil que atraviesa la parte de las cumbres del anticlinal presenta una marcha más regular en su estructura en la transversal del Río Seco, junto a Monda; más hacia el Oeste se enlaza esta alineación muy íntimamente con la parte central del anticlinal de Juanar, y se puede reconocer su terminación en una pequeña cúpula, vuelta hacia el Norte, junto al valle del Río Verde, localizada junto al vértice I.140 en la parte alta de la Sierra Blanca.

Al lado de la asimetría geométrica reconocida cabe señalar un tipo de facies litológica que es significativo para los cambios laterales de rocas, frecuentes en estas montañas mármóreas. Así, en el corte transversal entre Monda y Coín, a la delgada raya de calizas estratificadas en el borde del sector Norte, corresponde en las cimas montañosas del sector Sur (Sierra Gorda, Sierra de Alaminos), una serie extremadamente potente de dolomías macizas, casi sin estratificación.

2) El anticlinal de Juanar.

La expansión casi circular del complejo mármol Oeste del meridiano de Monda abarca, en lo es este elemento estructural. Prescindiendo de la posición de las capas en las partes periféricas de las montañas reas, la presencia de este pliegue queda especialmente subrayada, como ya se ha dicho, por la parte más interna de su núcleo. Se sitúa aquí un asomo cristalino, mostrándose aparentemente como el terreno más profundo, contenido por las capas de mármol suprayacentes, generalmente con buzamiento periclinal. Esta forma de cúpula o sin embargo, toda clase de irregularidades centrales periféricas, que en parte recuerdan las particularidades entre la serie pizarrosa y el complejo dolomítico (acuñamientos e hinchazones laterales). Este asomo de pizarras cristalinas no ocupa geométricamente el ápice de la cúpula, sino que está marcadamente aproximado al Este, en lo que nos fundamos para aseverar que la tendencia observable de las capas en el lado Oeste se ajusta en mucho a la correspondiente del lado Este (ver corte 15). Esto da a entender que la aparición de las pizarras cristalinas no acostumbra a coincidir exactamente con la denudación de las capas estratigráficamente más profundas.

En el núcleo de Juanar disminuyen las dolomías de los flancos, hasta convertirse en bancos a veces poco espesos, pero muy cristalinos, y pizarras cristalinas en parte menos inclinadas, con intercalaciones alóctonas; estas pizarras permitieron la formación de una artesa en forma de caldera, en la cual se ha originado

suelo de erosión, apto para el cultivo y cubierto de olivares, que se destaca con rudo contraste entre las desnudas crestas dolomíticas. Es sabido que Juanar ofreció un material muy rico para el estudio del intenso metamorfismo aquí presente. (MICHEL LEVY, 1889; ORUETA, 1917). ORUETA, que tiene a la cubeta entera por «un gran manchón de dolomías metamórficas», cree que la causa principal de estas fuertes metamorfosis radica en la presencia de un cuerpo intrusivo en el núcleo del anticlinal, que hace suponer, por consiguiente, un macizo peridotítico ligado al mismo. Dentro de las dolomías existe un pequeño anejo de pizarras cristalinas al Oeste y fuera de la depresión central, en la pendiente que da a Istán.

La naturaleza de núcleo anticlinal de este enclave pizarroso en la montaña dolomítica no queda perturbada a pesar de las reservas señaladas. Esto se muestra especialmente en su hundimiento por el Oeste bajo las dolomías onduladas que se abalanzan sobre ellas, en parte bien estratificadas y provistas de minerales (línea de crestas, cota 1.130, Salto del Lobo).

La delimitación es más incierta por la parte del Este. En las alineaciones montañosas que por este sector descienden hacia Ojén (Cerro Nicolás), se reconocen formaciones que, en parte, descienden muy bruscamente hacia el Sur, hasta el borde mármoleo oriental, aun cuando a menudo esto se borra por la falta de estratificación (ver corte 10 a). La disposición periclinal predominante de las capas sufre aquí, por consiguiente, una pequeña interrupción, lo que parece conducir a la conclusión de que, en esta parte, el edificio del anticlinal muestra una tendencia a inclinarse hacia el Norte.

Otra particularidad muestra la zona marginal de Ojén. Al Norte de la citada localidad (cota 640 m.) penetran en

estrecha zona las pizarras cristalinas en el complejo móreo, que aquí tiene sólo la mitad del ancho que en el contorno occidental de la cúpula. Además corre a ambos márgenes dolomíticos una disposición clinal. Aquí se presenta, por tanto, como cierta la ubicación de la zona anticlinal de Juanar, pero sus pizarras cristalinas no son equivalentes a aquéllas, pues es manifiesta continuidad con el complejo pizarroso e y, por consiguiente, con una serie de capas que de sobre las restantes dolomías. Todavía se continúa en forma de espolón, esta terminación del pliegue por el lado de Ojén, hacia las pizarras cristalinas del oriente; su segmento dolomítico meridional se prolonga entonces en un pequeño apéndice, enormemente reducido en potencia, hacia el NO., y termina en las pizarras de esta peculiar conducta, a una masa que, por otra parte, muestra un volumen tan grande, se la debe considerar como una radical y rápida terminación de la facies mórea. Con un gran descenso axial se hunde aquí el sector clinal de Juanar hacia el Este, y el conjunto dolomítico encuadrándose entre una comarca pizarrosa irregular y plegada, que a poca distancia queda interrumpida por el gran macizo serpentínico de la Sierra Alpujata.

A continuación de estas relaciones de la parte del sector con el borde oriental, consideremos todavía:

3) La tectónica en la zona marginal del complejo marmóreo de la Sierra Blanca.

En general, en las estrechas bandas en que la zona pizarrosa y las empinadas montañas marmóreas se tocaban ofrecen relaciones de esencial significación para el

establecimiento de la sucesión estratigráfica y la apreciación de la estructura. Si en esta parte se quiere reconocer, entre ambos complejos —pizarras cristalinas por una parte, y mármoles más profundos por otra— una separación tectónica, que se hace patente aquí y allá por discordancia tectónica, es ésta una conclusión errónea, aunque a esta solución nos apremian comparaciones regionales con series estratigráficas semejantes (Alpujarridas, Rondaidas). La investigación de cerca de las montañas de Marbella y Mijas me fuerza a abandonar esta primitiva opinión, tal como la expuse en 1930 (pág. 210); por el contrario, en estas montañas se presenta una unidad tectónica única y regional, que comprende el conjunto desde la costa hasta sus desnudas crestas, llegando hasta la Hoya de Málaga. El examen de los caracteres faciales de los mármoles nos lleva a señalar otras relaciones acerca de su posición en el conjunto estratigráfico (cap. IX).

La Sierra Blanca ofrece importantes rasgos para el estudio de las relaciones marginales. No son, ciertamente, fáciles de entender a menudo, porque justamente en este sector del borde se sitúa una cobertera de derrubios y travertino. El flanco oriental del domo, entre el puerto de Ojén y las labores mineras del Peñoncillo, ofrece, sin embargo, a lo largo de la carretera Marbella-Monda, excelentes puntos de observación.

La continuidad existente en la columna estratigráfica, desde las pizarras blandas y satinadas y los gneises hasta la serie principal de los mármoles, se puede corroborar muy bien en este sector. Siguiendo el corte estratigráfico de abajo arriba, la facies de los mármoles se extingue hacia arriba, porque se repite en las pizarras en forma de capas delgadas como recurrencias de facies y se vuelve a extinguir paulatinamente. Tales apariciones de los mármo-

les muestran ocasionalmente, con claridad, la congruencia estructural vigente con el relleno pizarroso del coñoncillo, no sólo las pizarras cristalinas, sino también la faja de mármol en ellas inserta (Arroyo de la Calera de la Torrecilla), se doblan paulatinamente desde el Este hasta el flanco Sur, corriendo concordantes al principal de los mármoles y poniendo, por tanto, de nuevo la solidaridad tectónica y estratigráfica de la zona entera. El croquis de la figura 3 da una idea de esta estructura marginal, y su texto pone de relieve la composición estratigráfica y la marcha de la tectónica.

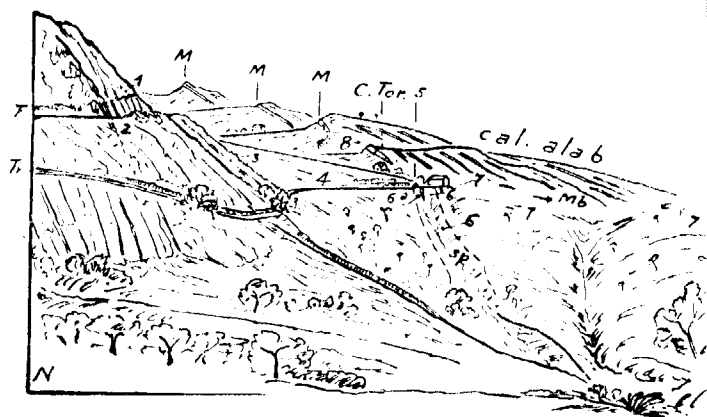


FIG. 3.—CROQUIS PANORÁMICO DEL CORTE MARGINAL PALEOZOICO-CENozoico, JUNTO A LA CASA DE LA TORRECILLA (AL NORTE DE MARBELLA). — *Mk*: Núcleo marmóreo, que constituye el mogote a la izquierda. — *Cal. alab.*: «Calizas alabeadas». — *M*: Faja exterior marmórea. — *C. Tor. s.*: Casa de la Torrecilla. — *Mb*: Dirección hacia Marbella. — *F*: Trazado abandonado del ferrocarril minero del Peñoncillo. — *Tr.*: Camino hacia el cortijo del piche.

SUCESIÓN DE LAS CAPAS:

1. Mármoles de cristales gruesos, en parte blancos, en parte teñidos de azul o también coloreados de rosa, atravesados por lenticulas irregulares de anfíbolitas («skarn»).

2. Intercalaciones, dentro de los bancos de mármoles, de gneis biotítico y pizarras micáceas, con delgadísimas rayas de anfíbolita.

3. Zona anfíbolítica marginal; alternancia de gneis y capas delgadas de dolomía, recorrido el conjunto por hiladas delgadas de anfíbolita «skárnica».

4. Serie continua de las pizarras cristalinas: pizarras micáceas biotíticas predominantes, con textura en finas capas, profundamente erosionadas (espesor: 50 metros); filita arcillosa de dos metros de espesor, al Sur, con mayor contenido en feldspatos; superficies de pequeños deslizamientos arcillosos, hundiéndose la serie bruscamente hacia el Sur.

5. Pequeña espiga caliza (1,5 metros de altura por 2,00 metros de anchura), intercalándose entre pizarras cristalinas y serpentina (6). Se trata de una caliza compacta, azulada, no metamorfizada, que contiene pequeñas partículas redondeadas de serpentina; esta caliza, de fractura concoidea, no debe servirnos, sin embargo, como indicadora de la edad antigua de la intrusión o trituración por la erosión de la serpentina, ya que es un moderno depósito plioceno o mioceno que aparece ligeramente insinuado entre las capas antiguas; asimismo se pueden reconocer allí pequeñísimos cantos de la roca del contacto anfíbolita-mármol.

6. Lentejón de serpentina: en dirección transversal, alrededor de 19 metros de potencia; a la serpentina está unida una pequeña cuña de mármol (6a); debe corresponder a la porción final de la zona marmórea *M* (=8).

7. Serie estratigráfica paleozoica (limita aquí, por excepción, directamente con la serpentina); le siguen unos 20 centímetros de grauwacka cuarzosa, esquistos arcillosos verdes oscuros y pequeños bancos de caliza silícea, acompañados de caliza pizarreña, sobre la cual descansan a su vez grauwackas verde-oscuras macizas y pizarras arcillosas; la potente serie de las «calizas alabeadas», que constituye las colinas al Este de la carretera, está representada en la dirección del corte solamente por la antes citada base de la serie paleozoica de unos dos metros, entrecruzada con caliza.

8. Faja marmórea del Arroyo Calera-Torrecilla (*M*); está intercalada en las pizarras cristalinas, en un trayecto de tres kilómetros de longitud, aproximadamente, y separada de las «calizas alabeadas» por una zona relativamente poco potente (30-50 m.) de filitas cuarcíferas.

Un notable fenómeno en el flanco Oeste y Sur de la Sierra Blanca —y esto vale también en medida algo reducida para el borde Sur de la Sierra de Mijas— es la aparición de rocas anfíbolíticas. Están limitadas hasta tal punto en su principal desarrollo, a una estrecha faja a lo largo

del margen de los mármoles, que se puede hablar de un fundamento de una zona marginal anfibolítica. Vamos más adelante sobre ella en otra relación (ca Anticipémonos a señalar que de una investigación de varias muestras, amablemente llevada a cabo por el profesor M. REINHARD (Basilea), resultó que se trata de gneis de «skarn», las cuales, como formación de tipo, ya en forma de capas, ya en forma de chert, atraviesan el mármol y los gneises (Gneis cordillera plagioclásico) que le acompañan.

Si concebimos el contorno inmediato al núcleo mármol como una gran unidad estratigráfica, es válido el flanco oriental completo de la Sierra Blanca la cual muestra una tendencia general antes subrayada con las capas profundas. De modo patente, las series de gneises pizarrosos, con sus intercalaciones subordinadas, más duras y ricas en cuarzo, están plegadas mucho más fuertemente y sin continuidad en estrechos pliegues; si nos acercamos a la serie de mármoles, se observa, sin embargo, un aumento del ángulo de buzamiento y un tránsito a la tectónica del mármol. Esta condición domina a grandes rasgos desde el brazo E-Monda-Coín hasta el territorio costero de Marbella. En el sector Sur de la depresión de pizarras cristalinas cobija al complejo anfibolítico, rico en magnetita, donde, al noroeste, se reconoce una superficie de fractura, desde Este a Oeste, probablemente sólo local; al borde Sur manifiesta relaciones que le desvían notablemente del correspondiente al Este.

De este modo se agrega al reborde del mármol una estrecha raya de serpentina; ya se une ésta íntimamente al borde del mármol (fig. 2), ya se separa de él por una fajita de pizarras cristalinas (fig. 3), que a pesar de su estrechamiento, que en contraste con el

Este hemos señalado, nunca quedan completamente suprimidas.

Más ejemplos de contactos anormales entre el núcleo de mármoles y el borde gneísico se presentan allí donde las capas del ribete Sur pasan en amplio arco al flanco Este, que da al Río Verde (Fuente Nagüelas). En la citada fuente se acercan los mármoles y las «calizas alabeadas» a la distancia de pocos metros; la parte principal del Paleozoico y la serie cristalina casi completa parecen estar aquí, por consiguiente, interrumpidas. Algo más hacia el Oeste se ve, sin embargo, cómo las calizas paleozoicas se alejan otra vez del contacto inmediato con los mármoles y describen hacia el Río Verde un amplio arco, sobrepasan el curso del río en algunas capas más altas, para doblarse de nuevo de modo muy llamativo hacia la escarpada pendiente Oeste de la Sierra Blanca (Casa del Cura), apareciendo allí forzadas en una hondonada sinclinal. Hacia estas líneas estructurales del complejo de capas paleozoicas vuelve la Sierra Blanca el lado exterior convexo de su domo y no muestra con ellas ninguna relación inmediata. Ambos elementos estructurales se muestran aquí separados por una dislocación. El contacto de falla se sitúa entre el Regado del Montero, al Sur, y la Casa de la Alfraguara, junto a Istán, manifestándose en un límite recto de la zona de mármoles, la cual se hunde en pendiente abrupta bajo las pizarras cristalinas o bajo las calizas más altas, en dirección Oeste. Se hace patente aquí una dislocación transversal que guarda relación con el brusco hundimiento en forma de flexión del conjunto del domo hacia la depresión transversal, con la que, en líneas generales, coincide el curso del valle del Río Verde (corte 15).

Igualmente a como sucede en el lado Sur, caracteriza a este trastornado reborde occidental la aparición de un

rosario de serpentina; a menudo ésta se oculta bajo pizarras de la cenefa de los mármoles, o se abre trechos hasta la superficie actual, pero no penetra en el mármol y no manifiesta tampoco en la su conexión alguna con el potente macizo serpentíneo se dispone al Oeste del Río Verde. Así se muestra angosta «serpentina marginal» como un estrecho ornato al pie y a lo largo de la roca marmórea hasta la cota de Coín, donde aumenta fuertemente en espesor, su acusada posición marginal y cortando transversal la colina de cota 305, a través del sinclinal, bajo el río, llega hasta Río Gordo. Si damos un vistazo de cerca a esta posición marginal de la serpentina, resulta *intrusión básica que corresponde a la formación de estrecha zona sigue con preferencia el borde fuerte trastornado del dispositivo marmóreo central; de carácter son los límites Oeste y Norte, los cuales corresponden a una vergencia, aun cuando no fuertemente cada, del dilatado pliegue; en contraste con esto, el del Este muestra una unión normal de mármol y una zona marginal anfibolítica fuertemente acentuada un relativo alejamiento del potente «stock» serpentíneo de la Sierra Alpujata.*

VI. LA ESTRUCTURA DE LA ZONA PIZARROSA ENTRE RÍO VERDE Y FUENGIROLA

El contraste morfológico entre el núcleo marmóreo y la comarca pizarrosa en torno, está, naturalmente, también acentuado con energía en el estilo tectónico. Aun cuando en una buena parte representa sólo la cobertura del núcleo rígido, muestra el territorio pizarroso sus plegamientos peculiares, cuyas particularidades son muy inciertas, ya que lo atraviesan infinitas dislocaciones pequeñas y fracturas. Distribuidos en partes diversas del territorio distinguiremos algunos rasgos estructurales sueltos.

1) La depresión transversal del Río Verde.

Una posición tectónica especial se nos presenta en la parte inferior del valle del Río Verde, alineado según la dirección del meridiano, con sus alturas próximas. De la situación de la zona de calizas, mencionada en capítulo precedente, entre dos fajas de pizarras cristalinas más profundas, se sigue la disposición sinclinal presente; lo mismo abonan las cuñas aisladas de conglomerados permotriásicos y areniscas, que forman en la parte inferior del Arroyo

de Lastonar y de la Cuesta Esteban una ininterru serie de puntos que corre de NE. a SO. y se tuerc pués hacia el Oeste. Correspondiendo a esta dispo debería reaparecer otra vez al NO. del Río Verde infe potente zona marmórea. No falta, en efecto, y alg hacia el Oeste, junto a Benahavis, se alzan montañ lomíticas equivalentes, aunque ciertamente muy ins cantes en volumen (corte 15); no tenemos aquí, si bargo, un verdadero reflejo de la Sierra Blanca, y si cediese no es verosímil sea consumido por la podero trusión magmática; los restantes paquetes de cap esquistos cristalinos, bastante extendidos, lo demue Como hay que señalar todavía en otras conexiones, manifiesto al Oeste de la Sierra Blanca un señalado cimientto de la facies caliza dolomítica, de tal mod aquí las pizarras cristalinas profundas representan el rial principal, constituyendo formas tectónicas poco terísticas. La presencia de retazos de capas (lom Puerto del Alisal), más o menos en dirección N.-S., tra además que la orientación de los estratos en la diente tectónica occidental del potente domo de Blanca se afirma todavía hacia el Oeste, en un a trecho.

2) La comarca de colinas entre La Concepci Marbella.

Las cuñas permotriásicas de Cuesta Esteban se re en los lados del río, un poco más hacia abajo, pero que atañe a su significación no se las debe consi como aisladas unas de otras. Las cuencas triásica fueron en su tiempo señaladas por ORUETA, pero su

es muy esquemático y la extensión atribuída a los sedi mentos rojos muy restringida. Cuanto más avanzamos hacia el Sur tanto más tranquila se manifiesta la estratifi cación, y las depresiones de arenisca roja aparecen menos caprichosamente distribuídas en la superficie.

Es digno de notar que estas cuñas permotriásicas no penetran profundamente en el substratum antiguo. Así, el corte a través de las colinas, entre La Concepción y el borde de las calizas, muestra que estas pequeñas cuencas quedan restringidas en la arista de las colinas y no cruzan el corte transversal del río. Por lo demás, hay que adver tir, tanto para estas cuñas permotriásicas como para mu chas otras semejantes del Bético, que su disposición en una línea de depresiones está, por lo general, poco marca da; se introducen en los terrenos subyacentes como la raíz de un molar en la mandíbula. De ello se puede derivar también la fuerte cresta del plegamiento de la formación postherciniana, que le sirve de base con su substratum antiguo.

Bájo la cobertera pliocena y las formaciones recientes que se extienden al pie de la montaña, en los llanos de Ballorceta, se dilata la zona de las formaciones rojas por la comarca de Marbella. Su estratificación aparece allí manifiestamente poco alterada. Igualmente, las pizarras subyacentes, de un color verde oliva oscuro, muestran una marcha muy tranquila, aunque detrás de esta estratifica ción llana puede ocultarse una estructura muy fuertemente trastornada (ver fig. 2).

3) Las Chapas de Marbella.

Usaremos esta denominación —a semejanza de TA— como nombre de conjunto para la cadena de completa, que se extiende entre la costa al Este de bella y el valle del Río de Fuengirola. En una extens muchos kilómetros cuadrados aparecen aquí, ent zonas marginales paleozoicas, las pizarras cristalina fundas, sin que por ello surja rastro de la serie mar tan potente un poco más hacia el Oeste.

Para fijar las líneas estructurales de este amplio t rio hay que recurrir principalmente a las zonas margi pues el Cristalino, por lo general, ostenta sólo peq pliegues, estrechos y poco definidos. En la zona ma nos sirve de guía la distribución de las calizas alab En grandes líneas esta serie se puede seguir desde l marca de Marbella hasta la de Calahonda. A trech significativa potencia y topografía muy expresiva, su otros en los cuales sólo de un modo impreciso se p delimitar, o bien muestran, como ya se mencionó corte transversal de Marbella, un retroceso a una faj mamente estrecha, casi interrumpida.

Para la comprensión del dispositivo estructural e es importante el establecimiento del cambio del rum las calizas del borde marmóreo en la comarca del A Calera. Con ello aparece el amplio espacio de pizarras talinas profundas entre la costa y el apéndice mar de Monda-Coín, dentro del cual el potente «stock» pentínico-peridotítico de la Sierra Alpujata ha sustitú las pizarras. Aquí se muestra como base, en los plie ondulados de las pizarras micáceas y de los gneise dilatado anticlinal, cuyo deslinde del resto se puede

claramente por la depresión de calizas suavemente ondu- ladas en la cuenca de Cala Moral; otra región deprimida, con disposición estratigráfica semejante y con líneas es- tructurales muy indefinidas, caracteriza a la depresión del Río Fuengirola, especialmente en el sector de la Loma de las Matanzas.

De esta delimitación por elementos marginales se des- prende que el territorio de colinas de las Chapas va extin- guiéndose, formando, al menos, dos crestas anticlinales débilmente onduladas, en dirección a la costa, hacia el SE. o ESE. Posiblemente existe una bifurcación de un gran pliegue principal, situado más hacia el interior, el cual, parte a causa del indeterminado curso de sus líneas funda- mentales, parte a causa de la «mise en place» de las intru- siones básicas, ya no es reconocible.

Se plantea ahora la cuestión de una conexión eventual con el pliegue bruscamente descendente de Juanar, que hemos considerado que se extinguía junto a Ojén. Por lo general, la dirección de los pliegues en las colinas de las Chapas, colindantes con el mar, es hacia el NO., haciendo abstracción de todas las irregularidades; sin embargo, en una zona ya mencionada en el capítulo de estratigrafía, correspondiente a las capas de Juana Díaz, sigue casi la dirección Norte-Sur. Así, parece por completo como si las pizarras inferiores se orientasen, en la región del Arroyo de Siete Revueltas, según un sinclinal que corre casi en la dirección del meridiano, aunque sea bastante irregular. Esta disposición, unida a la tendencia de las zonas de las cumbres del plegamiento de las Chapas de dirigirse hacia el interior del país, permite inferir que en su conjunto esta es- tructura compleja tenga algún enlace con el eje del anti- clinal mayor de Marbella (vértice de Juanar). Resulta de tal conexión una forma de plegamiento, combado en arco,

que avanza hacia el Norte, si trazamos la unión hipóticamente a través del macizo serpentínico (ver la línea en la lámina I). Si se admite como válida tal combinación resulta entonces como si la intrusión peridotítica de pujata se hubiese podido alojar en una dilatada zona acharnelamiento y levantarse allí a un nivel más alta posición coincidía al mismo tiempo con una disminución de la facies marmórea.

VII. LA ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE MIJAS

La cadena de Mijas sobresale sobre su extremo oriental, la bahía de Málaga, y es, orográfica y geológicamente, el reflejo de Sierra Blanca; en altitud queda un poco por debajo de ella, pero en sus partes altas la sobrepasa en desnudez y mezquindad de vegetación. De modo semejante a aquélla, consiste en un núcleo marmóreo muy cristalino, acompañado por el Sur de una zona de colinas cristalino-paleozoicas que rodean a las capas del flanco Sur. La disposición estructural difiere —en lo esencial consiste en un conjunto de estratos isoclinal— en que a la forma de cúpula allí existente sucede un pliegue con fuerte vergencia Norte; es ésta una interpretación hasta cierto punto verdaderamente hipotética, debido a la falta de un flanco Norte desarrollado en anchura considerable. De tal estilo estructural se apartan de modo fundamental las representaciones hechas hasta aquí; los cortes de ORUETA (1917, corte 4) muestran distribuido este elemento del Cristalino de Málaga en dos abovedamientos y depresiones rectos, interpretación que no puedo suscribir.

1) La región de colinas cristalino-paleozoica pie Sur.

De modo diferente a lo que sucedía en Marbella aza aquí la comarca de colinas bajas una gran extensión. Las pizarras paleozoicas se pueden distinguir muy bien en general en este dominio de las más profundas y más fuertemente metamorfizadas, y aparecen más energicamente comprimidas y bruscamente plegadas al Este de la transversal Los Boliches-Mijas. La amplia extensión de capas más altas en el valle del Río Fuengirola-Las Cajas, subraya claramente la presencia de la depresión que separa el pliegue de Mijas del territorio de las Chapas. «calizas alabeadas» componen allí alturas aisladas, cesan un poco más hacia el Este. En su conjunto, de modo inmediato, esta poco profunda zona depresiva del macizo serpentínico de la Alpujata, del cual se separa el macizo parcial y marginal de Mijas, ocupando incómodamente capas profundas y, en un trayecto de 22 kilómetros, desde la orla meridional de las montañas marmóreas hasta Benalmádena. Que la depresión del Río Fuengirola no signifique ningún pliegue profundo lo demuestra ya la ausencia de términos triásicos; éstos se sitúan por primera vez al Este de la línea transversal antes citada, con lo cual su contacto corre parejo con una fuerte expansión de la zona pizarrosa antigua (línea del Arroyo de Pajares). De aquí adelante aparecen otra vez las «calizas alabeadas» en forma de cordones dirigidas hacia el Oeste, de casi 200 m. de anchura, de modo que, dentro del cuadro estructural, la zona principal. Además, esto queda también subrayado por:

2) Las zonas triásicas de Torre Blanca y Carvajal.

En la línea meridional de las mismas aparece la continuidad de una zona areniscosa-dolomítica, aun cuando ésta se muestra atravesada por pequeñas dislocaciones que dan lugar a pequeñas y sucesivas porciones alomadas; en la zona Norte se manifiesta, sin embargo, la arenisca cuarcífera parcialmente conglomerática, estrujada a trechos, y las dolomías faltan completamente (7-8 en la fig. 1). Donde se pierde la continuidad, zonas de trituración parecen atravesar las pizarras paleozoicas. Como ya se puso de relieve para las estrechas cuñas permotriásicas en el Río Verde, aquí también el encuñamiento tectónico de la formación discordante sobre el zócalo antiguo con su substratum, atestiguan claramente el fuerte empuje común sufrido por ambas en los posteriores plegamientos alpinos.

3) La región de colinas de Benalmádena.

La región de colinas de Benalmádena y el trayecto de la costa de Torremolinos se incluyen juntos dentro de las pizarras micáceas oscuras y profundas y de los gneises, que allí están fuertemente cortados por intrusiones aplíticas (ver cap. X/1). Amplios trechos del borde montañoso, que se dobla hacia el NE., permanecen cubiertos por sedimentos pliocenos o por una cobertera brechosa diluvial.

De acuerdo con el estilo con que las intrusiones aplíticas o graníticas, junto a Benalmádena, que siguen la dirección general de las pizarras, limitan al margen marmóreo que aquí se levanta (ver mapa), se siente uno muy incli-

nado a aceptar en esta parte un contacto tectónico marmóreo y del complejo pizarroso. El borde junto serpentínico marginal antes mencionado y su fragmento final —trazas últimas de su presencia— encuentran todavía como acarreo en el Plioceno Arroyo de la Miel— un macizo serpentínico vertiginosamente ancho; próxima al Arroyo Hondo existe una delgada faja de rocas verdes pizarrosas fuertemente erosionada, la cual, aparentemente, con las pizarras antiguas allí presentes, monta mecánicamente los mármoles que se introducen por debajo; con la dirección de corrimiento está en consonancia también la curvación hacia el Norte, en un arco de gran radio, del complejo de las pizarras cristalinas, en los alrededores de Benalmádena.

4) La sierra marmórea.

Los cortes análogos a los de la Sierra Blanca, respecto a la disposición de las capas y al estilo tectónico, se encuentran, como ya lo permite reconocer una primera comparación, sobre las pendientes de la cadena de Mijas, que contrastamos en la misma zona anticlinal. Mediante un corte anticlinal de Canucha, ya estudiado, se aproxima el contacto marmóreo de ambos complejos en Puerto Gómez, a una distancia aproximada de 1,5 kilómetros. Entre las terminaciones de los anticlinales se guarda la línea serpentínica de la colina de Los Nebrales, que penetra hacia el Norte. Se podría suponer, por consiguiente, que la intrusión básica ha atravesado una zona marmórea. Esto requiere, sin embargo, hacer una salvedad. En este lugar, no persiste inmediatamente la zona de las

del núcleo marmóreo y, además, aparentemente, la facies carbonatada es reemplazada aquí ampliamente por pizarras cristalinas. Así, hay que señalar sobre la parte del citado paso que mira a Mijas que, con una fuerte caída axial por flexión, los mármoles de Mijas descienden hacia el Oeste; mientras que en la parte de las crestas más altas el mármol dolomítico macizo no permite reconocer ninguna estratificación —a juzgar por la pendiente de la superficie, el descenso axial hacia el Oeste es de 16°, aproximadamente— en la altura del puerto se manifiesta el borde marmóreo con un buzamiento de 60-80°; y sobre los mismos se sitúa una faja muy estrecha de pizarras cristalinas de cuatro metros, aproximadamente (con nódulos de mármol), antes todavía de que la serpentina aparezca. Aun cuando aquí la continuidad del mármol en la zona de las cumbres parece ser persistente, éste puede haber disminuído en potencia, lo que marcó la dirección de la intrusión del magma básico, es decir, de la serpentina. La saliente lengua de la serpentina de Nebrales recuerda vivamente un empujón de carácter mecánico hacia el Norte del cuerpo intrusivo y, por consiguiente, en su margen NO., junto a la fuente de la Casa de la Torre, se encuentran contactos mecánicos del mármol incluído en la serpentina; la roca eruptiva aparece también milonitizada.

Si se intenta aclarar la estructura interna de la cadena de Mijas, la parte más desfavorable para ello resulta la terminación occidental, a causa de lo macizo de los mármoles. Formando la cresta principal se prolonga esta masa de grano grueso, no estratificada y frecuentemente atravesada de diaclasas, sobre el dorso culminante, hacia el Este, hasta la comarca de Benalmádena. En su borde Sur y, por consiguiente, en la parte pendiente, se disponen mármoles bien estratificados, azulados y blancos, los cuales buzan

55-65° al Sur y SSO., hendiéndose en cuñas de (ver cap. IX/3) y con recurrencias aisladas de pizarras marginales. Hacia la línea de las crestas caída septentrional, muestran las cabezas de algunas de estas formaciones una estratificación cada vez más fina. Hay que resaltar esto especialmente, puesto que esta disposición conduce a una estructura anticlinal completamente distinta de la que señaló ORUETA en su estudio para esta cadena marmórea, en su monografía; el estudio del Tajo del Caballo, que se prolonga al Norte, muestra estas relaciones de modo particularmente claro (ver corte 5).

El corte de la montaña antes citada puede servir para llamar la atención sobre una zona rocosa pizarraña asentada en la misma —la zona de El Quejigal— que puede considerarse como guía tectónica dentro del macizo montañoso y que en una dirección algo diagonal lo atraviesa hasta alcanzar Arroyo Hondo (Benalmádena) en el Sur. Se trata de mármoles estratificados, azulados, manchados de pizarras sericíticas, sobre las cuales se basará al referirnos a los caracteres de las facies de las formaciones marmóreas.

Sobre esta zona de El Quejigal, de modo diferente de lo que ocurría en el domo de Sierra Blanca, no hay que registrar ningún vértice principal anticlinal en la porción de la cadena, y solamente la iniciación del mismo que se puede constatar al pie septentrional del comienzo de la cadena montañosa. Se presenta, por consiguiente en la cadena de Mijas, un pliegue totalmente asimétrico, en el que se complete el segmento Norte bajo la cobertura pliocena y se explique allí mediante fallas hipotéticas. Se acepta sin dificultad la opinión de que se trata de un pliegue fuertemente asimétrico, asimetría que se refiere

además a la composición litológica de los flancos Norte y Sur, lo que naturalmente no excluye que en la formación de la hondonada, que cubren al Norte las margas pliocenas, no entrasen en juego fenómenos de fracturas.

La región culminante del anticlinal de Mijas no ofrece además unidad. La terminación oriental de la cadena no se ordena en la misma línea axial que fué reconocida en el corte transversal del Tajo del Caballo; ésta está más bien un poco desplazada hacia el Norte, y las capas vecinas al eje anticlinal son cortadas en los picachos de Palomas (cota 588 m.) y Albarcuz (585 m.), dominando la comarca de Alhaurín de la Torre. La terminación oriental de la cadena, tal como en su estado de desnudez se puede observar a perfección desde la costa de Torremolinos, permite reconocer claramente el desplazamiento hacia el Norte del transcurso de ese anticlinal del macizo marmóreo, que está afectado allí, además, por replegamientos secundarios.

Acerca del estilo de la terminación del pliegue de Mijas como conjunto en la llanura del Guadalhorce, solamente se puede disponer de algunas deducciones indirectas, pues el descenso axial por el Este, aun cuando se manifiesta en algunos bancos aislados, no es fácil de reconocer. Si recordamos la brusca caída axial en el Oeste (Puerto Gómez) y en la Sierra Blanca, parece verosímil que, correspondiendo al carácter del plegamiento de esta estructura integrada por el mármol, también aquí se presente un descenso rápido e inmediato que se manifieste, como allí, morfológicamente. Un indicio acerca de ello lo proporciona, asimismo, el anticlinal de Cártama, solidario por el Norte, que con su núcleo de mármol se anega bruscamente por el Este en la depresión tectónica, ocupada por el curso inferior del río Guadalhorce, en el transcurso de sus líneas estructurales, constituido por ondulaciones llanas, se une

hacia el Este, y del otro lado del río, en lo de Málaga, a los núcleos antiguos y metamorfoseado complejo paleozoico. Puesto que estos núcleos muestran en general un estilo estructural similar a la disposición general en el borde oriental de Mijas, junto a Churriana. Como las grandes fallas surgen entre el núcleo mármoleo y la cobertura también aparecen en la terminación oriental, en Torremolinos Churriana, es verosímil que a lo largo de la misma el núcleo mármoleo se hunda bajo las cristalinas envolventes que yacen generalmente del Plioceno.

VIII. LA ZONA ANTICLINAL DE CÁRTAMA-GUARO

La ojeada pasada hasta aquí sobre la estructura geológica de las formaciones antiguas, al Oeste de Málaga, nos ha conducido, a lo largo de la alta cadena costera, de Oeste a Este. Dirijámonos ahora tierra adentro en un sentido opuesto, con lo cual queda por recorrer una zona de plegamientos mucho menos acusada; se trata también de una zona de morfología mucho menos marcada que se extiende entre Cártama, en el Río Guadalhorce, y Guaro; es decir, comprendiendo la región de plegamiento poco marcado de las pizarras cristalinas en su zona lindante con la propia Serranía de Ronda, y donde las potentes masas peridotíticas han sustituido a la formación pizarreña, casi sin dejar resto.

1) La Sierra de Cártama.

Este pequeño sector de las cordilleras es un ejemplo de cómo los pliegues de capas antiguas se diferencian en formas montañosas de perfecto contorno, de modo que su forma orográfica y su estilo tectónico se manifiestan en el paisaje como un anticlinal regular del Jura. Separado de la comarca circundante por la zona alomada, suavemente

ondulada y cubierta de cultivos del Plioceno, desde la base de la montaña, rotundamente, s marmóreos. Se presenta como un pliegue así los mármoles antiguos, cuya abrupta vertiente s nal sobre la aldea de Cártama proporciona ya un y superficial orientación. En un trayecto de casi metros de longitud descienden los mármoles, ya ya blancos como la nieve, del lado septentrional comarca al pie. La brusca pendiente de los m acrecienta localmente hasta llegar a afectar una fu diente meridional, dando como consecuencia u volcado, fenómeno que queda compensado por dislocaciones; así, en el Cerro del Castillo, junto ma, se presenta una pequeña fractura en esta part (corte número 5). A este lado septentrional se co en la parte culminante, un buzamiento general a sólo 15°, es decir, que se presenta una forma d miento tal como la que admitimos para el anti Mijas, al Sur, al completar hipotéticamente su p tentrional.

De modo semejante a lo que ocurre en las estructurales marmóreas de la costa, asoma tambi en la periferia del pliegue, el magma básico, pero la superficie topográfica actual solamente en la p oriental del abrupto límite septentrional. En este l ya mencionada, en 1930, la presencia de una roca calcítica, caso poco frecuente, puesto que las ro pentínicas propiamente dichas casi siempre queda bordes de las zonas marmóreas. Procediendo de l del Arroyo Hondo, se atraviesa primeramente una serpentina de 5 m., para pasar después al flanco moles con buzamiento de 75° al Norte; los bancos teriores del mármol quedan convertidos, en unos

tros, en un producto de transformación verde amarillo de textura reticular. La faja de mármoles del pliegue tiene aquí solamente algunos pasos de anchura e inmediata- mente se pasa a las rocas cristalinas del núcleo (cuarcitas biotíticas, pizarras micáceas, capitas de anfibolita).

Aun cuando el pliegue de Cártama representa un plegamiento de escasa importancia en comparación con los que fueron examinados en la cadena costera, aparece aquí la formación basal de la serie marmórea en extensas superficies. La causa de ello no es quizás el brusco plegamiento, sino la muy escasa potencia de las capas del nivel de los mármoles; de acuerdo con esta disposición, aparece ampliamente distanciado en la zona axial, y los mármoles son cortados por la erosión solamente en forma de delgadas tiras que coronan las aristas limitantes de los vallecitos de las formaciones pizarreñas. Aquí y allá parece como si se dibujase una discordancia entre las capas de mármoles y la serie subyacente.

La serie pizarreña que sirve de base al conjunto marmóreo, y a la que aludimos en otra ocasión hablando de la base del Trías alpino (1930 a, pág. 285), es también algo distinta, en su composición litológica, de la serie subyacente de los mármoles de la cadena meridional (Juanar). Sorprende la gran importancia con que se presentan unas cuarcitas claras, además de las ya mencionadas pizarras cristalinas (Arroyo Hondo); se trata de rocas algo rayadas o manchadas de color verdoso, a menudo muy semejantes a primera vista a los mármoles circundantes; frecuentemente se encuentran intercaladas, delgadas capas anfibolíticas, que aparecen también, pero en menor grado, dentro de la serie de los mármoles del flanco exterior. No existen señales de intrusión serpentínica en el núcleo del plegamiento.

El marcado aislamiento del pliegue de Cártama a la gran estructura de Mijas, es más bien llamada explicación de este hecho sobre base tectónica ciertamente muy factible, puesto que por ambas las margas pliocenas y las brechas modernas se refieren a las formaciones antiguas. Se puede deducir de este sector, constantemente, para los antiguos transgresivos y, por consiguiente, durante el Eoceno un pasaje abierto que siguieron todas las posteriores marinas. También se debe inferir que los tectónicos que aquí tuvieron lugar duraron hasta una edad relativamente reciente. Así se puede observar en el límite del pliegue, entre las areniscas y calizas miocenas no más moderno de la cubeta (margas pliocenas) que una superficie de dislocación, más o menos (Arroyo del Cagigal); posiblemente está en conexión con ella el borde de erosión de las superficies nortales al NO. de Alhaurín de la Torre.

Es digno de notar, en contraste con Mijas, la marcada diferencia de potencia en la serie marmoleada volverá sobre este punto en la parte destinada a caracterizar las facies de los mármoles.

2) Los alrededores de Coín.

La zona de plegamiento de Cártama encuentra prolongación occidental, después de una interrupción considerable, en una montaña marmoleada rodeada de Plioceno casi todo su perímetro, la Sierra Gorda. Se trata simplemente tan sólo de un rudimento de pliegue que se desarrolla sobre un contorno fragmentado por la erosión y dividido por margas de edad reciente. En los límites de

hay líneas de fractura de consideración; esto acontece especialmente en su parte Norte. A lo largo de la carretera trazada por aquí hacia Coín se sitúa la zona culminante de este pliegue en forma de domo, cuyo segmento Sur desciende con buzamiento más acusado (hasta 45°) que el del pliegue de Cártama, y aparece cubierto por serpentinita (corte 6). Al O. de la bóveda marmoleada principal se extiende todavía una segunda cúpula pequeña, la Sierra Chica, separada de la primera por una zona pizarreña, en la cual se insertan, de modo muy patente, lentejones de las «calizas alabeadas».

Por medio de las pizarras paleozoicas adyacentes en el Oeste se unen las dolomías cristalinas de la Sierra Gorda a una pequeña cadena divisoria que incluye aún cuñas menores de Permotrias y separa las bahías de ingresión del mar plioceno, de Coín y de Guaro. Un poco más al Oeste, al otro lado del río Pereilas, se ensancha este lomo paleozoico, y el corte a lo largo del curso del río, hondamente entallado, revela otra vez series profundas del Cristalino. Es digno de notarse que faltan en él los mármoles, exceptuando un pequeño lentejón que se encuentra en la desembocadura del Arroyo de Salsipuedes. En lugar de los mismos, aparece en estas capas profundas una masa peridotítica aparentemente gruesa y en forma de domo, la Sierra Pelada. De modo diferente a lo que ocurre en Sierra Gorda y Cártama, ocupa aquí la roca intrusiva una posición axial, pues se muestra en el núcleo de la zona de plegamiento que hemos seguido, viniendo desde el Este, y que se resolvía en estructuras aisladas, perteneciendo a una zona ciertamente continua. Aparecen núcleos gneísicos aislados sobre la masa serpentínica, los cuales aquí — como en otras partes sucedía con las pizarras de los flancos — atestiguan la metamorfosis de contacto de la

masa intrusiva con una marcada profusión de gran expresión de «gneis tostado», de ORUETA, se acobien a este fenómeno.

3) El domo de Guaro.

Este elemento tectónico forma, dentro del Crib Málaga, uno de los objetivos más interesantes, ocasión para aclarar distintas cuestiones algo cerca.

En lo esencial, se trata de un domo marmórectura muy regular, en cuyo flanco Norte está de Guaro. Como el autor, viniendo desde el Norritorio de las Rondaidas, observó que esta estructura marmórea emergía de su cubierta pizarrosa, se le onerla en relación, desde un punto de vista tectóntratigráfico, con el Triás alpino de la cadena de el cual, del mismo modo, aparece bajo las pizarra. La presencia de una ventana triásica, como en las das, semejante a las de las montañas marmóreasdena costera recorrida, se manifestó casi evidente. Esta idea tendría, aun hoy, sustento en el hecho las formaciones marginales de esta cúpula marmóelíptica, no son iguales en todo el contorno. Por ola conexión íntima de la serie pizarreña-marmórelemento integrante de una columna estratigráficcoherente, no permite separar tales elementos e les y unirlos en un complejo tectónico distinto, en las Rondaidas meridionales, aparecen como e tectónica. Y asimismo el hermoso macizo marGuaro muestra una relación sedimentaria con el en el cual se manifiesta este nuevo régimen, que

el mármol en parte componente de la serie sedimentaria antigua.

Si nos aproximamos, desde Monda, a los afloramientos del mármol de Guaro, se percibe claramente que la parte integrante representa el yacente de una serie de cuarcitas, que por su parte presenta intercalaciones pizarreñas. Se trata de una cuarcita blanca, sericítica en las superficies de esquistosidad, que resalta a través de las colinas teñidas de un color de meteorización amarillo, debido a la oxidación. Esta zona de cuarcita, que casi recubre el núcleo del anticlinal, aparece, ya con una estructura pizarrosa, ya en bancos más macizos; la potencia máxima se puede calcular en unos 60 u 80 metros (ver la delimitación en el mapa).

Una primera y más alta faja marmórea (*Gu* = Guaja, en el mapa), aparece claramente sobre la zona cuarcitosa, pero parece acuñarse dentro de la misma o de las pizarras próximas (al Oeste, cota 486 m.). Algo más hacia el Este, por encima de la cota 401, estas capas del pendiente de la zona de cuarcita, se prolonga hacia el Río Seco, en el flanco septentrional del domo, correspondiendo al descenso axial y general del núcleo de Guaro; nuevamente se insertan lentejones de mármol aislados y junto a la Casa del Pilar, al Sur de Guaro, se unen estas fajas marmóreas con el complejo central y encuentra su terminación la zona subyacente de cuarcita. De ello se puede deducir, por consiguiente, que ambos sedimentos se reemplazan mutuamente, o con otras palabras, que el sedimento carbonatado se acuña originalmente con el sedimento silíceo (ver representación esquemática en el corte 8). De estas observaciones resulta claramente que *existe una conexión íntima entre el manto pizarroso circundante, incluso sus cuarcitas, y el núcleo marmóreo.*

La forma regularmente extendida en domo de la es-

estructura de Guaro —al menos en la superficie— se fiesta solamente en los mármoles profundos. Son esto moles calizos azulados los que predominan, los cual contraste con los dolomíticos y con los tipos de gra grueso son los que están mejor estratificados. Pare se manifieste una débil asimetría. Siempre es verosí también este pliegue, en su contorno tan regular por neral, presente un cierto grado de vergencia al Norte se observa que en el borde septentrional las forma marginales altas (pizarras paleozoicas) se aproximan del núcleo marmóreo y la zona de cuarcita está com mente interrumpida en ciertos puntos.

Un poco más hacia el Oeste se pierde el pro ndo abovedamiento de Guaro muy rápidamente. Muy del casquete de la zona de cuarcita que desciende, di hacia el Oeste, se intercala de nuevo en el Río Sec masa serpentínica en la serie pizarreña. Ocupa, po siguiente, como la de la Sierra Pelada, una posición pero frente al núcleo marmóreo está forzada, com a menudo acontece, a una posición marginal. Mu nita es aquí, junto a la cota 368, la penetración intrusión básica en el borde de las cuarcitas, con lo estas últimas se transforman en una extensión de un en una roca mixta, compacta, de color verde claro podría llamarse «oficuarcita».

En la comarca montañosa extendida entre Guaro Verde predomina, en general, un suave buzamiento en los gneises y las pizarras micáceas; son numerosa lo mismo, las intercalaciones cuarcíticas, las cuales o nalmente —en las capas altas— surgen ruinformes comarca pizarrosa (zona al Norte del Arroyo del Gai No se ha de deducir de ello que, en la dirección del del valle mencionado, la línea tectónica de las altur

Guaro se prolongue hacia el ONO., y que el espolón ser pentínico que emana de la masa principal de peridotitas, que tanteando en la dirección del eje, esté en continui dad con ella.

Las extensas pendientes de la parte del Río Verde (monte de Albornoque) no fueron recorridas; muestra aquí, sin embargo, la vegetación arbórea (alcornoque *Quercus suber* L.) que los gneises profundos ocupan am plio espacio. Si nos aproximamos otra vez al borde NO. de la Sierra Blanca (Canucha) vemos que se insertan peque ños lentejones de mármoles aislados.

Al Oeste de la línea de Río Verde quedan cortadas todas las líneas tectónicas por la masa principal de la po tente intrusión peridotítica; ésta aparece atravesada de aquí en adelante por isleos gneísicos aislados, en 30 kilómetros por lo menos, hacia el Oeste.

El límite septentrional externo de la zona de plega miento recorrida está dado por el borde de erosión de las formaciones de Flysch (Eoceno) de la Hoya de Málaga, a lo largo del Río Grande. El hecho de que, a grandes ras gos, el espacio ocupado por el Terciario corresponde a una depresión en las formaciones antiguas, está subrayado por la presencia de la zona de caliza a lo largo del borde paleo zoico (corte 8); contiene localmente calizas macizas azules, cubiertas por pizarras sericíticas (arrecife calizo al SE. del Nuso). De su substrátum hay que destacar una potente zona de conglomerado de cuarcita, la cual, como tantas series del Paleozoico, no muestra, en su arrumbamiento, ninguna constancia consistente.

4) La zona sinclinal de Monda.

El reconocimiento y posición de una «cubeta» de paleozoicas, que se cobija entre la zona anticlinal cadena costera y la situada más tierra adentro de Cártama, es de gran importancia para la valoración estructura del conjunto del territorio. Acertadamente ya observado ORUETA en esta comarca el «Cambri aunque, sin embargo, lo limita y lo interpreta de m diferente. La zona de pizarras más modernas ocupa ambas líneas tectónicas una posición asimétrica, p aparece respaldada por completo por el pie de la de plegamientos meridionales. Al Oeste de Monda, al del cortijo Moratán, la faja paleozoica tiene solamente pocos metros de ancho y parece, un poco más al O estar completamente interrumpida. Las pizarras están muy fuertemente estrujadas; son evidentes estos est mientos en el flanco Norte del anticlinal de Canucha.

A pesar de la estrechez de la zona sinclinal, apar ya al Oeste de Monda, incluidos en el plegamiento, tr relativamente más altos, como son las areniscas pe triásicas y los apuntamientos calizos, ya mencionados, son comparables con las calizas silurianas del Bético tentrional. A consecuencia de esta intercalación fajead sedimentos más modernos, que se destacan por la ause de metamorfismo —un ligero epimetamorfismo caract al Paleozoico más alto—, no puede hablarse de un rel normal de la depresión por sedimentos triásicos; tanto cuanto que al Este de Monda el Plioceno recubre la p principal de la cubeta. Como, sin embargo, hasta Coí insertan constantemente pinceladas rojas —en parte ca

acuñadas bruscamente—, deducimos de ello que esta formación está fuertemente plegada con el Paleozoico, todo a lo largo de esta zona sinclinal; como esto representa una línea tectónica que ya había sido marcada por los antiguos plegamientos (la bóveda marmórea), se infiere de ello que el plegamiento moderno post-triásico, y por consiguiente alpino, corrió paralelo al antiguo, es decir, lo acrecentó. Que ya existía un plegamiento antiguo se puede deducir de la marcada discordancia de los sedimentos permotriásicos, de la acumulación de productos residuales que éstos presentan, así como de la diferencia del metamorfismo, o sea de su ausencia en las formaciones transgresivas. Estas condiciones son válidas, naturalmente, para el dominio bético completo, pero se acentúan especialmente a lo largo de la zona de la depresión de Monda.

Esta zona no se puede proseguir más allá de Coín; la cuenca pliocena antes mencionada se dispone en su prolongación y la cubre pasado Alhaurín.

IX. INTERPRETACIÓN DE LA FACIES Y DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LOS MÁRMOLES

La ojeada de la estructura geológica ha ofrecido ocasión de subrayar el papel dominante que corresponde en las cadenas costeras a las calizas y dolomías cristalinas.

Para completar todo ello conviene aún aducir un cierto número de puntos de vista referentes a este complejo de capas, junto con precisiones y aclaraciones; de acuerdo con su contenido se han ordenado como sigue:

1. *Potencias de las capas y sus fuertes variaciones;*
2. *Relaciones del complejo dolomítico con las series calizas;*
3. *Indentaciones (formación en cuña) y recurrencias en la zona marginal marmórea;*
4. *Intercalación de capas de filitas;*
5. *Carácter de la facies y mineralización de las dolomías y calizas;*
6. *Consideraciones sobre la posición estratigráfica.*

1: La zona de potencias máximas de los mármoles está situada en un trayecto cercano a la costa y coincide con la zona anticlinal Mijas-Sierra Blanca. Muy diferentemente, sin embargo, en un trecho más próximo a la costa,

las intercalaciones carbonatadas parecen perderse o por completo, en las series de pizarras cristalinas (C de Marbella). Si el perfil estratigráfico en ambos t representa niveles equivalentes, y no se reconoce la raleza de ventana tectónica del núcleo de mármol, variaciones, extremadamente insospechadas en las de estratos cristalinos, sólo pueden ser justificadas p cilaciones rápidas de espesores, condicionadas a su v circunstancias faciales. (Ejemplos: comarca del Río borde oriental al lado de Ojén, relación de la zona d gamiento septentrional con la meridional.)

Teniendo en cuenta tales oscilaciones y la cons ción de los factores restantes, los cuales no permiter fijación exacta de las líneas estructurales, no es na mente posible una correlación de los diversos asomos móreos, es decir, la determinación de la posición re de la altura estratigráfica de sus capas. Queda, pu incertidumbre de si al confrontar ciertos complejos móreos no se equipararán niveles de alturas estratigr muy distintas. Tampoco es fácil aclarar si por una disminución de la potencia sufre decrecimiento la supra o infrayacente. La circunstancia de que la f marmórea o bien se aproxima al límite superior del g de las pizarras cristalinas (flanco Sur de la Sierra Bla o bien que sobre los mármoles aparezcan de nuevo p tes series de pizarras cristalinas (Este de Ojén, S Mijas), puede conducir a la idea de que la facies carb tada ascienda, a veces, manifiestamente, a distintos les, es decir, a niveles más altos.

Una comparación de las rocas carbonatadas entr así como, muy especialmente, toda determinación de tencias, es, por consiguiente, sólo un intento aproxim ya que los factores de partida son demasiado insegur

además, todavía insuficientes los recorridos hechos en el campo.

Puesto que las dos áreas principales conocidas de los mármoles determinan las estructuras más extensas, se puede deducir una relación entre la formación de amplios anticlinales y la presencia de la facies caliza. La potente lámina rocosa intercalada en el sistema de capas cristali- nas, consistente en un material de distinto carácter mecá- nico que el de la serie pizarrosa circundante, podría cier- tamente influir en la delimitación y estilo tectónico general de los pliegues. Dicha lámina constituye un factor estruc- tural fundamental. Cuanto mayor es el área de la masa caliza, tanto mayor resulta el radio de curvatura de la forma tectónica abovedada. Con otras palabras, vemos originarse en las áreas de potencia máxima los mayores plegamientos. Así lo muestra la comparación de las gran- des estructuras de Marbella y de Mijas, con las estructuras menores de la zona septentrional, donde el componente marmóreo en el sistema de capas constituye sólo una frac- ción de su masa en el Sur. Sin embargo, consideremos ahora ciertos espesores de la formación caliza.

Para la evaluación de la potencia de las capas resultan apropiados solamente unos pocos cortes. En la Sierra Blanca, y en la zona del hundimiento occidental, aparece un complejo de capas dotado de gran unidad, que se dirige hacia el Río Verde y que corresponde a una faja de estratos marmóreos de 1.200 m., aproximadamente, que va desde el borde de las pizarras hasta el Salto del Lobo; esta cifra se completa en la región de las cumbres con los bancos más profundos, lo que hace ascender la potencia global de la facies marmórea a 1.500 m., aproximadamente. Ya dentro del contorno de Juanar se acusa la presencia de grandes variaciones de potencias; las relaciones ya descritas con

las pizarras junto a Ojén muestran que en unos kilómetros la facies marmórea puede retroceder en unos 100 m incluso desaparecer por completo. No se puede rec con precisión (a falta de las formaciones subyacentes mármoleas) si también en la dirección del ramal que hacia Coín tiene lugar una intensa disminución en espesores de los mármoleas, aun cuando se puede apropiadamente del estilo estructural.

Apenas es más escasa la potencia de los mármoleas las montañas de Mijas que en las de Marbella. La identidad de buzamiento de las capas es más favorable para la evaluación; sin embargo, a consecuencia de pliegues ocultos y de la pérdida de la estratificación existe una importante fuente de errores. En un corte transversal a través de Benalmádena se puede valorar la potencia de los mármoleas en 1.500 m., por lo menos; un poco al Oeste, en la transversal de la Sierra, a la altura de la que se llega a casi cinco kilómetros dentro de los mármoleas. Teniendo en cuenta la disposición tectónica, esta potencia puede corresponder a un espesor de 1.200 m.; junto a esto se debe tener en cuenta que ningún corte transversal de Mijas descubre la base pizarrosa cristalina subyacente.

La fuerte reducción de los mármoleas en la zona de plegamientos septentrional asombra tanto más cuanto mayor la distancia de las cumbres respecto a Mijas apenas alcanza a siete kilómetros. En el pliegue de Cárdena aparece con seguridad, con la serie de pizarras cristalinas el substratum normal de los mármoleas, de modo que el alcance de las capas marmóreas se puede discernir. Desde luego, únicamente la pendiente oriental ofrece un corte completo, puesto que sólo allí se puede abarcar la serie entre el substratum y las pizarras altas; en otras partes, la penetración de la erosión alcanza ya excesiva

potencia. Esta pendiente oriental alcanza un espesor aproximado de 400 metros y, por consiguiente, 1/4 ó 1/5 de la enorme potencia de Mijas. Un retroceso semejante en los mármoleas se percibe también en un corte de Sur a Norte, por Guaro; la ausencia de estas rocas un poco más al Oeste, y también indirectamente la forma de plegamiento de este abovedamiento comparativamente estrecho, pueden ser una indicación de ello.

2: El volumen principal de los mármoleas lo constituyen las dolomías de grano grueso —se encuentran individuos cristalinos de hasta medio centímetro— las cuales, golpeadas con el martillo, dan un intenso olor a SH₂; esto acontece especialmente en la Sierra de Mijas. Con respecto a los mármoleas dolomíticos de mayor volumen y no estratificados, los mármoleas calizos, que generalmente no tienen ni grano tan grueso ni color tan blanco, ocupan más bien una posición suprayacente o se intercalan en zonas no muy constantes entre los macizos dolomíticos. A modo de ejemplo de cómo la masa marmórea se dispone en su interior, se puede mencionar, aunque sea brevemente, la ya citada Zona de El Quejigal, de la Sierra de Mijas.

Como tal se designa la zona caliza y pizarrosa (ver mapa), que casi diagonalmente cruza, entre Benalmádena y Alhaurín el Grande, la cadena de Mijas. El vallecito y el puerto de El Quejigal, detrás de Benalmádena, anuncian ya por la toponimia (quejigo = *Quercus lusitanica*, resp. *alpestris*) que aquí ya no predomina el suelo dolomítico, desprovisto de tierra vegetal, sino que las pizarras y las calizas hacen posible el desarrollo de las escasas encinas. En tal zona se destaca también el ameno vallecito que, junto a Benalmádena, penetra en la comarca de colinas con el nombre de Arroyo Hondo. El techo (com-

plejo del Moro) y el muro (complejo del Calamorro) alternancia de mármoles y filitas, están representada un potente mármol dolomítico de grano grueso y estratificación. A la salida del vallecito se unen las mármolas del Moro y Calamorro, y la zona pizarroso-caliza sustituida en su facies. El estilo de esta «deglucida» zona pizarrosa, que separa uno de otro los bien conocidos complejos dolomíticos de la Sierra en un tramo de siete kilómetros, aproximadamente, es especialmente digno de nota. Es posible apreciar cómo del complejo yacente dolomítico de Calamorro, se desprenden, en forma de lenguas, fajas rocosas (dolomías, en parte ya calcáreas) que penetran en la serie más pizarrosa. La dolomía del Moro, por el contrario, parece menos dividida y más maciza. Estas particularidades evocan vivamente un tipo de arrecifes de las formaciones dolomíticas, las cuales, con transiciones marginales y acuñaos, penetran en los sedimentos del contorno, procediendo de una sedimentación más arcillosa (esquemático del corte 2). Hacia el O. de la Sierra, la composición de la dolomía de El Quejigal ya no se puede reconocer bien y parece ser de sedimentos más dolomíticos. Esta peculiaridad pizarrosa que, aparentemente, prueba una discordancia estructural de la Sierra interior con su contorno, encuentra en consecuencia, su explicación en el carácter de la dolomía de la formación en su conjunto.

Aun cuando el cuadro del vallecito de Quejigal es más claro, no resulta, sin embargo, un caso aislado. El lugar de los encuñamientos pizarroso-calizos dentro de la roca más maciza, puede tratarse también de intercalación y cuñas de cuarcitas. De ello se hizo ya mención al hablar del núcleo marmóreo de Guaro. (Ver pág. 95.)

3: Con las hendiduras que se acaban de citar d

de la serie marmórea se pasa a un nuevo fenómeno que es de importancia especial en el borde externo. Se trata de indentaciones de la masa principal de los mármoles en el borde que linda con las pizarras. Los mejores ejemplos de estas «formaciones en cuñas» del borde del núcleo marmóreo son suministrados por el margen meridional de la Sierra de Mijas, los cuales, como son de alta significación para la interpretación tectónica y estratigráfica de los diversos complejos de mármol deben ser especialmente subrayados ⁴⁾.

a. Formación en cuña al Oeste de Benalmádena.—

En lo alto de la Serrezuela de Benalmádena se escinde el borde del mármol en una triple zona que buza bruscamente hacia el Sur. En parte se ve directamente cómo esta zona está en continuidad con el complejo dolomítico del Cerro del Moro, en parte, sin embargo, la relación no es reconocible a causa de la cobertera travertínica; en último término se trata probablemente de recurrencias de facies, es decir, de fajas de mármoles dentro de la serie pizarrosa, las cuales se mantienen, con reducciones y encuñamientos locales, desde la citada serrezuela, pasando el Arroyo de las Presas, hasta la comarca de Mijas (la faja más externa corresponde también a la linde hacia la zona marginal de la serpentina). La zona más interna, que se inicia junto a la cota 354 m. (corte 5), se eslabona, por el contrario, claramente con la dolomía del Moro y deja aparecer entre sus bordes una amplia cubeta de pizarras cristalinas, cuyo aspecto morfológico queda aclarado por su nombre (Los Hoyos).

⁴⁾ Para que resalten mejor en el mapa, la margen de los mármoles, que se divide en cuñas, y las recurrencias vecinas se han señalado en negro.

b. **Formación en cuña del Cerrajón.**—Aun más lador es un «desprendimiento» que, constituyend cuña marginal del cuerpo marmóreo principal, se enc entre el pequeño espolón montañoso del Cerrajó Arroyo de los Pilonos, al Oeste de Mijas. En un tr de más de un kilómetro limita este empinado már cuña, que se alza como un agudo crestón, las p cristalinas constituyentes de una cubeta alargada en alternan pizarras biotíticas y delgadas capas de m acompañadas de anfibolitas ordenadamente estrati o también en cortados filones en el mármol. En gulo más interior de esta «cubeta» existe una pe plantación de eucaliptus que claramente se des mejor sobre el terreno pizarroso que sobre la abrupt diente marmórea; al Este de esta «terminación ver la cubeta domina de nuevo el complejo de mármol, do 60° al Sur, aproximadamente, de modo constan

Semejantes hendiduras marginales se pueden re cer todavía en otros sitios, con lo cual se distingu cuando en cuando, si existe una continuidad real c masa principal o si se presentan intercalaciones pizar muy estrechas, y si por consiguiente existen repeti de facies en sentido creciente o si se presentan cuñas articulación queda fuera de la actual superficie.

Acercas de estas recurrencias de facies, que en lo cial sólo acompañan al techo del complejo de los m les, conviene añadir algunas palabras, ya que proporci el argumento más esencial para no separar tectó mente la serie inferior, el tramo de los mármoles, de mo superior de las pizarras, como se hizo anteriorm En estas repeticiones de los mármoles se encuentran género de dimensiones, series de bancos espesos y c delgadas; no aparecen, sin embargo, grandes e info

hinchazones o «Klippen», limitados por fajas de carácter mecánico, *sino que la ordenación en capas en las pizarras acompañantes queda siempre garantizada*. Que apenas pueda dudarse que se trata de una y la misma serie estratigráfica, lo muestran los cortes marginales que pueden trazarse en los alrededores de Mijas o en la carretera de Ojén. Uno de ellos, trazado por las cercanías de la Ermita del Puerto (por el borde occidental del pueblo de Mijas), es el que reproducimos a continuación.

Procediendo a partir de la margen de los mármoles (N.) hacia afuera (S.), atravesamos:

1. Mármoles bien estratificados y de grano grueso, blancos como la nieve, con fuerte olor a sulfhídrico al ser golpeados; explotados en cantera; constituyendo la totalidad del flanco de la montaña, con arribamiento de 10-20° Norte y buzamiento 60-80° al Sur.
2. Estratificación alternante de mármoles y pizarras satinadas, con finísimas capas de anfibolitas intercaladas, aproximadamente 1,80 metros.
3. Zona lenticular estrujada de pizarras, con talco, verde-oscuro, 20-30 centímetros.
4. Gneis finamente fajeado (gneis pizarroso, gneis psamítico), con delgadas bandas de areniscas cuarcíticas, blandas, anfibolita y cuarcita micáfera satinada dura, granatífera y de color verde gris, representando con toda probabilidad una roca «skárnica», aproximadamente 16 metros.
5. Gneis y micacitas finamente fajeadas, aproximadamente 1 metro.
6. Estratificación alternante de pizarras anfibolíticas con bancos dolomíticos de 5-20 centímetros de espesor, aproximadamente 1,50 metros.
7. Dolomía blanca de grano grueso con núcleos anfibolíticos, aproximadamente 6 metros.
8. Anfibolita («skárn») en forma de capas intercaladas de 3,5 m.; límite incierto hacia cuarcitas satinadas verde oscuras con granates, etcétera.
9. Gneis biotítico pizarroso finamente fajeado, 7-8 metros.
10. *Serie principal de la estratificación alternante de mármoles dolomíticos, micacitas biotíticas y anfibolitas («skárn»); las últimas, en la estratificación, penetran en las pizarras cristalinas o continúan raramente en los bancos de mármoles, proporcionan-*

do los bordes de contacto; aproximadamente 35 metros con espesura).

- II. Micacitas biotíticas lenticulares (ahora sin anfibolitas), tienen en su parte superior unas capas delgadas, planas, de mármol, 25-30 metros.

Además se continúa la serie estratigráfica hacia el interior, hacia la formación suprayacente (carretera) con micacitas finamente pizarrosas (está muy extendido siempre en ellos, un brillo amarillo bronceado). Este complejo de capas (aproximadamente 400 m.) contiene principalmente, hasta el borde del macizo serpentínico, gneíscas y satinadas, fajeadas con cuarcitas aisladas y pizarras cuarcíticas; junto al borde de serpiente dispone en forma de lentejón una caliza cristalina azul que se incluye en la zona marmórea más externa (Se Arroyo de las Presas-Mijas); está aquí salpicado de cristales de calcita, procedentes quizá de crinoides. Subrayar que esta zona marginal y pizarrosa, en varios puntos no contiene ninguna intercalación anfibolítica.

4: A menudo se tropieza dentro del complejo marmóreo con intercalaciones de escasa potencia de potencia que cuando son de gran amplitud se destacan bien lógicamente. Se trata generalmente de capas sericíticas cuarzoso-sericíticas. Anchos escudetes pizarrosos con micacitas biotíticas, y ocasionalmente también finas anfibolíticas (Río Seco-Monda). Es general en estas intercalaciones su paulatina desaparición de cuerpo principal de la serie marmórea. Algunas de las interrupciones en la facies puramente caliza o dolomítica fueron ya puestas de relieve; su existencia y posición muestra el sincronismo de las pizarras cristalinas y mármol, así como una cierta inconstancia, aun muy subordinada, en las condiciones de sedimentación que condujeron a los depósitos carbonatados.

Tales intercalaciones, según se disponen en las marmóreas antiguas de las cadenas costeras, son, desde el punto de vista litológico, a las cond

que presenta la serie caliza de las Rondaidas y Alpujarridas (Sierra Tejeda y Almijar). Como allí están relacionadas con el Trías alpino o con su base se puede deducir que el metamorfismo intenso en las series de edad diferente ha conducido a formaciones semejantes.

5: Es difícil lograr una idea satisfactoria de la génesis de los mármol, o sea de los elementos formadores de estos antiguos sedimentos. Si se considerasen como ventanas tectónicas, se podrían aplicar sin más los conocimientos que se obtuvieron sobre el Trías alpino de regiones más orientales a nuestra serie estratigráfica metamórfica y calizo-dolomítica alta; varios de los hechos observados quedarían más fácilmente explicados; pero si se les considera como parte componente de la porción cristalina profunda la cuestión resulta más difícil.

Las grandes variaciones de potencia, consideradas hasta ahora como válidas en una disposición estructural, tranquila en su conjunto, no se pueden explicar por causas tectónicas y por ello se apela más bien a las condiciones de facies. Las citadas cuñas y transiciones de la roca dolomítica maciza a otra más estratificada y caliza hablan en el mismo sentido. Precisamente estas relaciones con los sedimentos pizarrosos, que pueden retroceder a rocas primitivas arcilloso-arenosas, recuerdan fuertemente a formaciones de arrecifes, y el cuadro clásico de las indentaciones de facies de las dolomías del Trías del Tirol meridional («Schlerndolomit») con las capas de San Casiano, salta a la vista. Sin embargo, el complejo marmóreo de la cadena costera andaluza no se puede comparar sin más con una formación arrecifal. No se trata de un macizo sin estratificación, sino de formaciones sedimentarias estratificadas, y precisamente las zonas de las «cuñas marginales» muestran las estratificaciones más perfectamente recono-

cidas. Al lado de ellas se destacan ciertamente t potentes volúmenes sin estratificación, como se o en las dolomías de Moro y Calamorro. Se ve uno a ducido en seguida a aceptar que se trata de un sedi semi-arrecifal. No hay ningún punto de apoyo para rar si fueron coralarios, briozoos o stromatopóridos l madores principales, y hasta ahora no se ha descubi ninguna parte huella alguna de resto de coralarío que tener presente que en los macizos principale agentes formadores de arrecifes estuvieron pres mientras que en los depósitos estratificados se ac ban productos calizos (¿céspedes de algas?). Precisa en las partes macizas se percibe más fuertemente e sulfuroso, lo que procede de un anterior contenido minoso, aun cuando precisamente estas rocas pos color blanco más puro.

Un fragmento tipo muestra a las dolomías comp de granos proporcionados muy gruesos, macizas, bl y no atravesadas por micas como los cipolinos, aun do también a veces existen; frente a esto, las varie calizas tienen colores más azulados y aquí y allá se p reconocer inclusiones piritosas desparramadas, aunq son predominantes. En las dolomías hace ORUBTA un tinción entre aquellas cuyos romboedros están den y son las rocas de habitus más compacto, mientras q otro tipo corresponde un grano cristalino fino, floja cementado, variedad que fácilmente se desagrega y porciona una verdadera arena dolomítica en la super Este molido cristalino se encuentra, según mi opinión, bien donde se presentan variedades de grano grues que, por otra parte, ocurre en las Alpujárridas y Ro das. Asimismo, el mencionado investigador formula la servación de que en ciertas zonas cercanas a las serp

nas aparecen enriquecimientos de magnesio como produc to de las acciones de contacto (por ejemplo en la Sierra Gorda); faltan, sin embargo, análisis en gran escala y el resultado de las excursiones no me dió ninguna confirma ción definitiva. Aun cuando es de suponer que la compo sición varía dentro de estrechos límites, se puede conside rar como término medio para Mijas, etc., el resultado del análisis hecho para Carratraca (1930 a, pág. 108), que dió como resultado 52-53 % Ca : 41-42 % Mg.

Añadamos algunas observaciones, resumidas, sobre las menas contenidas en nuestros mármoles, que no están relacionadas con el metamorfismo de contacto. Varias veces, y esporádicamente distribuido, se encontró un mi neral fibroso o en forma de barritas, que resultó ser tremo lita. Aun cuando este mineral se había mostrado como mi neral de contacto, en zona fuertemente metamórfica como la de Juanar, no se ha de suscribir este carácter para todos los hallazgos aislados. Así, se encuentra ordenado clara mente en capas —como por lo demás ocurre en las dolo mías tremolíticas de Campolungo (Ticino) — en los már moles calizos azulados, lejos de todo contacto eruptivo, en la subida al puerto de las Palomas, al NNO. de Torre molinos.

Una mineralización, no limitada solamente a nuestras montañas marmóreas, puesto que es propia de la zona costera completa, corresponde al enriquecimiento de ga lena, más o menos argentífera, en filones y en bolsadas aisladas de dimensiones muy limitadas. En contraste con las apariciones de magnetitas, que están ligadas a la zona marginal anfibolítica del mármol, las menas sulfurosas no permiten reconocer relaciones directas con una fase intru siva. Como los conocidos filones de galena de las provin cias de Granada y Almería, también los de la Sierra de

Mijas y Sierra Blanca fueron beneficiados ocasion por procedimientos primitivos, pero ahora no son dos. Los más importantes se encuentran en la de las cumbres del anticlinal de Mijas y, por consi en su pie Norte (Las Ánimas, etc.); otros están s en la parte de las crestas (Pompeya).

De otro origen son algunos asomos poco importa hematites, que se incluyen en forma de capa en el y que pueden tener origen epigenético; existe una tación de hematites y oligisto en la Loma Grande, de Benalmádena.

Ø: Como ya se ha dicho en una ocasión, y c se indicó anteriormente, la potente serie caliza dol debe ser incluida en el Paleozoico más antiguo o de él, es decir, en el Precambriano. Tal «posición da» era ya común entre los autores antiguos y se hablaba de una «Formation cristallophyllienne» (LEVY y BERGERON), del «Arcaico», o del «Estrato-cri (ORUETA, DUPUY DE LÔME). Esta atribución, a la que e tras larga oposición, fué en cierta manera forzado gunas observaciones aisladas, es poco satisfactoria desde el punto de vista estratigráfico como del tec sobre todo desde que en 1928 pudo comprobar, m hallazgo de fósiles, la edad triásica de un complej parecido litológicamente, en parte de sus corridas.

Si se incluye nuestro grupo marmóreo, que pr mente nunca suministrará un resto fósil, en el Pale más profundo o en un Algonquino metamórfico, h hacer la objeción de que formaciones calizas de tencia son, por otra parte, desconocidas en el d del Mediterráneo Occidental. La réplica a esta o está en tener en cuenta que dentro de la zona oro alpina y occidental nunca se ha manifestado una ap

tan profunda en los terrenos subyacentes más antiguos. Ciertamente, dentro de la provincia de Málaga, en cuyo límite oriental se presenta —entre Vélez-Málaga y Nerja— la misma serie de pizarras cristalinas, y también allí el substratum está constituido por mármoles. Todavía muy recientemente el autor ha afirmado con toda seguridad que estos grupos de mármoles se muestran como ventanas tectónicas y pertenecen al Trías alpino de las Alpujarridas (1935, página 7). Bien o mal, por consiguiente, esa comparación no tiene ya vigencia. Y más tierra adentro, donde la unidad bética de Málaga puede reconocerse otra vez en cientos de kilómetros, sus capas más profundas no están presentes, puesto que quedan eliminadas por un despegue tectónico. La única analogía con las capas profundas de Mijas, por consiguiente, habría que buscarla en el amplio dominio desconocido del Mediterráneo o, por el contrario, con circunstancias favorables, en los macizos del Norte de África. Refirámonos brevemente a los mismos (ver también la ojeada sobre el Paleozoico vecino (lit. 1930 a, página 80).

En primer lugar observamos que es necesaria la comparación con el Rif, tan semejante estratigráficamente. Aun cuando allí aparece entre las «calizas alabeadas» un «cristalino potente», falta el núcleo marmóreo al estilo de Marbella y Mijas. Para encontrar una participación importante de calizas antiguas —excepción hecha de las «calizas alabeadas» apenas metamórficas— en las formaciones más antiguas, en una zona tectónicamente equivalente, tenemos que penetrar hasta los macizos cabileños de Argelia. Allí, especialmente en el antiguo macizo de Djidjelli, en el territorio de Beni Afeur, aparecen mármoles cipolinos blancos azulados que son semejantes a ciertos mármoles de Mijas; están intercaladas en la parte superior

de los «terrains cristalophylliens» consistentes en pizarras micáceas, etc. (EHRMANN, 1924). Sin embargo se trata ni con mucho de un término estratigráfico como en la costa andaluza, sino más bien de jones. Así, en el borde oriental de la cabila de (Sidi bou Aza) alcanzan los cipolinos, como serie puesta a los gneises anfibolíticos, potencias de unos (EHRMANN, 1924, pág. 150). La atribución a una serie alpinica es aquí indiscutible. Pero también paleozoicos más altos muestran marcada semejanza con nuestros cortes andaluces. Sus series superiores, del tipo de nuestras «pizarras color de oliva», *Graptolites* verosímilmente silurianos, mientras que el nivel final ostenta cuarcitas, grauwackas y conglomerados (Beni Afeur), los cuales muestran de nuevo calizas basales-pizarrosas con *Orthoceras*, de un color que varía del azul hasta el de manchas rosa, y que pueden considerarse casi idénticos litológicamente a los de la costa andaluza. Ciertamente, como ya se ha dicho, se debe incluir aquí la presencia del Devoniano, mientras que otros hallazgos señalan más bien el Gotlandiense (Go). El corte estratigráfico de las Cabilas orientales es, a pesar de la distancia, apropiado para corroborar ciertos puntos y, más en concreto, para apoyar la probable existencia de calizas en un nivel extremadamente profundo.

Otros cortes de macizos argelinos más occidentales de Argel, no permiten reconocer la significación de las rocas carbonatadas muy cristalinas en el corte del Escribano cristalino. L. GLANGEAUD ha mostrado que en las calizas de Bouzarea los gneises y las pizarras micáceas muestran como escamas a las pizarras paleozoicas; y los conglomerados incluidos en estas series superiores se consideran como términos devonianos.

Por la falta de todo punto de referencia paleontológica para la clasificación de la serie marmórea y sus capas contiguas, parece trabajo perdido el reseñarla. Siempre se roza la cuestión de si la parte cristalina del Bético efectivamente es de edad antigua o, como decimos nosotros, precambriana, según indica el alto grado del metamorfismo. Como resulta de la reseña de los datos estratigráficos que admite una sección del Paleozoico, aun cuando sólo aproximadamente, se ha intensificado desde 1930 la tendencia en lo que se refiere a la extensión general del Siluriano, a «rejuvenecer» la serie estratigráfica. Si aceptamos por el momento la posibilidad de que las grauwackas con sus capas clásticas y sus restos vegetales se deben incluir en el Culm —lo que ciertamente equivale a un cierto desprecio de los hallazgos de fósiles— el espesor del Paleozoico profundo (incluyendo las capas del Escribano-cristalino) es de tal categoría que es admisible la existencia del Cambriano en el dominio de las alternancias de los mármoles; de este modo, todo el Cambriano habría adquirido su acentuada cristalinidad mediante hundimiento tectónico, bien sea en la época herciniana o ya anteriormente. Si mantenemos, pues, este punto de apoyo para la orientación estratigráfica, resulta de importancia que precisamente el Cambriano en ciertos trechos del Mediterráneo Occidental muestra una facies caliza más fuertemente acentuada. A este respecto se debe recordar la caliza con menas de Iglesias, en Cerdeña, o la caliza de *Archæocyathus* de la Sierra Morena.

X. LAS ROCAS INTRUSIVAS Y SUS RELACIONES RECÍPROCAS

Es sabido que a las formaciones béticas de la Serranía de Ronda se agrega una serie abigarrada de rocas volcánicas. No trataremos aquí de su «habitus» petrográfico y de su posición sistemática; para ello, anteriores contribuciones petrográficas, como la de la «Mission d'Andalousie» (MICHEL LEVY, 1882) y de D. DE ORUETA (1917, cap. IV, «Rocas hipogénicas», págs. 143-297), dan abundante información. Tocaremos solamente ciertas cuestiones acerca de la situación y de las relaciones que de ella resultan para la estructura del territorio entre el Río Guadalhorce y el Río Verde, que servirán para completar la ojeada ya dada en otra parte (1930 a, pág. 91). Aun cuando las consideraciones siguientes se refieren solamente a observaciones en nuestras cadenas costeras, y fueron hechas especialmente con sentido tectónico, pueden, por nuevos estudios petrográficos —que nunca estarán de sobra, a pesar de la monografía del citado y meritorio petrógrafo español— recibir una nueva comprobación, especialmente porque reproducen otra concepción de modo diferente.

1) Granulitas antiguas, dioritas y sus relaciones cronológicas.

Un fenómeno extendido en el «Cristalino de es, si prescindimos por ahora de las intrusiones de las intrusiones ácidas, las cuales aparece en forma de «stock», con contorno marginal poco delimitado o ya más perfectamente delimitadas como filones a MACPHERSON, MICHEL LEVY y DE ORUETA han hecho mención más o menos detallada y el último las designa (1917, pág. 270) como **granulita**, término que aquí usamos; dicho término se acomoda especialmente a las rocas más en forma de macizo, de grano fino, y pizarras lisas. Es característico que la penetración aplítica, aparentemente, está limitada, con exclusión de zonas profundas de la genuina facies pizarrosa. El marmóreo carece por completo de estas intrusiones. De estas rocas intrusivas antiguas y ácidas separamos los conjuntos más recientes y ácidos que se encuentran dentro o próximos a la moderna intrusión básica plutónica; son rocas aplíticas, dispuestas en su mayor parte en forma de filones delgados, que en general muestran una facies ácida.

Acusándose fuertemente en el paisaje aparece el complejo granulítico-aplítico entre Benalmádena y la inferior del Arroyo de la Miel (Cerro del Águila), por el cual fué destacado con un signo convencional en el mapa. Distribuida en forma de collar de perlas se extiende una serie de macizos relativamente potentes —de diámetro de hasta 90 metros— de rocas intrusivas granulíticas que en su distribución siguen el rumbo general de las capas (gneises biotíticos pizarrosos, pizarras micáceas

cétera). Aquí y allá se observa cómo la parte marginal pasa a la roca lateral del gneis biotítico, ofreciendo un cuadro completo de gneis de inyección (ejemplo: Km. 10,5 de la línea del ferrocarril, junto a la estación de Benalmádena). Correspondiéndose genéticamente con las rocas intrusivas ácidas existen ciertos gneises glandulares en el territorio que se «difunden», como el ya mencionado ortogneis de Istán, en las pizarras cristalinas del contorno. En todas estas rocas es muy común, en acumulaciones locales, la turmalina.

De las relaciones aun a discutir entre las dioritas y las rocas intrusivas ácidas, aparentemente resulta que las últimas significan la etapa más antigua de la acción plutónica y consiguiente transformación en el sistema estratigráfico de Málaga. De acuerdo con esto, su fracturación tectónica es considerable y los delgados filones aplíticos, especialmente, están muy repartidos. Esto no excluye su presencia en trayectos a menudo dilatados, y esto hay que señalarlo respecto a una zona filoniana, como la que alcanza a la cubeta pizarreña de Los Hoyos (Este de Mijas; serie punteada del mapa). Las relaciones con los macizos serpentínicos serán aclaradas posteriormente (cap. X/6, γ).

La diorita del ámbito del mapa, que por su estructura y contenido coincide con las rocas equivalentes del resto del Bético (ORUETA, 1917, pág. 293; BLUMENTHAL, 1930 a, pág. 91), aparece en la superficie en forma esencialmente distinta. Se trata siempre de filones bien marcados, de 0,50-3 y 4 metros (raros) de diámetro, los cuales, sin embargo, están muy fragmentados y separados unos de otros, ya que han participado en fases muy distintas de plegamientos (hercinianas y alpinas).

En su distribución muestran las dioritas, que cuando están erosionadas parecen muy semejantes a las grauwac-

kas, al lado de trayectos de gran acumulación, otras cuales sufren un retroceso llamativo. En la zona d entre Mijas y el Mediterráneo, y junto a Marbella, frecuentes y atraviesan a menudo en línea recta mentos; cuanto más se acerca uno, sin embargo, marmórea y, por consiguiente, a las pizarras cristal piamente dichas, tanto más disminuyen, y tamb estas rocas intrusivas se presenta el caso de que cen completamente extrañas al núcleo marmóreo. co hay ningún caso en el que una diorita atra rocas intrusivas básicas (serpentina). Esta es cl más antigua, lo que debe ser subrayado en coin con ORUETA, puesto que sobre este punto la « d'Andalousie» no representó una opinión acertada. te penetración del cuarzo en las formaciones pi profundas, que en general sigue la estratificación, el contacto con los filones dioríticos.

Ciertas relaciones cronológicas que, sin emb aclaran siempre en el mismo sentido, ligan a las f nes filonianas dioríticas con las intrusiones ácidas más antigua. Aquí se pueden aducir observacione confirman la idea de MICHEL LEVY (pág. 219) y de (página 268) a saber, que el magma granítico-apli biera penetrado posteriormente al diorítico en las cristalinas. Por eso nos detenemos con algunos afl tos que pueden aclarar la cuestión.

Los profundos cortes del trayecto del ferrocarril bano Málaga-Fuengirola ofrecen una visión mejo ello, presentamos especialmente tres aspectos:

1.º Junto al Km. 11,6 atraviesa la línea del ferrocarril un de 40 metros de espesor de roca granítica; en el bord entrante aparece en el mismo un filón de diorita de 4,50 m sor, que atraviesa la roca ácida; por lo tanto, la relación de

entre ambas fajas rocosas está completamente en el sentido de la penetración de las rocas delgadas básicas a través de las ácidas; por otra parte el cuadro queda alterado, en cierta medida, por la penetración de una pequeña cuña de material aplítico, que surgiendo de debajo (nivel de la vía férrea) alcanza, a modo de apófisis, al filón diorítico; su existencia se ha de explicar, probablemente, por penetración mecánica.

2.º Una idea mejor la proporciona la presentación de ambas intrusiones juntas, al lado del Km. 14,3, donde una faja diorítica de 60-70 centímetros de diámetro, cruza al material aplítico-granulítico.

3.º El mejor criterio para la edad, comparativamente, más moderna de los filones dioríticos, lo da el alzado del corte del ferrocarril, junto al Km. 10,6, justamente al Oeste de la estación de Arroyo de la Miel. Aquí atraviesa muy claramente un filón de diorita (1,60 m.), en línea recta, la roca ácida blanca, que muestra marginalmente el ya mencionado tránsito al gneis.

Tales relaciones de posición, que se dejan solamente descubrir en desgarrones artificiales —la fragmentación de los filones dioríticos ofrece muchos obstáculos a la observación—, no fundamentan de ninguna manera la idea de que una primera fase granítica de la intrusión aparece cronológicamente después de la diorítica; sin embargo, existe una última inyección ácida, casi como un eco muy lejano de la primera, parece estar ligada aquélla al área peridiotítica. Por lo demás confirma la fase diorítica su edad relativamente reciente, por el hecho de que la serie de las calizas del Siluriano superior está atravesada intensamente por los filones dioríticos (especialmente en los Montes de Málaga, fuera de la zona de nuestro mapa); en esta serie caliza, por el contrario, no se descubre ninguna penetración granulítico-aplítica. Por lo demás, el hecho de que la aportación magmática ácida engendró rocas de mezcla en las pizarras cristalinas profundas, habla también más bien en el sentido de una edad muy antigua.



2) La intrusión peridotítica y su relación con tectónica local.

De la extensa zona que ocupan en la Serranía de da las intrusiones básicas, transformadas superficial en su mayor parte en serpentinas, una parte importante corresponde a nuestras cadenas costeras. El estudio de rocas presentes en esta potente aparición plutónica serie peridotítica, es realizado en la monografía de ORUETA con todas sus particularidades (1917, págs. 143-144). Nos contentamos aquí con una breve consideración de su posición tectónica, en tanto que pertenecen a la zona de nuestro mapa, y las dividimos de acuerdo con su morfología externa, aunque ésta no se relacione con características diferenciales de orden genético o de índole de sus materiales.

a) Complejos de dimensiones regionales.

En esta categoría incluimos el potente macizo serpentínico de la **Sierra de la Alpujata**, de hostil apariencia por su estéril y árida desnudez, y cuya máxima dimensión alcanza más de 17 kilómetros. Está separado perfectamente del área principal del Oeste, y con excepción de su proyección hacia el NE., en el Puerto Gómez, se incluye su totalidad en la sección más profunda de las pizarras cristalinas. El que aquí la intrusión peridotítica, toma en consideración su posición estratigráfica profunda, se apoderado de un potente macizo marmóreo, asimilado a éste, es muy inverosímil y no se comprueba de ningún modo por un cambio de las rocas resultantes de ese macizo. El macizo serpentínico se inserta por todas partes más o menos abruptamente en las zonas profundas

muestra en el contacto con las rocas de relleno bordes muy definidos. Hendiduras en forma de apófisis filonianas no son observables. Se encuentran de vez en cuando isleños no digeridos de pizarras cristalinas o bien de cuarcitas y calizas (ver mapa).

Aparte de la masa principal, propiamente dicha, de la Sierra de la Alpujata, se dibujan macizos parciales aislados procedentes de ella, los cuales, en parte, desaparecen bajo el relleno pizarroso y permiten reconocer la continuidad con los macizos parciales que reaparecen, más allá, en la superficie. A este tipo pertenece el macizo que se presenta en el Sur de la Sierra de Mijas, y además la esquinilla SE., en Camorro, cuyo trayecto sinuoso, entre el Río de las Pasadas y el Río de Ojén, aparece nuevamente en la superficie. Un apéndice casi separado, que se dispone abruptamente frente al abovedamiento en el SE. del núcleo marmóreo de Sierra Blanca, es el macizo parcial de Sierra Bermeja (de Ojén).

Se plantea apremiantemente la cuestión de si la posición de la masa de la Alpujata, con sus anexos, puede tener una relación con la tectónica o con la composición de las capas. Es posible que ambos factores hayan tenido un influjo decisivo, ocasionando que precisamente aquí se aloje la masa peridotítica más potente. Si queda justificada la posible unión, mencionada en la descripción tectónica, entre el anticlinal de Juanar, con tendencia al anegamiento, y las formas de plegamiento de las Chapas de Marbella, entonces el cuerpo intrusivo, en su parte central, se situaría en un amplio anticlinal dirigido hacia el Norte, arco que también se dibuja débilmente en el Norte, en el transcurso del anticlinal de Canucha, comprendido entre Monda y Puerto Gómez. Por lo demás, precisamente la falta de una masa marmórea uniforme y muy potente

puede haber permitido su camino al magma básico.

Al mismo rango de grandes macizos pertenecen naturalmente, el complejo principal, tan extenso como la granitoides de Ronda occidental, que se sitúa al Oeste de la Sierra Blanca y que choca en el Norte, hacia Guaro, con el grupo de la Sierra Blanca.

b) Complejos de dimensiones locales y la zona serpentínica marginal.

Considerando que la distribución adoptada solamente una división convencional con tránsito al otro, se puede confrontar en la masa principal de asomos serpentínicos, con presentación en ramificados trechos. Se distinguen pequeños macizos, que siguen la zona de las charnelas de los anillos cuyo tipo es suministrado especialmente por el sector septentrional de Guaro-Cártama, en especial el macizo en forma de domo de la Sierra Pelada, y la correspondiente zona axial. Otros macizos pertenecen más bien en los flancos de una zona abarcada que corresponde al ya mencionado gran accidente serpentínico de Mijas. Pero también puede presentarse si bien con carácter excepcional, de que los pequeños serpentínicos huyan de la zona anticlinal y pasen a una zona sinclinal (ejemplo: Coín).

El caso más llamativo de relación entre la distribución estructural, el tipo de la roca y el de la propia peridotítica lo suministra, sin embargo, la «serpentínica marginal». Dentro de ella se puede comprender aquí los «mordiscos» serpentínicos que, en su mayor parte limitan a seguir una zona muy estrecha en el borde del núcleo marmóreo, pero sin penetrar en ninguna

el mismo. El ejemplo más típico lo suministra el amplio arco del borde del piedemonte de Sierra Blanca, con su anexo septentrional. También aquí se dan, por la situación y la dimensión, toda clase de transiciones; el caso más expresivo es aquel en que una faja muy estrecha de serpentina, de 50-100 metros, forma una orla de color verde oscuro respecto al núcleo marmóreo blanco, separada de él generalmente por una faja de pizarras cristalinas, pero también muy comúnmente se oculta bajo el manto pizarroso que rodea al núcleo marmóreo. Esta «serpentina marginal» de la Sierra Blanca se sitúa en el SE. de la cúpula de la misma (Casa de la Torrecilla, figura 3), bordea el pie meridional, aparece aquí y allá sobre el lado Oeste de Istán y entra, por diversos sitios, a lo largo del límite rectilíneo NO. del núcleo marmóreo hacia la superficie, y al Sur de Coín se dilata en un macizo un poco más grande.

De esta distribución resulta, sin embargo, una laguna importante, en la que cesa la faja serpentínica marginal. Corresponde al margen oriental, donde, como ya se dijo, sobreviene un descenso más regular y un tránsito del núcleo marmóreo hacia el área pizarrosa. En contraste con estas circunstancias, corresponde al restante curso de la «serpentina marginal» más bien una zona fuertemente trastornada en el contorno del núcleo marmóreo, como ya se expuso en el esbozo de la estructura.

Relaciones semejantes se pueden también reconocer en los restantes núcleos marmóreos. En el abrupto sector Norte del anticlinal de Cártama se lanza hacia arriba una estrecha lámina de serpentina, mezclándose con el mármol. En la pequeña Sierra Gorda las ramificaciones de la intrusión básica se infiltran al Sur y al Norte del núcleo marmóreo y con el indicado buzamiento al Sur de la cú-

pula de Guaro, la roca básica se inserta trepando modo sobre el borde de la cuarcita, hacia arriba. rada desde el punto de vista de la situación ma potente protuberancia serpentínica que contorne taña de Mijas, por el Sur, puede ser clasificada como una «serpentina marginal» con dimensione mayores; a ella se debe contraponer en el lado N montaña, fuertemente trastornada, una «faja ver sin embargo, no es identificable a consecuencia tante cobertera brechosa de piedemonte. Es notab donada hacia el Norte de la masa serpentínica, e y Benalmádena; coincide con una incurvación pec depresión de Butanes— que se destaca por el retr borde marmóreo sobre la parte Sur de la montañ

c) Conclusiones finales.

De esta disposición general de los asomos s cos se puede deducir de modo absoluto una relac na entre estructura, presencia o ausencia del pot cizo calizo e intrusión de la masa magmática. To su conjunto, el complejo marmóreo muestra apar te un cierto *efecto de pantalla*, pues hizo frenar l ción «en masse» del complejo intrusivo. Por el c surge éste preferentemente en cuerpos macizos de dimensión, allí donde una zona acharnelada carac estructura de los sedimentos béticos, y esto ocur cialmente donde el potente cuerpo de las caliza significación (Sierra de Alpujata, Sierra Pelada); el contrario, donde la potente cúpula de las for calizas se abomba (núcleo de Sierra Blanca) ya n ce el cuerpo de la masa intrusiva en la superficie, sa anuncia solamente por su metamorfismo, hech rresponde al estado de las dolomías en el núcleo d

(según la idea de ORUETA). En otras partes, *el magma bá-sico fluye por todos sitios hacia arriba en los lugares débi-les del contorno de la estructura marmórea*; esto corres-ponde especialmente para el rápido descenso hacia el Oeste y la fuerte vergencia hacia el Norte —la zona de las «serpentinias marginales» —, en tanto que se refiere al com-plejo de Sierra Blanca-Canucha (cortes 9, 8 y 7). La men-cionada incurvación, que constituye la «cubeta» de Buta-nes, cerca de Mijas, muestra por lo demás un tanteo de la intrusión hacia las líneas estructurales, tal como han sido prescritas por el núcleo marmóreo.

Después de estas consideraciones, se nos plantea de modo apremiante la cuestión de si las intrusiones perido-títicas aisladas están en conexión unas con otras y en qué profundidad. La semejanza del material, la coherencia en su conjunto en la serie de rocas peridotíticas con sus varia-ciones (harzburgita, dunita, lherzolita, norita, etc.), así como el gran número de asomos relativamente próximos, habla decididamente en el sentido de una continuidad in-mediata a una profundidad no demasiado grande, como fué aceptada hipotéticamente en nuestros cortes. Según esto, el sistema sedimentario completo vendría a ser, a menudo, sólo una delgada piel, teniendo en cuenta las dimensiones del cuerpo magmático, que cubriría una masa intrusiva única que se extiende en más de unos mil kilómetros cua-drados (3-4.000 ?). No se puede decir si esta potente masa intrusiva adopta preferentemente la forma de un batolito que desciende bruscamente a lo profundo, pero es, sin embargo, verosímil, lo que, prescindiendo de las relacio-nes marginales observables (por ejemplo: Sierra Bermeja, al lado de Estepona), puede inferirse de la limitación por la Serranía de Ronda y la «mise en place» en la parte más antigua del Bético.

No se han de pasar por alto los efectos del metamorfismo que este enjambre de grandes intrusiones pudo haber ejercido, si bien desigualmente, en su contorno. Abundantes indicaciones para investigarlo son aducidas por ORUETA (1917, pág. 429, 1926), pero hay que notar que este investigador descuida los efectos de un metamorfismo regional precedente a la intrusión, consecuencia de la gran profundidad alcanzada por la serie pizarrosa y al no tenerlos en cuenta fácilmente llega el autor a sobreestimación de las transformaciones acontecidas. sorprendente que, a menudo, las zonas marginales (ejemplo: las mármoles) no muestran ninguna transformación mineralógica; en otras partes, sin embargo, las pizarras cristalinas que representan el techo de un macizo peridotítico, quedan atravesadas abundantemente con nuevas formaciones de minerales (Juanar, Sierra Pelada).

Después de haber aducido algunas relaciones de la intrusión peridotítica con la tectónica local, toquemos todavía el problema del influjo activo del cuerpo magmático sobre las líneas estructurales. En ORUETA se encuentra idea de que los grandes macizos peridotíticos influyen fuertemente en las líneas estructurales de la comarca pizarrosa, lo que representa una divergencia que no armoniza con las precedentes observaciones. Habla de una estructura de plegamiento metida entre las masas eruptivas rígidas y, a consecuencia de ello, fuertemente dislocada (1917, p. 489), con lo cual los sedimentos se encontraron encerrados en una especie de tornillo y, como consecuencia de los pliegues vinieron a sobreponerse a la roca eruptiva. Frente a esto, yo creo, sin embargo —y las explicaciones anteriores lo subrayan—, que el armazón tectónico fundamental ya estaba completamente fijo cuando la intrusión peridotítica en su principal efecto, la «mise en place»,

realizó; por eso, el proceso ya descrito se manifestó en que, en unas partes, se formaron grandes macizos con desplazamiento general y fusión de las anteriores formaciones cristalinas, y en otras partes, pequeños cuadros intrusivos que tanteaban las zonas delgadas débiles. Ciertamente, siguieron amplios movimientos —los empujes de corrimiento alpino-terciarios— que afectaron conjuntamente a la formación pizarrosa y al cuerpo intrusivo y crearon, entre ambos, contactos mecánicos y fajas de derrubios.

3) La zona de rocas de «skarn» anfíbolíticas.

Muy subordinadas en masa, se encuentran en la serie estratigráfica bética de la zona de nuestro mapa rocas anfíbolíticas de distinto origen entre sí y de diverso contenido mineralógico. Ya la «Mission d'Andalousie» (M. LEVY) había distinguido, según examen microscópico, tres o cuatro tipos de anfíbolitas sin poder dar una delimitación y una definición precisa de las mismas. Como ORUETA, podría yo distinguir en estas rocas dos tipos. El citado petrógrafo español diferenciaba una «anfíbolita normal» y una «anfíbolita metamórfica» (pág. 333). A la primera se la podría designar como una «anfíbolita fajada» y la última representa, en la mayor parte de los casos, una roca de «skarn» y, por consiguiente, un producto de metamorfismo de contacto. Como ambas se presentan en la misma zona marginal del complejo mármoleo, rocas ricas en anfíbol, su distinción no es fácil, y cabe preguntarse si no constituyen los productos finales de un mismo proceso de transformación; tanto más cuanto que ORUETA ofrece también como ejemplo para las anfíbolitas «normales», o sea preponderantemente sedimentógenas afectadas por meta-

morfismo regional, extensiones donde frecuentemente se ofrecen muy típicas las formaciones de «skarn» de la Sierra de Mijas).

La **anfíbolita fajada** alterna, en capas de los gneises que la acompañan (ocasionalmente micáceas), frente a los cuales no es posible una comparación. El núcleo del anticlinal de Cártama pesa capas de anfíbolita, ante lo cual cabe de nuevo si no se corresponden genéticamente las formaciones de «skarn» allí también presentes, subordinadas dentro de la serie marmórea.

La **zona de rocas de «skarn»**, como se dice generalizando acaso excesivamente, al margen próximo al núcleo marmóreo de Ojén-Marbella (*am* en los cortes), fué ya a menudo objeto de descripción petrográfica (M. LEVY, DE ORUETA); por las observaciones que siguen —apoyadas principalmente en hallazgos en el terreno— son sólo una cuestión suelta de las cuestiones que se presenten sea posible sacar una deducción general y definir el trayecto del borde del domo de Sierra Blanca, que se encuentra al Este, o el paso entre Puerto Gómez y Benalpuñena. Se percibe que en el espacio que corresponde a la transición del núcleo marmóreo hacia las rocas cristalinas, donde, como ya anteriormente se sitúan las recurrencias del mármol y las cuñas del sistema de capas aparece entretelado con las de modo patente. La anchura de esta zona es variable, a menudo casi se extingue, y puede oscilar entre 100 metros. Si prescindimos del núcleo del domo de Juanar, este «salpicamiento» con anfíbolitas falta completamente en los mármoles más profundos. Opre-

las capas intercaladas de pizarras, se sitúan entre los bancos de mármoles más externos inclusiones anfíbolíticas que atraviesan, en forma de vetas o de nódulos, a menudo brechosos, las rocas carbonatadas blancas o blanco-azuladas y rayadas (comparar el corte estratigráfico, pág. 109). A lo largo de la carretera de Ojén a Monda, o en los magníficos cortes abiertos en la explotación minera del Peñoncillo, al NE. de Málaga, aparecen cuadros que la caracterizan completamente como una roca intrusiva, que se ha introducido en filones e hiladas delgadas en las partes marginales de los mármoles; con ellos fué triturada y rechazada a una gran profundidad, donde experimentó una nueva recristalización (con desaparición de todas las uniones formadas mecánicamente). El rígido muro marmóreo del Peñoncillo muestra la superficie blanca salpicada de «escuditos anfíbolíticos» verde oscuros, regularmente distribuidos (ver fotos 3 y 4).

La explicación genética de la hilada anfíbolítica más externa, fuera del borde del mármol (n.º 9 en la fig. 2), en todas sus consecuencias, no es todavía satisfactoria, a pesar de la consideración que han encontrado, a consecuencia de su riqueza minera (explotación de magnetita en el Peñoncillo). Tuve ocasión de presentar muestras de las formaciones marginales anfíbolíticas, tanto de Mijas como del Peñoncillo, al Prof. M. REINHARD (Basilea). Según su competente juicio, que agradecemos vivamente, estas rocas verdes pueden ser designadas como formaciones de «skarn»⁵⁾. Y dentro de la zona estudiada se trata siempre

⁵⁾ El contenido mineral de algunas muestras se reproduce aquí, según las investigaciones y notas del profesor M. REINHARD:

1. «Skarn» anfíbolítico, Arroyo Guadapín; hilada anfíbolítica más externa, fuera del borde del mármol (n.º 9 en la fig. 2).

del mismo fenómeno, que corresponde a un metamorfismo de contacto intenso que probablemente actuó sobre roca primitiva margoso-arenosa (las pizarras de alternancias). Si la masa plutónica que obró este metamorfismo corresponde a la intrusión peridotítica principal, su causa otra fase de procesos volcánicos posteriores materia que será considerada más tarde. Primeras deben ser estudiadas algo más de cerca dos localidades (El Peñoncillo y Juanar) que pertenecen a nuestra zona de rocas de «skarn».

La estrecha «envoltura verde», que sigue el borde tal de la Sierra Blanca, experimenta, a mitad de camino entre Marbella y Ojén, una significativa hinchazón; de ella se alza, como un alto acantilado, un muro de mol (creado en gran parte por demolición artificial), en la cual la localidad se designa con el nombre de El Pello. No se trata aquí tan sólo de una formación de «skarn» distribuida en forma de fajas, de la zona marginal m

Tejido microgranudo o cinteado de hornblenda, de color oliva oscuro hasta pardo, y labrador; poca clorita verde pálida, polita y leucoxeno, carbonato y pirita en pellizcos.

2. Roca de «skarn», Arroyo Guadapín (lentejón más intermedia de la serie de tránsito de mármol y de roca de «skarn», *Q* en fig. 2)

Hornblenda predominante incolora hasta oscura pálida; hornblenda en pellizcos y grandes individuos, parcialmente transformada en serpentina amarilla. Acumulaciones de espinela gris oscura y magnetita.

3. «Skarn» de hornblenda y magnetita del lentejón principal de la explotación minera del Peñoncillo: tejido de hornblenda completamente verde gris clara y magnetita.

4. «Skarn» anfibolítico, de la anfibolita que aparece en forma de vetas o de brechas en el mármol.

Grandes granos de hornblenda pardo claro y de humita, parcialmente transformada en humita incolora o amarilla clara. Basalto con espinela verde gris. Carbonato en pellizcos y grandes nódulos, inyección symplectica de calcita y dolomía (ver también fig. 4).

reogneésica, sino que se presenta un gran lentejón de anfibolita que se extiende en un trayecto de 200 a 300 metros en la dirección general de las formaciones, y se reduce lateralmente hacia el Norte y el Sur en las habituales fajas e hiladas. La posición de esta «hinchazón» anfibolítica llama la atención porque, en cierto modo, aparece instalada en una cubeta de pizarras cristalinas (ver mapa), mientras que al Norte de ella una cuña marmórea se desprende lateralmente de la masa principal marmórea y termina delante del Peñoncillo. Allí queda separada, hacia el exterior, de una faja marmórea muy amplia, dolomítica y muy cristalina, la cual, nuevamente, corresponde a una zona carbonatada, interna y concéntrica al borde de los mármoles; además, sigue hacia fuera la faja marmórea más significativa (doble faja), de cota 300 metros (*M* en fig. 3).

La «hinchazón» de anfibolita que se presenta en esta faja de pizarras, dispuestas en concavidad (la «concavidad», naturalmente, ha sido muy profundizada por las obras de las minas), es conocida por su importante criadero mineral, que hace más de un siglo, con interrupciones, ha motivado una explotación de magnetita (Marbella Iron Ore), ejecutada en su mayor parte a cielo abierto o en galerías poco profundas. Se sitúa dentro del gneis cordierítico-anfibolítico ⁶⁾, que excepcionalmente presenta aquí fracturas frescas (ver muestra tomada al azar ⁶⁾, y ofrece

⁶⁾ Gneis cordierítico plagioclásico (roca marginal del lentejón anfibolítico de la explotación minera del Peñoncillo). Se compone de labrador (granos grandes con partículas de cuarzo, en general manchado y de estructura zonar, maclado según la ley de la albíta y del periclino), cuarzo, cordierita y biotita pardo-rojiza, localmente cloritizada y con halos pleocroicos, en cantidades casi iguales. Algunos lentejones de espinela vermicular verde gris, bordeada por plagioclasa granular. Bastante mineral metálico, en forma de polvo; poco apatito y zircón (M. REINHARD).

toda clase de transiciones, con mayor o menor nido de magnetita, al «skarn». La masa metalífera presenta preferentemente dentro del «hinchazón» fibrolita y tiene, según DE ORUETA, la forma de una bolsada», que se hincha y luego mengua (desde 40 potencia hasta una potencia nula). La actual explotación ha revelado magníficos afloramientos y puede proporcionar al visitante muestras de todas las etapas del «skarn» cuando desde las de cuerpo metálico casi puro hasta el «skarn» rico en espinela, humita, clinohumita, etc. todas sus transiciones hasta el gneis; formaciones de talco blando, de color verde claro, fajas y nidos de flogopita en gruesas hojas verdes, una hornblenda blanca parecida a la tremolita, que atraviesa algunos metalíferos, nódulos y filones de feldespato y sulfidados (especialmente piritas) acrecen el abigarramiento de este enriquecimiento mineral, muy rico en contenido especialmente, por el entrecruzamiento ya mencionado la serie marmórea subyacente (fots. 3 y 4).

Además, la «cubeta» de pizarras del Peñoncillo, también en menas, está atravesada por múltiples dislocaciones. Una brusca línea de falla entre el mármol y el gneis (definición aproximada Este-Oeste, con buzamiento de 7°) atraviesa la salida meridional de la «cubeta» y las dolomías que aquí buzcan 35-45° al SE. Según ORUETA una falla aproximadamente la mitad de la masa metalífera y la otra con desplazamiento horizontal en dos mitades desiguales en su buzamiento (pág. 528); una línea de fractura que —quizá la misma— atraviesa la pared de mármol del lado del pendiente de la cuesta.

La extensión exacta de la masa metalífera no puede ser conocida. ORUETA menciona que en profundidad viene un estrechamiento de la misma y que a 120

profundidad, aproximadamente, se presenta un mordisco de estéril. Por lo demás hay que referirse a la descripción de este autor y a su interpretación del cuadro microscópico de su «anfibolita metamórfica», que debe corresponder a nuestra roca de «skarn» (1917, págs. 528 y 466).

Accesoriamente hay que señalar aún aquí que un enriquecimiento semejante de magnetita se presenta también en la Serranía de Ronda, en la inmediata cercanía de las peridotitas. En otras publicaciones del autor (1929, pág. 114, y 1933, pág. 84) se habló ya del afloramiento de magnetita del Puerto del Robledal y de Cascajares, situado parte en el mármol y parte en la serpentina, ya que dicho fenómeno resultaba de especial valor para fijar cronológicamente la intrusión básica (ver también cap. X/6, b, β). Otro pequeño criadero se encuentra más al Oeste, en las montañas costeras, al NO. de Estepona (mina «San Manuel»), del cual da ORUETA una corta descripción (pág. 531). Allí la magnetita se muestra en forma de una bolsada irregular en la serpentina y en la inmediata proximidad de un lentejón de dolomías cristalinas, y está acompañada de las acostumbradas rocas anfibolíticas (ganga anfibólica).

Sería una división artificiosa el que se intentase separar, según su origen, los mencionados afloramientos de magnetita, que coinciden generalmente con rocas de «skarn» anfibolíticas. En todas partes se trata de criaderos de contacto que ciertamente representan un caso límite de criaderos de origen magmático (Robledal-Estepona); por tanto, toda discusión genética debe tener en cuenta este hecho (comparar con la discusión sobre la génesis en la Guía del Congreso, ORUETA-RUBIO, 1926, pág. 131).

Aun cuando no está situada en la zona marginal de la roca de «skarn», genéticamente, y por el contenido mineral de sus rocas, debe ser mencionada aquí la depresión

elevada de Juanar. Esta altiplanicie, excava de caldera entre las rocas dolomíticas, ha mere los investigadores que recorrieron la comarca especial atención a causa de su riqueza minera histórica, en ORUETA-RUBIO, 1926, pág. 15. DE ORUETA ha sido especialmente quien ha hecho estudios en esta parte y ha puesto de relieve la significación del metamorfismo de contacto (ver el que la cubeta entera (afloramientos relativos) deba ser considerada como un bloque dolomítico, me parece dudoso y no se debe de considerar la intercalación de pizarras cristales ya creía MACPHERSON. Para una más amplia de lo dicho, recordemos aquí solamente la sucesión tal como ORUETA la ordenó, según la sucesión de los minerales en la dolomita. Se sucesión mena titanífera, rutilo, esfena, pargasita, humita, pleonasto, anortita y talco; a esta lista añadir, según la «Mission d'Andalousie», como (ya algo inseguros) la wollastonita y la idocra ORUETA, todavía el olivino, la magnetita, el diotita, la clorita y la serpentina (estas dos últimas ducto secundario); de Ojén hay que agregar a la lista la tremolita, y de Benalmádena la picotita

7) La relación citada enumera los minerales de dolomita. Como la zona de anfibolitas con sus minerales es asimismo producto de contacto, su contenido debe incluirse en esta enumeración. Según ORUETA (pág. 467), el principal de la «anfibolita metamórfica», es un hornblende (plano ángulo de extinción $17-18^{\circ}$ en g^1), que se sitúa simultáneamente con la biotita y la magnetita en la sucesión mineralógica; más se presentan raramente la broncita, la esfena y la clorita. Según nuestras muestras, hay que completar esa lista con la escapolita y la flogopita (M. REINHARD).

Es plausible suscribir la afirmación de ORUETA —aun cuando haya que hacer algunas salvedades— de que aquí la zona de la charnela del anticlinal, tan acusada y atravesada por minerales de contacto, esté en relación de proximidad con respecto a una masa intrusiva oculta en el núcleo del anticlinal y en este caso, por consiguiente, con la intrusión peridotítica. Con ello coincide la presencia de pequeñas aureolas de contacto fuera del núcleo de Juanar, propiamente dicho. Un lazo de unión entre el macizo de Alpujata y el área peridotítica principal, al Oeste del Río Verde, habría que suponerlo aquí, por consiguiente, en una dirección casi exactamente E.-O. Otra cuestión es ciertamente si se puede atribuir a una masa intrusiva, básica, conocida frecuentemente por sus reducidos efectos de contacto —especialmente en sus márgenes laterales—, esta intensa transformación y regeneración de materiales. Y la experiencia ha enseñado que la formación de las zonas de «skarn» se enlaza más con las masas intrusivas ácidas o semiácidas (banatita de los criaderos minerales de contacto, de Rumania). ¿Habría que suponer también, en nuestro caso, que una intrusión más ácida hubiera precedido, y hubiese sido dominada después por la venida del magma básico? Aun cuando tal hipótesis parece algo artificiosa, una mención de:

4) Las relaciones de la zona de «skarn» con la intrusión peridotítica.

pueden llevarnos a aceptar cierta sucesión, en el tiempo y en el espacio, de la «mise en place» de la gran masa intrusiva. Eso es lo que resulta de una indagación de las relaciones más íntimas entre la estrecha zona anfibolítica y los macizos serpentínicos presentes.

Las rocas intrusivas básicas muestran en su tensión superficial una independencia que no dejar de reconocer, o mejor dicho, un alejamiento de la zona de «skarn» que se sujeta, por regla general, del núcleo marmóreo. La serpentina del macizo pujata se mantiene a una distancia de uno a tres metros de la estrecha zona «skárnica» del borde oriental de Sierra Blanca y se hunde más o menos verticalmente (10, 9 y 8); ambas formaciones, en la superficie, dan la impresión de ser independientes una de la otra; en su parte superior acompaña una zona «skárnica» al borde de la serpentina, ni siquiera donde las rocas ofiolíticas se aproximan, en muy raros casos, a los sedimentos más altos («calizas alabeadas»); ni tampoco se conoce una zona intensamente atravesada por las intrusiones que origine los minerales de contacto; queda en pie un «stock» macizo e independiente. Por lo de trayectos considerablemente largos —en estos se trata de la estrecha zona de la «serpentina marginal» hay «zona skárnica» cuando las rocas ofiolíticas están tiguas al borde marmóreo. En el borde Sur de la Mijas se observa, por ejemplo, cómo la zona verde «ca» —la cual ciertamente coincide allí con las fajas ofiolíticas, intercaladas en forma estratificada— penetra en la cubeta pizarrosa, que se interna profundamente, como en Cerrajón, en el borde marmóreo; el macizo serpentínico corre, sin embargo, sin afectarse, más al Sur, descubriendo, en parte, bajo la superficie. Del mismo modo, para una amplia zona de pizarras cristalinas al macizo serpentínico, junto a Mijas, de la bien alternancia de mármoles y anfibolitas, cuyo corte fue anteriormente (ver pág. 109); el mármol azul que bajo la cubierta travertínica en el borde oriental de

de Mijas (en el convento), no manifiesta ninguna zona «skárnica», aun cuando sigue exactamente el borde serpentínico. Igualmente debemos subrayar la falta de fajas anfíbolíticas en la zona anticlinal de Guaro hasta Sierra Gorda (Coín); sólo Cártama muestra de nuevo anfibolitas que, en parte, aparecen, sin embargo, intercaladas en forma interestratificada en el núcleo del anticlinal.

De las relaciones citadas se puede deducir, por consiguiente, que existe una cierta independencia de la zona «skárnica» con respecto a los macizos serpentínicos, lo que viene a estar, además, apoyado por el hecho de que los minerales «skárnicos» siguen, generalmente, más bien rocas intrusivas ácidas. A esta norma general se oponen las zonas, no demasiado numerosas, en que la roca básica aparece en la inmediata proximidad del borde marmóreo y, a pocos pasos solamente del macizo de serpentina verde oscura, cambiamos a la alternancia, tan completamente distinta, del mármol con las formaciones «skárnicas». No son abundantes allí los cortes donde pueda apreciarse con claridad, y solamente podríamos citar el del Arroyo Guadapín (ver fig. 2) y el que aquí se incluye (fig. 4) del Arroyo de Las Presas (2,3 Km. al ESE. de Mijas).

Mientras que en el corte del Guadapín la «serpentina marginal», algo ensanchada al Sur de Sierra Blanca, se acerca hasta pocos centímetros (o incluso contigua) a la alternancia de los mármoles, en el corte de Las Presas es el «stock» serpentínico de Mijas el que se aproxima a la prolongación oriental de la recurrencia del mármol, ya mencionada, del Convento, y, como se observa por espacio de algunos decímetros, se inserta entre las formaciones «skárnicas» de los mármoles (*sk* en la fig. 4); puesto que aquí se trata solamente de la faja marmórea más externa, hacia el interior (hacia el Norte) sigue una ancha serie

de pizarras cristalinas (jintenso metamorfismo re sin que pueda observarse en ellas efectos de («skarn»), originados por la masa peridotítica.

En todos los asomos en que la serpentina y «skárnica» se aproximan, sorprende el contraste

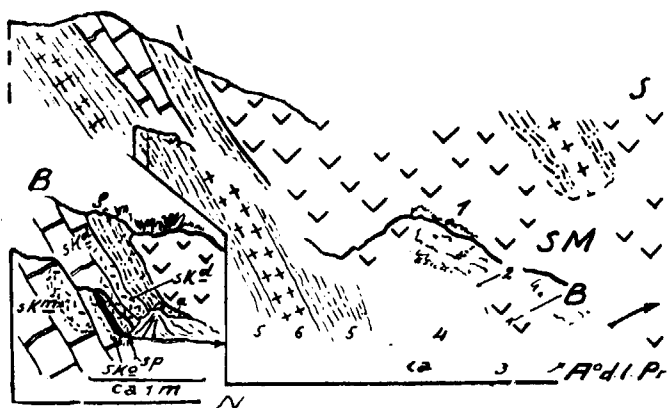


FIG. 4. CORTE DEL CONTACTO DE LA SERPENTINA Y LA ZONA DE EN EL ARROYO DE LAS PRESAS.

SM Macizo serpentínico de Mijas.

- A) CORTE PRINCIPAL (en la torrentera afluente al Arroyo de la
1. Serpentina blanda fuertemente alterada.
 2. Intercalación de pizarras cristalinas.
 3. Formaciones de «skarn» (negro en el dibujo) en el má
 4. Mármol blanco o de color azulado claro.
 5. Pizarras cristalinas (pizarras cuarcíferas biotíticas, biotíticas, junto a «pizarras gneísicas» blandas).
 6. Gneis aplítico, de textura lenticular, sin límites cla definidos respecto a las pizarras cristalinas.

B) CROQUIS DE DETALLE DE LA ZONA DE CONTACTO:

sk^d Mármol de «skarn», pasando a roca de diópsido, dur oscura, con tránsito en los bordes a aureola verde hierba; granos de espinela verde azulada clara.

sk^o Mármol de «skarn», pasando a roca de olivino; a trec pentinizado, con separación de polvo de mineral; algunos gr espinela gris.

sk^m Mármol de contacto: granos de calcita, en partículas sueltas, no maclados en su mayor parte, atravesados por granos de espinela gris violeta y por manchas amarillas de talco (¿Humita serpentizada? u ¿olivino?). Flogopita bastante abundante, de color rojizo pálido, algunos granos gruesos de olivino talquizado (¿humita?), abundancia de mineral y granos de espinela. El contenido en flogopita crece hacia afuera y forma una aureola alrededor de la roca de contacto interna, la cual pasa a convertirse en un mármol blanco, de cristales gruesos.

sp Cuña pequeña de serpentino; incierto si pertenece al bloque de contacto serpentinizado o es una pequeña apófisis del macizo intrusivo serpentínico en el borde externo de la zona de «skarn» (último caso, el más probable).

g Gneis pizarroso con nódulos de feldespato y entre ellos una pizarra cuarcífera biotítica moteada.

a Pequeño fragmento, imperfectamente manifiesto, de roca aplítica.

c) CORTE MÁS ALEJADO;

Da una idea de la posición del conjunto de pizarras cristalinas contenido en la serpentina de Mijas, con sus rocas intrusivas ácidas.

(Estudio microscópico de las rocas de contacto por el profesor M. REINHARD.)

uniforme macizo intrusivo de color verde oscuro, con su precisa delimitación, y la alternancia en delgadas capas o su aparición en forma aureolar de las formaciones «skárnicas» dentro de la zona marmórea. Aun cuando en raros casos aparecen partes serpentinizadas en las aureolas «skárnicas», esto no significa que sean apófisis del macizo serpentínico limítrofe, ya que una serpentización secundaria puede originarse en la propia roca «skárnica» (humita, olivino).

De acuerdo con estas observaciones y consideraciones se tiene la impresión muy marcada de que la intrusión principal peridotítica y la zona de formaciones «skárnicas» no coinciden de una manera forzosa, aun cuando no se quiera decir con eso que no se trata del mismo proceso de intrusión, sino más bien de una distribución en distintas fases. Se comprende que la «skarnización», es decir, el alto grado de metamorfismo, tuvo lugar en ciertas zonas en una fase

profunda de transformaciones magmáticas que por la intrusión principal de las peridotitas, la cual parte, y también con una cierta independencia, tuvo preferentemente en la formación pizarrea complejo calizo. Todavía debemos subrayar que puede establecer ninguna conexión de interdependencia entre las fases condicionadas por la «skarnización» intrusión ácida antigua; ambas no muestran la conexión en su repartición superficial.

5) Las relaciones cronológicas entre las intrusiones de peridotita y las rocas intrusivas, ácidas y semi-ácidas.

No hay ninguna diferencia de opinión entre los observadores en relación con las edades relativas de las venas dioríticas y las grandes intrusiones peridotíticas. *Las dioritas son, incuestionablemente, más antiguas.*

Muy distinta es la cuestión en relación con las edades de las rocas ácidas, las cuales hasta ahora se consideraban más modernas; una conclusión que, como ya se ha encontrado su explicación en el hecho de que existen fases ácidas distintas. La más moderna está ligada íntimamente a la región de los macizos peridotíticos; la zona marginal la muestra a menudo muy bien desarrollada. Se trata de venidas aplíticas ácidas (aplitas turmalínicas), en su mayor parte desgarradas y fragmentadas, que resultan como consecuencia del entrecruzamiento de las rocas básicas más modernas que las grandes intrusiones de peridotita. Es evidente un aporte ácido a los macizos ya consolidados. Estas rocas deben ciertamente diferenciarse entre las plagiaplitas descritas por ORUETA (pág. 2

Interés especial reclama la disposición relativa de yacimiento de las intrusivas ácidas antiguas, que no se reconoce tan fácilmente como la posición de las applitas más modernas. Aquí se trata de las rocas ya mencionadas, que oscilan entre granulitas, de grano fino y applitas, y que únicamente se presentan en el tramo más bajo de las pizarras cristalinas. Puesto que, con relación a su yacimiento, el autor ha llegado a una concepción distinta, que se separa de la de sus predecesores, es muy oportuno investigarla más detalladamente, y como testimonio pondremos las observaciones hechas en la región de colinas de Mijas-Benalupádena.

El macizo serpentínico de Mijas, de forma elíptico-alargada, no es completamente homogéneo. Una observación detallada muestra que en la parte oriental del mismo se intercalan, dentro del macizo de serpentina, pizarras ricas en feldespatos. Viniendo del Este se observan por primera vez en el Arroyo Zaragoza, y en seguida presentan rocas granulíticas-aplíticas, casi siempre ricas en turmalina, que al parecer siguen la dirección de las envolturas de pizarras. Entre las pizarras cristalinas, de tipo gneísico, de los enclaves pizarreños que se presentan en la serpentina y estas intrusivas ácidas no hay ninguna separación definida; en las pizarras cristalinas se presentan lentejones de biotita que se continúan aquí y allá en las rocas granulíticas, realizando su textura pizarrea.

Existe, por consiguiente, un escollo de pizarras cristalinas dentro de los macizos de serpentina, que a su vez contiene rocas intrusivas antiguas, íntimamente ligadas a él. El complejo pizarreo no muestra metamorfosis más elevada que la que corresponde a la metamorfosis regional de la envoltura de antiguas pizarras.

Para la determinación de las edades relativas de las rocas intrusivas ácidas que aparecen en el escollo de pizarras es importante consignar que al Oeste de la cota 231 el escollo desaparece y con él su anexo granulítico; en su continuación existen dentro de la serpentina zonas silíceas mineralizadas (malaquita, azurita y calcopirita, con excavaciones mineras aisladas). Poco más al Oeste encontramos, en la cota 245 metros, un nuevo y pequeño bloque pizarreo (ver corte 4) con un contenido semejante; más allá predomina de nuevo la serpentina hasta el Arroyo de los Pajares. Al Oeste de este riachuelo se alza una pequeña cúpula rocosa junto a la Casa del Peñón; está formada por una aplita con turmalina, que quizá podría desig-

narse mejor como granito, el cual surge de la serpentina escarpa de unos ocho metros de espesor máximo. Consideraría constituir, por consiguiente, una prueba de la edad peridotítica de estas inclusiones ácidas. Pero no concuerda con la conclusión la conexión bien cierta que ofrece con los escollos Este. Entonces lo que es válido para aquéllos lo es asimismo para el escollo de la Casa del Peñón, pues no manifiesta sino un arribamiento coincidente, sino también una analogía de la escarpa (la escarpa contiene también marginalmente las citadas biotitas y elementos de textura marcadamente pizarrosa).

Se puede deducir claramente que estas pizarras, con su cortejo de rocas ácidas intrusivas, son antiguas que la intrusión peridotítica, dentro de la cual están incluidas, y en la que flotan; nos encontramos en el escollo de la serie más profunda, que incluye ya los escollos de la intrusión antigua y ácida, escollo que en conjunto ha sido preservado por encima de la intrusión peridotítica.

Si desde esta localidad (Casa del Peñón) se recorren las colinas de serpentina, con rocas a menudo imposibles de identificar, en dirección a Mijas, no se deja de encontrar tipos de aplitas más modernas en forma de delgadas y lenticuladas de una aplita turmalinífera y biotítica que atraviesan la serpentina de color verde oscuro.

6) Acerca de la clasificación estratigráfica de las rocas eruptivas.

En apartados anteriores se ha mostrado que una larga serie de distintas rocas eruptivas que afloran en la estructura del Cristalino de Málaga. Es difícil fijar con exactitud la edad estratigráfica de los tipos eruptivos de los distintos tipos. Ninguna de las intrusiones magmáticas parece haber alcanzado la

correspondiente a su época; no se han podido identificar rocas efusivas que pudieran estar en relación con alguna de las intrusiones verificadas. Asimismo, es difícil obtener puntos de referencia seguros en relación al modo en que atraviesan el sistema de capas, puesto que, como ya se hizo notar en el apartado de estratigrafía, existen muchas inseguridades en la determinación de la posición estratigráfica exacta de los distintos elementos. Teniendo esto en cuenta, los argumentos que siguen no tienen otro valor que el de un ensayo y deben relacionarse con indicaciones hechas anteriormente.

a) Establecimiento de la edad de las rocas eruptivas ácidas y semiácidas.

La intrusión más antigua está representada por la fase granítica-aplítica, que condujo a la formación de las rocas mixtas. Sus tipos se ubican solamente en el tramo de pizarras cristalinas propiamente dichas y faltan en el Paleozoico, cuya edad se puede fechar en cierta medida, aun cuando sólo de manera relativa. El límite más alto está dado por la presencia de cantos rodados de gneises aplíticos entre los componentes del «conglomerado de Marbella», caracterizado como del Devónico medio (ver corte fig. 1); pueden proceder de la facies marginal o de las rocas mixtas de estas intrusiones más antiguas. La atribución de este complejo intrusivo al Paleozoico inferior, por consiguiente, es muy admisible.

Si incluimos entre las rocas eruptivas semiácidas los filones dioríticos, la edad estratigráfica se puede precisar un poco más aproximadamente. En el área de nuestro mapa, y en otros lugares, estos filones atraviesan en gran cantidad los estratos del Paleozoico superior, o sea las «calizas alabeadas» (Silúrico superior hasta Devónico infe-

rior y, ocasionalmente, incluso niveles más modernos sedimentos clásticos que terminan el Paleozoico, encuentran cantos rodados de dioritas, pero tampoco. No se observa una ulterior penetración de los filones hasta los sedimentos discordantes post-hercínicos (Permotriás). Se puede presentar la cuestión de si las rocas intrusivas podrían tener conexión genética con las rocas eruptivas, tan extendidas en el Triásico y comprenden en la denominación de ofitas. Hay razones en favor de ello; no se observa conexión, por ejemplo que en el Bético, generalmente, y en nuestras cadenas costeras, especialmente, las rocas eruptivas básicas más bien una rareza en los sedimentos rojos; y las encontramos sólo en Málaga (Limonar).

La intensidad del entrelazamiento en muchas zonas con las venidas dioríticas hace verosímil que su penetración coincidiese con un período de actividad tectónica. ¿Ocurrió una fase tardía de movimientos caledonianos? ¿O entraría más bien en juego una fase preliminar de movimientos hercínicos (variscos)? Puesto que las rocas clásticas en el Paleozoico superior de nuestro territorio no presentan como una formación dominante y de extensión regional, sino que se desarrollan de modo poco precipitado a partir de las capas profundas, con significación y potencia variable, no se puede identificar por ellas una fase o etapa propiamente dicha. Parece tratarse más bien de un período de inquietud tectónica acusada que de fuertes plegamientos. Si el Conglomerado de Marbella es del Triásico medio parece lícita la conclusión de que la fase tectónica de la formación de los filones dioríticos puede haber coincidido con este período de destrucción, y con los correspondientes movimientos que le precedieron. Si, por el contrario, se prefiere establecer una relación con la f

hercínica tampoco se puede objetar mucho a esta concepción, puesto que faltan sedimentos para la fijación de la edad.

b) La edad de la intrusión peridotítica.

La cuestión de la edad de la potente intrusión básica, en su más amplio sentido, se consideró durante mucho tiempo como resuelta. Por D. DE ORUETA se había expuesto con argumentos en principio irrecusables, que se trataba de un cuerpo batolítico antiguo, pretriásico, relacionado, según él, muy verosímelmente, con plegamientos hercínicos, o quizá más antiguos (ORUETA, 1917, pág. 153). El autor de este trabajo estimó conveniente discutir esta vieja edad de las serpentinas (1928), refiriéndose principalmente a los megamorfismos de contacto observables en los mármoles del Robledal y a los del grupo de la Torrecilla, sedimentos metamórficos cuya edad triásica estaba apoyada por hallazgos de fósiles (comparar 1930 a, pág. 216, y, especialmente, 1933 b, pág. 84). Ahora bien, los efectos de contacto en el Robledal se limitan, en tanto que las mineralizaciones y formación de oficalcitas estén en tela de juicio, a una pequeña escama de mármol que no se fusiona de modo inmediato con el contiguo, y digamos, complejo marmóreo «triásico», sino que se insinúa en el gneis suprayacente. Aun cuando es muy verosímil que este mármol sea idéntico al mármol mesozoico que aparece a un corto «tiro de piedra» bajo el gneis y que se trate de una escama desgajada y desplazada (corte 7, pl. III, 1933 b). Por consiguiente, tenemos que alegar que el contacto eruptivo de esta escama no tiene el alto significado que se le concedía para la fijación de la edad post-triásica de la intrusión, una vez que hemos señalado mármoles más profundos, subyacentes a los gneises, en la cadena costera.

No obstante, si se recuerdan los fenómenos, des otro lugar, del contacto entre las Rondaidas --Tri formado en mármol en una amplia zona— y las pé béticas (ciertamente, al contenido en SH_2 no hay buirle significación alguna) *la conclusión acerca d de contacto post-triásico aparece como la más con de todas; hoy persuadiría quizás incluso a un ORUB este investigador, así como la «Mission d'Anda veían en aquellas calizas triásicas (eventualmente, subordinadas) siempre el Cambriano.*

Después de estas indicaciones sobre los crite portantes expuestos acerca de las zonas exterior cadenas costeras de que nos ocupamos, enfrent ahora con las observaciones y puntos de referen versan acerca de nuestro propio terreno costero. *relativa de yacimiento del cuerpo intrusivo (a), efe contacto ejercidos en las formaciones más recien relaciones con las restantes rocas eruptivas (r) y, pcialmente, la posición estratigráfica de los sedi que contienen los productos clásticos de los maciz pentínicos, deben marcarnos el rumbo para aclar importante y todavía debatida cuestión.*

a) *Posición relativa de yacimiento del cuerpo sivo.*—Los macizos serpentínicos se encuentran casi sivamente en los sedimentos pizarrosos más antiguo nunca en los viejos mármoles. Estas circunstancias rren no solamente en nuestra cadena costera, hasta pona, sino también en el viejo zócalo del Rif, que s enfrente, en suelo africano; los macizos serpentínico son allí acusadamente más pequeños, tienen tambi mismo contenido mineral que en el lado andaluz (de Fe, grafito, combinaciones de Cu, minerales de

probablemente, también platino) y ubican en el «Cristalino más profundo».

Hay también, sin embargo, varios casos especiales en que grandes masas de serpentina, de tipo «stock», se presentan de modo llamativo en el Paleozoico superior, por eliminación de series profundas completas (como ocurre al NE. de Marbella), alcanzando hasta la proximidad del Paleozoico más alto («calizas alabeadas»).

Como la intrusión, según se ha subrayado en un apartado anterior, busca preferentemente situarse en los núcleos de los anticlinales, se encuentra «a priori» en muchos lugares, de una manera preferente en las capas antiguas. Allí donde la serpentina se introduce, excepcionalmente, en posición sinclinal, afecta también a las capas altas. Una localidad digna de mención es la que se encuentra al ESE. de Coín, donde, al SO. de la cota 305, la roca básica entra en contacto inmediato con los bancos calizos, de color azul oscuro, de las «calizas alabeadas». No se observa aquí un metamorfismo de contacto notable; la caliza está algo espatizada en siderosa y la serpentina aparece entrecruzada por caliza en una costra superficial. Esta falta de efectos de contacto muestra un marcado contraste con los mármoles, altamente metamorfizados, que mencionamos antes, los cuales yacen, en parte, a gran distancia de las rocas intrusivas básicas.

De esta exposición se desprende que las rocas básicas muestran «a priori» una posición desfavorable para poder hacer deducciones respecto de su edad relativa, basándonos en sus estratos contiguos, visto que *representan precisamente un plutón que se introdujo preferentemente en las capas profundas* y sólo accesoriamente logró mayor altura, hasta alcanzar los depósitos más modernos. Al tiempo de la erosión permotriásica había, por consiguiente, circuns-

tancias aun mucho más desfavorables que en el y en el Cuaternario para que la masa intrusiva si los sedimentos clásticos como fuente de material ponentes «verdes». La posición relativa no nos pr na, por consiguiente, ninguna pista para obtener s información acerca de la edad de la intrusión, úni dice que es más reciente que las capas terminale serie estratigráfica paleozoica.

β) *Efectos de contacto sobre sedimentos más recientes*: La citada disposición influye claramente, asími las relaciones con sedimentos recientes; éstos evi su actual distribución, los macizos serpentínicos e cleo antiguo. Aun cuando se trata en todas partes les pronunciadamente transgresivos sobre formacio antiguas (Triás, Mioceno, Plioceno), quedan limi puntos alejados de la serpentina, correspondiend actual distribución a la conformación orográfica. mente a lo largo de la costa Sur, en parte fuera ya de occidental de nuestro territorio, se aproximan las formaciones recientes al cuerpo intrusivo. *Sin go, ninguno de los sedimentos transgresivos mues tamorfismo de contacto de género alguno*, y tampo gamos hincapié en ello, las areniscas y conglomeras casi contiguo Permotriás. Que el Terciario moder generalmente no suele entrar en estas consideracio muestra influencia alguna es hecho que han cons todos los observadores. Por consiguiente, tampo cemos aquí datos positivos utilizables.

γ) *Relación con las restantes rocas eruptivas*: anteriores explicaciones han puesto de relieve que n deducir argumentos exactos para la fijación de l

geológica, a partir de las relaciones con las restantes rocas eruptivas del Cristalino de Málaga. Sabemos solamente que se trata del fenómeno más reciente, con excepción de las venidas ácidas más modernas.

δ) *Los materiales «trabajados» en los sedimentos más recientes*: Éstos son, por consiguiente, los que tienen que facilitar el argumento de peso en la determinación, junto con los fenómenos de contacto mencionados, situados fuera del área cartografiada. En mi trabajo del Guadalhorce (1930 a, pág. 212) está inserta la discusión general y local de la cuestión y expuesto el punto de vista frente a las deducciones de ORUETA. Si se han deslizado en ellas ciertas equivocaciones (¿muestra de rocas no permotriásicas?) es cosa que no me atrevo a afirmar. Pero permanece todavía en pie, después de las observaciones que aquí se aducen y de las investigaciones microscópicas, una discrepancia con aquellas concepciones, que sólo puede ser dilucidada por el examen de otras series de preparaciones.

Después de las anteriores explicaciones, basta aquí poner de relieve, de localidad en localidad, el contenido en restos de serpentina de los varios sedimentos terciarios modernos (Mioceno, Plioceno). Algo más peculiares son las circunstancias ya citadas, que conciernen al contenido de rocas clásticas con serpentina en el Flysch; no están tampoco presentes allí, aun cuando de la disposición estructural completa resalta que la intrusión básica debió preceder a la sedimentación del Flysch o, a lo más, podría ser sincrónica con ella en un amplio espacio. Esta «carencia» de contenido de serpentina en el Flysch, el cual, según las minuciosas investigaciones de A. ROBAUX, muestra ya edad supracretácica en su porción margosa, ha sido confirmada

recientemente por este autor también en las costeras occidentales (junto a Estepona, 1935). entre el macizo serpentínico y el Flysch se pre contacto mecánico que, aun cuando parece ciert de estrechos límites, como ya indiqué en 1930 rece corresponder a una línea tectónica de prim Hay que imaginar, pues, que en tales lugare los sedimentos clásticos serpentínicos faltan p pleto, el macizo serpentínico no estaba suficien denudado de su envoltura pizarreña para sumi en tan gran cantidad como a los sedimentos terciar teriores.

Como sedimento más importante para juzga del límite superior o inferior de la intrusión básic que servir los conglomerados rojos y areniscas de trias o, si se prefiere, del Trías inferior. Se apoya, siguiente, D. DE ORUETA sobre estos sedimentos —especialmente los de tipo más grueso—, que re productos de una denudación muy acentuada, par que contienen los minerales de las rocas básic autor menciona principalmente los minerales, no mentos de roca rodados (pág. 156) —olivino, pir espinela— y se refiere, especialmente, a la «zo que en la región de la desembocadura del Río Ve Río Guadalmina, en el flanco Sur del Cristalino p acompaña a las fajas paleozoicas en zona carente tinuidad.

En el campo, mis investigaciones —comproba la lupa— en busca de serpentina clástica en cual dimento, resultó siempre negativa. Desgraciada preparación microscópica, que tengo que agradecer fesor REINHARD, tampoco dió resultado satisfact reunieron y ensayaron sobre todo las muestras qu

dían de la zona más próxima al borde de la serpentina, lo que corresponde al territorio del borde occidental, ya fuera del mapa. Siempre —con una única excepción— se insertan, entre las rocas rojas y la serpentina, de 30 a 100 m. de roca intermedia, que si hubiera perdurado en el tiempo de la denudación permotriásica como roca de cobertura regional, haría la investigación naturalmente ilusoria; sin embargo, la existencia de cobertura tan regional y externa no es verosímil, considerando que la denudación pre-permotriásica estaba bien acusada y tuvo que producir una erosión bastante profunda.

El estudio microscópico de estas areniscas rosas no proporciona gran cosa de nuevo frente al examen macroscópico; el predominio del cuarzo lechoso, ya más redondeado, ya más anguloso de nuevo dentro de un fondo de fina textura, junto con abundantes pizarras silíceas negras («Kieselschiefer»), muestran que se trata de un sedimento terrígeno seleccionado de acuerdo con la dureza. Estas son condiciones que, por consiguiente, son desfavorables para la conservación de rocas serpentínicas clásticas. Las muestras, que procedían de conglomerados, areniscas y areniscas de tipo arkosa, algo carbonatadas, del Río Guadaiza (Casa Colorada) y del Río Verde, *no proporcionaron ninguna huella de detritus serpentínico*. Por el contrario, queda por citar una pequeña arenisca basta de color pardo-rojizo oscuro, que se sitúa a pocos metros de un afloramiento serpentínico (junto al Tejar de los Aguilares, al Este del Río Guadalmina), y presenta, si no una serpentina neta, un núcleo muy dudoso de parecido material (algo semejante suministró un conglomerado recogido en el campo, junto a Casarabonela). No se presentan aquí, como sucede en otras partes, en el material permotriásico, influencias de contactos de ninguna clase, lo que, sin em-

bargo, no aprovecha para llegar a decisiones abs-
ningún sentido.

A partir de estos hallazgos no cabe, por tanto
ciadamente, tomar ninguna posición categórica
sobre observaciones propias. Queda en pie la
hasta que un material semejante sea estudiado
pliamente. O bien que se contente con la otra alt
apoyándose sobre los criterios que el autor aplicó
especialmente en trabajos anteriores que tiende
darse en que la intrusión básica es más reciente
sedimentos alpino-triásicos. Y si se demostrase
minerales de rocas clásticas básicas están entrem
con las psefitas y psamitas, en el fondo quedaría
probar que no se pueden derivar de las raras o
Triás o de otros fenómenos volcánicos del territor

z) *El «habitus» general de la masa serpenti-
«habitus» general de la masa serpentínica, sus con-
de conservación, deben ser aún tratados someram-
ha indicado ya a menudo cómo el sistema de ca-
talino-paleozoicas está interiormente muy trasto
atravesado por fracturas. Comparados con esta dis-
tan trastornada, los macizos de serpentina se p-
mucho menos alterados, abstracción hecha de sus
rables diaclasas concoideo-irregulares y de su ex-
meteorización. Cierto es que, especialmente en la
marginales, existen áreas muy fragmentadas, a-
nidos de milonitas serpentínicas (como por ejemp-
lado externo NO. de la «lengua» de los Nebrales
Gómez)]; por el contrario, amplias partes, especi-
en los grandes macizos, se presentan muy tranquil-
apuntan indicios de una historia tectónica con perí-
intenso plegamiento. Así se pueden reconocer, tan*

Sierra de Alpujata como en la serie serpentínica de Mijas
y en otros lugares, masas de serpentina con una disposi-
ción en bancos acusadamente regular (registradas local-
mente en el mapa); peculiaridades estructurales que ape-
nas hablan en el sentido de que aquí existen ya masas
insertadas hercinianas o más antiguas⁷⁾. No hay en nues-
tros macizos serpentina esquistosa, por metamorfismo de
dislocación, tal como se señala en los Alpes, como origi-
nada por los movimientos alpinos (Macizo de serpentina
de Malenco).

⁷⁾ Debemos referirnos aquí todavía a una peculiar formación se-
cundaria en las superficies de la serpentina, porque, a primera vista,
podría conducir a una falsa interpretación de la edad de la serpenti-
na (peridotita), a saber, atribuyéndole una muy reciente, que natu-
ralmente no le corresponde.

La observación se refiere esencialmente a las inmediaciones de
Mijas. La caliza moderna, amarillenta, que allí yace sobre la serpen-
tina (debajo de la Iglesia), está atravesada en las direcciones más
variadas por fajitas de serpentina o también por nudos irregulares
de la misma. La serpentina de todo este complejo está intensamente
alterada, dando como resultado una masa de color pardo rojo y muy
rica en cal. Pero no se debe sacar la conclusión, a causa de los filon-
cillos de serpentina en la caliza, que originalmente exista una rela-
ción cronológica de intrusión.

La explicación de los «filones serpentínicos modernos» puede ser
aproximadamente la siguiente: en dirección variable, la serpentina
íntegra está atravesada por fajas de serpentina verde clara o amari-
llo-blanquecina, que es indudablemente más dura que el tejido en
malla de la roca, coloreada a menudo de amarillo rojo, parece fre-
cuentemente una carniola. Este material blando es fácilmente diluido
y lavado, o reemplazado por caliza (travertino) que rodea a las fajas
más duras, que han perdurado, de modo que éstas toman el aspecto
de filones eruptivos.

Añadamos aquí además la discusión de la génesis y composición
de las bandas duras de color verde-amarillento en la serpentina,
que siguen preferentemente —aunque no siempre— las diaclasas
existentes.

Se trata de fenómenos de transformación, en los cuales no está
excluido el que anduvieran en juego procesos hidrotermales. La roca
peridotítica rica en olivino (eventualmente dunita), se transformó a

2) *Ojeada retrospectiva*: Ante los resultados argumentados concernientes a la identificación de la edad de la masa intrusiva básica y principal, el punto de vista del autor es el siguiente: *amplios territorios con pruebas evidentes que hablan en favor de una más moderna de intrusión que la herciniana (o gaudiniana), como lo manifiestan efectos de contacto e intrusiones mesozoicas (Rondaidas)*. El establecimiento de elementos clásticos en los sedimentos superiores, se logró porque la serpentina presentaba mate resistente. Por lo pronto es necesario un reconocimiento más amplio para suministrar la prueba de que se trata de permotriásicos del Triás inferior, auténticos, efectivamente los contenían. Hasta aquí cree el autor poder manifestar la posibilidad, ya destacada antes en primer término, de que se trata de una *plutonita básica ascendida sinormentalmente en un amplio espacio*.

lo largo de las juntas en crisotilo claro, con lo cual la mica silicada de hierro se trocó en una de óxido de hierro y se transformó en crisotilo de tonos claros; así se originó magnetita que se presentó en forma de una delgada tira entre las bandas de crisotilo; este modo pueden explicarse las fajas verdes claras con un mineral negro, colocada, las más de las veces, en su mitad. Nómenos los ha descrito DE ORUETA al hablar de la serpentinita y ha suministrado el estudio microscópico de ellos (1917). Una posterior desagregación de estas fajas nos conduce a carbonatos de Mg y Ca, blancos como la nieve.

XI. FENÓMENOS Y FORMAS DE LA SUPERFICIE

De los apartados sobre el material estratigráfico se desprende la historia, llena de alternativas, que condujo paulatinamente a la formación y constitución de la actual superficie de la comarca. Su historia geológica más reciente tiene por introducción la continuada denudación de la cobertura pliocena. Sobre esta superficie dejó el Cuaternario su huella en forma de terrazas y aparecieron formaciones recientes, como mantos de brechas y revestimientos travertínicos. Añadiremos aquí algunas observaciones sueltas a modo de apéndice, sobre las formaciones y fenómenos de la superficie.

1. Manantiales y tectónica.

Los muchos y caudalosos alumbramientos de agua del pie de las montañas, que aquí siguen a las sierras, formaron desde antaño un importante rasgo geográfico y una encantadora nota paisajística en la constitución de la comarca. Un mapa de los manantiales del territorio sería idéntico aproximadamente a un mapa de distribución de la población. Los centros habitados y las zonas de cultivo de

huertas se enlazan a los manantiales existentes y a cursos de agua. Ya para los habitantes moros, estos rajes con manantiales fueron el lugar indicado para establecerse, no solamente a causa de la provisión de agua, sino por la posición dominante de tales localidades, que servía a sus necesidades de defensa. Colocados casi siempre al borde del complejo marmóreo y, por consiguiente, a más de las veces en una altura considerable, a casi ninguno de estos puntos le falta ya sea un pico rocoso o acantilado de mármol, o una escarpa travertínica, sobre los cuales, todavía hoy, se encuentran frecuentemente las ruinas de algún viejo castillo.

Es raro que cuando se trata de una gran fuente, no encuentre en el límite del complejo marmóreo y de la zona gneílica que le rodea; sólo conozco una fuente de gran rendimiento que esté colocada en el interior de la montaña marmórea (Puerto Rico, en el flanco Sur de Sierra Blanca), y ni en ésta queda excluida la conexión con el límite de facies entre las dolomías y las pizarras. Corresponde a la posición de altura de la zona de contacto mármol-pizarra, la serie de manantiales constituye una zona elevada que desciende, por ejemplo, en el borde Sur de la Sierra de Mijas, desde unos 430 m. en el Oeste hasta unos 65 m. en el Este, donde se encuentran las grandes fuentes de Torremolinos. Estas últimas fuentes son las más ricas en caudal, y la ciudad de Málaga había recibido ya desde su reconquista por los Reyes Católicos, el privilegio de surtirse de agua de ellas⁸⁾; sin embargo, en dicha

⁸⁾ Las siete fuentes de Torremolinos fueron evaluadas en el tiempo en el que el proyecto de aprovisionamiento de agua de Málaga fue tomado en consideración (1860), en un rendimiento diario de 30-35.000 metros cúbicos. Desde 1876 estuvo en servicio este aprovi-

fuentes no se presenta una dependencia manifiesta de la posición de altura, puesto que los puntos de alumbramiento —abstracción hecha de un grupo de manantiales unidos entre sí— quedan independientes unos de otros a gran distancia. Sobre las características de los manantiales de la Sierra de Mijas existe un estudio hidrológico de E. DUPUY DE LÔME (1923), del cual tomaremos algunos datos sobre el rendimiento de varias fuentes: la fuente más importante del grupo de Torremolinos, el Albercón del Rey, es estimada en unos 7.800 m.³ diarios; la próxima, de San José, en unos 7.600 m.³; la de Rojas, en 8.000 m.³, mientras que las fuentes de las aldeas de Arroyo de la Miel y Mijas, situadas más arriba, entran en la serie con 1.500 m.³, y la fuente del Chorro, de la gran aldea de Alhaurín el Grande, emplazada en la parte Norte, asciende a 6.000 m.³. En el mapa adjunto se destacan los lugares de los manantiales más importantes (círculos pequeños con letra *q*).

Esta serie de manantiales está en su totalidad, como es natural, en la más estrecha relación con la estructura y composición de las rocas. Por su posición geológica en el borde de un complejo calizo, cubierto por una serie circundante impermeable, las pizarras cristalinas, es posible pensar, sin una consideración exacta de la estructura geológica, que se trata de fuentes de desbordamiento de una cuenca de recepción en forma de sinclinal, con un substratum impermeable de pizarras cristalinas. Esta parece ser la idea de DUPUY DE LÔME (1923), ya que él considera el margen de pizarras cristalinas más antiguo que el complejo marmóreo, a pesar de que en el corte transversal de Torremolinos-Churriana (borde E.) lo representa, acertada-

sionamiento, que fue luego reemplazado en 1926 por una conducción moderna (BORRIS, 1926).

mente, como anticlinal con vergencia Norte y, por consiguiente, el conjunto de recipiente, con sus capas, claramente cae debajo del supuesto substratum impermeable.

Concuerdo en que se trata, en realidad de *fuentes de resurgencia* («*sources de resurgence*»), pero de una clase especial, puesto que las distintas venas de agua son en cierta medida independientes unas de otras. La cuenca de alimentación depende naturalmente del vasto terreno de dolomías y calizas, que, sin embargo, a causa de su cristalinidad y de la muy fuerte inclinación de las capas, no muestran en ningún lugar una morfología kárstica propiamente dicha. Formaciones de «lapiez» o «poljes» no aparecen en esta dilatada superficie caliza. Sus grietas, sin embargo, permiten pasar rápidamente a la profundidad las aguas de precipitación, a pesar de la desnudez de la superficie y, por supuesto, siempre que no se evaporen antes por completo, ⁹⁾; así es que en todo el territorio, con sus muchos y profundos acanalamientos, no hay ningún arroyo permanente. Por regla general la infiltración de las precipitaciones atmosféricas se verifica a lo largo de las superficies de las capas, con lo cual las intercalaciones filíticas

⁹⁾ Las cantidades de precipitación no son importantes en este clima, relativamente árido. Para la ciudad de Málaga, en 1914, se atribuían 289 mm., y en 1913, 593 mm. de altura anual de precipitación; en las alturas vecinas, naturalmente, era más considerable; en Mijas, 588 mm. En su evaluación de la capacidad de la Sierra de Mijas, como receptora de agua, acepta DUPUY DE LÔME (1923) un promedio de 800 mm. para la superficie caliza. Para el cálculo restante, supone el citado geólogo un coeficiente de infiltración de solamente un 25 %, y entonces ocurre que a la cuenca hidrológica corresponde un suministro diario de 48.400 m.³, mientras que el rendimiento de la línea completa de manantiales se calcula en unos 45.300 m.³, balance que realmente produce asombro aun cuando se basa sólo en datos poco precisos.

ejercen un influjo ordenador. Alcanzan dichas infiltraciones una profundidad bastante mayor que la del borde circundante de pizarras cristalinas. Además, el límite entre la formación pizarreña y el macizo calizo es una faja de forma muy compleja, que contiene las discordancias más diversas. Ya se ha hablado de la indentación de facies entre las formaciones caliza y pizarreña; además, por otro lado, se han originado muchas discontinuidades, puramente mecánicas, entre el macizo calizo, que contiene el agua, y las pizarras envolventes. Todas estas fajas de superficie o grietas, o también las diaclasas que pueden aparecer en su lugar, constituyen el brazo ascendente, que se combina con la parte descendente de estos «vasos comunicantes» y traen a la superficie, más o menos aproximadamente, a lo largo del bordé entre las pizarras y el mármol, el agua infiltrada. Se trata, por consiguiente, en estas fuentes marginales, de fuentes de resurgencia tectónico-faciales, en las cuales el recipiente, en sentido tectónico, no está representado por una cubeta, sino por el flanco de un anticlinal.

Condiciones de formación semejantes se manifiestan también en otras zonas de manantiales marginales, sujetas a otras características tectónicas que las cadenas andaluzas muestran en diversos puntos. Así, una serie de manantiales análogos corre a lo largo del contacto de los mármoles del Trías alpino, que igualmente se hunden bajo los gneises en la cadena septentrional vecina de Casarabonela-Yunquera; y más al E. se alinean las aldeas al pie de la Sierra Tejada, asimismo a lo largo de las fuentes, en un contacto análogo, pero aquí tectónico, de mármol y pizarra.

Dado este origen, están en relación la gran constancia en el caudal de las fuentes y su equilibrada y relativamente alta temperatura. Los habitantes del país encomian su «frío de hielo» en el verano, mientras que en el invierno su

temperatura aumenta. Para las fuentes de Torremolinos señala una temperatura constante de 20° C. Asimismo, en algunas fuentes, es de ver la fuerza con que brota el agua (especialmente en la fuente al SE. de Coín). Como la cuenca colectora yace dentro de las rocas carbonatadas, es natural que el agua contenga un considerable grado de dureza; el hecho de que contenga solamente alrededor de 20° (grados franceses de dureza total, Torremolinos), puede estar en relación con la cristalinidad de la roca, así como con el escaso contenido en ácido carbónico de las aguas precipitadas.

2. Los mantos de brecha y las coberteras travertínicas.

Éstos constituyen, naturalmente; un fenómeno que está relacionado muy estrechamente con la distribución de la zona de manantiales de contacto, antes citada. Se encuentran ya en forma de amplios revestimientos al pie de las montañas marmóreas, preferentemente allí donde se precipitan arroyos profundamente encajados que acumulan abundantes derrubios en las superficies marginales, o bien son bloques aislados en formas de mesa (especialmente de travertino) que aquí y allá se levantan semeando castillos, en la coronación de una arista y representan el resto de un revestimiento antiguo más continuo y potente.

Las brechas de piedemonte, variables en potencia y extensión, muestran el material, escasamente redondeado, de los mármoles, englobado por un cemento cristalino algo ferruginoso, con lo cual se constituye una brecha extraordinariamente consistente, dura y cristalina, a la cual se atribuiría, si se examinase solamente una muestra de la

roca, una edad mucho más antigua. Estas masas detríticas son a veces muy determinantes en la formación del paisaje y producen dilatadas altiplanicies estériles, con suave declive y extraordinariamente áridas, como por ejemplo la de los llanos de Balloroeta, junto a Marbella, la comarca al pie de las montañas, cerca de Torremolinos y la de cerca de Alhaurín el Grande (ver indicación del mapa). Si tales superficies de material detrítico son tapizadas por depósitos travertínicos modernos de los manantiales vecinos, se forman compactas costras de brechas y las formas de erosión antes presentes quedan en cierto modo «fosilizadas» por debajo (terrace de Torremolinos).

Otras formaciones calizas recientes de nuestro territorio son, finalmente, simples mantos travertínicos, con bella estratificación de su material, que forman acantilados de 10 o más metros de altura; sus rocas son explotadas en diversos sitios para fines ornamentales (Mijas, Benalmádena).

Los agentes de todas estas formaciones han sido las próximas fuentes marginales, en una época en que su curso estaba menos encajado y se podían extender más libremente sobre las mesetas. Si desde tiempos remotos pudo tener lugar un decrecimiento del arroyo procedente del manantial y, por lo tanto, una actividad geológica decreciente del mismo, no es seguro afirmarlo, aun cuando resulte verosímil. Otros afloramientos de aguas que ejercen acciones cementantes pueden, finalmente, haber quedado agotados (Fuenseca, al Sur de Alhaurín de la Torre).

En resumen, se trata en las formaciones de brechas y de travertinos, de sedimentos de edad diluvial o, a lo sumo, de diluvial superior hasta reciente; pueden presentarse, según los sitios, diferencias importantes; en muchos lugares siguen inmediatamente a las formaciones pliocenas su-

periores (ver también el apartado concerniente a este tema en BLUMENTHAL, 1930 a, pág. 166).

3. Vestigios de superficies antiguas.

Los efectos de la erosión reciente, muy viva en las poco resistentes pizarras paleozoicas y cristalinas, han recortado la superficie muy intensamente y los antiguos sistemas de superficies, que habían quedado impresos en el paisaje, han sido, en gran proporción, borrados. Solamente un estudio morfológico a fondo permitiría rastrear aquéllas y enlazarlas entre sí, con un cierto grado de hipótesis. Tal trabajo se salía del marco de los presentes estudios, orientados principalmente con un punto de vista tectónico, aun cuando, por otro lado, han sido ya emprendidos por M. JEAN SERMET (Madrid-Toulouse). Destaquemos solamente un espacio que ha conservado, de modo especialmente claro, restos bastante aislados de superficies antiguas; eso se refiere a la comarca entre Torremolinos y Arroyo de la Miel.

Los perfiles de las pendientes de la montaña en ambas localidades son algo desiguales por el distinto grado de conservación; el escalonamiento en el Este es más completo; en el Oeste, su relación con los sedimentos pliocenos es claramente visible.

La aldea de Torremolinos está asentada en una terraza recubierta en su mayor parte de travertino, que queda a unos 45 metros de altura sobre la playa arenosa y que está cortada hacia la misma por un pintoresco y abrupto peldaño (ver fig. 5, A). Desde el extremo Norte del pueblo (kilómetro 5 del ferrocarril), se extiende esta superficie, la más reciente, inserta en las margas pliocenas y cubierta

de algo de aluvial, hasta la suave pendiente de colina al SE. de las grandes fuentes (Asilo de niños). Costras travertínicas, probablemente de edad variable, cubren la terraza, así como el borde plioceno; al Sur del pueblo termina la terraza en el espolón costero de Punta de Torremolinos (pensión Santa Clara). De aquí hacia el Sur, la playa de Carihuela queda limitada por un acantilado que corresponde al corte por erosión de un abanico de deyección extendido y que consta de las brechas modernas antes mencionadas, que atravesadas y cubiertas por travertinos se superponen al Plioceno. La terraza de Torremolinos cesa hacia el Oeste, si existía en todo hacia el interior, y sedimentos de piedemonte se extienden en la Punta del Saltillo hasta el mar (fig. 5, B).

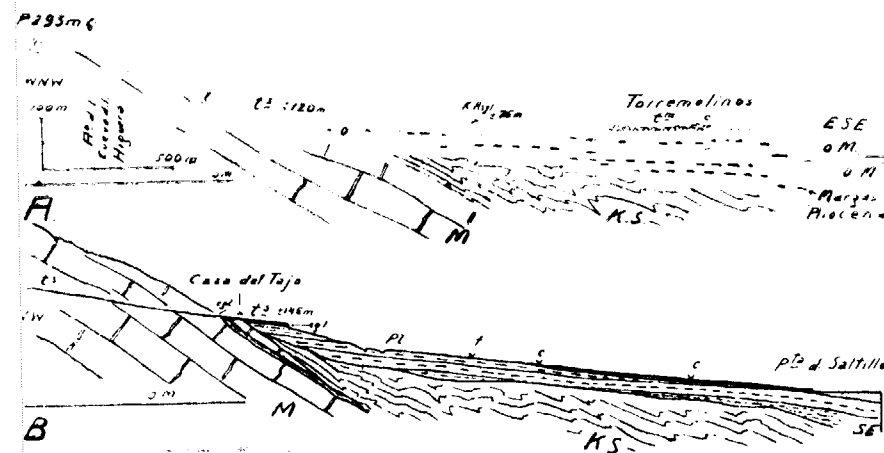


FIG. 5.

Una superficie de erosión más antigua y más elevada aparece al pie de la alta montaña, al Oeste de Torremolinos (t^a en fig. 5, B). Limita ésta con un abrupto escalón de unos 45 metros de altura, con las margas pliocenas, y es

esculpida en los mármoles adyacentes. Claramente se dibuja 1,5 kilómetros, aproximadamente, en la pendiente de la montaña, y asciende hacia la misma con una inclinación de 5°; se puede seguirla al pie de la montaña hacia Arroyo de la Miel; más lejos está eliminada, y sólo se pueden relacionar con ella algunos arrasamientos junto a Benalmádena.

Mientras que este nivel, de posición más alta, está conservado en su mayor parte en la roca existente con la que limitan los sedimentos pliocenos, algo arenosos y situados más abajo, el perfil de la cuesta junto a la Casa del Tajo, al NE. de la aldea de Arroyo de la Miel, muestra interesantes relaciones con el Plioceno superior (fig. 5, B). El Plioceno margoso-arenoso de grano muy fino, termina hacia arriba con un banco de conglomerado calizo-arenoso de tres o cuatro metros de potencia (*cgl* en fig. 5, B), que en su parte inferior contiene todavía fauna marina; más arriba pasa a un conglomerado basto, que se muestra pronto limonitizado; estas capas superiores continúan adelgazándose sobre la superficie de abrasión, que asciende a la montaña, sobre la que algunas rarisimas impresiones de moluscos litófagos —que se encuentran sueltas— atestiguan su formación marina. En este «nivel del Tajo» podemos reconocer, por consiguiente, una plataforma litoral, cuya formación hay que situar en el piso que termina el Plioceno; su delimitación reconocible se mantiene entre los 120 metros (por abajo) y los 250 metros (por arriba).

Mientras que la terraza de Torremolinos representa una grada labrada en el Plioceno, en la terminación Este de la Sierra de Mijas, no susceptible, probablemente, de ser seguida en la región, el «nivel del Tajo» es una huella tan acusada que debe reconocerse en trayectos de la costa o en los fiordos del Plioceno más lejanos. La erosión y, probablemente, movimientos verticales posteriores, acerca de

los cuales ya fijamos nuestras conclusiones al hablar de la posición de altura de los asomos del Plioceno, hacen difícil reconocerla y seguirla. La terminación Este de la Sierra de Mijas no guarda rastro de ella, pero, por el contrario, en la vertiente Norte de la cadena, a mitad de camino entre los dos Alhaurines, se insertan al pie de la montaña, de modo llamativo, arrasamientos mostrando una inclinación bastante pronunciada; pueden relacionarse con antiguas ablaciones marinas. Su altura es, sin embargo, bastante mayor que la consignada para el nivel del Tajo en la costa Sur; mientras que el límite inferior en el Este está a unos 300 metros, estos declives en los mármoles alcanzan, al SE. de Alhaurín el Grande, más de 500 metros. ¿Existirían aquí, por consiguiente, arrasamientos bastante más antiguos que los pliocenos de la costa Sur, huellas que el mar mioceno ha grabado en el dorso de las montañas mármoreas? ¿O se revelaría, en esta posición de altura, el efecto de los levantamientos post-pliocenos? La contestación a tales preguntas sólo puede ser dada después de la coordinación de las observaciones en un extenso espacio de costa.

XII. DISPOSICIÓN REGIONAL A LO LARGO DE UN CORTE TRANSVERSAL DE LAS CORDILLERAS

(VER MAPITA DE LA ESQUINA EN LA LÁM. I, Y FIG. 6.)

Una ojeada sobre la estructura de conjunto de las Cordilleras Béticas muestra que en la transversal de las cadenas costeras de Málaga, aquí tratadas, se presenta un sector montañoso que, en contraste con el abovedamiento de Sierra Nevada, representa en dirección longitudinal un fragmento fuertemente hundido hacia el Oeste. Esto atañe especialmente a la parte montañosa mediterránea, la zona bética propiamente dicha, mientras que el amplio borde externo, la zona subbética, por sus múltiples ondulaciones del eje, situadas, además, en límites más reducidos, permite reconocer peor el carácter tectónico del perfil longitudinal. Al mismo tiempo el Subbético, en este corte transversal, constituye un sector montañoso, tan «pobre en cordilleras» y tan desmembrado por la tectónica y la erosión, que su interpretación no es posible sin la ayuda de una dosis considerable de hipótesis. La zona bética interna presenta condiciones más favorables, considerando que la Serranía de Ronda, como conjunto montañoso cerrado, cuyo borde SE. está formado por nuestras montañas, permite reconocer una rápida y brusca inflexión, compresión hacia arriba y hacia adelante del eje longitudinal, de modo que el corte transversal no solo corta las

capas más profundas, sino que muestra de nuevo los pisos tectónicos sobrepuestos uno al otro, tal como ocurre más al Este.

1. La zona interna Bético-malagueña: Rondaidas.

El «Cristalino de Málaga», con su anticlinal de núcleo marmóreo, se puede considerar como un macizo antiguo y profundo que correspondería a la infraestructura de las Cordilleras. Su estructura interna no se opone a esta idea, la cual hasta en las más recientes investigaciones de las Cordilleras aparecía como valedera e incontestable, a saber, que se trataba de un macizo autóctono, que por su posición en el conjunto montañoso y por su estilo de plegamiento se podía comparar muy fácilmente a un «macizo central» alpino-oriental. Hoy, sin embargo, los conocimientos que ha suministrado la culminación montañoso, tectónica y orográfica, de la Sierra Nevada, gracias a las investigaciones y a las síntesis de BROUWER (1926), R. STAUB (1926), VAN BEMMELLEN (1927), pone muy en duda esta aparente autoctonía. Aun cuando la individualización de las unidades tectónicas en el marco del núcleo antiguo de Sierra Nevada es otra de la que corresponde al esquema de los autores arriba mencionados (BLUMENTHAL, 1935 a), esto no cambia de ningún modo la posición relativa del complejo de Málaga. Hoy resulta válido, como hace años, según luego señalaré, que al NE. de Granada el Paleozoico de Málaga descansa sobre el contorno triásico de Sierra Nevada, las llamadas Alpujarridas (1927, 1932), y de ese modo una gran unidad impulsada hacia el Norte se superpone a un substratum más moderno. El estudio más reciente sobre este territorio (Sierra Arana; BLUMENTHAL y FALLOT, 1935), confirmó de nuevo esta interpretación.

En esta unidad tectónica, el Bético de Málaga, el «Cristalino de Málaga» de que se trata, se clasifica como núcleo antiguo, constituyendo el cuerpo posterior. Lo problemático acerca de él residía y reside en la potente serie de mármoles que contiene, cuyo enlace con la serie restante, en contra de la separación anteriormente sostenida, no parece acertado, a pesar de la analogía, engañosa, con el Este de las Alpujarridas (Sierra Tejeda, etc.). Por la eliminación, aquí aplicada —lo confieso, con cierto escrúpulo—, de los mármoles, por comparación con la serie metamórfica de las Alpujarridas, el núcleo antiguo del Bético de Málaga alcanza una apreciación muy distinta ¹⁰). Mientras que antes en estas cadenas costeras, aun cuando siempre con una cierta reserva, veíamos una ventana tectónica, en la cual la unidad de las Alpujarridas y la de las Rondaidas, que la limita por el Norte, reaparecían bajo las pizarras cristalinas béticas, la inserción del núcleo marmóreo en el «Cristalino de Málaga» de la unidad de Málaga (en sentido tectónico), obliga a reconocer un volumen mucho más considerable para la misma. Esto no significa de ningún modo que no tenga validez la superposición en forma de manto en este sector de las Cordilleras, que ya ha experimentado un hundimiento considerable hacia el Oeste; en cierto sentido, la eliminación de la ventana tectónica significa, sin embargo, un acrecentamiento del factor de inseguridad. Puesto que el conjunto del «Cristalino de Málaga» se superpone tectónicamente, hacia el Norte, a las Rondaidas subyacentes; se nos priva, por consiguiente, de un control sobre la amplitud de esta superposición. Ya la interpreta-

¹⁰) Se omite aquí el aducir y ponderar las posibilidades de «salvación» de la «ventana triásica» en las cadenas costeras. A ninguna de ellas se le puede atribuir un valor decisivo.

ción puede suponer una potente masa de recubrimie más o menos contigua a su enraizamiento (mi opin en 1929), ya se puede tratar de una gran y potente esca muy profundamente penetrante, semejante al tipo de «nappe cassante», opinión que me atraía especialme durante los últimos años. Mientras que tal unidad ac fuertemente en amplitud hacia el Este, va arraigándose pidamente hacia el Oeste.

Para juzgar estas relaciones procedamos ahora e corte transversal de nuestro trayecto de costa hacia el de exterior, con lo que se bosqueja mejor un cuadro ge ral de la distribución, que profundizando en las cuestio aisladas (fig. 6).

En esta parte se alza, como equivalente morfológico las montañas marmóreas del Sur de la Hoya de Málaga zona triásica, transformada en un mármol semejante e parte Sur, que constituye la cadena montañosa Sierra caparain —Prieta— de las Nieves, y que por sus fós triásicos ha puesto de manifiesto su edad, relativame reciente. El autor, que englobó a estas formaciones de estilo de composición más bien alpina —en contraste la facies germano-andaluza del Trías de la zona externa las Cordilleras— en el término tectónico de *Rondai* pudo demostrar en su reconocimiento de 1928 que a en un potente nivel stratigráfico, que antes fué clasific como Cambriano, se presentaba un elemento tectónico ferio. Sus mármoles, que buzan hacia el Sur, soportan capas más antiguas de la serie cristalino-paleozoica de laga, que en retazos de «klippes» aislados descansan so éstas. Recientemente se afirmó que este cabalgamiento realizó sobre un substratum ya denudado considera mente; por consiguiente, se presentaba un caso de « balgamiento sobre relieve preexistente», de los cua

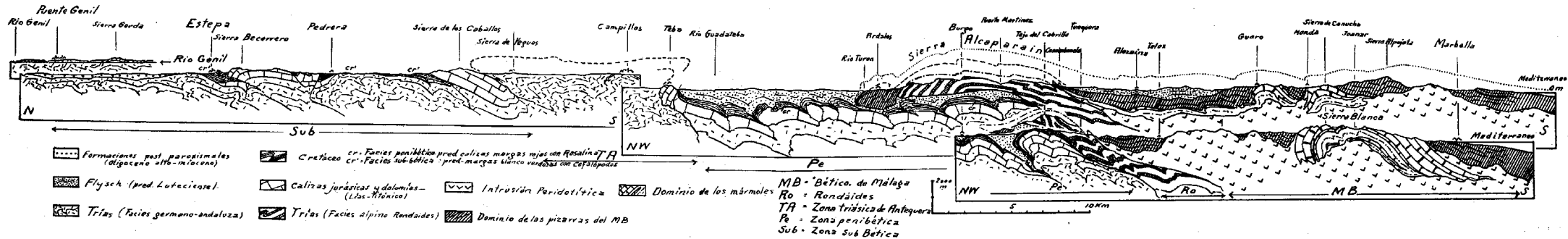


FIG. 6.—Corte transversal de las Cordilleras entre el Mediterráneo (costa de Marbella) y el Rio Genil.

O. AMPPERER había mostrado muchos ejemplos en los Alpes orientales (ver 1935, pág. 4).

Evidentemente volvemos a ver aquí, bajo la cobertera antigua del Cristalino de Málaga, las partes equivalentes del conjunto montañoso, que en el extremo Este de la provincia de Málaga, en la Sierra Tejeda, se hunde bajo la misma serie cristalina como segmento occidental de las Alpujarridas, que allí aparecen compuestas por material predominantemente triásico. Si se piensa en los domos marmóreos cercanos al Sur —el domo de Guaro aparece a una distancia de sólo ocho kilómetros del borde de las Rondaidas— resulta, efectivamente, muy natural establecer relaciones de estas formaciones entre sí y, por tanto, también con los mármoles de la zona costera. Además, si se tiene en cuenta que el grado de metamorfismo, la proporción de pizarras cristalinas como capas intercaladas y formación de núcleo, las inclusiones anfibolíticas manifiestan múltiples coincidencias con las Alpujarridas más occidentales (Sierra Tejeda). Así cree también BANTING (1933, p. 7) que el rumbo general de las Alpujarridas, que se surgen, habla fuertemente en favor de una unión con el pliegue marmóreo de Mijas. Esta unión se nos muestra, sin embargo, poco convincente, puesto que la zona anticlinal de la cadena costera, en su prolongación oriental, tiende hacia la ensenada de Málaga y aparece así, por tanto, en una posición manifiestamente al Sur de la que corresponde a las terminaciones de los pliegues de las Alpujarridas, los cuales se extinguen más al Norte (BLUMENTHAL, 1935 a, lámina 3). Por el contrario, es oportuna una correlación con las Rondaidas (Sierra Alca-parain).

La unidad bética de Málaga y las Rondaidas que le sirven de base, tan distintas de ella en material estratigrá-

fico, forman en el corte transversal de nuestras cordilleras la zona interna bética propiamente dicha, y representan ciertamente, en la orogenia bética, el grado más profundo de escoriación y de desplazamiento hacia el Norte de las masas: son el esqueleto de las Cordilleras.

Hacia atrás, es decir, al Sur, desaparece la masa antigua de la unidad de Málaga bajo las aguas del Mediterráneo y deja campo libre a cualquier hipótesis sobre su posible continuidad y estructura. Como el Bético de Málaga es la unidad más alta de las cordilleras, se puede aceptar con mucha aproximación que a lo largo de la costa, o a mayor distancia de ella, se sitúa la zona de origen o zona de las raíces de las masas que penetran hacia el Norte. Se enlaza, de manera que no se puede determinar con precisión, con los macizos del Rif, formando con sus partes ulteriores un amplio caparazón que en el arco de Gibraltar se hunde fuertemente en forma de flexión hacia el Atlántico; en dirección al Sur, por el contrario se une con las estructuras del Rif, que ostentan vergencia hacia África.

Sobre el antiguo y erosionado dorso de la unidad malagueña ha quedado una cubierta extremadamente delgada de sedimentos, excepción hecha de las formaciones transgresivas del Flysch (Hoya de Málaga). En el margen septentrional de la masa antigua se sitúa a trechos una faja de formaciones mesozoicas (Ardales, 1930 a, pág. 248). Sobre la misma se extiende la cobertera de Flysch, uniendo la zona externa bética, el Penibético y el Subbético, con las unidades meridionales.

2. El borde externo penibético y subbético.

Entre el borde de cobijadura Bético-Rondaidas y la dirección longitudinal de los valles Río Turón - Río Guadalhorce superior, se sitúa un país de plegamientos y escamas, que el autor designó siempre como Penibético. En todos sus componentes estructurales domina ciertamente una pronunciada vergencia Norte, aun cuando se la reconoce solamente por estructuras de pequeño tamaño, ya que los anticlinales mayores no son atacados suficientemente por la erosión. Esta zona, que se extiende con una facies peculiar desde la cuenca de Granada hasta la comarca de Flysch del Campo de Gibraltar, fué dividida en distintos grupos, de los que no hay por qué hacer mención ahora; baste afirmar que nuestro corte transversal en el valle superior del Turón muestra muy claramente que estos pliegues aparecen debajo de las dolomías de las Rondaidas, coronados de Cretáceo rojo la mayor parte de las veces, y que, además, por su discordancia tectónica con la orla externa bética (comarca Río Guadiaro-Río Genal; 1931, 1933) subrayan la significación de esta línea de separación. Nuestro perfil transversal delata poco de este Penibético, puesto que el Flysch y el recubrimiento tectónico impiden su visión. Como zona divisoria, exterior, a este conjunto de pliegues, se intercala una zona de dislocación, de más de 100 Km. de largo, de Trías germánico, la llamada **zona triásica de Antequera**, cuya estructura interna, como ocurre en tantos lugares del dominio de esta facies del Trías, no permite ninguna reconstrucción utilizable de sus líneas.

Por el sencillo motivo de que la zona penibética, con su Flysch, se une hacia atrás con la zona bética, fué interpretada como la masa frontal de tal manto, el cual alcanza

por lo menos hasta la hendidura de la zona de Antequera (1930 a). Hoy la interpretación no procede de este corte transversal, sino de otros situados más al Oeste, y se apoya sobre las relaciones faunísticas y faciales con la inmediata zona subbética colocada más hacia el exterior (BLUMENTHAL, 1933). Estos puntos de enlace reclaman que la zona penibética ya no sea considerada como un retazo frontal, sino como un elemento «citabético», es decir, como un elemento cuyas raíces están en el lado externo (N.) del borde del manto bético y que tiene, por consiguiente, un carácter autóctono o subautóctono. Esto es válido para las amplias extensiones de la provincia de Cádiz, en las que la distinción entre zona subbética y penibética se borra paulatinamente y con las que existe continuidad zonal ¹¹⁾.

Con la posición de la zona penibética antes señalada, se plantea un problema que se enlaza con el papel del

¹¹⁾ Otras relaciones tectónicas del Penibético y el Subbético fueron asimismo sostenidas por otros autores.

Recuérdese que, cuando las opiniones sobre estructuras de corrimientos tuvieron entrada en el Sur de España, R. STAUB (1926) vió un gran manto único desde el Mediterráneo hasta la campiña de Córdoba.

Recientemente fué puesta de relieve repetidas veces la posibilidad de mantos de despegue («Ascherungsdecke»). Mientras que P. FALLOT, en 1930, se decidía más bien por la asociación de zonas en posición relativamente muy externa (Caravaca) a un núcleo bético, se llevó por él a discusión, en 1932, la idea de que en la zona subbética se podrían considerar como mantos de despegue unidades más internas. Esta concepción se encuentra también en la síntesis más reciente de R. STAUB (1934), en la que se establecía una relación entre la zona penibética del autor con un manto mayor, y relativamente inferior, de carácter casi áustrico (la Hoya de Murcia), mientras que para el Subbético se buscaba una unión con el manto superior de Málaga. También KOBER ligó, en su esquema estructural (1932, página 179), los sedimentos subbéticos, como probables retazos despegados de mantos inferiores con las unidades alpujarridas.

lysch. Es apenas concebible de otra manera que esta formación, pronunciadamente transgresiva — presente en el ético de Málaga, faltando de nuevo en las Rondaidas y e carácter variable en la zona penibética — recubriese ás o menos el conjunto de todas las unidades tectónicas hasta quizá se sedimentase dentro de las mismas mientras estaban en juego procesos tectónicos. De este modo el Flysch constituyó en todas partes una masa de relleno que unió los segmentos aislados, y así aparenta continuidad superficial donde existen fronteras tectónicas. Aun no se ha dicho, ciertamente, la última palabra sobre esta clase de conexión, pero la explicación aducida amortigua las contradicciones, aun no eliminadas, que resultan de las observaciones concretas.

Hacia la zona de Antequera se abre paso impetuosamente el país de plegamientos penibéticos, pero sus formas experimentan, junto a este «convulsivo» sector colindante, otras transformaciones más distintas de una estructura normal (ejemplo: Teba, fig. 6). La zona de Antequera y todos los otros compartimentos de Trías que se enlazan con ella por conexión abierta, y que a veces descuellan sobre los rezos de montañas calizas surgiendo a lo largo de sus bordes, o mostrando casi una forma de «horst», todos son tí-

Para todas estas hipótesis, que especulan con mantos de despegue, en especial las que afectan a la zona penibética, no ofrece nuevo corte transversal puntos de referencia positivos y, por el contrario, conduce más bien «ad absurdum». Primeramente vemos que a los pliegues penibéticos corresponde un núcleo triásico de facies gerono-andaluza. ¿Cómo podría provenir, por consiguiente, este material de un manto primitivo — digamos, por ejemplo, de las Rondaidas — si allí aparece el Trías ya en facies alpina? También es difícil o el que en ninguna parte se pueda fijar por la observación el momento de deslizamiento, que en una extensión regional podría haber sido visto para la separación mecánica de partes solidarias.

picos de tectónica del Trías margoso-salino. Se trata de formas diapíricas de gran estilo, de extravasaciones de sedimentos móviles. El impulso tectónico puede haber sido decisivo en esta zona, siempre sometida a presiones orogénicas, pero la disposición existía ya antes y puede haber actuado muy tempranamente, precediendo al paroxismo alpino. En una especulación algo hipotética (1934, página 174), creía yo que a tales movimientos, a expensas de los cuales se puede haber originado el peculiar conjunto de «klippes», a las montañas aisladas mesozoicas del Subbético, se les debía hacer retroceder hasta un período precursor al paroxismo alpino. Sea como fuere, la zona triásica de Antequera separa una zona al Sur, el Penibético, que se destaca en muchos lugares de modo muy independiente por ciertos pisos de su facies; de otra, al N., el Subbético, cuyas diferencias de facies manifiestan una amplitud notable del espacio primitivo que separaba a ambos. Esta separación de los dos se muestra del modo más llamativo allí donde la zona triásica divisoria se reduce a una tira relativamente estrecha, y donde existen estructuras colindantes de sucesión estratigráfica y dirección de movimientos completamente distintos (comarca de Grazalema; «double pli-gaditan», BLUMENTHAL, 1935 b).

Si nos volvemos en nuestro corte hacia la zona subbética, queda por resaltar que los sedimentos jurásicos y cretáceos y el Trías de desarrollo germánico pertenece a una sola y misma prefosa (fosa marginal). Ésta abarca los depósitos de toda la zona montañosa emplazada a lo largo del frente bético. No hay modo, por consiguiente, de separar una cuenca sedimentaria penibética, al Sur, y una subbética al Norte, sino que persistía una continuidad sedimentaria más íntima, constreñida a la fosa subbética; aun cuando ésta presenta matices faciales, a menudo bien des-

tacados, el propio sector subbético ostenta especialmente el Cretáceo batial, y en el Lías la potente serie de dolomías basales y de calizas en plaquetas, y de calizas margosas con fauna alpina, mientras que la porción penibética es más reducida en sedimentación y muestra un desarrollo más calizo en el Cretáceo (capas rojas del Cretáceo superior).

Estructuralmente, el sector subbético de nuestro corte de las Cordilleras contiene una chocante monotonía morfológica, una cierta carencia de montañas en forma de «klippes», que al Este y al Oeste se extienden abundantemente en espacio y número. No obstante, hay también unos representantes del Subbético, en los que es típica la falta de largas sierras, extendiéndose a grandes distancias. En lugar de las estructuras del Penibético, que se prolongan ampliamente, o que se definen como braquianticlinales, pero que se alinean sin interrupción, montañas aisladas constituyen la regla en esta zona. Muestran sedimentos del Jurásico-Cretáceo, que ofrecen idéntico «habitus facial», zonarmente distribuido, pero están separados por dilatadas áreas triásicas de estructura caótica.

Como mojón marginal a la zona de Antequera, y como primer elemento subbético, aparece en la dirección de nuestro corte transversal la Sierra de los Caballos; representa una serie estratigráfica, generalmente isoclinal, de dolomías muy predominantemente liásicas, y puede ser interpretada como un pliegue jurásico que ha perdido su flanco Norte. Se superpone por este lado a una amplia extensión de margas cretáceas, a las que falta su substratum jurásico. Con ello se nos manifiesta ya en el borde interno del Subbético un fenómeno que es característico para toda la zona: la eliminación súbita de una potente serie estratigráfica sobre el substratum triásico presente por doquiera.

El Cretáceo margoso, superpuesto a los sedimentos jurásicos, en sucesión normal en cualquier corte vecino, aunque frecuentemente con lagunas estratigráficas (Cretáceo inferior, por encima del Lías superior), se extiende sobre la faja triásica que yace entre las montañas calizas, de modo que el complejo de Malm o de Lías aparece aislado, como un retazo cabalgado, un «klippe». Tal disposición ofrece, en nuestro corte transversal, el muy extenso grupo montañoso de la Sierra de Estepa.

Esas condiciones y otras semejantes han sido ya interpretadas de modo distinto. Mientras que unos ven en ello la prueba de un plegamiento precretáceo y una erosión subsiguiente (BRINKMANN y GALLWITZ, 1933), creen otros que sea solamente el efecto de procesos tectónicos (STAUB, 1926; FALLOT, 1934). Una explicación algo conciliadora corresponde al papel antes mencionado del temprano empuje diapírico (BLUMENTHAL, 1934).

En general, la disposición estructural del grupo de montañas de Estepa es semejante a la del primer miembro del Subbético, ya citado. También aquí aparece un Cretáceo de cefalópodos de desarrollo batial (*Phylloceras infundibulum*, d'Orb., Valanginiense) continua en el margen de un complejo jurásico (Titónico) que alcanza lateralmente sobre las superficies triásicas. La parte del núcleo queda integrada por una dilatada cúpula, formada por pliegues ondulados, del Jurásico superior, que a su vez está flanqueada en el Este por un grupo de abruptas montañas aisladas del Lías-Malm (Lora de Estepa), las que en su estructura y distribución muestran el empuje «antibético» —aquí hacia el SE.— que, de modo variable, se encuentra en el Subbético (BLUMENTHAL, 1935).

Al Norte de Estepa pasamos ya a la comarca colindante de la campiña de Córdoba. Calizas de *Lepidocyclinas*,

margas aquitanienses (Puente Genil) y molasas del Burdigaliense, nada o muy poco trastornadas, dan paso a la ancha cuenca del Guadalquivir, con lo cual dejamos el corte transversal de pliegues alpinos de las Cordilleras.

Sobre 100 kilómetros escasos nos llevó la transversal trazada a través de las Cordilleras, desde el núcleo más profundo del Cristalino de Málaga hasta los rellenos recientes de la depresión del Guadalquivir. Mostró, en un espacio relativamente estrecho, la sucesión de unidades ectónicas y de las entidades a ellas subordinadas, pero deja aún varias cuestiones planteadas acerca de la superposición relativa. *Se destaca claramente, sin embargo, la profunda escoriación de la corteza terrestre en la zona bética meridional y su desplazamiento en forma de manto hacia el Norte.* Más allá, y fuera del dominio bético, se montonan en un dispositivo contiguo los pliegues y escaras de los sedimentos de la prefosa, la zona subbética en sentido lato, cuya articulación queda desmembrada por el efecto del substratum móvil del Triás andaluz.

XIII. RESUMEN BREVE

En las cadenas costeras al Oeste de la bahía de Málaga asoman las formaciones más profundas de las Cordilleras Béticas occidentales. De la disposición estructural se infiere cuál es la unidad más profunda y antigua. Es ésta una serie muy potente de mármoles (dolomía y mármol calizo), que descansa sobre pizarras cristalinas todavía más profundas (gneises, anfibolitas, etc.), y que orográficamente tiene, asimismo, un papel decisivo (Sierra de Mijas, Sierra Blanca). Sobre esta formación del núcleo viene una serie de potencia variable de gneises biotíticos, pizarreños ojerosos en su mayoría (gneises glandulares con cordierita subordinada, ortogneises, etc.), pizarras micáceas y cuarcitas, serie a la que suceden, en paulatino aumento, filitas, efectuándose así un tránsito gradual (que puede ser también bastante rápido) hacia series semi-metamórficas.

A partir de este complejo se desarrolla el Paleozoico en un límite bien definido. Después del predominio de las filíticas con cuarcitas, siguen pizarras verde oscuras, en las cuales, hacia arriba, alcanzan más y más importancia las grauwackas; calizas torsionadas en lentejones, u oscuras, e muchas veces en bancos delgados («calizas alabeadas»), siguen en distintos niveles y han suministrado puntos de referencia (*Orthoceras*) para atestiguar la

presencia del Siluriano superior (Gotlandiense). El final de la serie de pizarras y grauwackas del Paleozoico inferior está formado por un conglomerado poligénico (Conglomerado de Marbella), del cual se pueden obtener nuevas indicaciones sobre la presencia del Devoniano medio (*Cyathophyllum*).

Frente a la potencia de 2.000-3.000 metros que alcanza el substratum profundo, tienen sólo muy escasa significación, en espesor y extensión, las formaciones modernas suprayacentes y transgresivas. Se inician con conglomerados rojos y areniscas, coronados por dolomías estratificadas (Permotrias-Trías medio); faltan otros sedimentos mesozoicos (erosión anterior al Flysch), alcanzando los flancos de los anticlinales el Flysch eoceno (en parte quizá ya más antiguo) sobre un basamento profundamente desnudado. Un papel semejante corresponde de nuevo a los sedimentos miocenos y pliocenos, que en amplias cuencas entrantes penetran tierra adentro. Formaciones de brechas y calizas diluviales y sub-recientes condicionan a menudo el paisaje. La cadena meridional, en especial la costa Sur, ostenta superficies de erosión antiguas.

En los esquistos antiguos hasta arriba en el Paleozoico más alto, se presenta una serie eruptiva, de tipo variable según el carácter petrográfico y la forma de su posición. Se destaca aquí como material intrusivo más antiguo una primera inyección ácida (granulita, gneis aplítico); una edad de intrusión más reciente muestran los filones dioríticos extendidos por todas partes. Representando en volumen el fenómeno volcánico más considerable de las Cordilleras, la intrusión peridotítica tiene una parte decisiva en el territorio de nuestro mapa; reemplaza en gran profundidad como batolito continuo al sistema estratigráfico completo y surge en la superficie en macizos de dimensio-

nes más distintas, o también como estrecho marco de los núcleos marmóreos («serpentina marginal»); en especial, la última forma de expansión subraya la relación con las líneas estructurales del territorio. Una fase más moderna (aplita) és de nuevo de naturaleza ácida y sigue a los macizos peridotíticos. Una importante zona de contacto (roca «skárnica» de anfibolita, conteniendo en parte menas) está particularmente ligada al borde del núcleo marmóreo; se puede poner en duda si su formación coincide con la intrusión principal básica. La clasificación cronológica de la gran intrusión peridotítica tropieza con dificultades, puesto que en su mayor parte sólo se pone en contacto con formaciones antiguas o las más profundas. Es importante la zona de contacto del Norte (fuera del territorio de nuestro mapa), donde aparecen influídos sedimentos triásicos, lo que denota su edad relativamente reciente; por otra parte, alta la participación del material eruptivo como detritus y sedimentos más recientes que el dominio de las pizarras antiguas —con excepción del Terciario reciente—, lo que no permite llegar a una conclusión completamente satisfactoria sobre la edad.

El estilo de la estructura está dominado por la serie profunda de los mármoles, cuya conexión íntima (estratificación alternante) con las pizarras cristalinas no permite éstas ser tectónicamente independientes ni actuar como entana tectónica (triásica, como antes se dedujo, con fundados motivos que no se detallan). Grandes domos, con débil vergencia Norte, se presentan en los núcleos marmóreos más importantes. Una significativa zona antilinal meridional (Sierra Blanca, Sierra de Mijas) es acompañada por una línea tectónica de alturas, más septentrional, que ostenta elementos estructurales más reducidos en volumen. La potencia del volumen de los mármoles está

en proporción directa con la envergadura de los anticlinales. El tramo de las pizarras sucede a este núcleo marmóreo y está dominado por un plegamiento que se resuelve en pequeños pliegues sin gran regularidad; solamente en la vecindad de la costa hay un anticlinal más largo, pero de forma compleja, que no contiene en su núcleo, poco marcado, el tramo inferior de los mármoles (Chapas de Marbella).

Relacionando los resultados del levantamiento geológico local con un punto de vista regional, es de gran importancia que a causa de la continuidad estratigráfica establecida entre el núcleo marmóreo y el tramo de pizarras, haya que desechar la concepción de una ventana tectónica, y la posibilidad de precisar la amplitud del corrimiento queda eliminada. A pesar de esta simplificación tectónica, se trata de una gran unidad tectónica —el Bético de Málaga— que en su borde septentrional, y como conjunto, está superpuesta a otra gran unidad, las denominadas Rondaidas, constituidas por capas de edad más moderna (triásica). La unidad del Bético malagueño representa la hoja más alta de todo el edificio estructural de las Cordilleras. Además, es evidente que esta hoja, en contraste con los sectores culminantes en la región de Sierra Nevada, está tectónicamente hundida hacia el Oeste, lo que concuerda también, probablemente, con una reducción en su volumen y en su grado de escarificación. No obstante tal reducción, no sólo aquí, en el Oeste, sino también en el Este, debe considerarse como el movimiento orogénico más potente en el corte transversal de las Cordilleras.

Este conjunto se completa, además, hacia afuera, más allá de las Rondaidas, por los miembros externos del sistema de las Cordilleras: las zonas subbética y penibética. Es aquí donde se transforma al estilo estructural —cada

ez más en formas muy diversas— en un régimen de complejos montañosos, aislados a modo de «klippen», a los cuales parece que se tenga que buscar sus raíces en la ceranía, lo que les clasifica aún como sub-autóctonos o de corrimiento relativamente reducido; un papel especial y astorador desempeña el Triás germano-andaluz con su muy acusada movilidad.

Manuscrito terminado el 10 de octubre de 1936.

XIV. BIBLIOGRAFÍA QUE SE CITA

- BANTING (A. H.): *Der Bau der Betischen Kordilleren und ihre Stellung im mediterranen Orogen.*—Geol. Rundschau, 24, 1933.
- VAN BEMMELEM (R. W.): *Bijdrage tot de Geologie der betische ketens in de Provincie Granada.*—Diss. Delft. 1927.
- BÉTIER (G.): *Contribution à l'étude des terrains carbonifères du Djurdjura.*—Comptes rendus som. d. séances d. l. Soc. Géol. d. France, 16. Dec., 1935.
- BLUMENTHAL (M. M.): *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central —und Südwest— Andalusien.* Eclogae Geol. Helvetiae, 20, 1927.
- *Sobre la disposición de los mantos de recubrimiento en la Serranía de Ronda.*—Conferencias y reseñas científicas de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., 4, 1929.
- *Sur les relations tectoniques entre le Bétique de Málaga et le Bétique de Grenade.*—Comptes rendus d. l'Acad. d. Sciences, 188, p. 69. Paris, 1929 a.
- *Sur la succession et la repartition des unités tectoniques du versant méditerranéen des Cordillères bétiques entre Grenade et Gibraltar.*—Comptes rendus d. l'Acad. d. Sc., Paris, 188, p. 183, 1929 b.
- *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Río Guadalhorce.*—Eclog. Geol. Helv. 23, 1930 a.
- *L'extension transversale de la masse bétique charriée dans la Hoya de Málaga.*—Comptes rendus d. l'Acad. d. Sc., Paris, 191, p. 1.354, 1930 b.
- *Das Westende des Betikums nördlich dem «Campo de Gibraltar».*—Géologie d. l. Méditerranée occident., 4, N.º 2., 1931-1933.

- BLUMENTHAL (M. M.): *Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes.*—Bull. Soc. Géol. de France, 5^e sér., 1, 1931.
- *Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien.*—Geol. Rundschau, 24, 1933 a.
- *Geologie der Berge um Ronda.*—Eclog. Geol. Helv., 26, 1933 b.
- *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie.*—Comptes Rend. de l'Acad. de Scien. Paris, 197, p. 1.138, 1933 c.
- *Sur l'autochtonie du pénibétique dans la province de Cadix.*—Comp. Rend. de l'Acad. de Scien. Paris, 197, p. 11, 68, 1933 d.
- *Die Grenzverhältnisse zwischen sub-und penibetischer Zone im Grenzgebiet der prov. Malaga, Sevilla und Cadiz.*—Eclog. Geol. Helv., 27, 1934.
- *Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren.*—Géologie de la Méditerran. occiden., 4, N.º 8, 1935 a.
- *Allure de la tectonique locale et définition du «double pli» gaditan.*—Bull. Soc. Géol. de France, 5 sér. 5, 1935 b.
- *Esbozo geológico del Rif en la región de Bokoya.*—Bol. del Inst. Geol. Madrid, 1937.
- BLUMENTHAL (M. M.) y FALLOT (P.): *Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Guadix et Grenade.*—Memorias de la Soc. Esp. de Hist. Nat., 17, n.º 1, 1935.
- BORES y ROMERO (J.): *Nueva traida de aguas de Torremolinos.*—Excmo. Ayuntamiento Constitucional de Málaga, 1926.
- BRINKMANN (R.) y GALLWITZ (H.): *Der betische Aussenrand in Südspanien.*—Abh. de Gesellsch. de Wissensch. z. Göttingen. III F. H. 8, 1933.
- BROUWER (H. A.): *Zur Tektonik der betischen Kordilleren.* Geol. Rundschau, 17, 1926.
- EHRMANN (F.): *Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors.*—Bull. del Serv. de la Carte Géol. de l'Algérie (Travaux récents). Fasc. I, Alger, 1924.
- DUPARC (L.) y GROSSET (A.): *Étude comparée des gîtes platinifères de la Serranía de Ronda et de l'Oural.*—Mem. de la Soc. de Physique et d'Hist. Nat. de Genève, 38, F. 5, 1916.
- DUPUY DE LÔME (E.): *Estudio acerca de la cuenca hidrológica de la Sierra de Mijas o Torremolinos.*—Excmo. Ayunt. Constitucional de Málaga, 1923.
- FALLOT (P.): *État de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques.*—Livre Jubilaire, Soc. Géol. de France, 1930.
- *Sur le massif paléozoïque de Talambot (Rif espagnol).*—Comp. Rend. de l'Acad. de Scien. Paris, 193, p. 424, 1931.

- LOT (P.): *Essai sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles.*—IV. Le Jurassique supérieur, Géol. de la Méditerr. occiden., 4, N.º 1, 1934.
- *Sur les connexions de la série à faciès alpins identifiée entre la Sierra Sagra et Alicante.*—Comptes Rend. de l'Acad. de Scien. Paris, 194, p. 1.364, 1932 a.
- *Essai de définition des traits permanents de la paléographie secondaire dans la Méditerranée occidentale.*—Bull. Soc. Géol. de France, 5^{me} sér., 1, 1932 b.
- LOT (L.): *Das alpine Europa.*—Berlin, Gebr. Bornträger, 1931.
- HERSON (J.): *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda.*—Cádiz, 1874.
- *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda.*—Anales de la Soc. Esp. de Hist. Nat., 8, 1879.
- (A.), BLUMENTHAL (M. M.) y FALLOT (P.): *Observations géologiques sur le Nord-Ouest du Rif marroccain.*—Bull. Soc. Géol. de France, 4 sér., 30, 1930.
- LEVY y BERGERON (J.): *Étude géologique de la Serranía de Ronda.*—«Mission d'Andalousie», Mem. de l'Acad. de Scien. Paris, 30, 1889.
- DE (D.): *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda.*—Mem. del Inst. Geol. de España, 1917.
- DE (D.) y RUBIO (E.): *La Serranía de Ronda.*—«Guía Geológica», XIV Congr. Geol. Inter. Madrid, 1926.
- X (A.): *Sur la présence du Crétacé supérieur à la base de la série du Flysch du Sud de la province de Cadix.*—Comp. Rend. de l'Acad. de Scien. Paris, 200, p. 478, 1935.
- (R.): *Gedanken zur Tektonik Spaniens.*—Vierteljahrsschr. de Naturf. Ges. Zürich, 71, 1926.
- *Der Deckenbau Südspaniens in den betischen Cordilleren.*—Vierteljahrsschr. de Naturf. Ges. Zürich, 79, 1934.



FOT. 1.—MARBELLA Y LA SIERRA BLANCA

La pequeña ciudad yace sobre arenas margosas pliocenas, horizontales. Detrás de la localidad queda medio oculta la zona de colinas paleozoicas; sobre ellas se alza bruscamente la montaña marmórea; a la izquierda (junto al campanario) la Sierra de Marbella (1.217 m.); a la derecha (con forma piramidal) la Cruz de Juanar (1.179 m.). (Compárese con los cortes 11 y 12.)





FOT. 2. — VISTA DE MONDA Y LA MARGEN DE LA SIERRA, DESDE EL CASTILLO DE AQUELLA LOCALIDAD

El panorama abarca tres elementos estructurales de la montaña: 1.º En primer término la zona marginal del núcleo marmóreo más profundo, consistente en una escama marmórea muy metamórfica, resolviéndose parcialmente en brechas y limitando por contacto mecánico con una estrecha zona de pizarras cristalinas. Éstas últimas son las que condicionan la depresión, en la que yace la villa de Monda; en las empinadas bandas marmóreas yacen los muros del primer término, que no son sino las ruinas del Castillo. 2.º Al muro (yacente) aparece la desnuda montaña marmórea, en parte bajo la serpentina (olivar en el límite extremo del pueblo); una estrecha zona de «skarn» anfibolítico la acompaña. En el centro de la fotografía se ven las dolomías blancas de aspecto arenoso fuertemente cristalinas (en el Cerro Gordo, reconocibles por la superficie resplandeciente). La zona marmórea, de apenas dos kilómetros de anchura, comprende, en rocas de estratificación apenas marcada, el anticlinal de Canucha. 3.º Al techo de las alturas marmóreas aparecen las pizarras cristalinas (de oscuros tonos, con arbolado de castaños). Los picos más altos están constituidos por las serpentinas de la Sierra de Alpujata (comparar con el corte 8).



FOT. 3. -- LA CANTERA DEL MURO MARMÓREO EN EL PEÑONCILLO, CERCA DE MARBELLA.
(Vista en la dirección de la superficie de los estratos.)

Con un arrumbamiento general de N. 20° E. y buzamiento de 70-80° al Este se inclinan las bancadas marmóreas hacia la excavación de la explotación (extracción de magnetita de un lentejón de roca «skárnica» magnetítica). El gran plano a la izquierda, sobre el centro del cuadro, muestra con especial claridad la alternancia estratiforme y el buzamiento de los bancos marmóreos con el verdinegro «skarn» anfibólico.

Sin embargo, ambas rocas están mezcladas mecánicamente una con otra y recristalizadas. La roca skárnica (negra), repartida en fragmentos, en parte regularmente limitados, entrecruza de manera muy sorprendente, a la manera de una vena intrusiva fragmentada, las blancas rocas carbonatadas (especialmente en primer plano a la derecha).

Como origen de esta extraña disposición podemos imaginar que el mármol y el «skarn» — que ha sustituido preferentemente las formaciones intercaladas en la serie marmórea, pero que también intruyeron en ésta, en cuyo caso presenta márgenes mal definidas — fueron posteriormente sometidos juntos a intensos esfuerzos mecánicos, de donde resulta una destrucción general y entremezclamiento del conjunto estratigráfico. A este proceso mecánico sucedió, sin embargo, de nuevo, una recristalización. Así es cómo el «skarn» aparece como vetas intruidas en la masa calcítica ambiente, de basta y unitaria cristalinidad.



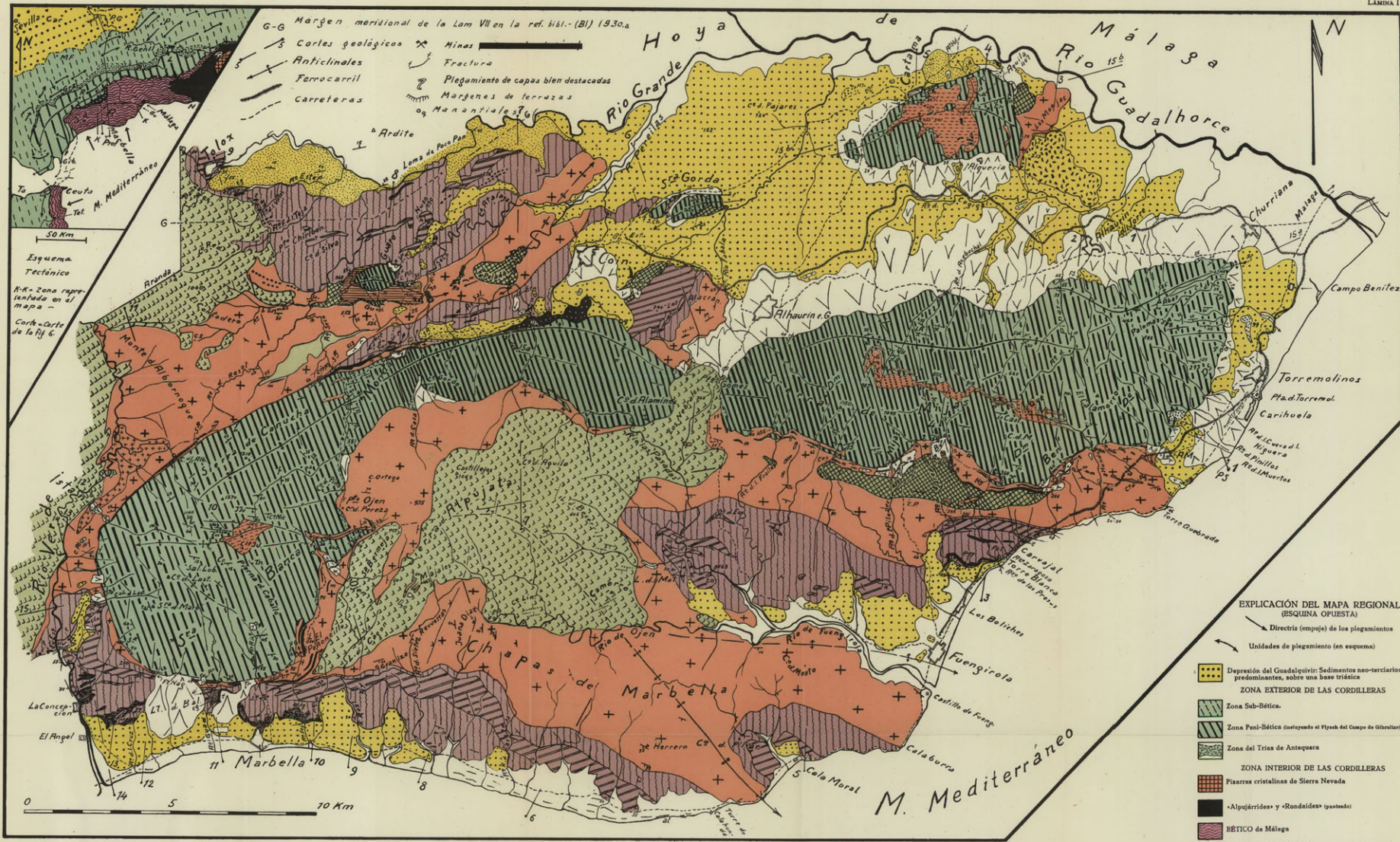


FOT. 4.—LA CANTERA DEL MURO MARMÓREO EN EL PEÑONCILLO, CERCA DE MARBELLA.
(Vista en dirección normal a la superficie de las capas.)



En la margen derecha de la foto se ven los gneises, que se apoyan concordantes sobre la serie marmórea. Están recubiertos por una capa de travertino reciente, y buzan con gran inclinación hacia el fondo (hacia la derecha, al Este), donde yace el boquete de la explotación minera.

El primer término, a la izquierda, muestra un paquete de capas de unos cuatro metros de potencia, constituidos por mármoles y «skarn». (El martillo figura como referencia en el centro del cuadro.) Las intercalaciones de «skarn» (skarn anfibólico) se reconocen por su color oscuro; en parte son desplazados a lo largo de pequeñas fracturas, en parte se insertan en el mármol en forma de nidos irregulares («schlierenförmig»). La distribución del «skarn», da la impresión de una venida intrusiva.



LISTA DE LAS ABREVIATURAS

- Abn..... Abarcuz (Cerro).
- Ag (C. d.)..... Cerro del Aguila.
- Alb. (C. d.)..... Albuqueila (Cortijo de la).
- Alf..... Alfaguara (Casa de la).
- Alc..... Las Alcabrazas.
- Alhaurín G..... Alhaurín al Grande.
- A.M..... Arroyo de la Mial (aldes).
- A..... Arroyo.
- Bal..... Balbenta (Llanos de B.).
- Ban..... Banalmádena (aldes).
- Bu..... Butanes.
- C..... Casa.
- C. Cu..... Casa del Cura.
- C. T..... Casa del Tajo.
- Ca. Cab..... Castillo (árbol, Cártama).
- Cab..... Caballo (Tajo del Caballo).
- Cal..... Calero (Arroyo del C.).
- Cah..... Cahada.
- Cast..... Castillejo (Cerro 967 m.).
- Cor..... El Corraón.
- Co..... Conglomerado de Marbella.
- Co. C..... Cortijo.
- C..... Cerro.
- C. P..... Cortijo del Peñón.
- C. T..... Casa de la Torrealla.
- Cu..... Cuesta.
- Ca. Est..... Cuesta Estrepan.
- Em..... Emisa (Coto).
- Est..... Estación.
- Epi..... Espartal (Cerro del E.).
- Eti..... Etiopan (Arroyo d. E.).
- F..... Fuente.
- F. d. J. Taja..... Fuente de la Taja (Arroyo).
- Gu..... Guaja.
- Guad..... Guadapán (Arroyo de G.).
- Hd..... Hondo (Arroyo H., Cártama).
- Hjo..... Hoyo.
- Ju..... Juanar (Cortijo de J.).
- L..... Loma.
- L. An..... Loma de los Animas.
- Last..... Lastoser (Cañada d. L.; Cerro del L.).
- Lin..... Linarcos (Casa de los L.; Cerro del L.).
- M..... Muratán (Cortijo de M.).
- m..... mármol (cuba, zona de).
- M. (C. d.)..... Cerro del Moro.
- Ng (P.)..... Nagüelas (Fuente de N.).
- Nic..... Nicolás (Cerro de N.).
- Pi. (C.)..... Pilonas (Cerro de P.).
- P. S..... Puente de Saltillo.
- Pa..... Puerto.
- Pa. Rico..... Puerto Rico (Arroyo y Fuente de P.).
- Qu. (B.)..... El Quigüal.
- Rio..... Cerro Redondo.
- Rod..... Ronsilla.
- Sal..... Salapuedas (Arroyo del S.).
- Sal. Lab..... Salto del Lobo.
- Sig..... Sigüendo (Arroyo).
- S. R..... serpiente marginal (zona de la **).
- Stal..... Sierrazuela (Banalmádena).
- T..... Trias y Pormotrias.
- Tr..... Trapique (Cortijo del T.).

B A S A M E N T O P R E - H E R C I N I C O

- CONJUNTO DE LOS MÁRMOLES ANTIGUOS
- Pizarras cristalinas del núcleo anticlinal de Cártama
- Pizarras cristalinas del núcleo anticlinal del Juanar
- Zona caliza pizarra de El Quigüal
- Zona cuarcítica rodeando el domo de Geuro
- (m) Cuñas marmóreas en la zona marginal
- (m) Repeticiones marmóreas dentro de las pizarras cristalinas.
- Dm Complejo dolomítico del Moro
- De Complejo dolomítico de Calamorro

- CONJUNTO DE LAS PIZARRAS CRISTALINAS
- Orthogneis de Istán
- Zona granulito-epítica de Banalmádena
- Lóna pizarrada: Zona epítica de Hoya
- Zona de cuarcitas (partes más avanzadas)

- SERIE PALEOZOICA en general (Pizarras, Pizarras azules, Cuarcitas, Grauwackas, Conglomerados, Pizarras silíceas).
- el Serie de las «Calizas alabedadas», pred Siluriano alto.
- Facies de las calizas de Orthoceras
- Conglomerados de Marbella
- Zonas de cuarcitas

- SERPENTINA (distorsión peritética)
- Stock serpentínico de la Sierra Alpujata
- Complejos de serpentinas más pequeños, parte en situación marginal (Mojón), parte ubicados en las charnals (Sierra Pelada)
- 5 # «Serpentinas marginales» (estructura zona serpentinas, rodeado las sedes marmóreas).
- Disposición en bancos bien acusados (fragmentariamente representados).

FORMACIONES DISCORDANTES MÁS MODERNAS

- PERMOTRIAS: Conglomerados rojos y areniscos; subordinados pizarras y yesos, terminados con diómitas en bancadas
- FORMACIONES DEL EOCENO MEDIO (predominante)
- MIOCENO: Conglomerados y arenas bastas (al parecer Burdigalenses)
- Plioceno: Marges arenosas, arcillas calizas, conglomerados, etc.; Pliocenoense, Astiense
- Coberturas de cascajo y mantos travertínicos, etc
- Dunas

- EXPLICACIÓN DEL MAPA REGIONAL (ESQUINA OPUESTA)
- Dirección (empuje) de los plegamientos
 - Unidades de plegamiento (en esquemas)
 - Depresión del Guadalquivir: Sedimentos neo-terciarios predominantes, sobre una base trisítica
 - ZONA EXTERIOR DE LAS CORDILLERAS**
 - Zona Sub-Bética.
 - Zona Peni-Bética (desplegado el Pirineo del Campo de Gibraltar)
 - Zona del Trias de Antequera
 - ZONA INTERIOR DE LAS CORDILLERAS**
 - Pizarras cristalinas de Sierra Nevada
 - «Alpujarrides» y «Rondades» (puentado)
 - BÉTICO de Málaga
- Las Zonas análogas del Norte de Marruecos están designadas con los mismos símbolos

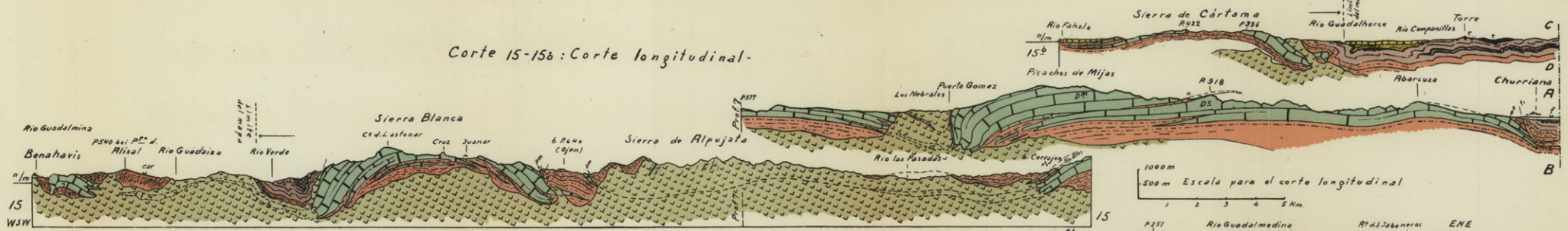
CROQUIS GEOLÓGICO DE LAS CADENAS COSTERAS, AL OESTE DE MÁLAGA



SERIE DE CORTES A TRAVÉS DE LAS CADENAS COSTERAS DE MÁLAGA-MARBELLA

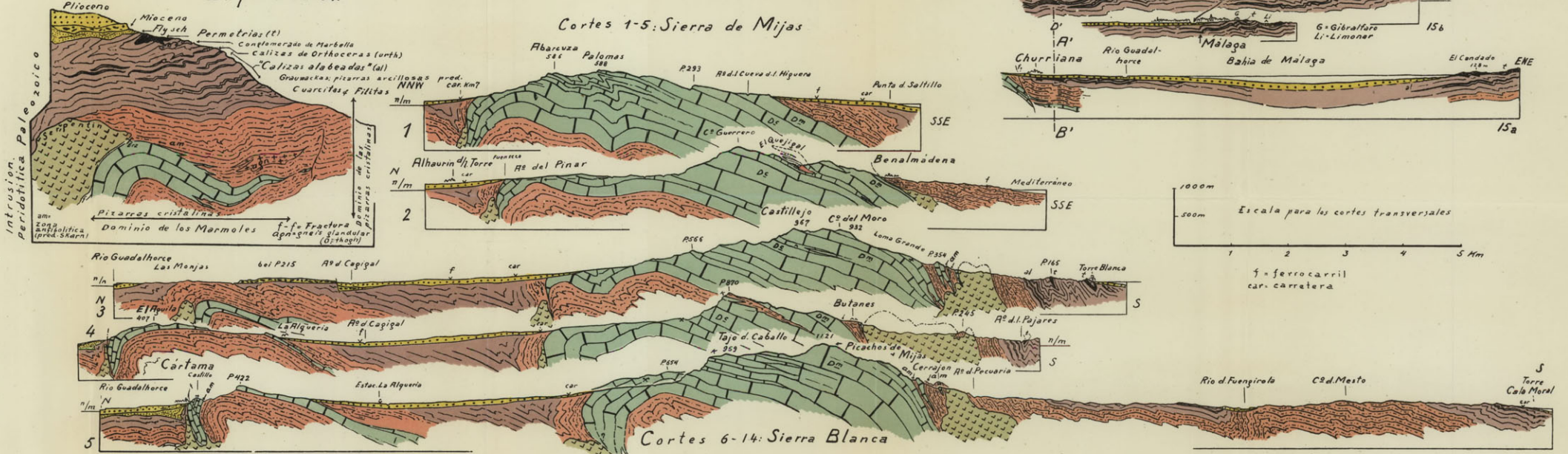
LÁMINA II

Corte 15-15b: Corte longitudinal

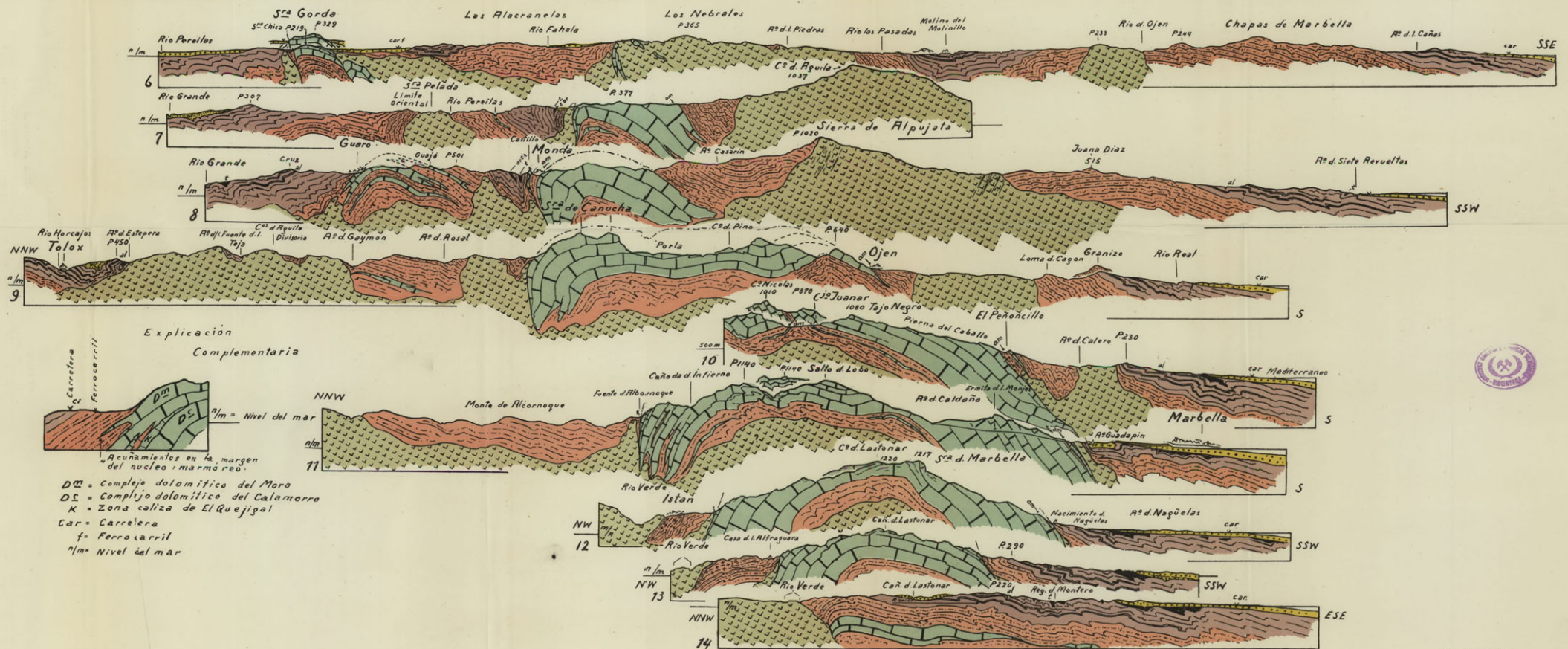


Explicación

Cortes 1-5: Sierra de Mijas



Cortes 6-14: Sierra Blanca



Explicación Complementaria

NNW Nivel del mar
 DS = Complejo dolomítico del Moro
 DS = Complejo dolomítico del Calamorro
 K = Zona caliza de El Quejigal
 Car = Carretera
 f = Ferrocarril
 n/m = Nivel del mar



**LAS UNIDADES ESTRUCTURALES DE
LAS CORDILLERAS BÉTICAS
SEGÚN LOS ESTUDIOS DEL
DR. BLUMENTHAL**

POR

EDUARDO ALASTRUÉ
INGENIERO DE MINAS

La publicación en este número del BOLETÍN del Instituto del trabajo más reciente del Dr. BLUMENTHAL sobre Andalucía da ocasión para un examen de conjunto de su labor de investigación geológica en nuestra patria. Con él intentamos, primeramente, rendir un homenaje a su valiosísima aportación al conocimiento de nuestras cordilleras béticas; y efectivamente, ningún homenaje a su obra puede ser más expresivo, que el de mostrar, con la fidelidad posible, su magnitud y su calidad. Intentamos además con esta exposición de sus observaciones e ideas, facilitar un instrumento de trabajo a los estudiosos, ya que, frecuentemente, los trabajos del Dr. BLUMENTHAL son apenas accesibles al lector, no tanto por estar escritos en idiomas extraños como por haber sido publicados en revistas de difícil logro.

Las Memorias sobre Andalucía del ilustre geólogo suizo llenan un capítulo muy importante de la historia de las investigaciones geológicas en aquella región. Al lado de los trabajos de la escuela holandesa, de los de la francesa (principalmente los del Prof. FALLOT), de los de la alemana y la española, representan una contribución muy notable por su extensión y su calidad, que nos ha brindado los

datos e ideas más modernos que poseemos sobre la estructura de nuestras cadenas meridionales. Gracias a ella tenemos una visión de conjunto, muy bien articulada y asentada sobre hechos de observación, de la estructura de dominio bético. A ella debemos, asimismo, la individualización y el estudio casi exclusivo de algunas de las grandes unidades tectónicas béticas, por ejemplo, del penibético del Bético de Málaga. Y el material sobre el que ha fundado estas interpretaciones sintéticas y estructurales, que tanto impulso han dado a nuestro conocimiento de la región bética como conjunto, es excelente; está constituido por el paciente y detallado análisis de la tectónica de ininidad de unidades andaluzas, y por el minucioso estudio estratigráfico —en el que el Sr. BLUMENTHAL es un verdadero maestro— de una gran extensión del territorio bético. No sería el menor de los méritos del sabio geólogo el que le debamos una cartografía plenamente fidedigna de sectores muy dilatados y complejos de Andalucía.

Al servicio de esta tarea ha puesto el Dr. BLUMENTHAL su excepcional experiencia, adquirida en ardua labor de muchos años en los cinco continentes, así como su profunda formación teórica iniciada en las mejores escuelas y consolidada por un estudio incesante. Esa dilatada práctica de tantos años ha hecho del Dr. BLUMENTHAL, según y hemos dicho, un estratígrafo y un tectonicista competísimos, al que caracteriza la precisión y la riqueza de sus observaciones; el lector podrá apreciar en los magníficos cortes y mapas que adornan su trabajo de este número hasta qué punto su registro del detalle es minucioso y exacto. En cuanto a su formación, el Sr. BLUMENTHAL es geólogo de la escuela alpina, a la que, como se sabe, ha distinguido siempre la audacia y la elegancia en la hipótesis y la tendencia a la ordenación sintética; ello le lleva a no perder

nunca la visión de conjunto, y a insertar siempre sus estudios parciales en un gran cuadro estructural. Como se verá en la relación que vamos a hacer de sus investigaciones, el ilustre geólogo suizo arrancó, para sus campañas andaluzas, de un esquema sintético, muy exacto para su tiempo, que luego fué retocando, a medida que conocía mejor las distintas unidades tectónicas del dominio bético. Gracias a este punto de vista, le somos deudores, no sólo de preciosas y abundantes observaciones de detalle, sino de una arquitectura teórica, que aunque susceptible de rectificarse por estudios posteriores, ha arrojado poderosa luz sobre los problemas más importantes de la geología andaluza.

'Dar una referencia de la variada y rica labor del doctor BLUMENTHAL en Andalucía es difícil tarea, y más, teniendo que enfrentarse con limitaciones de espacio. Para llevarla a cabo es lógico seguir un criterio cronológico, partiendo de sus primeros ensayos y notas del año 1927. Este punto de vista no impedirá, naturalmente, si se ha de hacer una exposición coherente, que acudamos a datos u observaciones, según lo requiera el hilo de nuestra referencia, con independencia de su fecha de publicación.

PRIMEROS ESTUDIOS. SÍNTESIS TECTÓNICA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Entre 1927 y 1930 lleva a cabo el Dr. BLUMENTHAL una intensísima labor que se traduce en la publicación de dieciséis trabajos sobre Andalucía y que culmina en su gran Memoria dedicada al territorio entre Teba y el río Campañas, a ambos lados del río Guadalhorce. A ella dedicaremos capítulo aparte, mientras en éste daremos cuenta de las publicaciones que la preceden.

La primera nota (1) intenta ya un deslinde de las unidades estructurales presentes en la zona de la Andalucía sud-occidental que se extiende a un lado y otro del corte del río Guadalhorce, entre Gobantes y Alosaina. Con los resultados a la vista de los trabajos de BROUWER y su escuela, y ante las conclusiones de STAUB en su brillante síntesis *«Gedanken zur Tektonik Spaniens»*, el Dr. BLUMENTHAL plantea una primera distinción de unidades tectónicas que buscan conexión con las ya reconocidas por aquellos investigadores. Una sumaria ojeada por la zona antedicha —que según se echa de ver por su rica base documental preludia ya trabajos más detallados y extensos—, con dos cortes, uno a lo largo de la garganta del Chorro, y otro a través de la Sierra Alcaparaín y el río Turón, le lleva a diferenciar los siguientes elementos estructurales:

1.º Los pliegues de la cadena Chorro-Loja conjunto montañoso con vergencia o caída Norte, que hunde por descenso axial hacia el W., escindido frecuentemente en «klippes» y que forma la zona más sept

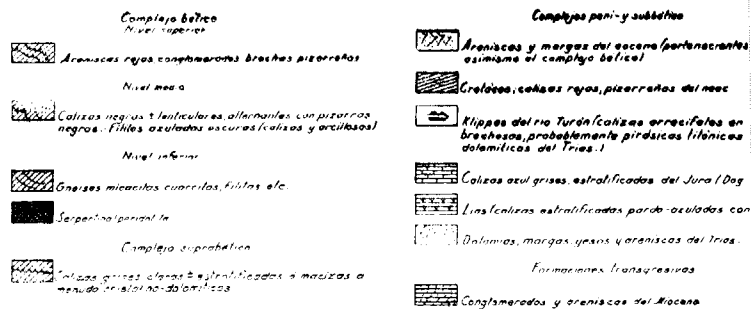
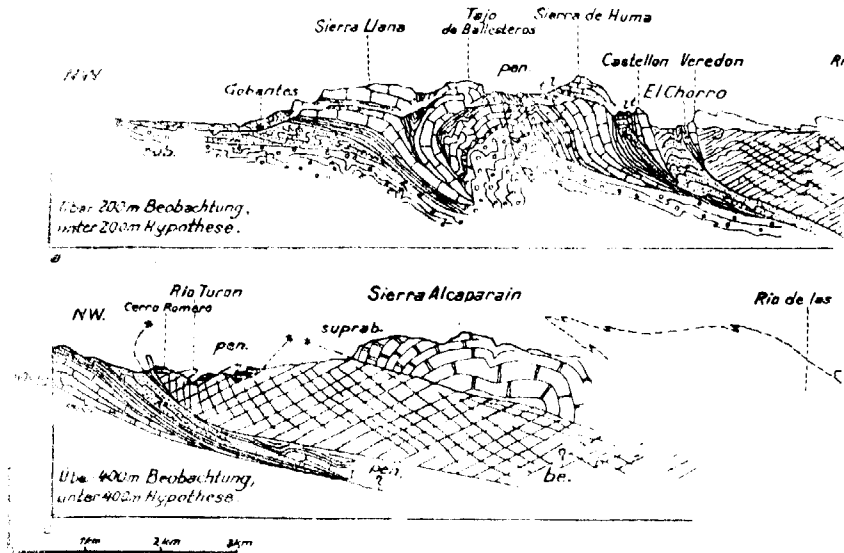


FIG. 1.

trional de la transversal en cuestión. La estructura se deja reconocer en un corte a lo largo del paso del Chorro (fig. 1: corte ab), que muestra a la Sierra de Huma y Sierra Llana como complejos jurásico-cretáceos abalanzados hacia el Norte sobre un país terciario y triásico, mientras que por el Sur se resuelven en «klippes» aislados.

2.º El complejo pizarroso-paleozoico entre el mioceno transgresivo del Chorro y la Sierra de Alcaparain. Está constituido en la base por gneises, micacitas y cuarcitas, a los que sustituye en grandes extensiones (Sierra del Agua) la intrusión peridotítica; más arriba siguen filitas y calizas negras, y coronan la serie conglomerados y areniscas rojas y brechas pizarreñas. Este conjunto paleozoico se continúa hacia oriente en los Montes de Málaga y se superpone en el Este a los pliegues y «klippes» calizos de la cadena Chorro-Loja. Pero el estilo de este contacto se manifiesta más claramente en un corte más hacia el W. por el río Turón (fig. 1: corte cd), donde se aprecia de modo patente la cobijadura de las pizarras paleozoicas sobre una orla jurásico-cretácea, continuación de la línea Chorro-Loja.

3.º El potente macizo calizo Sierra Alcaparain-Sierra Prieta, probablemente masa alóctona, que descansa sobre las pizarras cristalinas y que ha sido plegada con ellas. Este conjunto, que fué considerado como cambriano, está formado por calizas azul oscuras, macizas o estratificadas, discordantes sobre el basamento paleozoico, en pro de cuyo origen exótico hablan una ventana tectónica eocena y su superposición en el borde N. y W. a formaciones más recientes.

4.º Los pliegues triásicos, jurásicos y cretáceos del margen septentrional de la Serranía de Ronda.

El complejo cristalino es designado por BLUMENTHAL como «manto bético», o simplemente «Bético» (Betikum). La zona marginal plegada de Chorro-Loja integra una unidad, a la que, por su posición y relación con la anterior, denomina «penibético» («casi bético»). El concepto de «subbético» queda reservado para el país alóctono más septentrional (n.º 4). El penibético y el subbético quedan cubiertos en esta transversal por la masa del «Bético», fuertemente empujado hacia el Norte; probablemente fué este enérgico empuje el que arrastró, asimismo, a ambos hacia el Norte, dejándolos oprimidos bajo su base y rotos en su continuidad. Finalmente, las calizas de la Sierra Alcaparaín, superpuestas al zócalo bético, componen un elemento que provisionalmente es llamado «suprabético».

En su segundo trabajo (2) coordina el Dr. BLUMENTHAL los resultados logrados anteriormente en los sectores central y sud-occidental de las Cordilleras Béticas, con los que le han suministrado sus propios recorridos, a fin de esbozar las líneas fundamentales de su estructura. Para este trabajo da como aceptada la interpretación a base de mantos de corrimiento adoptada por BROUWER y su escuela por STAUB, y anteriormente por R. DOUVILLÉ en su tesis sobre los «*Préalpes subbétiques*». Apoya su punto de vista con la enumeración de las conocidas razones dadas por los «alocionistas» anteriores; contactos y superposiciones anormales, superficies de cabalgamiento, ventanas tectónicas, escamas y láminas de corrimiento, zonas de fricción, cambios bruscos de facies en inmediato contacto, etc. Con estas premisas examina el estilo de las Cordilleras en tres grandes cortes: uno, oriental, dirigido desde la costa gra-

nadina, a través de Sierra Nevada, hacia las montañas de Jaén; un segundo, central, que va desde la bahía de Málaga hasta Córdoba, por el valle del Guadalquivir; y otro, occidental, en la dirección Serranía de Ronda-Villamartín-Lebrija.

El corte medio (fig. 2), trazado en buena parte sobre los resultados de sus propias investigaciones, le da ocasión para analizar el denominado Bético de Málaga (n.º 2 del trabajo anterior). Constituido de abajo arriba, según ya se ha dicho, por gneises, micacitas, cuarcitas, filitas, areniscas y conglomerados rojos, es incluido totalmente en el paleozoico por BLUMENTHAL, con algunas reservas respecto a las formaciones inferiores que los autores antiguos atribuían al «estrato cristalino»; en cambio, unas calizas negras onduladas, que aceptando el término de ORUETA llama también nuestro autor «calizas alabeadas», que ocupan los niveles más altos, son consideradas como pertenecientes al Culm. El conjunto asciende, pues, a una edad más moderna de la que le atribuían los anteriores autores, quienes lo incluían todo en el cambriano.

Sobre la serie mencionada se apoya con débil discordancia una cobertera permotriásica de conglomerados, areniscas y dolomías brechosas que, por su carácter detrítico, se diferencia netamente de la facies lagunar del triás del antepaís septentrional. Otra formación transgresiva sobre el basamento del bético malagueño es el flysch eoceno.

A los términos anteriores hay que añadir grandes masas de calizas y dolomías que en la Serranía de Ronda integran importantes macizos (la «caliza de Alcaparaín» del trabajo anterior) y que BLUMENTHAL se inclina a considerar paleozoicas.

Si se progresa en el corte hacia el Norte y se deja el Bético, encontramos la faja caliza de las sierras Chorro-

Loja que se prolonga hacia el SW., en la zona de «pes» de Ardales y el río Turón; pero entre dicha faja Bético aparece una banda terciaria, transgresiva a la sobre las pizarras paleozoicas y sobre las sierras caliza Norte, a la que BLUMENTHAL llama «zona de Colmenar». recubrimiento terciario (eoceno) enmascara las relaciones del Bético con el sector septentrional de «klippes» y calizas, pero el autor, por diversas razones, se inclina a ver entre ambos elementos una discordancia tectónica un contacto de cabalgadura.

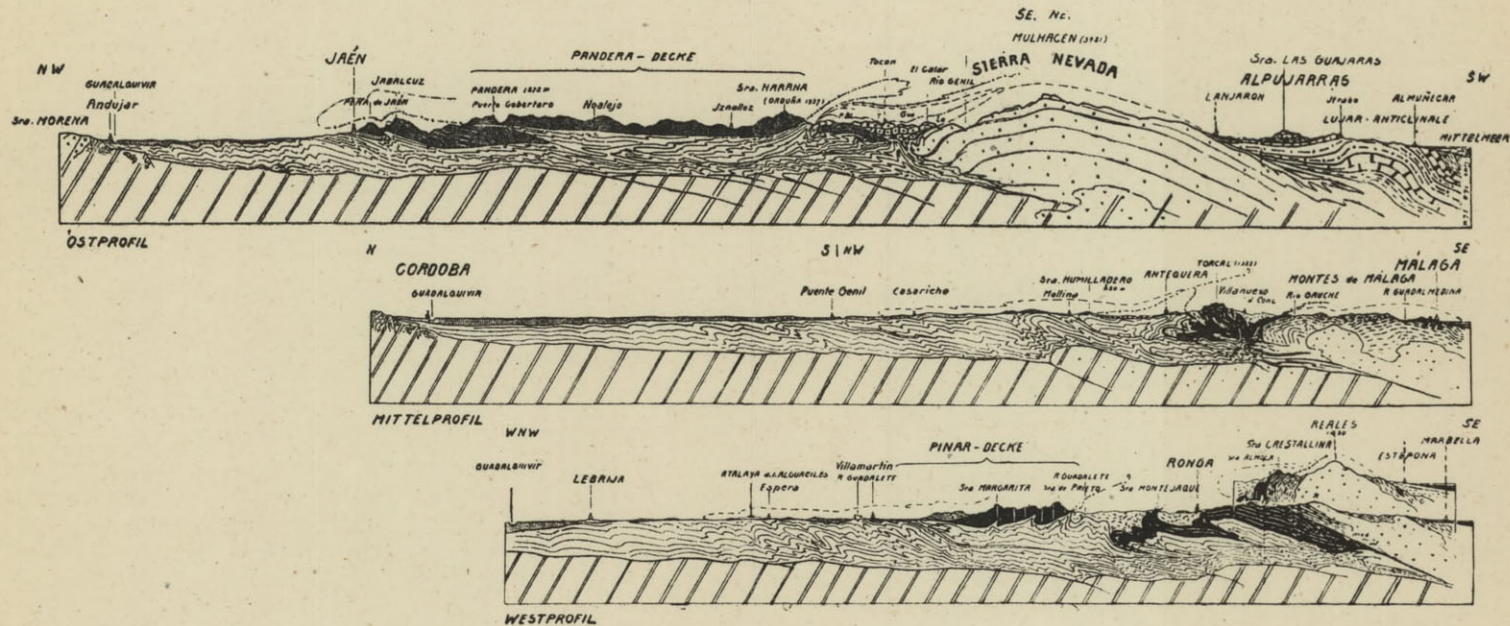
El corte atraviesa seguidamente el pliegue jurásico-triásico de la Sierra del Torcal de Antequera, abalanzado hacia el Norte sobre la zona triásica de Antequera. La faja de triás germánico parece establecer con la zona caliza meridional un contacto tectónico y desaparece bajo las calizas del Torcal, a su vez, se hundieron al Sur bajo el Bético.

Toda esta comarca de sierras calizas y «klippes», en la transversal del corte corresponde a la Sierra del Torcal, constituye una unidad a la que se denomina «península caliza», término geográfico fundado en su posición respecto al Bético; en ella se distinguen una zona interna, otra, media, y una tercera, externa.

El corte termina en una zona de colinas en la que se desparrraman escasos restos de capas de corrimiento.

El corte oriental (fig. 2) muestra en su comienzo meridional las llamadas Alpujárridas, según la designación de R. W. VAN BEMMELEN, capas de triás dolomítico de facies alpina que corresponden al «manto de Granada» de STRAUSS. De abajo arriba se pueden distinguir en ellas tres mantos: el de Lújar, el de Lanjarón y el de Guájar, que se desarrollan en el dilatado anticlinal de Lújar, y en el amplio sinclinal de Lanjarón.

- Terciario del valle del Guadalquivir
- Terciario autóctono del interior de las cordilleras
- Terciario penibético
- Zona prebética (Jura + cretáceo)
- Zona subbética id.
- Zona penibética id.
 - Interna (int.)
 - media (med.)
 - externa
- Trias citrabético (alóctono y autóctono)
- Bético de Málaga
- Intrusiones básicas
- Permotrias
- Calizas y dolomías «suprabéticas»
- ALPUJARRIDAS:**
- Calizas y dolomías triásicas Lu=Capa de Lújar
- Pizarras basales La=Capa de Lanjarón
- Gua=Capa de Guájár
- «Cúpula» de Sierra Nevada
- Zona compleja
- Bloque de la Meseta



Escala de horizontales 1 : 800.000
 Escala de verticales 1 : 400.000.

FIG. 2.

Bajo ellas aparece, como ventana tectónica, la colosal cúpula de Sierra Nevada (Zona del Veleta, de STAUB), cuya individualidad tectónica no se muestra clara. Entre él y las Alpujárridas existe una zona de fricción o de mezcla —la «Mischungzone» de BROUWER — que parece comprobar el corrimiento de las unidades triásicas sobre el conjunto cristalino de Sierra Nevada.

La cúpula de Sierra Nevada, con fuerte caída axial (40°) se hunde hacia el Oeste, pero las Alpujárridas reaparecen al otro lado de la depresión de Granada en los anticlinales de la Sierra Tejeda y la Sierra Almirajara, que se pueden considerar integrados por la capa de Lanjarón. Es de notar que sobre las dolomías de la Sierra Almirajara aparecen los gneises y las pizarras del Bético malagueño, lo que hace suponer a BLUMENTHAL que éste sea equivalente tectónico de la capa superior de las Alpujárridas, o sea de la de Guájara; de este modo queda establecida la correlación Alpujárridas-Bético de Málaga. Las montañas dolomíticas y calizas de Mijas, Cártama, Alcaparaín y Prieta, se corresponderían entonces con el triás de la Sierra Almirajara, es decir, con la capa de Lanjarón.

Al Norte de Sierra Nevada surge una serie de interesantes ventanas tectónicas (Puerto Blanco, etc.), registradas por R. W. VAN BEMBLEN, que permiten asomar al triás penibético (¿o subbético?), bajo las dolomías de la capa de Lanjarón; su expansión regional sería la prueba de un fenómeno de «encapuchamiento» de una formación mesozoica, probablemente del penibético medio, por el triás de las Alpujárridas. Un hecho semejante se esbozaba en el contacto Norte del Bético de la región malagueña, donde el penibético desaparecía bajo el Bético.

Progresando en el corte hacia el Norte se encuentra la zona triásica de Cogollos-Vega, que se coloca en la misma

posición que el triás de Antequera en el corte medio; es, separando al penibético del Sur, cobijado por las járridas, del país de corrimiento subbético situado al N. Como el penibético está cubierto por la formación de jarón, tenemos un curioso contacto directo de los dos en sus facies germánica y alpina; en este caso, es la ma la que se introduce bajo la serie margoso-yesos Cogollos.

El subbético que sigue al Norte fué estudiado R. DOUVILLÉ en su conocida Memoria sobre los «Prés de Jaén». BLUMENTHAL introduce esenciales modificaciones en las interpretaciones de aquel autor. El «jurassique ciés clair» que el geólogo francés tenía por autóctono considerado por nuestro autor como una capa de corrimiento —que llama «capa de la Pandera»—, que se define en posición superior al «alóctono» de DOUVILLÉ (jurásico y cretáceo de la Sierra de Jabalcuz); a este último elemento lo designa BLUMENTHAL con el nombre de «capa Jaén».

Este conjunto de mantos que integra el subbético se distingue claramente por su facies de la serie penibética. base para la diferenciación la da el cretáceo; el subbético por su gran desarrollo en margas, por su gran potencia por su contenido paleontológico queda perfectamente lindado de las calizas pizarreñas rojas del cretáceo penibético. Esto no obsta para que en otros lugares existan zonas de transición de uno a otro.

Pero aún presenta BLUMENTHAL nuevas e importantes rectificaciones a las interpretaciones de DOUVILLÉ; los «klippes» jurásico-cretáceos del frente septentrional que se atribuyen entre Jaén y Jódar, ostentan tal desarrollo del cretáceo inferior, medio y superior, y una facies tan típica jurásica («facies sombre») que el sabio geólogo suizo o

na que deben ser las prolongaciones occidentales de aquellas sierras de Murcia y Alicante, cuyo cretáceo tiene gran potencia y diversidad de niveles; como tales deben componer una unidad tectónica nueva que llama «prebético». Según ya se ha indicado, este nuevo elemento es cabalgado al Sur por el subbético de la Pandera.

El corte occidental (fig. 2) dirigido desde Lebrija por Villamartín a Ronda y desde aquí al Mediterráneo (Oeste de Marbella), atraviesa todas las unidades estructurales que nos son ya conocidas por los cortes anteriores, a excepción del prebético. Cruza desde el Norte la comarca subbética de «klippes» para penetrar seguidamente en la Serranía de Grazalema, conocida por el estudio de GAVALA. En ella, un complejo septentrional subbético (la Sierra del Pinar) queda separado por un corredor terciario de 200 a 300 metros de anchura, de un conjunto penibético meridional (Sierra del Endrinar) del jurásico superior. Parece como si el primero compusiese una gran lámina de corrimiento apoyada sobre el triás citrabético que BLUMENTHAL distingue con el nombre de «capa de Pinar». El segundo ostenta el cretáceo de margas y calizas pizarreñas rojas, propio del penibético; una vez más sirve, pues, esta formación para distinguir las dos unidades estructurales, aquí en tan inmediata vecindad.

La dirección del corte pasa, sin embargo, a gran distancia al NE. del corredor citado y encuentra, tras de la Sierra del Pinar, una amplia zona de flysch penibético. Esta limita al Este y al Sur con el terciario de la meseta de Ronda y con un extenso sector de plegamientos penibéticos que se incluyen en la zona externa; la zona media del Penibético quedaba interrumpida hacia el W., aproximadamente, en la transversal del corte medio.

Este sector penibético de la Serranía de Ronda se in-

roduce bajo el Bético de Málaga, que lo cabalga en una extensión de varios kilómetros. Así lo atestiguan «klippes» de corrimiento compuestos de filitas que descansan sobre las dolomías jurásicas de la Sierra Almola, a unos tres kilómetros del borde del Bético. En tal caso la línea Turón-Genal es, más que una falla, como sostenían los autores anteriores, el borde de cobijadura del Bético, susceptible de ser seguido en un trayecto de cerca de 60 kilómetros.

Estos pliegues penibéticos que se alineaban en una dirección SW., se doblan bruscamente —la «rodilla» está acompañada de fracturas y se sitúa en Cortes de la Frontera— para seguir en dirección S. o SSE. Este penibético, que forma la orla septentrional del Bético suprayacente, se comporta respecto a él como un conjunto independiente al hundirse éste de súbito hacia el Sur bajo el eoceno.

A esta altura de la transversal aparecen superpuestas a las pizarras del Culm del Bético (zona de Gaucín-Algato-cín-Casares; Sierra Crestallina) «klippes» calizos y dolomíticos que probablemente pertenecen al penibético medio y que aparecen en posición suprabética por efecto del mismo corrimiento del Bético.

Al llegar el corte al Mediterráneo, corona su estudio BLUMENTHAL con un examen de la cuestión del enlace con las cadenas marroquíes. Para ello, analiza previamente el sector terminal del territorio bético, que se enfrenta con el continente africano. En esta península gaditana vemos un terciario penibético extraordinariamente desarrollado y constituido principalmente por areniscas y margas oligocenas (areniscas del Aljibe, de GAVALA), que descansan sobre un flysch nummulítico subbético. Como parece existir continuidad entre las formaciones de las dos unidades, esto nos habla en favor de la atribución de ambas a un mismo

primitivo manto alóctono de gran estilo. En cuanto a la dirección de los plegamientos de esta zona, el curso de algunos de sus ríos (el Hoz-Garganta, el Guadiaro), parece indicarnos que es N.-S. Con este sentido general coincide el rumbo de las capas del Peñón de Gibraltar, alineadas de Norte a Sur. Este accidente no es sino un pliegue del penibético interno (la existencia de cretáceo rojo en el puerto de Gibraltar confirma este aserto), limitado por fallas, que corrobora la interpretación de que las capas alóctonas béticas sufren un hundimiento hacia el W. y una inflexión de su eje de plegamiento de SW. a Sur. El Peñón de Gibraltar es, pues, testimonio de que nos encontramos en este lugar en el lado interno o meridional de un amplio arco penibético (Teba-Cortes de la Frontera-Algeciras). El subbético, más periférico, no manifiesta tanto este acodamiento y sus pliegues y «klippes» siguen en la costa W. de la provincia de Cádiz la dirección general alpina NE.-SW. Las dos direcciones: alpina y meridional, convergentes hacia el SE., se manifiestan, pues, en el seno del terciario penibético y su ángulo debe situarse en la latitud de Algeciras.

Además, en la península Nord-marroquí, se encuentra patente prolongación de las unidades béticas; del Bético de Málaga en el cristalino y paleozoico de la costa de Ceuta hasta Tetuán; del penibético, desde el Yebel Musa y la Punta de Benzú hacia el Sur. Hay, asimismo, un cretáceo subbético que queda separado del penibético por un terciario que desempeña el mismo papel que el flysch que sirve de término de unión a ambos elementos en Andalucía.

La comparación de las posiciones del Bético andaluz y el africano, y la dirección de los pliegues penibéticos, inducen a BLUMENTHAL a pensar que estas formaciones dibujan

un entrante hacia el Este, de poca profundidad, en el Es trecho de Gibraltar; este ángulo muy obtuso dividirá, po tanto, el arco de Gibraltar en dos arcos parciales, uno an daluz y otro marroquí.

El ensayo de síntesis que venimos reseñando termin con una ojeada de conjunto sobre las relaciones recíproca entre las unidades tectónicas andaluzas. De ella resalta 1.º La ordenación manifiesta en zonas de los elemento estructurales mesozoicos, expresada en un señalado para lelismo de sus directrices orogénicas. 2.º El cambi continuo de posición en el contacto penibético-Bético d Málaga, signo de clara discordancia tectónica entre ambos. El Bético cobija al penibético en extensión desconocida y, a veces, resulta cabalgado por «klippes» del penibético in terno. La localización de las raíces de estas unidades des plazadas es todavía problema sin solución.

El extracto de este primer trabajo de gran empeño de BLUMENTHAL sobre Andalucía ha tenido que ser forzosa mente un poco largo, y no sólo porque se muestre tan rico en contenido que aun apurando la brevedad en la reseña ésta haya de dilatarse so pena de resultar muy incompleta. Pero se hacía necesario, además, fijar los puntos funda mentales de esta síntesis, aunque hoy pueda parecer supe rada, porque representa el punto de partida de las investi gaciones posteriores, a las que orienta y prefigura. Las grandes líneas, aun hipotéticas, del edificio estructural bé tico aparecen bosquejadas y los principales problemas geológicos planteados; vamos a asistir en adelante al des arrollo de este incitante cuadro de enigmas e hipótesis.

LAS RONDAIDAS

Los trabajos siguientes del Dr. BLUMENTHAL consisten en una serie de notas (3) (4) (5) (6) (7), dedicadas princi palmente al estudio de las relaciones del Bético de Mála ga con otras unidades estructurales. Las dos primeras (3) (4) se refieren a investigaciones en el interesante te rritorio de Ronda. Sus conclusiones son verdaderamente importantes. Del estudio del contacto penibético-Bético de Málaga, a lo largo del valle del río Turón, se puede de ducir que el primero viene a representar el capuchón fron tal sedimentario del segundo. Además, el Dr. BLUMENTHAL descubre que los macizos calizos y dolomíticos emplaze dos entre el valle bajo del río Turón y la parte alta del río Genal —en sus trabajos (1) (2) los colocaba en una posición «suprabética»— pertenecen en realidad al Trías alpino, según atestigua una fauna de *Rhynchonellas* halla da en las cumbres de la Sierra de las Nieves. Este manto triásico se introduce por el Sur bajo el Bético de Málaga; por el Norte cabalga al terciario penibético. Viene a ser el equivalente occidental de la unidad triásica de las Alpujá rridas, y el Dr. BLUMENTHAL lo designa con el término de *Rondaídas*.

El hallazgo de este elemento estructural es fecundo en

consecuencias inmediatas. Consignemos algunas: el caligamiento por el trías de las Rondaidas del terciario penibético indica que la fase principal del paroxismo orogénico, al que se debe la irrupción de las capas alóctonas y el encapuchamiento penibético, es posterior a éste. Ahora bien, en un comentario dedicado por P. FALLOT (3) a las primeras Memorias de BLUMENTHAL, hace aquél observar que la masa principal del terciario penibético — recuerda la faja de flysch de Colmenar — no es eoceno como suponía nuestro autor, sino oligocena (*Lepydocienas* recogidas al Sur del Torcal y en las Ventas de Zafarraya). La edad, pues, del principal movimiento orogénico es post-oligocena.

Asimismo, las intrusiones básicas de peridotitas, que tanto desarrollo tienen en el sector Sur de la Serranía de Ronda, resultan posteriores al emplazamiento del trías de las Rondaidas, puesto que metamorfizan a éste; debe, pues, ser post-oligocena.

Todavía hacen algunas observaciones las notas anteriores respecto a las relaciones del subbético con el penibético. El Dr. BLUMENTHAL emite por primera vez la hipótesis de que el subbético tenga una raíz «citabética» (situada en el antepaís septentrional).

Las notas (5) (6) aluden a las relaciones del Bético de Granada y el de Málaga; éste aparece en la zona Cogollos-Vega superpuesta al frente Norte de las Alpujarridas (capa de Lanjarón), posición que se corresponde con la observada al W. sobre las Rondaidas. La nota (7) nos da una idea de la sucesión longitudinal y transversal de unidades estructurales en la forma que ya conocemos por los trabajos (2) y (3).

Otro problema, que ya había sido tocado en trabajos anteriores (2) (3) (4), ocupa la atención del sabio inves-

gador: la fijación de la edad de la principal fase de plegamiento de las Cordilleras. En dos notas (8) (9) queda dilucidado por el examen de los primeros depósitos post-orogénicos. Están formados éstos por un mioceno transgresivo sobre todas las unidades erosionadas del conjunto bético. Su edad (burdigaliense) queda identificada por una fauna de pectínidos. Dicho mioceno presenta clara continuidad desde el Mediterráneo (Málaga) hasta el valle del Guadalquivir (Córdoba, Estepa); la existencia de conglomerados y calizas arenosas en la garganta del Chorro prueba que en aquella zona un estrecho brazo de mar enlazaba ambas cuencas. Está débilmente plegado por movimientos tardíos y presenta paulatina variación de facies, desde los conglomerados hasta calizas arenosas y brechas con conchas de moluscos.

La edad de la fase principal orogénica es, pues, anteburdigaliense, probablemente ante-aquitaniense y posterior al terciario penibético, afectado por los movimientos, o sea post-oligocena (probablemente post-estampense). En cambio, el plegamiento de los Alpides africanos, de las cadenas del Rif, es más reciente (plioceno inferior a preplioceno).

EL ESTUDIO DEL BÉTICO Y EL PENIBÉTICO DEL GUADALHORCE

En el año 1930 publica BLUMENTHAL una extensa Memoria (10) sobre los territorios a ambos lados del Guadalhorce, entre Antequera y Yunquera, que refleja buena parte del fruto de sus incansables investigaciones de los tres años anteriores.

Contiene dos apartados fundamentales. En uno de ellos se analiza con sumo detalle la estratigrafía de las zonas penibética y bética principalmente; también se estudian las otras formaciones, autóctonas, citrabéticas y Rondaidas. La segunda división está dedicada a la tectónica regional, después de describir la estructura de las unidades béticas, penibéticas y triásicas de las Rondaidas, así como la posición tectónica de las intrusiones básicas, termina con unas consideraciones generales sobre las edades de las varias fases orogénicas señaladas en la región. Reseñemos estos dos apartados sucesivamente.

a. Estratigrafía

Vienen en primer lugar las formaciones béticas. Ya sabemos que esta serie abarca desde los gneises en la base, hasta el permotriás, pasando por un paleozoico rico en niveles; sobre ellas es transgresivo un terciario que sirve de lazo de unión con las formaciones penibéticas.

El tramo basal está constituido por los esquistos cristalinos. En él se incluyen (el corte más revelador es el trazado por el arroyo Zahurda, que nace en las dolomías de la Sierra de Carratraca y desemboca en el Pantano del Chorro) gneises glandulares, gneises pizarreños con biotita y cordierita, cuarcitas biotíticas y sericíticas, micacitas y filitas. La potencia de este conjunto sufre fuertes oscilaciones; desde 1.300 m., en las inmediaciones de la Sierra de Aguas, hasta unos pocos metros.

Una zona de filitas, cuarcitas y grauvacas, sirve de transición al paleozoico que, por lo tanto, no está netamente limitado hacia abajo. La base parece estar formada por filitas azul-negras (las «pizarras color de humo», de ORUETA), de potencia muy variable, que tienen más bien carácter de facies local. Sobre ellas yacen las «calizas alabeadas», que ORUETA denominó así por estar onduladas y plegadas. Entre ellas figuran calizas azoicas negras, o azul-negras, que alternan con pizarras sericíticas, y calizas macizas manchadas de rojo con *Orthoceras* que atestiguan su edad del siluriano superior; también se presentan calizas duras, azul-negras, con *Tentaculites*. Superiores a este nivel aparecen pizarras semimetamórficas color de oliva, grauvacas y phtanitas, aunque en ocasiones se si-

túan en la base, mezcladas con las filitas. Constituyen el término final de la serie, conglomerados salpicados de cuarzo blanco y conglomerados poligénicos con grandes elementos calizos. Los datos paleontológicos faltan para hacer un deslinde de pisos. Partiendo del nivel de las «calizas alabeadas», el único de edad identificada con certeza, BLUMENTHAL propone atribuir las filitas inferiores al siluriano inferior, mientras que los conglomerados más altos podrían representar el devoniano. Respecto a la potencia total del conjunto, es muy difícil de evaluar, porque los cambios de espesores son considerables y muy rápidos: sirvan de ejemplo las «calizas alabeadas», que de 150 m. de potencia en Ardales se reducen a 10-20 m., a muy corta distancia, en El Chorro.

Sobre los conglomerados que coronan el paleozoico se asientan discordantes los depósitos del permotriás. Su tramo basal está formado por areniscas de color rojo de vino y conglomerados cuarzosos; el superior por dolomías grises o grises amarillentas, que a veces se hacen arenosas y pasan gradualmente a areniscas rojas. La potencia de la serie es variable y escasa su expansión superficial.

Las intrusiones básicas (peridotitas) componen la última formación que hay que citar en el Bético. Como se sabe, integran un segmento longitudinal considerable de las Cordilleras. En ellas se pueden distinguir (clasificación de ORUETA): 1.º *Las rocas filonianas antiguas* —filones dioríticos—, que apenas merecen mención, por no presentarse casi en el territorio estudiado. 2.º *Las rocas ofiolíticas más modernas*. Integran éstas dos grandes masas en la zona cartografiada, la Sierra de Aguas y la de la Robla. En el centro de los mismos se dan rocas ultrabásicas (harzurgita, dunita), con transición a otras menos básicas con escasa alcalinidad (noritas). Todas ellas han sido objeto de

profunda serpentinización. 3.º *Las rocas filonianas á las recientes*. Aparecen ligadas a los macizos serpentícos y pueden considerarse como emisiones póstumadas de magma principal básico. Se presentan en forma de filonaplíticos que se desparraman por entre las rocas básicas que penetran a veces en las cristalino-paleozoicas. Nunca alcanzan regular potencia.

* * *

Digamos ahora algo acerca de la formación triásica las *Rondaidas*, de cuyo descubrimiento dieron cuenta las notas (3) (4). Atribuídas anteriormente al «estrato cristalino» o al paleozoico inferior, demostró BLUMENTHAL su edad triásica por consideraciones tectónicas, por comparación litológicas y, sobre todo, por una fauna de *Rhynchonella* encontrada en la Sierra de las Nieves. En la parte superior están compuestas por calizas blancas o blanco-azuladas que pasan a un mármol dolomítico de grano grueso macizo o bien estratificado; esta facies se localiza en la vertiente mediterránea del Bético. En el resto se encuentran calizas en plaquetas delgadas, con colores que van desde el negro hasta el gris azulado, con vetas y nódulos de sílex y con intercalaciones de margas o calizas margosas. También existen calizas negras bituminosas. Se debe notar, asimismo, penetraciones de las pizarras cristalinas en el seno de las calizas triásicas, entremezcladas, sin duda, mecánicamente, pero que indujeron a los anteriores investigadores a que incluyesen ese conjunto en el arcaico.

La potencia de este triás alpino es considerable. La máxima se puede valorar en 2.500 metros. La inclinación media de sus capas es 50°. Forman un conjunto

isoclinal que desaparece bajo las pizarras cristalinas del Bético.

* * *

Tratemos ahora de las formaciones penibéticas.

Entre ellas hay que estudiar sucesivamente: 1.º El triás. 2.º El lías y el Dogger. 3.º El Malm y el titónico. 4.º El cretáceo, y 5.º El terciario.

1.º EL TRIÁS.—Sólo aparece en la zona cartografiada en el corte de la garganta del Chorro, como núcleo del pliegue jurásico de la Sierra de la Huma. Son margas abigarradas del Keuper, salinas y yesosas, en cuya parte superior se sitúan bancos dolomíticos bituminosos que acaso representan el infralías (retiense). La edad de la serie viene identificada no sólo por su facies, sino por su posición bajo el yacente del lías y por una fauna de braquiópodos citada por BERTRAND y KILIAN.

2.º EL LIÁS Y EL DOGGER.—Sólo puede reconocerse el lías con certeza en el citado núcleo del pliegue del barranco del Chorro. Allí aparece en forma de bancos calizos gris-azulados, algo nodulosos, con *Nerineas*. En cuanto al Dogger es muy difícil de diferenciar, porque todo el jurásico forma una serie caliza continua —una verdadera «serie comprensiva»—, sin interrupciones de sedimentación. Tanto en el lías como en el Dogger se nota un marcado empobrecimiento en la transversal del Guadalhorce, que contrasta con su gran desarrollo en la Andalucía oriental.

3.º EL MALM Y EL TITÓNICO.—El examen de esta serie confirma que desde el jurásico inferior hasta el superior

hay un período continuo de sedimentación, sin emersiones ni erosiones apreciables. Los materiales de este complejo son: calizas blancas macizas, oolíticas, que forman acumulaciones arrecifales en las anteriores; calizas rodulosas («fausse brèche»); calizas con nódulos de pedernal y, mucho más localmente, dolomías gris-azuladas. Se puede establecer una sucesión de niveles, porque las facies indicadas no tienen posición fija; solamente las capas nodulosas rojas fosilíferas —BLUMENTHAL cita varias faunas a base de *Ammonites* y *Aptychus*— suelen encontrarse en la parte superior del titónico, aunque también hay unas «capas nodulosas medias» a unos 100-180 metros bajo el techo de la serie.

Merecen mención aparte los «klippes» o vestigios del jurásico correspondientes al penibético interno, que encuentran sobre las capas paleozoicas del Bético (Verdón, Sierra Blanquilla). Representan el borde de erosión meridional del jurásico penibético y están constituidos por una caliza roja fosilífera del titónico; también se halla en el margen jurásico una típica caliza de *Calpionellas*, característica del término de transición entre el Jura y el cretáceo.

4.º EL CRETÁCEO.—La facies normal está constituida por calizas pizarreñas de color rojo claro, dispuestas en capas delgadas. A veces hay variedades blanco-verdosas, especialmente en pequeños restos distribuidos sobre el borde Norte del paleozoico. El conjunto forma una serie continua, no divisible en tramos, de carácter batial que se hace más y más margosa a medida que aumenta la altura. Si acaso, podrían distinguirse un nivel inferior (fauna hauteriviense) y un cretáceo superior de calizas con *Rosalinas*. Debe citarse aparte una formación clástica, ca-

lizo-silíceo, muy brechosa, que se extiende al pie de Sierra Prieta, en la comarca del Burgo.

La potencia del cretáceo pasa de un máximo de 450 m. en el NW. a unos 100 m. (espesor variable), hasta desaparecer paulatinamente sobre las pizarras del paleozoico.

Son de interés las relaciones del cretáceo con las formaciones vecinas. Su basamento va variando regularmente de Norte a Sur, y se hace tanto más antiguo cuanto más nos acercamos al Bético; reposa sobre el jurásico, o sobre el permotriás, o sobre las capas paleozoicas más antiguas, lo que prueba paulatina invasión del cretáceo sobre el Bético malagueño. Cuando se halla sobre el jurásico hay continuidad sedimentaria manifiesta entre las capas del jurásico superior y las del cretáceo inferior.

Sobre el cretáceo reposa ordinariamente, a su vez, el terciario, que es transgresivo sobre las distintas formaciones. Sin embargo, en observaciones locales, parece haber transición gradual entre las capas margosas cretáceas y terciarias.

5.º EL Terciario.—En él figuran, en primer lugar, la llamada «caliza del Turón», blanca, generalmente maciza y acompañada de dolomías, que se presenta en forma de bloques aislados. Representa el eoceno. Otro nivel de la serie lo constituyen las margas abigarradas, areniscas y brechas del flysch, transgresivas sobre el cretáceo y las formaciones antiguas. Una facies curiosa del flysch (serie del Valle de Abdalajís) es la que BLUMENTHAL denomina «facies triásica», formada por dolomías, margas y yesos. En otra serie del flysch (serie del Águila), integrada principalmente por areniscas de grano fino y color gris oscuro, se han encontrado *Lepydociclinas*, que asignan para gran parte de sus formaciones edad oligocena. A esta

edad pertenecen también, indudablemente, las «arenis del Aljibe», areniscas cuarzosas amarillentas, no fosilíferas, que representan el término más alto de la serie flysch.

* * *

Las formaciones autóctonas del sector de las Cordilleras estudiado, son el mioceno y el plioceno. El primero está constituido por areniscas y conglomerados horizontales, que pueden alcanzar en algunos puntos potencias de 500 m. Todavía mayor puede ser el espesor de la molina miocena, débilmente plegada, que se sitúa en el borde Norte del penibético. La edad de estas formaciones burdigaliense, de acuerdo con las faunas de pectínidos que han suministrado.

El plioceno se compone de dos series: una, profunda y margosa, y otra, más alta, de arenas y brechas con conchas de moluscos, que evoluciona hacia un conglomerado muy desarrollado en la Hoya de Málaga, al pie de las montañas.

También cabe citar formaciones diluviales, integradas por una brecha tosca, que se da principalmente al pie de las montañas calizas y dolomíticas del triás.

* * *

En la columna estratigráfica de la transversal estudiada figuran finalmente las formaciones citrabéticas. Han de citarse entre ellas: el cretáceo subbético de Antequera y el triás citrabético de Antequera. El primero, muy poco importante en extensión en la zona en cuestión, está formado por calizas margosas gris verdosas muy plegadas.

segundo nos muestra el triás de facies germánica, desarrollado en una larga faja que corre al Norte de las formaciones penibéticas. Se compone de material muy variado; dolomías, yesos, margas irisadas, areniscas, calizas negras, etcétera, con las acostumbradas ofitas. Este conjunto apenas presenta un corte dotado de continuidad; lo general es que predomine en él estructura caótica.

b. Tectónica

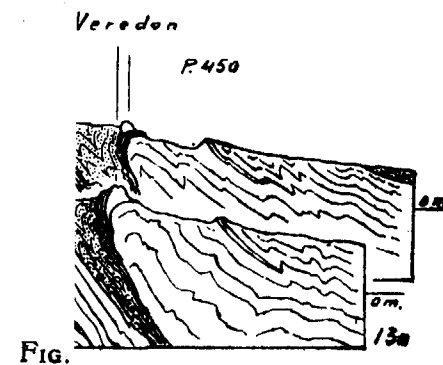
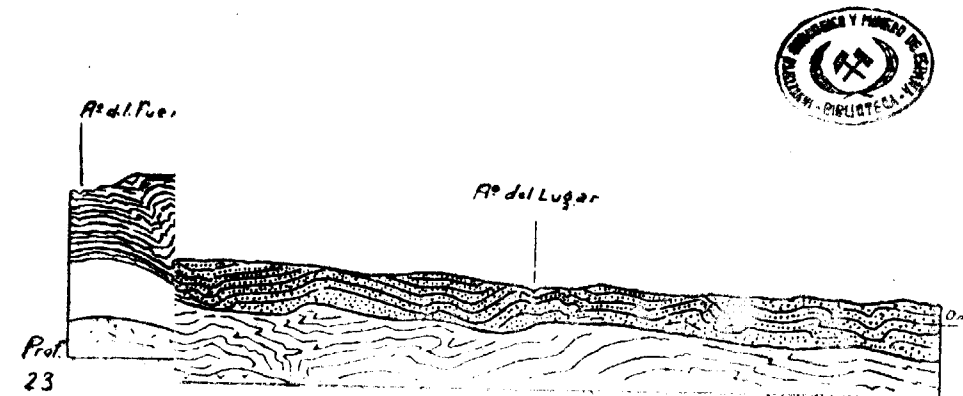
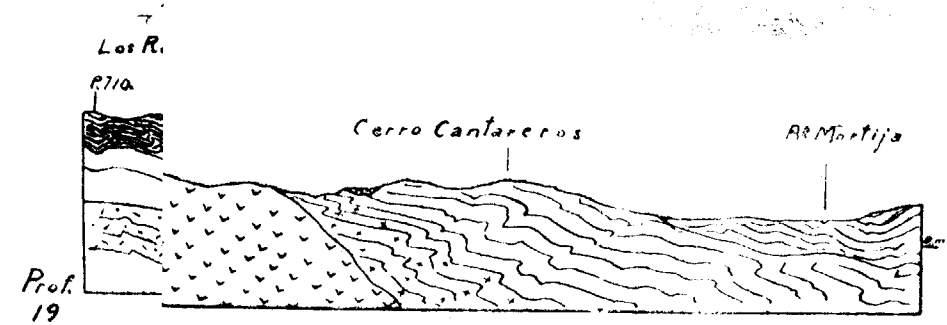
Las grandes unidades tectónicas representadas en el territorio, a ambos lados del Guadalhorce, en su curso desde Antequera a Pizarra, son: 1.º El Bético de Málaga. 2.º El triás de las Rondaidas. 3.º El penibético. A ellas hay que añadir las ofiolitas intrusivas que reemplazan algunas formaciones del Bético. Muy brevemente indicaremos los rasgos fundamentales de su estructura, según la revelan las unidades de la zona estudiada.

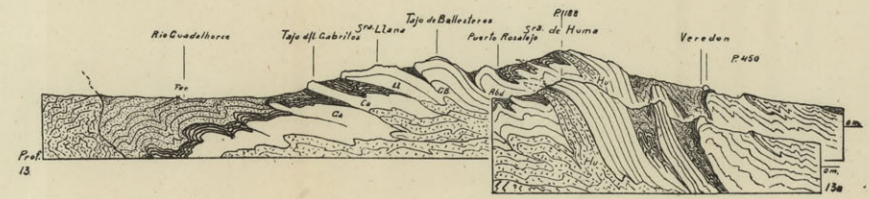
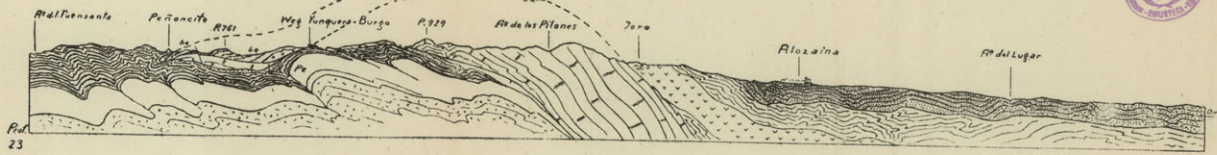
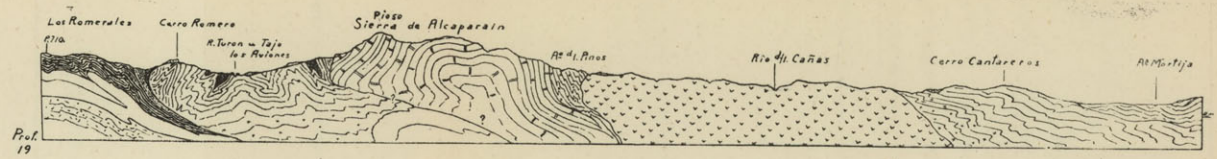
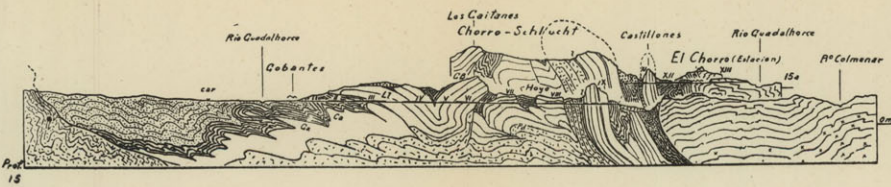
1. EL BÉTICO DE MÁLAGA. — Digamos primeramente algo acerca de su estilo de plegamiento. Su material ha respondido a los esfuerzos orogénicos por una serie copiosísima de frunces y pliegues pequeños que se dibujan en todas las direcciones; cuando el plegamiento adquirió intensidad alpina se produjeron fracturas y desgarramientos. Hay, pues, también, gran cantidad de fallas pequeñas (con espejos de fricción, brechas, milonitas, etc.), ninguna de las cuales adquiere importancia regional. Con esta maraña de pliegues y fallas pequeños se hace imposible discernir las líneas estructurales fundamentales del conjunto. Asimismo, ha resultado imposible separar los resultados de los plegamientos alpino y herciniano.

El Bético cubre extenso frente en la zona cartografía al W. del río Guadalhorce, entre Ardales y el Valle Abdalajís; al Este de este río su importancia decrece gradamente y sólo más al Sur, en las cercanías de Almo (Montes de Málaga), lo vemos reaparecer en dilatada mancha. Finalmente, también al W. del Guadalhorce tenemos el Bético de la Hoya de Málaga (sector Álora-Pizarra-Casarabonela), substituído en buena parte por grandes masas peridotíticas de las sierras de Aguas y de Robla.

El Bético de El Chorro-Ardales-Río Turón, compone el borde Norte de esta unidad en contacto con el penibético y el mioceno post-tectónico. De su estructura da idea el corte I, reproducido en la fig. 3, que nos lo muestra en el tranco del Chorro, superponiéndose con vergencia N a un flysch penibético. Un corte más al Sur, a través de Sierra de Alcaparaín (corte II, fig. 3) nos ilustra acerca de su substitución por las intrusiones ofiolíticas y de sus contactos con el permotriás, con el triás de las Rondas que penetra bajo su masa, y con el terciario y mesozoico penibéticos. El triás alpino de las Rondas aparece discordante con el paleozoico; superficies de fricción y fenómenos de milonitización acompañan a este contacto, que se distingue también porque la masa de calizas y dolomías triásicas prueba la superposición del Bético a las Rondas. En resumen, las Rondas y el Bético forman dos complejos independientes, cabalgado el primero por el segundo, que responden a un típico estilo de corrimiento.

2. LAS RONDAIDAS.—En el párrafo anterior quedan indicados los rasgos principales de las relaciones de es





Penibético		Mioceno	
		Terciario (Formación Flysch en general)	Serie del Aguila Caliza del Turón
Estructuras citrabéticas		Cretáceo (en general)	
		Jurásico (l=llas)	
Bético		Trias	
		Trias de la zona de Antequera	
Rondadas		Margas cretáceas (subbético)	
		Permotrias	
		Paleozoico (en general)	
		Peridotitas (serpentinás)	
		Pizarras cristalinas (nivel más inferior)	
		Trias (facies alpina: parc. metamórfico)	

FIG. 5.



unidad con el Bético. Basta añadir que este complejo, que integra un gran sector del mapa (Sierra de las Nieves, Sierra Prieta, Sierra Alcaparaín, Serrezuela de Carratraca), forma en general un gran paquete isoclinal con buzamiento al SE. (corte III, fig. 3); sólo la Sierra Alcaparaín tiene la forma de un dilatado anticlinal.

3. LAS INTRUSIONES BÁSICAS. — Ya en publicación anterior (3) hizo notar BLUMENTHAL cómo metamorfizan al triás de las Rondaidas (corte III, fig. 2); son, pues, post-triásicas. El límite superior de su edad lo da el flysch eoceno, que no es afectado por ellas; pero también dan indicios acerca de ella el hecho de que cabalguen las Rondaidas al flysch penibético (corte III, fig. 3), y de que las intrusiones penetren a través del contacto tectónico de ambas entidades.

4. EL PENIBÉTICO. — La posición al Norte del bético, y su división en tres zonas, ya son conocidas por trabajos anteriores (2-3). Asimismo, su papel de capuchón frontal sedimentario del Bético malagueño y su limitación al Norte por el triás de Antequera.

En la transversal del Guadalhorce, este río da un maravilloso corte a través de dicha unidad por el barranco del Chorro (fig. 1, corte I). Nos encontramos aquí una serie de pliegues apretados con vergencia Norte, en forma de escamas y separados por estrechos sinclinales. Un corte algo más hacia el Este (corte IV, fig. 3), muestra de un modo excelente esta disposición. Las partes más internas del penibético (Veredón, Los Castillones) aparecen como enhietas escamas frente al Bético, al que envuelven y se superponen. Todo este conjunto de sierras adopta forma de braquianticlinal con tendencia a hundimiento rápido por el W. y por el Este.

El tropel de pliegues cuyo cuadro presentan los cortes I y IV se revela como una entidad independiente frente al Bético. Ninguno de ellos parece tener núcleo paleozoico, y todo el conjunto parece deslizarse bajo el complejo bético. Además, la sucesión de apretadas escamas lanzadas hacia el Norte denuncia enérgico empuje en esta dirección. Si se considera, pues, que el penibético es el revestimiento sedimentario del frente del Bético, resulta que éste lo ha oprimido hacia el Norte en un movimiento de corrimiento sobre el país mesozoico septentrional. En ésta hipótesis, no queda ningún lugar para sostener la famosa «falla del Guadalhorce» — gran corte transversal a través de las sierras, según la interpretación de ORUETA —, que BLUMENTHAL no duda en rechazar de plano.

Estas alineaciones penibéticas se prolongan al Este en las sierras de Chimenea y del Torcal, al Sur de Antequera.

La última consiste en un gran pliegue jurásico en forma de mesa cuya zona de charnelas es muy amplia y llana, y cuyos flancos caen casi verticalmente. El contacto de este conjunto con el trías de Antequera al Norte, resulta especialmente claro y consiste en un cabalgamiento de éste por el penibético. BLUMENTHAL sigue en esta zona el contacto penibético-trías citrabético en una longitud de 30 Km., y saca la conclusión general de que una profunda línea de separación tectónica sirve de límite a ambas unidades, línea que fué franqueada por el impulso del corrimiento penibético.

Al W. se continúa el penibético en una compleja zona cuyo contacto con el Bético sigue la línea del río Turón. A lo largo de ella puede apreciarse (corte III, fig. 3) la superposición de las calizas y dolomías de las Rondaidas, al mesozoico y flysch penibéticos. En el frente que corresponde a la zona Burgo-Yunquera (Sierra Prieta), se observa

una serie de «klippes» del titónico sobre el trías de las Rondaidas, que denuncian un «encapuchamiento» de esta unidad y del Bético por el penibético, de resultas de su corrimiento hacia el Norte. Por lo demás se comprueba en el contacto del penibético y el Bético, la interpretación ya conocida de que una línea de dislocación separa al complejo Bético-Rondaidas de los elementos estructurales penibéticos, línea que corresponde a la cobijadura de los últimos por el primero. Esta línea corresponde a la antigua falla Turón-Genal, según la interpretación de MACPHERSON y ORUETA.

En este sector penibético del Turón hay que señalar, ya en el barranco del Chorro, una gran mancha de mioceno (molasa burdigaliense de la Mesa de Villaverde) de la que se hizo mención en trabajo anterior (9), que cubre en discordancia al penibético y al Bético. Aquí se extiende horizontalmente, en contraste con el mioceno de la zona de Antequera, que está plegado débilmente.

Un último capítulo de la gran Memoria del Guadalhorce estudia las fases de plegamiento de este sector de las Cordilleras. Expongámolos muy esquemáticamente: hay una muy dudosa fase preherciniana (caledoniana) apenas discernible en los sedimentos clásticos (conglomerados) del Bético; tras el plegamiento herciniano y antes de la fase alpina hay una serie de débiles movimientos epirogénicos. Cabe señalar una fase pirenaica mientras que el paroxismo principal, que ocasiona el corrimiento del Bético y el penibético es post-oligoceno. Con esto se confirma la interpretación de este problema, que ya dió BLUMENTHAL en publicaciones anteriores (3) (8) (9).

El resumen que acabamos de trazar del magnífico estudio del Guadalhorce, da idea, a pesar de su brevedad, de la gran aportación que ha significado para nuestro co-

nocimiento de las Cordilleras Béticas. BLUMENTHAL d muy acertadamente su atención hacia una zona intertísima —el gran corte del Guadalhorce a través del plejo bético y penibético,—, cuyo estudio minucioso jetivo podía darle la clave de algunas de las cuestiones más importantes y difíciles de la estructura del dominio daluz. Su primera síntesis postulaba esta investigación tallada del Bético y el penibético. Gracias a ella res mucho mejor conocidas estas unidades en su combinación estratigráfica y en su individualidad tectónica la confirmación —rara vez la rectificación— de hipó anteriores queda preparado el campo para seguir avanzado en el conocimiento de las Cordilleras Béticas.

INVESTIGACIONES EN LA PROVINCIA DE MÁLAGA Y EN MARRUECOS

En el mismo año 1930 publica BLUMENTHAL seis trabajos más, relacionados con Andalucía (11 a 16), aunque tres de ellos (14; 15, 16) se hayan realizado en Marruecos.

Es el primero una nota (11) que estudia la continuación orográfica al Este, del penibético (zona media) que investigó en el Guadalhorce. Consiste aquélla en una serie de sierras (Sierra de las Cabras, Saucedo, Camaroles, etc.), formadas principalmente por lias dolomítico, que reposan sobre el flysch penibético. Una delgada banda de trias germánico jalona su contacto con el terciario. Se trata, pues, no de una prolongación del penibético medio, que acaba en el Torcal, sino de una «masa flotante sobre el terciario penibético». Su interpretación tectónica es difícil. BLUMENTHAL se inclina a ver en ella el efecto de un repliegue hacia el Sur del trias de Antequera.

Hace objeto de la segunda nota (12) la descripción e interpretación de un corte de Archidona a Alfarnate. Se trata de una zona muy compleja que muestra de Sur a Norte: el Bético; una serie de pliegues y escamas del penibético interno (Alfarnate); el complejo «flotante» citado en la nota anterior; una alineación de lias alpino (Sierra Buitrera, Sierra Gibalto) que por su peculiar carácter estratigráfico

atribuye BLUMENTHAL al penibético externo; el flysch pebético que cabalga al Norte al triás de Antequera, el cual a su vez, cobija al subbético de la última unidad septentrional, la Sierra de Archidona. Por primera vez emite BLUMENTHAL la decisiva interpretación de que este triás puede ser un gran complejo extravasado que enmascara una línea estructural de primer orden.

La tercera nota (13) estudia el problema de las raíces del Bético y desecha la posibilidad de que se sitúen en Andalucía a lo largo de la línea Guaro-Cártama, en la que una masa bética flota encima de las calizas metamórficas tíasicas, que aparecen en una ventana elíptica; ni tampoco sobre la línea Monda-Coín, también calizo-dolomítica, que se superpone al Bético por el Sur franqueándola por la zona de Los Nebrales. El triás de las Rondaidas no puede, pues, indicar definitivamente sobre la extensión del corrimiento del Bético, que en la Serranía de Ronda se puede seguir en unos 30 Km.

Los trabajos de Marruecos están hechos en colaboración con D. AGUSTÍN MARÍN y con el Prof. PAUL FALLOT. El primero de ellos (14) pone de relieve las analogías estratigráficas de una parte y otra del Estrecho. Todas las formaciones del Bético y el penibético tienen su equivalente en África; el Bético de Málaga en un complejo (de abajo a arriba) de gneises, filitas, grauvacas, cuarcitas y «calizas a beadadas», con su permotriás superpuesto; el jurásico pebético, en el Jura de la cadena caliza del Rif, se identifica por abundantes fósiles, y el flysch andaluz en el flysch de Andjeras, que, a semejanza de aquél, es transgresivo sobre el paleozoico y el jurásico marroquíes.

Una segunda nota (15) recalca en el NW. del Rif la falta de los accidentes frontales de los mantos de corrimiento andaluces. Se impone la conclusión de que si

Andalucía es país de frentes de capas alóctonas, el Rif no lo es. Teniendo en cuenta además que el flysch es transgresivo sobre el paleozoico, y que viene pellizcado en los pliegues del jurásico, los autores admiten para la cadena rifina, como anteriormente lo hizo BLUMENTHAL para las Cordilleras Béticas (10) una prefase orogénica anteluteciense. Según esta hipótesis, los mantos béticos han formado un complejo empujado hacia el Norte que se hunde al W. y cuyos frentes pasan a Andalucía. El paleozoico del Rif y el jurásico que lo acompaña no son, entonces, sino el caparazón del más elevado de estos mantos.

El trabajo sobre el NW. del Rif, en colaboración con D. AGUSTÍN MARÍN y el Prof. FALLOT (16), después de detallada descripción del Rif marroquí desde Punta Leona hasta el Sur de Tetuán, presenta conclusiones generales sobre la conexión de este conjunto con las unidades estructurales de Andalucía. Recuerdan los autores cómo los elementos más orientales del penibético externo llegan a la costa mediterránea, entre Sabinilla (al Este de la desembocadura del Guadiana) y la Punta de Europa, en dirección N.-S. En cambio, en la orilla africana del Estrecho, los elementos estructurales correspondientes del Yebel Musa apuntan hacia el NE.; la falla de la Punta de Benzú va dirigida en este mismo sentido. Las alineaciones de ambos lados presentan, por tanto, inflexión hacia el Este que se localiza precisamente en el Estrecho y que ya había barruntado BLUMENTHAL en uno de sus primeros trabajos. Es el «codo de Algeciras», que divide al arco de Gibraltar en dos arcos parciales, cuyo vértice de encuentro coincide con las máximas profundidades del Estrecho.

Esto, por lo que respecta al enlace morfológico de las unidades de ambas orillas. En lo que se refiere a la continuidad estratigráfica, sabemos que es completa, según fué

subrayado en nota anterior (14). En cambio, nos encontramos con que al homólogo africano del Bético de Málaga no se añade sino una serie mesozoica solidaria y un fly autóctono, puesto que el accidente del Yebel Musa y el Zahara, que prolongan el penibético andaluz, no se continúan en el arco rifeño. Se registra, pues, la supresión una serie de unidades estructurales acarreadas (penibético con sus tres zonas, subbético) exteriores al Bético que firman la conclusión de la nota anterior (15) de que el no es país de mantos de corrimiento.

NUEVOS ESTUDIOS SOBRE EL PENIBÉTICO Y EL SUBBÉTICO (ANTEQUERA-LOJA) Y SOBRE LA TERMINACIÓN OCCIDENTAL DEL BÉTICO

En 1931 publica BLUMENTHAL una Memoria detallada sobre las cadenas penibéticas y subbéticas entre Antequera y Loja, prolongación inmediata hacia el Este de las unidades estudiadas en el Guadalhorce, que ya anunciaban sus notas (11 y 12). Abarca un interesante y complejo territorio, que comprende desde el Bético, al Sur (línea Casabermeja-Colmenar), hasta el subbético, al Norte (Peñón de los Enamorados-Sierra de Archidona), cruzando las unidades ya conocidas del penibético (en sus zonas externa, media e interna) y la faja triásica de Antequera.

En el subbético se encuadran las sierras de Archidona, complejo calizo del lías superior (toarciense), y el Peñón de los Enamorados, bloque isoclinal con una serie estratigráfica invertida (cretáceo abajo, lías arriba) que nuestro autor considera parte de un pliegue roto y corrido sobre el antepaís subbético.

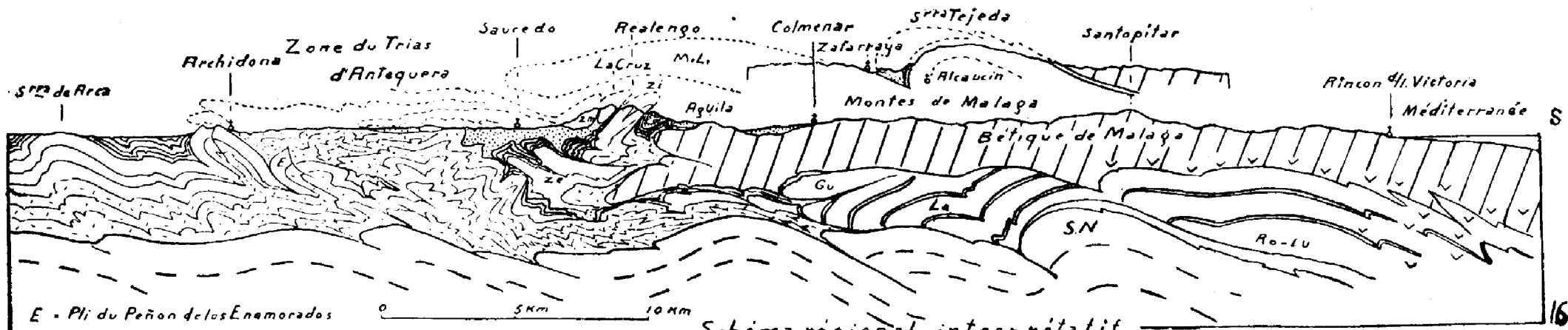
A continuación de la faja triásica de Antequera, cuya estructura y material estratigráfico ya conocemos, se destaca una serie de pliegues y escamas que la bordean con contactos de cobijadura, constituida por la Sierrecilla de Salinas, las sierras de Gibalto y Buitreras y el Hacho de Loja. Estos accidentes, integrados por calizas del lías superior, pertenecen a la zona externa del penibético.

Una faja de flysch separa la línea de alturas anterior a la cadena más alta del territorio investigado (Sierra de las Alpujarras, Sierra de Camarolo, Sierra de Jobo, Sierra de San Jorge), que actúa de divisoria entre la cuenca del Guadalhorce y las aguas que van al Mediterráneo. Sobre esta alineación un complejo de calizas y dolomías terciarias que cabalga al flysch terciario según un conchamiento subrayado por una estrecha fajita de triás germánico. Este flysch de la zona de Colmenar rodea a su vez a unidades por el Sur, dejando comunicadas ambas por las terciarias. BLUMENTHAL se inclina a considerar a la cadena entera como una masa flotante sobre el flysch, y la incluye en la zona intermedia del penibético.

Estrechamente adosada a la alta cadena antedicha se sitúa una zona penibética (Sierra de Codo-Sector de Cazorla y Alfaratejo), constituida por calizas jurásicas y cretácicas margosas, que integran una serie de pliegues y escarpes con vergencia ya al N. ya al Sur. Es el «penibético intermedio» al que el flysch eoceno y oligoceno de Colmenar se superpone del Bético malagueño meridional. Este flysch es transportado sobre ambos elementos estructurales y bajo él, a gran profundidad, las formaciones penibéticas parecen enlazarse sin profundas interrupciones al complejo paleozoico.

En un apartado final, ensaya BLUMENTHAL la ordenación de los elementos estudiados en un cuadro regional (fig. 4). La base la da, como siempre, la unidad profunda de Sierra Nevada; sobre ella vienen las capas triásicas de las Alpujarras (de Lújar, de Lanjarón y de Guájjar), que reaparecen al W. de la cubeta de Granada en el gran conchamiento dolomítico de la Sierra Tejeda, que se hundió en el cretácico bajo el Bético y el flysch de Colmenar. Este Bético es, pues, unidad superior a las Alpujarras; así lo prueban también su superposición en la zona de Cogo

Subbétique ← Pénibétique →



E - Pli du Peñon de los Enamorados

0 5 Km 10 Km

ze = Zone externe

zi = Zone interne

zm = Zone intermédiaire

ML = Massif calcaire de Loja

Alpujarrides (Position seltématique)

Gu = Nappe de Guajar

La = " " Lanjaran

Ro = Rondales méridionales

Lu = Nappe de Luja

vv = Intrusions basiques

SN = Sierra Nevada (Unités penniques)

Schéma régional interprétatif

16

16

FIG. 4.

Vega (5) (6) a la capa de Lanjarón y su cabalgamiento en el sector del Guadalhorce sobre las Rondaidas, que son las homólogas occidentales de las Alpujárridas. *La masa paleozoica no puede, pues, ser autóctona*, y sus raíces habría que emplazarlas en el Mediterráneo.

A este complejo cristalino-paleozoico parece estar ligado más o menos directamente el penibético, que indudablemente depende en forma y posición del Bético y de su movimiento hacia el Norte. La hipótesis más aceptable en cuanto a sus relaciones, consiste en concebir al penibético como el *capuchón sedimentario del Bético, asimétricamente colocado en su frente*, que éste arrastra en su movimiento hacia el Norte y del que luego tiende a despegarse.

La zona externa del penibético encuentra en contacto mecánico al triás de Antequera. Consiste éste en un complejo margoso de facies lagunar, que se desborda en sus márgenes sobre las unidades subbéticas y penibéticas, a las que separa. Este carácter, unido al de la plasticidad, que le comunica su contenido en yeso y sal y a su estructura caótica, hacen ver en él un *conjunto extravasado*, que enmascara, sin duda, una gran dislocación que se sitúa entre el penibético y el subbético.

Queda, por fin, en la transversal estudiada, por interpretar el penibético medio «flotante» sobre el flysch. BLUMENTHAL imagina que una cobertera liásica del triás citrabético ha podido separarse en las primeras fases del movimiento hacia lo alto y hacia el Norte, y luego su borde interno formar un repliegue entre las formaciones penibéticas empujadas hacia el Norte.

. * * *

En el año 1933, después de una interrupción de dos

años, reanuda sus investigaciones en Andalucía el Dr. BLUMENTHAL, con dos nuevos trabajos (18) (19) sobre el Bético.

El primero lo estudia en su terminación occidental, al Norte del Campo de Gibraltar. Un primer apartado analiza el material estratigráfico de esta discutida zona: un Bético con la composición ya conocida; un penibético interno liásico (del retiene al liás superior), calizo-dolomítico o en calizas tableadas, identificado con profusión de fósiles; un penibético externo jurásico-titónico, con un cretáceo muy desarrollado; y un flysch transgresivo, en el que BLUMENTHAL incluye la «arenisca del Aljibe», oligocena, considerada como término de sucesión normal al flysch eoceno.

El segundo apartado examina la estructura del borde del Bético desde Alpandere hasta Estepona. En el sector Norte de este contacto, desde Alpandere a Atajate, el penibético (externo) desaparece bajo el triás alpino de las Rondaidas y las pizarras paleozoicas en notable discordancia. Importante línea de separación tectónica parece limitar aquí ambos complejos. En el límite NW. del Bético, a lo largo del río Guadiaro, se registra fuerte giro de esta unidad, que antes seguía dirección E.-W. y ahora adopta otra hacia el SSW. Aunque el penibético, ya perteneciente a la zona interna, se superpone en corto trecho al Bético, hay fuerte empuje del Bético sobre el país penibético, con recubrimiento transgresivo del flysch sobre ambos elementos. Finalmente, en el último trayecto del margen bético, desde Gaucín a Estepona, el paleozoico, reemplazado, en parte, por las intrusiones básicas, sufre nueva desviación, esta vez con rumbo decidido hacia el SE. En esta desviación lo acompañan el penibético y el flysch que ahora lo desbordan al establecer contacto con él, dado el marcado hundimiento que el Bético experimenta.

En un apartado final, BLUMENTHAL hace un resumen de

sus observaciones, insertándolas en un cuadro regional. Insiste sobre la posición ya conocida del Bético y las Rondaidas y formula la interesante conclusión de que el penibético *externo* no representa, probablemente, un elemento frontal del bético, sino una entidad *autóctona* o *parautóctona*, relacionada con el antepaís septentrional. Finalmente, en nueva confrontación del Rif con la terminación meridional de las Cordilleras, refuerza su ya conocida opinión de una fase previa orogénica —eoalpina o pirenaica— creadora del apilamiento de las capas de las Alpujarridas y del Bético y de otra alpina (estampense) que produjo las cabalgaduras sobre el flysch.

Otro trabajo de conjunto sobre el Bético (19) examina su papel tectónico en tres sectores de su largo desarrollo: en la provincia de Málaga, en la de Granada y en las de Almería y Murcia. Los cortes del primer segmento (desde la terminación occidental del Bético hasta la cuenca de Granada) revelan su ya conocida estructura: un manto corrido sobre un país fronterero que descansa sobre una unidad alóctona de triás alpino, las Rondaidas. En la provincia de Granada, la también conocida existencia del Bético (5) sobre la capa de Lanjarón en la zona de Cogollos-Vega y al pie de la Sierra de Baza, junto a Gor, donde aparecen pizarras y filitas de aspecto paleozoico, coadyuva a la misma interpretación. En las provincias de Almería y Murcia, nuevos cortes en las comarcas de Vélez-Rubio y Lorca reafirman el citado carácter del Bético; en Vélez-Rubio, por ejemplo, las «calizas alabeadas» (del siluriano superior) se superponen a una formación de filitas triásicas que forman el basamento de la Sierra de las Estancias y que representan el equivalente de las Alpujarridas. En la zona de Lorca (W. de Lorca, Sierra del Caño) se extingue el paleozoico bético para ser reemplazado por un permotriás o

trías, el llamado «trías de Lorca», que, asimismo, se supone a unas filitas violeta o azul claro de la serie triásica alpina. Resalta, pues, de todos estos puntos de referencia la personalidad del Bético como elemento alóctono, interpretación que BLUMENTHAL viene sosteniendo desde sus primeras investigaciones.

NUEVAS CAMPAÑAS EN EL SW. DE ANDALUCÍA (1933-1934)

Una Memoria, publicada en el año 1933 (20) sobre las montañas en torno de Ronda, da motivo a BLUMENTHAL para insistir en el análisis del Bético y el penibético (esta vez el externo) y para precisar las relaciones entre ambos. El territorio estudiado en esta ocasión abarca desde el río Guadiaro, al W., hasta las cotas más altas de la Serranía de Ronda, por el Este; los ríos Genal y Seco le sirven de límite meridional.

En esta interesante zona cabe distinguir las siguientes formaciones:

1. **TRÍAS PENIBÉTICO.**—En un asomito al Este de Ronda. Consiste en dolomías, yesos y margas del Keuper.

2. **LÍAS Y MALM PENIBÉTICOS.**—Al triás sigue una serie lías-Dogger de unos 100 m. de potencia, que el autor engloba en el término de «facies de la Hidalga» por presentarse en la sierra de este nombre. Comprende dolomías estratificadas oscuras de olor bituminoso, calizas tabeadas pardo-azuladas junto con otras alveolares amarillentas e intercalaciones de margas. En la base está representado con fósiles el infralías (retiense) y los límites con el Malm son indecisos.

El Malm muestra la acostumbrada facies penibética calizas macizas claras, alternando con otras tableadas, m las clásicas capas nodulosas («fausse brèche») rojas o g ses. Integra sierras importantes (Montejaque) o se presen en bloques aislados sobre el cretáceo o corridos sobre flysch (Sierra Almola). Su potencia es muy variable.

3. CRETÁCEO PENIBÉTICO, en su conocida facies de calizas pizarreñas rojas, que se hacen más y más margosas hacia arriba.

4. FLYSCH PENIBÉTICO, constituido por arcillas azules margas verdosas o rojizas, bancos delgados de areniscas calizas arenosas gris claras, que pasan a calizas brechosas con foraminíferos. Las faunas encontradas clasifican esta serie en el eoceno medio y en el superior. El flysch es de esta zona manifiestamente transgresivo. En algunos sitios se encuentran tramos de transición del cretáceo al flysch y señales de una sedimentación continua de uno a otro período.

Finalmente, se encuentran en el territorio citado el mioceno post-tectónico de Ronda, el triás alpino de las Rondaidas, el complejo cristalino paleozoico del Bético y las rocas peridotíticas, con los caracteres ya conocidos.

De la estructura de la zona en cuestión da idea un corte como el adjunto (fig. 5) que atraviesa de Sur a Norte todos los elementos estructurales citados. El Bético de Málaga, en este caso substituido por las rocas intrusivas básicas, recubre a las calizas y dolomías de las Rondaidas, según una cobijadura que, como se sabe, tiene extensión regional; restos de pizarras cristalinas superpuestas al dorso de las formaciones triásicas confirman el carácter del Bético como capa de corrimiento sobre las Rondaidas.

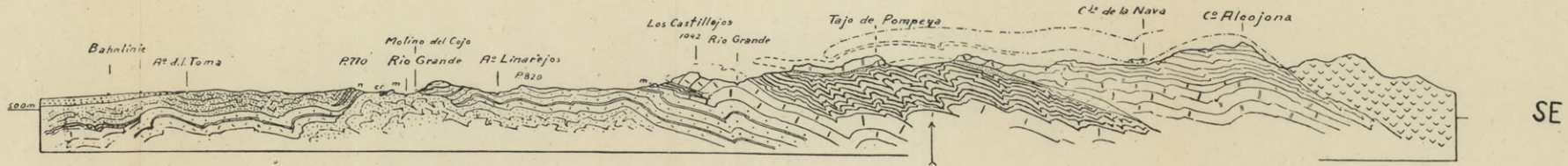
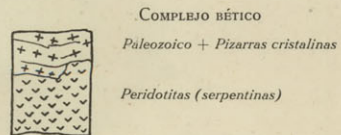
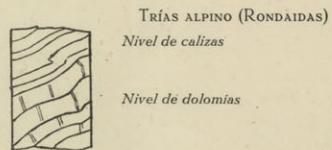
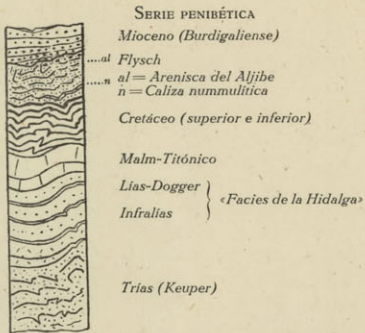


FIG. 5.

Esta unidad triásica se hunde al W. en Alpanseire (valle del río Genal), y en esta zona terminal se hace más pronunciada la penetración hacia el Norte de la entidad bética. Cuando el complejo cristalino-paleozoico es reemplazado por las ofiolitas básicas se observa igualmente un contacto mecánico de las peridotitas sobre el triás; en bastantes puntos, sin embargo, las calizas y dolomías presentan señales de metamorfismo lo que abona la edad post-triásica de las intrusiones (3) (10).

Las Rondaidas, dotadas de fuerte buzamiento general al Sur, se superponen a su vez a la serie penibética según una línea regional de cobijadura. Las calizas y dolomías triásicas descansan sobre el flysch o sobre el cretáceo y su corrimiento sobre estas formaciones queda atestiguado por ventanas tectónicas en las que asoma el penibético subyacente (por ejemplo, la ventana cretácea de Ballesteros, al pie de la Sierra de Oreganal). También prueban lo mismo bloques dolomíticos, desparramados sobre el flysch. Cruza seguidamente el corte la Sierra de la Hidalga, gran alineación anticlinal que de SW. a NE. (Sierra Jarastepar, Sierra Hidalga, Sierra Blanquilla), limita la comarca terciaria de Ronda. Constituida, como se ha dicho, por calizas y dolomías triásicas —«facies de la Hidalga»—, soporta en su flanco Sur una extensa mancha de cretáceo. Contrastan fuertemente con ésta, las otras cadenas penibéticas vecinas de Jimera de Líbar y Montejaque, pertenecientes al Malm y al titónico, porque en ellas se señala una inflexión de su rumbo al SSW. Estas sierras sufren asimismo hundimiento hacia el ENE., lo que indica que en la comarca de Ronda hay una zona de depresión.

El corte, finalmente, después de atravesar el asomo de Keuper ya citado al Este de Ronda (río Grande), termina en el flysch y el mioceno (burdigaliense) post-orogénico.

Al importante trabajo de Ronda siguen varias notas (21) (22) (23) (24) (25), fruto de diversas investigaciones en las provincias de Cádiz y Málaga. Las dos primeras (21) (22), tienen particular interés porque refuerzan una idea ya claramente manifiesta por BLUMENTHAL en su publicación sobre la terminación occidental del Bético (19), a saber, su tendencia progresiva a «enraizar» el penibético. Sus campañas más recientes en la provincia de Cádiz le hacen abandonar la hipótesis de un penibético enteramente solidario del Bético. En esta zona, las unidades aparecen menos dislocadas por la menor violencia de las fuerzas orogénicas y se nos muestra un subbético en continuidad directa con el penibético de Ronda; sobre todo, la continuidad de la serie infralías-trías germánico (base del subbético y núcleo de los pliegues penibéticos), elimina la idea de un gran hiato tectónico entre ambas unidades. Sólo un margen muy estrecho del penibético queda solidario del frente paleozoico y los «klippes» y escamas de las zonas interna y externa, se pueden considerar de origen citrabético. En tal caso, la parte externa del penibético y la interna del subbético se habrán sedimentado en la misma fosa geosinclinal, la primera en un zócalo menos profundo; posteriormente, los movimientos orogénicos han impreso caracteres tectónicos distintos en ambos y el triás de Antequera se ha inyectado entre ellos, acrecentando sus dislocaciones.

Otra nota (23) toca un interesante tema que se desarrollará más tarde en otras publicaciones (29) (31): los empujes de dirección «antibética». Cita el autor varios ejemplos: uno tomado de FALLOT y BATALLER, sobre la zona de Vélez-Rubio, donde un sinclinal de cretáceo y flysch aparece cabalgado hacia el Sur por la Sierra de María Gigante; otro en la Sierra Arana, donde escamas de dolomías y calizas liásicas se muestran imbricadas sobre el frente bético; y fi-

nalmente otros entre el Torcal y la Sierra Gorda, en las sierras de Estepa, de Humilladero, del Tablón, etc., y en el famoso «corredor» de Boyar. Sin embargo, el hecho no constituye fenómeno general que se pueda explicar por una misma causa; cada caso requiere su análisis.

Finalmente, otras dos notas (24) (25) tratan de la estratigrafía de la «bahía de flysch» luteciense de Estepona y de la dirección N.-S. que tienen los accidentes de Manilva y Matanza, al W. de Estepona; frente a las conclusiones de un trabajo de STAUB («*Der Deckenbau Südspaniens in den betischen Cordilleren*») que insisten sobre la dirección E.-W. en los elementos de la terminación occidental del Bético, BLUMENTHAL sostiene la idea de una flexión o ruptura que reúna dos direcciones estructurales N.-S. y E.-W. casi normales, en esta zona.

Otro trabajo sobre la compleja zona en que confluyen las tres provincias de Sevilla, Málaga y Cádiz (26) —la comarca de Olvera y Algámitas— publicado en 1934, pone un punto final transitorio a esta brillante campaña en el SW. andaluz. El territorio investigado en este caso comprende una faja de cretáceo y liás subbético (Sierra de las Harinas, Las Lebronas, sierras de Algámitas) y otra del flysch, cretáceo y Malm penibéticos, separados por una estrecha banda del triás de Antequera. Brinda, por tanto, buen terreno de observación para comprobar las diferencias tectónicas y de facies entre ambas unidades. Los principales puntos en que difieren sus estilos tectónicos son: 1.º Las cadenas penibéticas muestran, en general, una alineación ininterrumpida y una vergencia constante hacia afuera, salvo en algunas escamas lanzadas hacia el Sur; las subbéticas, en cambio, aparecen fraccionadas en «klippes» ueltos y la vergencia es muy variable. 2.º Cuando el enibético tiene un núcleo triásico —lo que se ve raras ve-

ces— se halla en sucesión normal con el jurásico y cretáceo, mientras que el subbético siempre establece contacto mecánico con el triás. 3.º El triás penibético está poco trastornado y no tiene ofitas; por el contrario, el subbético tiene estructura caótica y está salpicado de asomos ofíticos. 4.º El borde interno del penibético lo da la línea de cobijadura por el triás de las Rondaidas y el externo su cabalgamiento sobre el triás de Antequera; en el borde interno del subbético rebosan las margas del keuper antequerano y el externo pasa paulatinamente a un estilo de pliegues normales.

En lo que atañe a la estratigrafía, aunque penibético y subbético pertenecen a la misma provincia triásica y su jurásico, su cretáceo y su flysch se han originado en la misma fosa geosinclinal, cabe hacer entre ellos las siguientes distinciones principales: 1.º El liás penibético carece de formaciones margosas, mientras que el liás superior subbético presenta gran desarrollo de ellas. 2.º El jurásico penibético se compone principalmente de Malm y titónico, y el Dogger forma con ellos una serie comprensiva. En el jurásico subbético el Malm falta a menudo, y hay laguna estratigráfica entre el liás superior y el neocomiense. 3.º El cretáceo penibético presenta típica facies de calizas pizarreñas rojas, con escasas margas; el subbético está formado por gran desarrollo de margas blanquecinas o verdosas. 4.º El flysch penibético tiene marcado carácter detrítico y es en general de edad luteciense; el subbético presenta continuidad con el cretáceo y llega hasta el eoceno superior.

Un punto final de interés de la Memoria reseñada es la explicación del cuadro actual de «klippes» que ofrece la comarca Pruna-Olvera. Recurre para ello BLUMENTHAL a la «tectónica del triás», suponiendo que durante la sedimen-

tación jurásica y liásica cualquier impulso tectónico sería suficiente para hacer ascender en forma diapírica la masa plástica triásica, según se fragmentó en «klippes» la cobertura de Jura, siempre según su autor. Estos fragmentos se aislaron más y más después resbalando sobre ese substratum «convulso».

INVESTIGACIONES EN SIERRA ARANA Y EXAMEN DE CONJUNTO DEL FENÓMENO DE LOS CORRIMIENTOS DE ANDALUCÍA

En el año 1935 BLUMENTHAL publica, en colaboración con el Prof. FALLOU, una monografía sobre la Sierra Arana, al Norte de Sierra Nevada (27), y un estudio de conjunto sobre los corrimientos en las cordilleras béticas occidentales (29).

El primer trabajo (27) examina un sector donde se reúnen el subbético, el borde Norte de las Alpujarridas y el paleozoico malagueño. El subbético está constituido por el potente anticlinal liásico y jurásico de Sierra Arana, dotado de señalada vergencia al Sur. Un oblongo sinclinal cretáceo (sinclinal del Sillar), y una zona de imbricaciones jurásicas sobre el Bético, forman su límite meridional. A continuación del Bético se extiende, más al Sur, el trías alpino de las Alpujarridas, atravesado por una serie de ventanas tectónicas subbéticas, ya señaladas por VAN BEMBLEN. De Sur a Norte este trías dolomítico de las Alpujarridas, corrido sobre su substratum subbético, se introduce bajo el paleozoico de Málaga, el cual choca, a su vez, o es parcialmente cabalgado por el mesozoico subbético.

El estudio de esta interesante comarca brinda algunos datos valiosos para precisar la edad de las fases orogénicas de las cordilleras y, sobre todo, del avance de los mantos

de las Alpujárridas. Frente a la tendencia de la escuela holandesa de atribuir a esos corrimientos edad muy temprana (post-triásica), FALLOT y BLUMENTHAL opinan que sólo pueden haberse terminado en el eoceno medio o superior. Una de las razones de más fuerza para ello, es que las ventanas subbéticas que aparecen bajo la capa de Lanjarón llevan nummulítico y, que, por tanto, el triás alpujarreño reposa sobre el eoceno.

Otra observación de gran importancia es la falta de orogenia cretácea en el sector de Sierra Arana; hay una evidente sedimentación continua de tipo mediterráneo desde el liás al cretáceo superior. En cambio, existe una clara etapa orogénica post-senonense y anteluteciense; se trata de un paroxismo intenso, con el que probablemente se inició el movimiento de las Alpujárridas. Su avance pudo completarse mucho más tarde después de la transgresión luteciense que se observa sobre el subbético, y sobre algunas porciones de las Alpujárridas.

Entre la Memoria de Sierra Arana y la dedicada a una ojeada de conjunto sobre los corrimientos (29), vuelve BLUMENTHAL al tema de los «empujes antibéticos» (28), ya tocado en una nota anterior (23). Los ejemplos en este caso, están tomados de la zona del «arco de Gibraltar». Existe aquí una serie de pliegues, adosados a la parte externa del arco, cuyo empuje se dirige claramente hacia el interior. Estos «plissements a direction antibétique» se presentan también en el flysch de la comarca al W. de Algeciras. Se perciben aquí dos series de alineaciones casi normales; una, dirigida hacia el NNW., y la otra casi paralela a la costa. La primera dibuja marcada convexidad hacia el Este con vergencia de los pliegues en esta dirección, por tanto «antibética».

La importante monografía consagrada al examen del fe-

nómeno de los corrimientos en el ámbito de las cordilleras occidentales andaluzas (29), estudia el mecanismo del proceso, ilustrándolo con buen número de ejemplos. Éstos prueban que las unidades no se han desplazado sobre superficies lisas de cabalgadura. Los contactos de cobijadura se muestran en líneas onduladas o quebradas, completamente irregulares. Esto no es el efecto de un plegamiento posterior de la superficie de cobijadura, sino de un relieve pretectónico. A este fenómeno lo designa el autor con el término de «Reliefüberschiebung».

La Serranía de Ronda presenta una clara ilustración de este fenómeno en la comarca de Parauta e Igualeja, en el valle del río Genal; allí, el Bético, en su desplazamiento se encuentra con un relieve especial, pero su masa no actúa como un «traîneau écraseur» sobre este basamento, sino que se acomoda a sus irregularidades. Así era de esperar si se piensa que el conjunto corrido —pizarras cristalinas— era relativamente plástico mientras que el substratum estaba formado por un material bastante rígido de calizas y dolomías.

De igual modo, se explicaría la depresión transversal de unquera en la misma Serranía como forma negativa de un relieve preexistente triásico, que prestó camino expedito al avance del Bético. Y ejemplos semejantes se dan en las montañas entre la costa de Málaga y Sierra Nevada (Sierra Almijara, Sierra Tejeda), en el valle transversal del río Guadalfeo y en el borde SW. de Sierra Nevada. En la primera zona el basamento accidentado y erosionado estaba constituido por las Rondaldas y la masa desplazada en el Bético. En el territorio entre Málaga y Sierra Nevada el relieve recubierto corresponde a las Alpujárridas, y el papel del Bético lo desempeña la llamada «capa de Gádor». Ésta

no es sino el conjunto de las capas de Lanjarón y de Lúja de VAN BEMMELLEN, reunidas en una gran unidad de corrimiento, en la concepción de BANTING (en su trabajo «*Surpli-nappe de Lújar-Gádor*»), cuyo frente se establece Norte de Sierra Nevada.

A la luz de los ejemplos anteriores se puede imaginar el mecanismo del fenómeno del corrimiento sobre un relieve preexistente («*Reliefüberschiebung*»); a ese proceso se refiere también otra nota de BLUMENTHAL (30), cuyas conclusiones incluimos en la brevísimas descripción que sigue. La premisa es que las masas alóctonas se encuentran en un relieve que «acomodarse» a un relieve previamente formado. ¿Cuál es la procedencia de este material desplazado? BLUMENTHAL la establece para el Bético en la zona costera de Málaga, en los enormes macizos marmóreos de la Sierra de Mijas y Sierra Blanca. El país de origen de la capa de Gádor estaría, en cambio, situado en la costa de Granada y Almería, a partir de la «*Kernzone*» de Almuñécar. Como estas raíces y en fecha relativamente tardía (la coronación del corrimiento de la zona de Sierra Nevada es quizá del oligoceno medio), avanzan las masas sobre una morfología triásica previamente creada. ¿A qué se debía, a su vez, este relieve preexistente, que iba a servir de soporte al material exótico? En primer lugar, al plegamiento de las Alpujarridas, durante una prefase alpina anteluteciense, que BLUMENTHAL y FALLOT registraron en su estudio de Sierra Arana (27); en segundo lugar, a la erosión subsiguiente. Sobre este cuadro irrumpen las masas del Bético y de Gádor, rellenas de formas huecas, penetrando preferentemente por los pasos abiertos y adaptándose en general a los accidentes encontrados. Los fenómenos que entonces se suceden dependen grandemente, como es lógico, de las propiedades mecánicas de las masas en juego.

A este efecto, no hay que olvidar que un material plástico (pizarras) se desliza sobre un complejo basal relativamente rígido (calizas y dolomías). Los fenómenos de este metamorfismo de dislocación se reducen, por tanto, en este basamento, al mínimo; no se advierten en él cuadros miloníticos, brechas de fricción, etc. El enérgico metamorfismo discernible a veces en el triás es de otro origen. En cambio, la masa desplazada sufre intenso desgarramiento y profunda trituración; se forman infinidad de fallas pequeñas, con inclinación determinada, que denuncian la reacción de freno del movimiento, aparece grandiosa milonitización y se produce gran descamación basal por efecto del roce con el material subyacente.

Esta Memoria, una de las más interesantes, sin duda, que el autor ha dedicado a Andalucía, tiene un punto final en la rectificación de las grandes unidades tectónicas del territorio bético, hecha de acuerdo con las ideas que imponen los fenómenos de corrimiento examinados. Esa nueva disposición queda reflejada en los dos cortes esquemáticos de la fig. 6. En el corte A, trazado a través de la parte central de la Serranía de Ronda, se ve al Sur un Bético de Málaga, con una serie que llega desde los mármoles más profundos (Sierra Blanca, etc.) hasta el permotriás, cabalgando el triás alpino de las Rondas, previamente plegado y arrasado. Éstas, a su vez, cobijan al mesozoico y terciario penibéticos, distribuidos en tres zonas, interna, media y externa y dotados de un estilo de pliegues y escamas con vergencia Norte. Finalmente, el subbético, en pliegues o en «*klippes*» aislados, abarca una serie mesozoica, con lagunas estratigráficas locales, de carácter más margoso y batial que la penibética. Entre subbético y penibético aparece la gran inyección del triás citrabético de Antequera.

En el corte B, que cruza el borde W. de Sierra Nevada el Bético de Málaga falta en la vertiente mediterránea de la misma. Las Alpujarridas están constituidas por la *capa de Gádor* que parte de la zona de Almuñécar y se extiende ampliamente hacia el Norte sobre Sierra Nevada y un *potente substratum triásico* (Sierras Tejeda, Almirajara, La Guadajares, etc.). Éste (¿capa de Lanjarón?), posiblemente un manto alóctono, forma el borde W. de Sierra Nevada se pierde en una zona de escamas. Hay además una *zona de mezcla* («Mischungzone») en el contorno Sur de Sierra Nevada, quizás una zona de fricción, o acaso, constituida por escamas apretadas de la capa de Gádor. Finalmente un *manto triásico septentrional*, con ventanas tectónicas subbéticas. Los restantes elementos estructurales son la *cúpula de Sierra Nevada*, el *subbético* que en el pliegue de Sierra Arana se resuelve al Sur en imbricaciones de dirección «antibética» y se enlaza con las formaciones «imbricadas» de las ventanas citadas y el *prebético* formado por pliegues y escamas jurásico-cretáceos, autóctonos subautóctonos.

EXPLICACIÓN DE LAS ABREVIATURAS

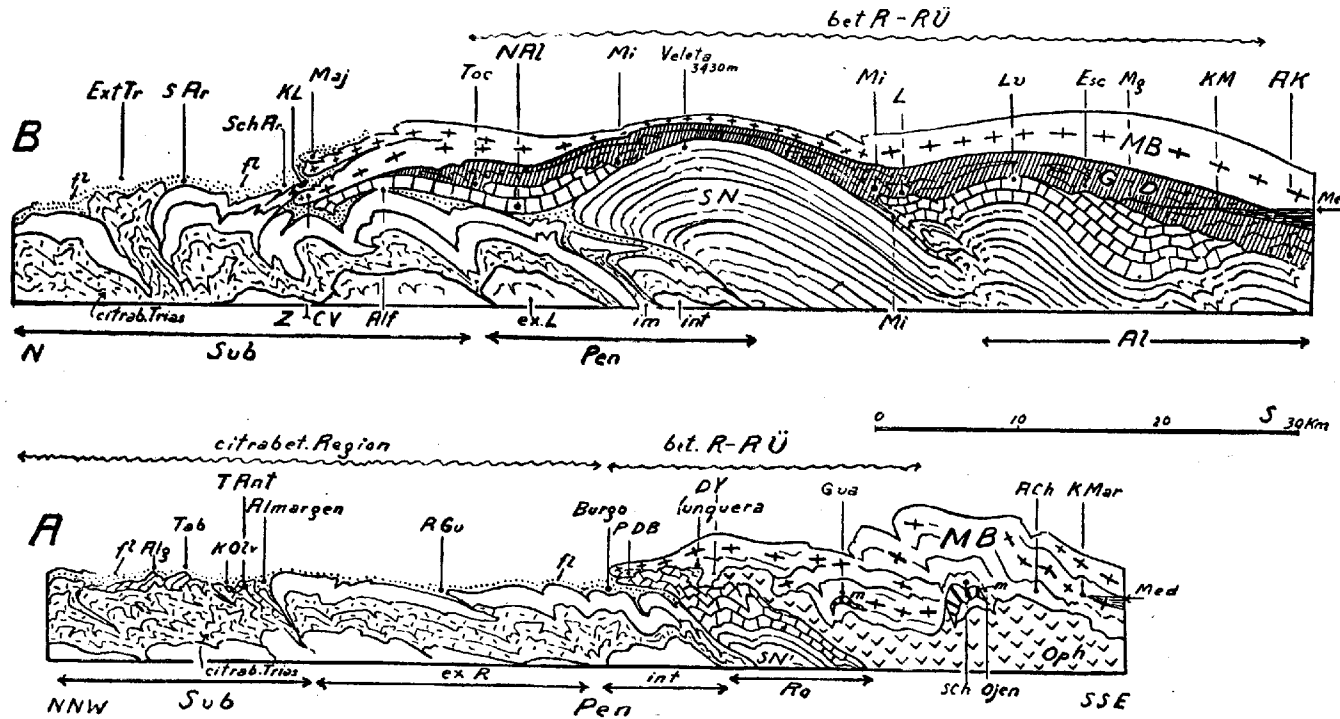


Fig. 6.—Dos esquemas estructurales para las Cordilleras Béticas occidentales

- A. A través de la Serranía de Ronda central
 B. A lo largo del borde occidental de Sierra Nevada

Escala aproximada: 1 : 400.000

- A Ch = Anticlinal de Chapas de Marbella (pizarras cristalinas)
 A K = Zona del núcleo de Almuñécar
 Al = Alpujarridos (Alpujarridas meridionales = basamento triásico de los corrimientos)
 Alf = Ventana de Alfácar
 Alg = Algámitas, Peñón de («Klippe» subbético)
 bet R-RU = Región bética con corrimientos
 D Y = Depresión transversal de Yunquera
 Esc = Escalante
 Ext Tr = Extrusión triásica (trias germano-andaluz) que se continúa bajo el corredor mioceno de Iznalloz
 fl = Flysch, predominantemente eoceno y transgresivo
 G D = Copo de Gádor
 Gua = Guaro (domo marmóreo)
 K L = Macizo calizo de Loja-Zafarraya; colocado fuera del corte.
 K M = Costa de Motril
 K Mar = Costa de Marbella
 K Oliv = Zona de «klippes» de Olvera
 L = Lanjarón; localidad, sinclinal y zona de escamas
 Lu = Lújar (Sierra y anticlinal)
 m = Mármoles del cristalino inferior (Sierra Blanca, etc.)
 Maj = Majalíjar (posición de la masa de corrimiento en la cadena meridional de Sierra Arana).
 M B = Bético de Mólaga
 Med = Nivel del Mediterráneo
 Mg = Magdalita, Cerro
 Mi = Zona de mezcla (parc. escamas capa de Gádor)
 N Al = Alpujarridos septentrionales (= Alpujarridas al N. de Sierra Nevada; manto marginal de trias)
 Oph = Ofiolitas (intrusión peridotítica)
 P D B = Masa de corrimiento paleozoica de la Breñuela
 Pen = Penibético
 ex L = Zona externa de Loja
 ex R = Zona externa de Ronda
 int = Zona interna
 im = Zona intermedia
 R Gu = Sinclinal de flysch del río Guadateba
 Ro = Rondadas
 S Ar = Sierra Arana
 S Ch = Sierra Canucho (mármol; prolongación hacia el NE. del complejo de Sierra Blanca)
 Sch Ar = Zona imbricada del borde Sur de Sierra Arana (componente de movimiento antibético)
 S N = Domo de Sierra Nevada (pizarras cristalinas)
 S N' = Equivalente eventual en la Serranía de Ronda
 Sub = Subbético
 Tab = Tablón, Cerro de
 T Ant = Zona de trias de Antequera (prolongación occidental)
 Toc = Pizarras cristalinas del Tocón
 Z C V = Zona de Cogollos Vega (zona frontal del M B)



EL «DOBLE PLIEGUE» GADITANO

Cierra BLUMENTHAL transitoriamente sus campañas andaluzas con la publicación de tres trabajos (31) (32) (33) sobre el complejo y curioso territorio en el que se enfrentan las Sierras de Pinar y Zafalgar por el Norte, con las comprendidas entre Ubrique y Grazalema por el Sur: el triángulo Zahara-Ubrique-Grazalema.

La primera nota (31) refleja la estructura de esas unidades. Un corte como el reproducido (fig. 7) que atraviesa la parte central-occidental del sector estudiado, puede ayudar a ponerla de relieve. A primera vista, nos muestra dos complejos calizos de vergencias encontradas, separadas por un canal de flysch; el canal de Boyar. El del Sur tiene carácter *penibético* y el del Norte *subbético*, pero entre ambos hay continuidad del substratum triásico; argumento de primera fuerza para no atribuir al penibético origen lejano, y vincularlo al subbético, del que no es sino su parte interna. La tendencia progresiva de BLUMENTHAL, señalada en obras anteriores (18) (22) (26) a asignar al penibético, juntamente con el subbético, carácter autóctono o subautóctono encuentra, pues, aquí nueva confirmación. Este penibético meridional muestra disposición bastante sencilla; en conjunto, puede considerarse como vasta cú-

pula integrada por una serie comprensiva del jurásico, que va del lías al titónico, que se hunde hacia el NW. (límit con el corredor de Boyar). Hacia el Sur queda cizallado en grandes escamas; el corte adjunto atraviesa una de las más características: la formada por la Sierra de Caillo. Al Norte de ella se advierte una penetración del flysch en el conjunto calizo (el canal de Benaocaz), que no es sino una banda terciaria pellizcada en un sinclinal del jurásico. Por el N. y NW. tiene, sin embargo, el complejo penibético terminaciones laminares que se sueldan a la masa principal, como el Peñón Grande, junto a Grazalema, o que se introducen bajo ella, como el Peñón de los Majales. Todo este frente está muy dislocado y hasta él llega, a veces, algún retazo del subbético septentrional corrido sobre el flysch, como el accidente del Fresnillo.

Al Norte del corredor de flysch de Boyar, que separa a las dos entidades calizas, encontramos un estilo distinto. El subbético está formado por una serie de escamas, tan extensas y con contactos anormales tan horizontales, que pueden calificarse de verdaderos mantos de corrimiento; nuestro corte atraviesa una de ellas, la de Zafalgar, que, ciertamente, da la impresión de un manto resbalado sobre el triás subyacente. El hecho de que en ellas participe el triás citrabético y de que muestren señalada vergencia Sur, mueve a considerarlas de origen septentrional; es decir, citrabética. Corroboración esta interpretación su prolongada continuidad hacia el SW., lo que las muestra independientes del edificio bético, que se hunde en esta zona bajo el flysch; tiene, pues, una raíz distinta de él, que hay que buscar en el Norte. Este carácter, el desplazamiento de algunas unidades como la de Zafalgar hacia el Sur en terreno libre de penibético, la existencia de escamas de corrimiento como la del Fresnillo, hablan en favor de un em-

puje hacia el Sur del complejo subbético. Nos encontramos, pues, dos elementos enfrentados que han sufrido la acción de fuerzas opuestas; una, que se ha ejercido en dirección normal, *bética*, y otra, contra el sentido general del sistema orogénico, o sea *antibética*. Esto hace recordar a BLUMENTHAL la interpretación de los Alpes helvéticos orientales por el «double pli glaronnais», estudiado por ALBERT HEIM, en el que se manifestaba el juego de fuerzas opuestas y designar por analogía el conjunto estudiado con el nombre de «double pli gaditan».

Otra Memoria está dedicada al examen de la estratigrafía de los dos complejos del «doble pliegue» (32). El contraste de un triás penibético de régimen «ordenado» frente a otro subbético de la misma facies, pero de estructura caótica; o de un jurásico penibético englobado en una «série comprehensive» con otro subbético de niveles bien individualizados, etc., puede servir de base para distinguir dos zonas diversas. Sin embargo, no difieren de tal modo las formaciones que no quepa atribuirles a una misma fosa geosinclinal. Las diferencias son de matiz; por ejemplo, las formaciones subbéticas presentan carácter más batial que las penibéticas y debieron originarse en un surco más profundo que las segundas, que son francamente epicontinentales.

La tercera nota, consagrada al «doble pliegue» de Grazalema (33), estudia, en primer lugar, la posible generalización del fenómeno a otros sectores de Andalucía. De ese examen al E. y al W. del punto considerado resulta que, así como en el penibético se manifiesta un empuje constante hacia el NW., en el subbético aparecen con frecuencia efectos de fuerzas dirigidas en sentido opuesto. Esto acontece, sobre todo, en la parte interna del subbético, la que limita con el triás de Antequera y su repetición hace

pensar si habrá una causa mecánica general que explique estas reacciones. BLUMENTHAL rechaza seguidamente la hipótesis de que la posición actual del subbético pueda deberse al corrimiento de un manto emanado del Sur (de origen bético o ultrabético), y aboga, una vez más, por la procedencia citrabética del subbético. Finalmente traza un ensayo de explicación de estos movimientos «antibéticos», recurriendo a la «tectónica del triás» ya alegada en otras ocasiones (26): estos fenómenos, según el autor, no son sino efectos de empujes secundarios subrayados por el carácter plástico del basamento triásico, salino y yesoso, que tiende constantemente a la extravasación en la cuenca subbética.

Con las Memorias dedicadas a la zona de Grazalema cierra temporalmente el Dr. BLUMENTHAL la serie de sus publicaciones sobre Andalucía; con ellas, pues, ha de terminar esta sucinta e incompleta reseña, que no ha pretendido reflejar sino sus resultados más generales, prescindiendo de la labor de detalle. Hoy encuentra, sin embargo, aquella serie de trabajos su deseada continuación en la monografía inserta en el presente número del BOLETÍN. Sería ahora muy de desear que este hecho significase un retorno de la atención del ilustre geólogo suizo hacia los problemas geológicos de Andalucía.

BIBLIOGRAFIA

1. BLUMENTHAL (M.): *Zum Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga.*—Geol. Rundschau XVIII, Heft. 1. 1927.
2. — *Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien.* Eclogae Geol. Helv. XX, pp. 487-532. 1927.
3. — *Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie).*—Eclog. Geol. Helv. XXI, pp. 358-365. 1928.
4. — *Über den Deckenbau der Serranía de Ronda (Andalousien).*—Verh. schw. Naturforschenden Gesell, XI, pp. 164-165. Lausana, 1928.
5. — *L'existence du Bétique de Málaga dans la région de Grenade.*—C. R. Ac. Sc. CLXXXVII, pp. 1.059-1.062. Paris, 1928.
6. — *Sur les relations tectoniques entre le Bétique de Málaga et le Bétique de Grenade.*—C. R. A. Sc. CLXXXVII, pp. 69-71. Paris, 1929.
7. — *Sur la sucesion et la répartition des unités tectoniques du versant méditerranéen des Cordilleres Bétiques entre Grenade et Gibraltar.*—C. R. Ac. Sc. CLXXXVIII, pp. 185-187. Paris, 1929.
8. — *Le Miocène d'Antequera et son importance au point de vue de la date des recouvrements.*—C. R. Soc. Géol. France, 4 série, XXIX, p. 148. Paris, 1929.
9. — *Über das alter der ersten postorogenetischen Sedimente in den westlichen betischen Kordilleren und die dadurch festgelegte Hauptphase der Gebirgsbildung.*—Geol. Rundschau XX, pp. 205-210. 1929.
10. — *Beitrage zur Geologie der betischen Cordilleren*

- beiderseits des Rio Guadalhorce.*—Eclog. Geol. Helv. XXIII. 1930.
11. BLUMENTHAL (M.): *La structure de la chaîne pénibétique entre Antequera et Loja.*—C. R. Ac. Sc. CXCI, pp. 952-954. Paris, 1930.
12. — *Sur les rapports des zones subbétique et pénibétique a l'hauteur d'Archidona-Alfarnate.*—C. R. Ac. Sc. CXCI, pp. 1.018-1.020. Paris, 1930.
13. — *L'extension transversale de la masse bétique charriée dans la «Hoya de Málaga».*—C. R. Ac. Sc. CXCI, pp. 1.354-1.356. Paris, 1930.
14. MARÍN (A.), BLUMENTHAL (M.), FALLOT (P.): *Comparaison stratigraphique entre l'extrémité occidentale des zones bétique et pénibétique d'Andalousie et le Nord de l'arc Rifain.*—C. R. Ac. Sc., CXCI, p. 144-146. 1930.
15. FALLOT (P.) et BLUMENTHAL (M.): *Sur l'interprétation tectonique du Nord-Ouest du Rif espagnol.*—C. R. Ac., CXCI, pp. 1.463-1.465. 1930.
16. MARÍN (A.), BLUMENTHAL (M.), FALLOT (P.): *Observations géologiques sur le Nord-Ouest du Rif marrocaïn.*—Bull. Soc. Géol. Fr. 4^{me} sér. T. XXX, pp. 659-735. 1930.
17. BLUMENTHAL (M.): *Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie).*—Bull. Soc. Géol. Fr. 5^{me} sér., T. I, pp. 25-94. 1931.
18. — *Das Westende des Betikums nördlich der Campo de Gibraltar.*—Géol. Médit. Occid. IV, n.º 2, 1.^{re} partie, pp. 1-44. Barcelona, 1933.
19. — *Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im Alpidischen Andalusien.*—Geol. Rundschau XXIV, pp. 170-187. 1933.
20. — *Geologie der Berge um Ronda.*—Eclog. Geol. Helv. XXVI, pp. 43-92. Basel, 1933.
21. — *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie.*—C. R. Ac. Sc. CXCVII, pp. 1.138-1.139. Paris, 1933.
22. — *Sur l'autochtonie du pénibétique dans la province de Cadix (Andalousie).*—C. R. Ac. Sc. CXCVII, pp. 1.668-1.670. Paris, 1933.
23. — *Sur l'existence de poussées antibétiques en Andalousie.*—C. R. Ac. Sc. CXCVIII, pp. 189-191. Paris, 1934.
24. — *Remarques sur la stratigraphie des abords du recoin de Flysch d'Estepona.*—C. R. Som. Soc. Géol. France, pp. 226-226. Paris, 1934.

25. BLUMENTHAL (M.): *La direction submeridienne dans le rebord occidental du recoin d'Estepona.*—C. R. Som. Soc. Géol. France, pp. 246-248. Paris, 1934.
26. — *Die Grenzverhältnisse zwischen subund penibetischer Zone im Grenzgebiet der prov. Málaga, Sevilla und Cádiz.*—Eclogae Geol. Helv., XXVII, n.º 1, pp. 147-180. 1934.
27. — *Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix.*—Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., XVII, núm. 1. Madrid, 1935.
28. — *Antibetische Faltungen im Gibraltarbogen.*—Geol. Rundschau. XXVI, pp. 424-429. 1935.
29. — *Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren.*—Géol. de la Méd. Occid., IV, fasc. 8, part. II, 31 pp. Barcelona, 1935.
30. — *Zur Mechanik der Reliefüberschiebungen.*—Eclog. Geol. Helv., vol. 28., n. 2., pp. 548-550. Basel, 1935.
31. — *Allure de la tectonique locale et définition du «double pli» gaditan (Andalousie).*—Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., V, pp. 659-686, 2 lams. Paris, 1935.
32. — *Le Matériel stratigraphique du «double pli» gaditan (Andalousie).*—Bull. Soc. Géol. France. 5 série, VI, pp. 511-537. Paris, 1936.
33. — *Sur l'interprétation tectonique du «double pli» gaditan.*—Bull. Soc. Géol. France, 5 série, VII. Paris, 1937.
34. FALLOT (P.): *Au sujet des mémoires de M. Blumenthal sur l'Andalousie.*—C. R. Som. Soc. Géol. Fr. Paris. 1928.

**ESTUDIOS SOBRE PROLONGACIÓN
DE CUENCAS HULLERAS**

**NOTAS SOBRE EL MIOCENO
DEL VALLE BÉTICO**

SONDEO DE BUJALANCE

POR

ILDEFONSO PRIETO CARRASCO
JUAN DE LIZÁUR Y ROLDÁN

Situación de sondeos

Para determinar la probable continuación de la cuenca hullera de Peñarroya-Adamuz, se propusieron, de acuerdo con los estudios realizados por el Instituto Geológico y Minero de España, tres sondeos. El primero, denominado de Bujalance, a cuya descripción se refiere la presente nota, se situó próximo al caserío de San Juan de la Zarzuela, frente al kilómetro 10 de la carretera de Bujalance a Villa del Río, en la margen izquierda del arroyo de Cañetejo; el segundo, en el paraje denominado Belmonte Bajo, en la margen izquierda del arroyo de Cañetejo, próximo al puente de la carretera de Bujalance a Lopera, y el tercero, en término de Cañete de las Torres, terrenos propiedad de D. Francisco Zurita Vera, bajo el paso de la línea de energía eléctrica de Bujalance a la citada población, por el arroyo de Cañetejo.

Estos tres puntos, están situados, aproximadamente, en una alineación transversal a la continuación de las fajas de terrenos, que comprende las alineaciones de la citada cuenca hullera de Peñarroya a Adamuz, bajo los sedimentos terciarios del Valle Bético.

Importancia del problema

El problema era de evidente interés científico e industrial, por sus especiales condiciones, tanto por estar recubierto el terreno que se pretendía determinar bajo los sedimentos de edad posterior al hullero, que priva de toda observación directa, como por estar afectado por el fenómeno tectónico de la gran falla del Guadalquivir, no podía ser confiado a la iniciativa particular, por lo que fue afrontado por el Estado, entrando, por consiguiente, de lleno en el campo que, en su elevada misión, compete al Instituto Geológico y Minero de España.

El problema, por otra parte, era de verdadero interés nacional, porque su resolución pondría en claro si la cuenca hullera citada continúa bajo los sedimentos modernos, que rellenan el valle del Guadalquivir, y en su caso, al descubrimiento de una posible riqueza y, tal vez a posibilidades petrolíferas en el citado valle.

Según los estudios realizados y de acuerdo con cuanto se ha escrito sobre esta materia, la posibilidad de continuación de esta cuenca, es perfectamente admisible, y la tectónica de la región nos ayudará a formar juicio sobre ello. En efecto, de estos fenómenos de plegamientos paleozoicos puede depender la formación de las cuencas carboníferas, y su posible continuación bajo los sedimentos que puedan enmascararla, el modo de cómo han sido afectadas por los trastornos y los efectos de erosión a través de las edades geológicas, que en las zonas visibles ha modelado el relieve con que en la actualidad lo contemplamos, y que en las ocultas por sedimentos posteriores

han podido quedar resguardadas por los mismos de una destrucción posterior.

Formación de las cuencas hulleras en la región Noroeste del Guadalquivir

Si se observa el mapa geológico de España, puede apreciarse que el gran macizo paleozoico limitado hacia el Sureste por la línea tectónica del Guadalquivir, está constituido, en una buena parte, por grandes macizos graníticos, que en forma de bandas o manchas orientadas del Noroeste al Sureste terminan en la citada línea.

Según Macpherson, estas inyecciones graníticas afectan y atraviesan el Estrato cristalino, y como en las capas del Cambriano superior existen los elementos de las citadas rocas, es indudable que los movimientos que facilitaron estas inyecciones, a los cuales atribuye Mallada los macizos graníticos de Santa Elena, Los Pedroches, Sierra de los Santos, El Pedroso y Sierra de Aracena, son anteriores a la citada edad.

A partir de este fenómeno, y en cuanto a efectos ígneos se refiere, se observa una época de relativa tranquilidad hasta el Carbonífero, depositándose potentes masas de sedimentos de elementos finos, pizarras y grauwaca.

La orientación general de los citados macizos hipogénicos y fajas de terrenos sedimentarios por ellos limitados, parece indicar que éstos se depositaron en mares comprendidos entre los mismos, esto es, en extensas cuencas, que movimientos posteriores pudieron plegar y aun cerrar definitivamente.

Estos movimientos prehercinianos, que tan intensa-

mente afectaron las capas paleozoicas anteriores al Carbonífero, formando los citados senos y cuencas, donde posteriormente se depositaron los estratos de esta última formación, debieron *afectar (no hay razón lógica en contrario) los estratos paleozoicos existentes bajo los sedimentos secundarios y terciarios que rellenan el Valle Bético.*

Movimientos hercinianos

Se inician los movimientos hercinianos en la época carbonífera, cuyos esfuerzos y plegaduras alcanzaron la máxima intensidad entre el Westfaliense y Estefaniense (Carbonell), y en la zona paleozoica que enfrenta el Valle Bético, se recrudece el plegamiento, continuando sus líneas directrices en la misma dirección anterior, Noroeste a Sureste.

En la región sur de Portugal y en la provincia de Huelva, se comprimen y cierran las cuencas, con anterioridad a la máxima intensidad citada, y en la parte de Sevilla, Badajoz, Córdoba y Ciudad Real, quedan formadas las cuencas, más o menos abiertas y dominadas por terrenos emergidos, en las cuales pudo desarrollarse la importante flora del Carbonífero medio y superior.

En lo que afecta a las provincias de Sevilla y Badajoz, están representados estos fenómenos, primeramente, por la cuenca de Villanueva de las Minas, en cuyo seno se depositaron sedimentos del Hullero desde la zona media del Westfaliense hasta el Estefaniense superior (Tombelaine) y la cuenca del Viar, en la cual, bajo los sedimentos permotriásicos que rellenan superficialmente la misma, exis-

ten al menos los sedimentos del Estefaniense superior (Profesor W. J. Jongmans).

Al mirar hacia el NO., por las provincias de Sevilla, Badajoz y Córdoba, se encuentra una gran faja de terreno que comprende una serie de manchitas carboníferas, como las de Los Santos, Llerena, Alanís, Guadalcanal, San Nicolás del Puerto, etc., muchas de ellas con capas de carbón, que se orientan según las repetidas alineaciones Noroeste-Sureste; cuencas que parece han quedado como testigos de una formación de mayor extensión que fué, en gran parte, arrastrada por los agentes de erosión externos.

En cambio, hacia el Noroeste, se observa la gran cuenca carbonífera de Peñarroya-Adamuz, que desde el río Zújar se extiende hasta el río Guadalquivir, con la repetida dirección Noroeste a Sureste y está comprendida, en cuanto a macizos hipogénicos se refiere, entre el que corre desde la Sierra de Córdoba a Sierra de Los Santos y Almendralejo, y la mancha que se extiende al Norte de Adamuz, respaldada, al Noreste, por el gran macizo granítico de Los Pedroches.

Por último, en la provincia de Ciudad Real está enclavada la cuenca de Puertollano, ya más alejada de los macizos graníticos y menos afectada por los movimientos de plegaduras.

Estructura de las cuencas

La cuenca de Villanueva de las Minas, cuyos sedimentos abarcan desde la zona media del Westfaliense a la superior del Estefaniense, está depositada en un seno o cuenca, cuyo talweg, orientado primeramente al S.-10°-E.,

se inflexiona a partir del segundo lentejón, tomando la dirección S.-25°-E., y tendiendo a elevarse el mismo a medida que se acerca a la zona del Guadalquivir.

En sentido transversal, la cuenca presenta el ala Este suavemente tendida y la del Oeste una fuerte inclinación, con estiramiento de las capas.

La cuenca de Peñarroya-Adamuz presenta las máximas complicaciones estratigráficas, las máximas violencias en los plegamientos y aun se admite (Mallada-Carbonell) que durante su propio depósito la forma de la cuenca fué irregular, con sinuosidades longitudinales, hoyas y salientes, esto es, de contornos arrugados en todos sentidos, aunque es de suponer que durante las violencias de los plegamientos se originaran componentes de diversas direcciones y aun verticales, que pudieron aislar lentejones sucesivos, según la dirección general de la cuenca. Así, en la zona de Adamuz parecen acuñarse los senos hulleros, y ello no quiere decir que deje de continuar la cuenca hullera hacia el Sureste bajo los sedimentos que rellenan el valle del Guadalquivir, ya que estos fenómenos suelen repetirse a lo largo de las cuencas, donde existen lentejones ricos separados por zonas estériles, por laminación o estiramientos de las capas hulleras, que indudablemente deben su existencia, en gran parte, a esos trastornos originados por la penetración del substratum de la misma, como consecuencia de dichas componentes verticales, desarrolladas durante los plegamientos.

Los sedimentos que rellenan esta cuenca pertenecen, en su base, al Hullero estéril en sus dos facies, Culm y Dinantiense, y sobre estas capas reposa el Hullero rico perteneciente al Carbonífero medio o Westfaliense y Estefaniense.

Por la estructura de estas cuencas, parece deducirse

que, aquéllas cuyas capas pertenecen al Estefaniense son más abiertas y poco afectadas por los movimientos y, por consiguiente, que las plegaduras máximas se efectuaron antes de este piso, o sea, que la estructura de las cuencas puede orientar hacia su clasificación en toda la región considerada.

Influencia de los macizos hipogénicos en las plegaduras prehercinianas y hercinianas

Es indudable que dichos macizos intervinieron poderosamente en la formación y cierre de las cuencas carboníferas; unas veces como resistencias; otras, ayudando en su movimiento y empuje de inyección sobre las fajas sedimentarias comprendidas entre los mismos.

Es un hecho, que puede observarse en el mapa geológico, que estos grandes macizos tienden a acuñarse al aproximarse a la línea del Guadalquivir (véanse los macizos de Los Pedroches, Montoro, Sierra de Córdoba, El Pedroso, Castilblanco de los Arroyos y el pequeño rodal de Gerena, donde lo hemos observado tajante hacia el Valle, relleno de sedimentos terciarios). Ello nos hace pensar que esta actividad se atenúa al acercarse a la zona que posteriormente fué la línea tectónica del Guadalquivir; por todo lo cual, estimamos como muy probable que los movimientos hercinianos actuaron sobre dos zonas de distinta consistencia; la primera, al Norte de la actual línea tectónica del Guadalquivir, con los citados macizos graníticos, que como raíces poderosas contribuyeron, en el porvenir, a la formación de un gran pilar resistente a los movimientos posteriores alpinos; y la segunda, también afec-

tada anteriormente por los movimientos preherciniano con sus cuencas definidas, continuación de las del citadilar y quizás más uniformes, porque dichos macizos, con sus propios esfuerzos, pudieron afectar las cuencas, dándoles formas irregulares (obsérvese que la más regular de las citadas, la de Puertollano, está ya muy separada de los grandes macizos hipogénicos).

Como consecuencia de lo expuesto, los empujes (procedentes del Suroeste), actuaron sobre dos zonas de muy desigual composición y resistencia, siendo posible, y como consecuencia de ello, la desviación angular de los ejes de las cuencas, tales como se observa en la de Villanueva de las Minas y Peñarroya, al aproximarse a la zona que posteriormente había de ser la gran falla del Guadalquivir, y la iniciación de los trastornos preparatorios de la separación de los dos grandes bloques corticales.

Falla del Guadalquivir

Es indudable, que la gran falla del Guadalquivir ha cortado y trastornado, en toda su zona de influencia, las referidas cuencas carboníferas.

Respecto a la interpretación de esta línea tectónica, en el borde frontal de Sierra Morena, existen tres hipótesis:

La de los geólogos alemanes, patrocinada por el doctor Henke, considera que la línea tectónica del Guadalquivir obedece a la existencia de un pliegue uniclinal con estiramiento, de forma que, en este fenómeno, todas las curvas definidoras de los lechos de juntas son tangentes a la línea que define el estiramiento, pudiendo haber o no rotura según la misma, y admite, por consiguiente, la

prolongación de los estratos de la Sierra Morena con las mismas alineaciones estratigráficas bajo los sedimentos del Valle Bético.

Los geólogos franceses, en hipótesis definida por Groth, suponen que los estratos de los terrenos paleozoicos se ocultan, plegados suavemente, bajo las formaciones más modernas que rellenan el Valle Bético, y, por consiguiente, también continúan sus alineaciones estratigráficas y las cuencas carboníferas existentes en el macizo paleozoico emergido.

Los geólogos españoles, admiten la falla o fallas sucesivas, con hundimiento del paleozoico del lado del Valle Bético y relleno posterior del mismo.

La existencia de esta falla ha sido demostrada sobre el terreno por Carbonell, quien según estudio publicado en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, en el tomo «Homenaje al doctor Bolívar», ha podido comprobar, en la Sierra de Córdoba, al norte de la población, que los estratos paleozoicos han sido cortados por una falla paralela a la dirección media del Guadalquivir, con saltos y descensos de los estratos de unos 400 metros.

También queda demostrada la falla por el actual Director del Instituto, Excmo. Sr. D. José García Siñeriz, según estudios geofísicos realizados en la zona frente a Villanueva de las Minas, publicado en el Boletín del Instituto Geológico y Minero, tomo XI, tercera serie. Se llega a la conclusión en este estudio, que la sismicidad se atenúa, desde la Cordillera Penibética hacia la línea hidrográfica del Guadalquivir, quedando limitada por una línea de epicentros, desde Linares a Huelva, siendo nulos estos fenómenos al norte de la citada línea y comportándose estos macizos, a uno y otro lado de la línea, como si la zona al sur de la misma, estuviera aproximadamente en equilibrio isostático,

si bien separada de la meseta, esto es, que los bloques corticales de la región sur están separados de los de la norte, precisamente por la gran falla.

En cuanto al estudio isostático, aun reconociendo que las anomalías de la gravedad deben estar en relación con la extensión, espesor y densidad de los estratos, se observa que en el mapa de Inglada el cambio de signos de todas las anomalías, en una línea aproximada a la del Guadalquivir, fenómeno que no puede ser debido, exclusivamente, a las influencias de los estratos locales; indicando un cambio brusco en las condiciones de equilibrio isostático, que no puede tener otra explicación que una separación de bloques corticales, esto es, la existencia de la gran falla.

Situación y salto de falla

En cuanto a situación y zona de influencia de la falla, donde las cuencas han de estar muy trastornadas, sólo los sondeos lo pueden determinar. Se supone que, aunque no sea una línea recta, sino con entrantes y salientes debe seguir aproximadamente la dirección media del Guadalquivir.

En cuanto al periodo de tiempo en que se realizaron estos fenómenos se estima, y es opinión admitida y razonada por los geólogos españoles, que tuvo lugar entre el final del Carbonífero y el principio del Permiano.

Situación de la cuenca en el espacio y tiempos de formación

Según lo expuesto, la relación de posición entre la parte de cuenca reconocida y su probable continuación bajo los sedimentos que rellenan el Valle Bético, en cuanto a desnivel se refiere, es lógico suponer, de una parte, un desplome o descenso importante producido por la falla, de unos centenares de metros (en Córdoba el salto de falla es, como queda expuesto, de 400 metros, en el pie de la meseta herciniana) y en cuanto se refiere a la orientación o dirección de la misma, puede admitirse una desviación angular, arrumbando la cuenca hacia la dirección Este, fenómeno producido por los empujes hercinianos.

Si nos referimos al tiempo de formación y relleno de la cuenca, debe tenerse presente la presencia, en la de Peñarroya a Adamuz, del Carbonífero inferior y medio, probando ello que el seno o cuenca estaba formado desde los primitivos tiempos de este sistema, siendo cerrada al finalizar el Carbonífero medio, toda vez que no existen indicios del Estefaniense, y todos estos fenómenos pueden aplicarse, en buena lógica, a cuanto debe ocurrir en la parte de cuenca oculta bajo los citados sedimentos del Valle Bético, y precisamente este último hecho ha podido preservarla de la destrucción por erosión, en tiempos emergidos, o por la ablación de la transgresión marina del Trías, que se extiende marginalmente, y en forma de orla, al pie de la meseta herciniana.

De acuerdo con todo lo expuesto, se propuso la ejecu-

ción de los tres sondeos que se citan al principio de este estudio y en el orden de su numeración, y habiéndose realizado el primero, lo describimos a continuación, por considerarlo de verdadero interés geológico, por cuanto, entre otros interesantes descubrimientos, ha demostrado que el Paleozoico está a profundidad asequible a los trabajos mineros y, por otra parte, puede considerarse como un verdadero tanteo de gran enseñanza para los sucesivos, admitiendo, como muy probable, la uniformidad de sedimentación del Secundario y Terciario cortados en el mismo, para la determinación de la profundidad mínima que deben alcanzar, o sea, la capacidad que deben tener los elementos de sondas que hayan de realizarlo, y prevenirse además, en los puntos difíciles de perforar, en evitación de accidentes de sondas, que tanto retrasan la ejecución de estos trabajos.

Respecto a profundidad, se propuso, como mínimo, la de 400 m. y se ha cortado el Paleozoico a los 460 metros.

Sondeo número 1

Este sondeo, realizado por la casa «Sánchez Madrid», se inició en un punto situado en la margen izquierda del arroyo de Cañetejo (de aguas permanentes), en las proximidades del cortijo de San Juan de la Zarzuela, utilizándose la energía eléctrica de la línea derivada de una general, para el molino de aceite establecido en el mismo.

Sin hacer referencia a las vicisitudes sufridas, con motivo de las restricciones eléctricas y accidentes de sondas,

cuyos datos obran completos en los partes semanales, archivados en la Sección correspondiente del Instituto Geológico, este sondeo alcanzó 510 metros de profundidad total, que se descomponen en los siguientes espesores de terrenos atravesados:

De 0 a 301 metros, terreno Mioceno, en capas horizontales.

De 301 a 459,70 m., terreno Triásico, en capas horizontales.

De 459,70 a 510 metros, terreno Cambriano, en capas verticales.

La simple inspección de estos hechos, nos lleva a considerar la horizontalidad de las capas del Triás, que parece demostrar, una ubicación del sondeo fuera de los trastornos de la falla, ya que es muy probable que dicha zona fuera inestable, aun con posterioridad al tiempo de los movimientos que la originaron, debiendo existir, por consiguiente, un fuerte diastrofismo producido por los movimientos, entre ellos los basculantes, que debieron afectar los terrenos superpuestos a dicha zona.

Así, pueden observarse, sobre el borde de la meseta herciniana, el Triás horizontal o con suave inclinación de las capas hacia el Valle Bético, y en la zona que consideramos afectada por la falla, las referidas capas fuertemente inclinadas (45° a 50°), como en el cortijo de Alcurrucén y fuente de La Mina, en Los Carrascales, ambos del término de Pedro Abad; en este último con fallas directas y desplome hacia el Valle.

Como continuación de nuestras apreciaciones estudiamos y exponemos a continuación la estratigrafía y paleontología de los terrenos atravesados.

Estratigrafía

Mioceno

El sondeo está situado, aproximadamente, en un punto de la curva de nivel 200, y a partir de la superficie se atravesó una formación de lastrones de areniscas, alternantes con arcillas grises hasta los 35 metros de profundidad, en que desaparecen los lastrones y se corta un potente banco (en 186 m.) de arcillas margosas grises y fosilíferas, hasta los 190 metros de profundidad, en que se vuelven arenosas, apareciendo nuevamente lastrones de areniscas micáferas a los 221 metros, hasta los 249, a cuya profundidad se formaliza un banco de areniscas duras y blandas, con lechos arcillosos, que continúan hasta los 274 metros, a cuya profundidad aumentan las dimensiones de los elementos formando un verdadero conglomerado con trozos de cuarcita, cuarzo y arenas, con cemento calizo y numerosos restos fósiles, que alcanzan hasta la profundidad de 301 metros, en que termina este terreno.

De los caracteres litológicos de las capas atravesadas, podemos deducir consecuencias importantes. Ante todo, se aprecian tres niveles: dos detríticos, inferior y superior, y entre ambos, un potente nivel arcillo-margoso de elementos finos.

El nivel inferior, finalizando con el conglomerado, representa el cordón litoral de la gran transgresión marina con que se inició el sistema. El nivel medio representa un aumento de profundidad y retirada de las costas, que permitió una sedimentación de elementos tenues, esto es,

continuación de la transgresión marina y, por fin, el superior, la continuación de la sedimentación, con disminución de profundidad, que permitió la sedimentación de areniscas alternantes con arcillas margosas, que debió preceder, y tal vez durante este período se inició la regresión marina, de la cual consideramos, como testigo de episodio costero, las capas de areniscas de tipo falúnico que se aprecian en el rodal, sobre el cual está edificada la población de Porcuna.

PALAEONTOLOGÍA.—Numerosos han sido los fósiles recogidos en los testigos del sondeo de Bujalance (sondeo número 1), que dan mucha luz sobre la vida geológica de la formación miocena, podemos decir la más completa de las hasta ahora conocidas de la región andaluza.

A continuación exponemos dos listas de fósiles de la fauna y flora hallada; la primera, con especificación de los caracteres, marino, salobre y terrígeno, que se completa con fotografías de numerosas especies, expuestas en las láminas que acompañan a este estudio, y otra lista, que tiene por objeto dar a conocer la profundidad a que fueron encontrados.

Hacemos constar, que en todos los testigos, hasta la profundidad de 230 metros, se encuentran, en gran cantidad, restos vegetales, muchos de los cuales serían atribuibles a tipos de albuferas, como *Nitelias*, *Charas*, etcétera.

Desde la profundidad de 98,80 m., hasta los 160 metros, encontramos la *Discospirina tenuissima*, Carpenter, de la que tenemos ejemplares muy bien conservados, y que creemos no ha sido citada hasta ahora en España.

También es digno de notar, que todos los fósiles encontrados, excepto los *Echinidos* y aun otros, son de dimensiones tan pequeñas, que constituyen realmente una inte-

resante fauna. Por los fósiles determinados hasta la profundidad de 279 metros, el terreno cortado ha sido clasificado como Mioceno medio.

Resulta pues, muy interesante, paleontológicamente, este sondeo, por presentarse en él mezcladas las tres facies, marina, salobre y terrígena.

Tanto por la disposición, potencia y caracteres de las rocas que integran los niveles reconocidos en el sondeo, como por la distribución en los mismos de los fósiles, con sus caracteres marino, salobre y continental, y la profundidad a que fueron encontrados, según se define en la lista correspondiente, demuestran, como queda expuesto, la variabilidad del régimen de formación, dentro de la vida geológica de la misma.

Para enjuiciar sobre estas variaciones, bastará tener presente que la transgresión marina encontró en su avance la gran barrera de la meseta herciniana con su zócalo de rocas triásicas, y el conjunto, formando un relieve erosionado, con disminución de niveles desde la meseta al Valle. Así, al Oeste, en el término de Pedro Abad, paraje Fuente de la Mina, punto más bajo en que aparece el Triás, para ocultarse hacia el Este, bajo los sedimentos que rellenan el Valle, tiene la cota 160 metros y las capas triásicas empiezan en el sondeo a 100 metros bajo el nivel del mar, resultando una diferencia de nivel de 260 metros, en una distancia de 13 kilómetros, o sea, un 2 % de desnivel.

La transgresión marina encontró, pues, en su avance, un relieve erosionado de rocas del Triás, que fué afectado por ablación, empezando la sedimentación miocena, y dentro de la misma, por los obstáculos a vencer por la transgresión y las propias aportaciones del continente emergido, pudieron originar aislamientos con formaciones

salobres y terrígenas y, en general, las propias de formaciones costeras, estando éstas más alejadas durante la formación del nivel medio, y en cuanto al superior, una formación de mares de poco fondo, donde se depositaron las alternancias de arenas y arcillas arenosas que lo forman.

Relación de géneros y especies (*)

- T (**).—Granos de *Chara*, plantas que abundan en aguas dulces estancadas.
- T. —Escama de piña de *Abietinea*; lám. I, figs. 2 y 3.
- T. —Piña de *Abietinea*; lám. I, fig. 1.
- M.—*Discospirina tenuissima*, Carpenter; lám. II, figs. 1, 2, 3 y 4.
- M.—*Spatangus (Maretia) aff. perornatus*; Schaffer; lámina III, figs. 1 y 2.
- M.—*Echinolampas* sp.; lám. II, fig. 5.
- M.—*Echinocyamus*.
- M.—Restos de equínidos.
- M.—*Argiope* sp.; lám. III, figs. 3 y 4.
- M.—*Anomia ephippium*, Linn.
- M.—*Anomia* sp.
- M.—*Pecten aff. decussatus*, Munster.
- M.—*Pecten decussatus*, Munster; lám. I, fig. 3.
- M.—*Pecten (Variamussion) morgani*, Dollfus et Dautzenberg; lám. V, figs. 1 y 2.

(*) La clasificación se ha realizado en el Laboratorio de Paleontología del Instituto, por los señores Almela y Revilla.

(**) T, Terrígeno. M, Marino. S, Salobre.

- M.—*Parvamussium duodecimlamellatum*, Brong.; lám. na IV, figs. 13 y 14.
 M.—*Pecten* sp.
 M.—*Lima* sp.
 M.—*Godalia triangularis*, Montagu; lám. IV, fig. 6.
 M.—*Psammobia affinis*, Dujard; lám. IV, figs. 1 y 2.
 M.—*Thracia* sp.
 M.—*Lima* sp.; lám. IV, figs. 4 y 5.
 M.—*Mytilus* sp.; lám. III, fig. 5.
 M.—*Tellina* aff. *crassa*, Pennant; lám. IV, fig. 3.
 M.—*Nucula* sp.
 M.—*Nuculana* aff. *fragilis*, Chemnitz; lám. IV, figs. 9 y 10.
 M.—*Nuculana*; lám. IV, figs. 11 y 12.
 M.—*Dentalium* sp.; lám. V, figs. 9 y 10.
 M.—*Discospirina tenuissima*.
 S.—*Planorbis* sp.; lám. V, figs. 4, 5, 6 y 7.
 S.—*Limnaea*.
 S.—*Cyclotus* aff. *coquandi*, Matheron; lám. V, fig. 8.
 M.—*Venus coturnis*, Dujard; lám. IV, figs. 7 y 8.
 M.—*Pollicipes* sp.; lám. V, figs. 11 y 12.

Profundidades	Fósiles encontrados
10,— m.	Granos de <i>Chara</i> ?
13,70 ›	<i>Echinolampas</i> sp.
15,— ›	<i>Echinido</i> .
18,50 ›	<i>Echinido</i> .
37,30 ›	<i>Echinido</i> .
38,— ›	<i>Echinolampas</i> sp.
39,— ›	1. <i>Dentalium</i> sp.—2. <i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.—3. <i>Anomia ephippium</i> , Linn.
40,— ›	1. <i>Pecten</i> aff. <i>decussatus</i> , Munster.—2. <i>Anomia</i> sp.—3. <i>Turritella</i> sp.—4. <i>Echinido</i> .
49,— ›	<i>Pecten</i> aff. <i>decussatus</i> , Munster.
55,— ›	<i>Parvamussion duodecimlamellatum</i> , Bronn.
65,— ›	1. <i>Parvamussion duodecimlamellatum</i> , Bronn.—2. <i>Venus</i> sp.—3. <i>Lima</i> ?.—4. <i>Argiope</i> sp.

Profundidades	Fósiles encontrados
67,— m.	<i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
68,— ›	<i>Planorbis</i> sp.
69,60 ›	<i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
70,— ›	<i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.— <i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
85,— ›	<i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
87,90 ›	<i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
89,60 ›	<i>Planorbis</i> , sp.
90,— ›	<i>Dentalium</i> , sp.
91,— ›	<i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.
92,20 ›	<i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.
95,— ›	1. <i>Dentalium</i> sp.—2. <i>Pecten (Variamussium) morgani</i> , Dollfus et Dautzenberger.
99,80 ›	1. <i>Psammobia affines</i> , Dujard.—2. <i>Discospirina tenuissima</i> , Carpenter.
100,— ›	1. <i>Spatangus</i> sp.—2. <i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.—3. <i>Tellina</i> aff. <i>crassa</i> , Pennant.—4. <i>Pecten (Variamussium) morgani</i> , Dollfus et Dautzenberg.
102,— ›	1. <i>Godalia triangularis</i> , Montagu.—2. <i>Argiope</i> sp.—3. <i>Pinna</i> sp.
105,50 ›	<i>Argiope</i> sp.
105,85 ›	<i>Discospirina tenuissima</i> , Carpenter.
107,— ›	1. <i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.—2. <i>Nuculana</i> aff. <i>fragilis</i> , Chemnitz.
107,50 ›	<i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.
115,— ›	1. <i>Spatangus (Maretia)</i> aff. <i>perornatus</i> , Schaffer.—2. <i>Dentalium</i> sp.—3. <i>Limnaea</i> ?
120,— ›	1. <i>Psammobia affinis</i> , Dujard.—2. <i>Pecten (Variamussium) morgani</i> , Dollfus et Dautzenberg.—3. <i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.
135,— ›	<i>Pinna</i> sp.
145,— ›	1. <i>Planorbis</i> sp.—2. <i>Dentalium</i> sp.—3. <i>Discospirina tenuissima</i> , Carpenter.—4. <i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.
151,— ›	1. <i>Planorbis</i> sp.—2. <i>Discospirina tenuissima</i> , Carpenter.
155,— ›	<i>Planorbis</i> sp.
160,— ›	1. <i>Thracia</i> sp.—2. <i>Discospirina tenuissima</i> , Carpenter.
171,— ›	1. <i>Argiope</i> sp.—2. <i>Parvamussium duodecimlamellatum</i> , Bronn.—3. <i>Dentalium</i> sp.—4. <i>Planorbis</i> sp.
180,— ›	1. <i>Limnaea</i> sp.—2. <i>Mitilus</i> sp.—3. <i>Pecten decussatus</i> , Munster.
197,— ›	<i>Echinocyamus</i> ?
205,— ›	1. <i>Dentalium</i> sp.—2. Escamas de piña de <i>Abietinea</i> .

Profundidades	Fósiles encontrados
175, - m.	1. <i>Psammobia affinis</i> , Dujard. —2. <i>Cyclotus aff. quandi</i> , Matheron. —3. <i>Lima</i> sp. <i>Venus cotur</i> Dujard.
210, - >	1. Piña de <i>Abietinea</i> . —2. Escamas de piña de <i>Abietinea</i> .
230, - >	Piña de <i>Abietinea</i> .
259, - >	<i>Nuculas</i> .
262, - >	<i>Nuculas</i> sp.
279, - >	<i>Pecten</i> sp.

Triásico

Se inicia esta formación a los 301 metros de profundidad. Se atraviesan margas y areniscas abigarradas, de color rojo, verde y grises, en bancos alternantes, y en los testigos queda demostrada la horizontalidad de las capas alcanzando el conjunto una potencia de 146,60 metro existiendo el predominio de las areniscas, frecuentemente micáceas, desde 334 metros a 346 metros, y de 374 metros a 382 metros de profundidad.

Este último tramo de areniscas, con lechos arcilloso da origen a una zona débil del sondeo, que produjo un accidente de sonda, por socavación lateral y desprendimiento de areniscas.

A los 402,24 metros de profundidad, se iniciaron nuevamente las alternancias de areniscas y margas abigarradas, observándose el aumento de dimensiones de los elementos cuarzosos, y siguiendo esta formación hasta los 447,70 metros de profundidad, en que apareció el conglomerado de elementos cuarzosos, cuarzo y cuarcitas, de colores rojizos y gris, de tamaño de 0,05 a 0,20 metros de diámetro, que constituye la base del Triás.

No se ha podido determinar ningún fósil, para la clasificación de este terreno, en los testigos del sondeo. Sin embargo, por sus caracteres litológicos, no cabe lugar a dudas, y por comparación con otros puntos en que fué determinado el *Echisetum arenaceum*, puede considerarse, como perteneciente al Triás inferior o Buntersandstein.

Cambriano

Se determinó este terreno a los 459,70 metros de profundidad, en que desapareció el conglomerado base del Triás, entrando el sondeo en pizarras satinadas, untuosas, de colores verdes y rosados, con vetas de cuarzo blanco.

Por sus caracteres litológicos, son análogas a otras clasificadas como cambrianas en la meseta herciniana.

No se pudo obtener ningún testigo de estas pizarras para determinar su verdadera posición en el espacio, solamente trozos de las mismas, bastante triturados, y por la forma de los mismos, parecen estar fuertemente levantados.

Se continuó este sondeo hasta 510 metros de profundidad, y por continuar las pizarras con los mismos caracteres se dió por terminado.

Conclusiones

Por todo cuanto llevamos expuesto, podemos decir que este sondeo ha sido de verdadero éxito, desde el punto de vista geológico, ya que ha determinado una formación miocena, muy interesante, por las capas que la forman y

la fauna y flora hallada, cuyo conjunto ha demostrado la transgresión y regresión marina de estos mares, con variaciones de facies, y no existiendo bajo el mismo el Mioceno inferior, ni superpuesto el Plioceno; la región estaba emergida durante el primer sistema y definitivamente emergida, a partir de la regresión citada.

En cuanto al Triás, nada se ha determinado, ni del piso medio, ni tampoco yesos, arcillas saliníferas y carniolas, propias de las facies lagunar y salobre, que pudieran referirse al Keuper de la región andaluza. Su posición horizontal, sin ningún otro trastorno, parece demostrar que el punto elegido para el sondeo está fuera de los producidos por los movimientos, que pudiéramos llamar secundarios, de la gran falla del Guadalquivir.

Por fin, se ha determinado el Paleozoico a profundidad asequible a los trabajos mineros, si bien en pizarras que pueden estimarse, con seguridad, como anteriores al Carbonífero.

Es muy importante la posición fuertemente levantada de las pizarras cambrianas descubiertas en el sondeo, demostrando que los efectos de los plegamientos en la meseta herciniana plegaron, con la misma intensidad, como era de esperar, los estratos paleozoicos existentes bajo los rellenos del Valle Bético. Ahora bien, puesto que si la cuenca de Peñarroya-Adamuz está fuertemente cerrada, como atenazada, entre los estratos cambrianos y silurianos de la meseta, otro tanto debe ocurrir en su posible continuación, y precisamente ese atenazamiento ha podido preservarla de la erosión, en este caso, por ablación de los mares triásicos, cuyos sedimentos la recubrieron.

LÁMINAS



2



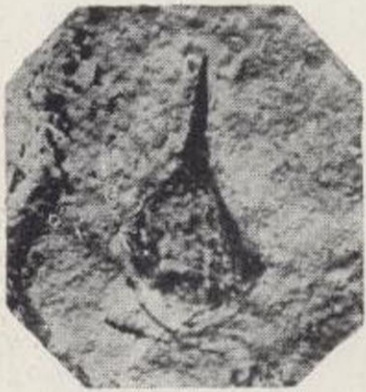
3



6



4



5



7

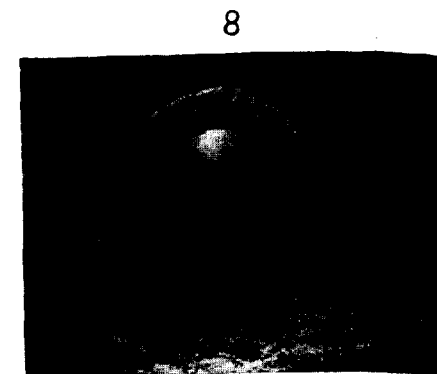
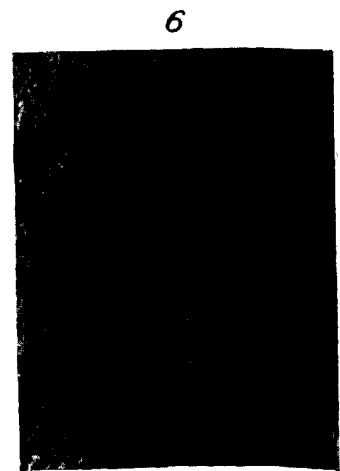
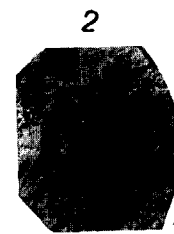
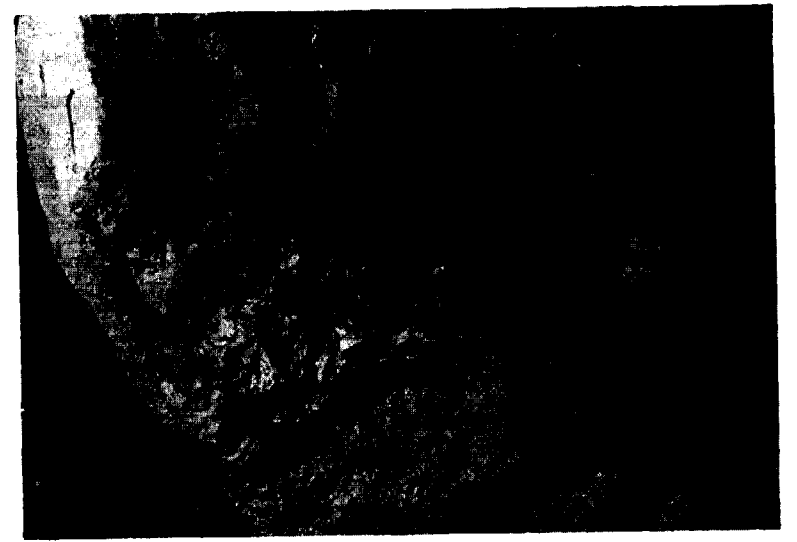


8



LÁMINA I

1. Piña de *Abietinea*.
- 2-3-4. Escamas de piña de *Abietinea*. $\times 2$.
- 5-6-7. *Robulus*.
8. *Eponides*?



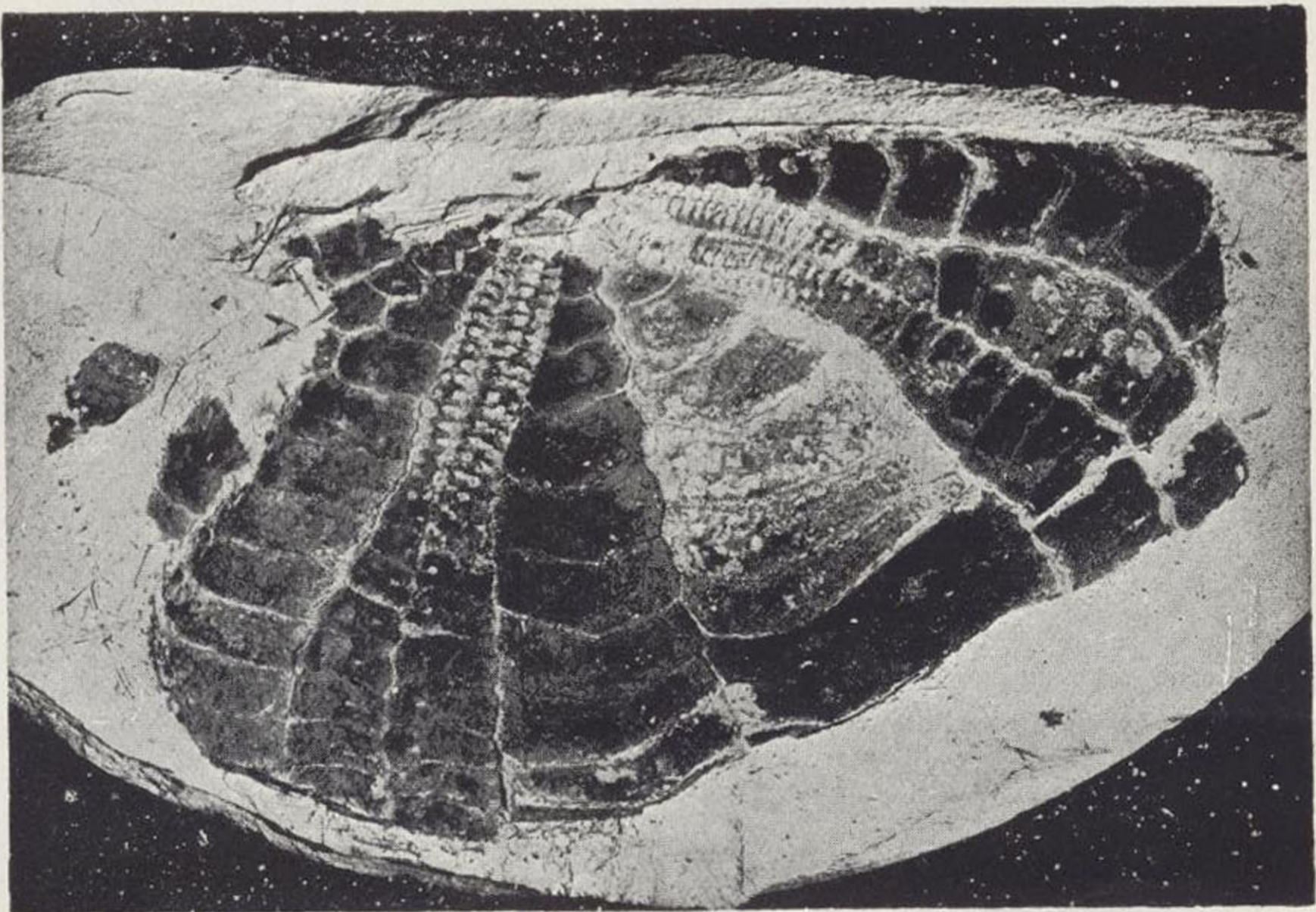
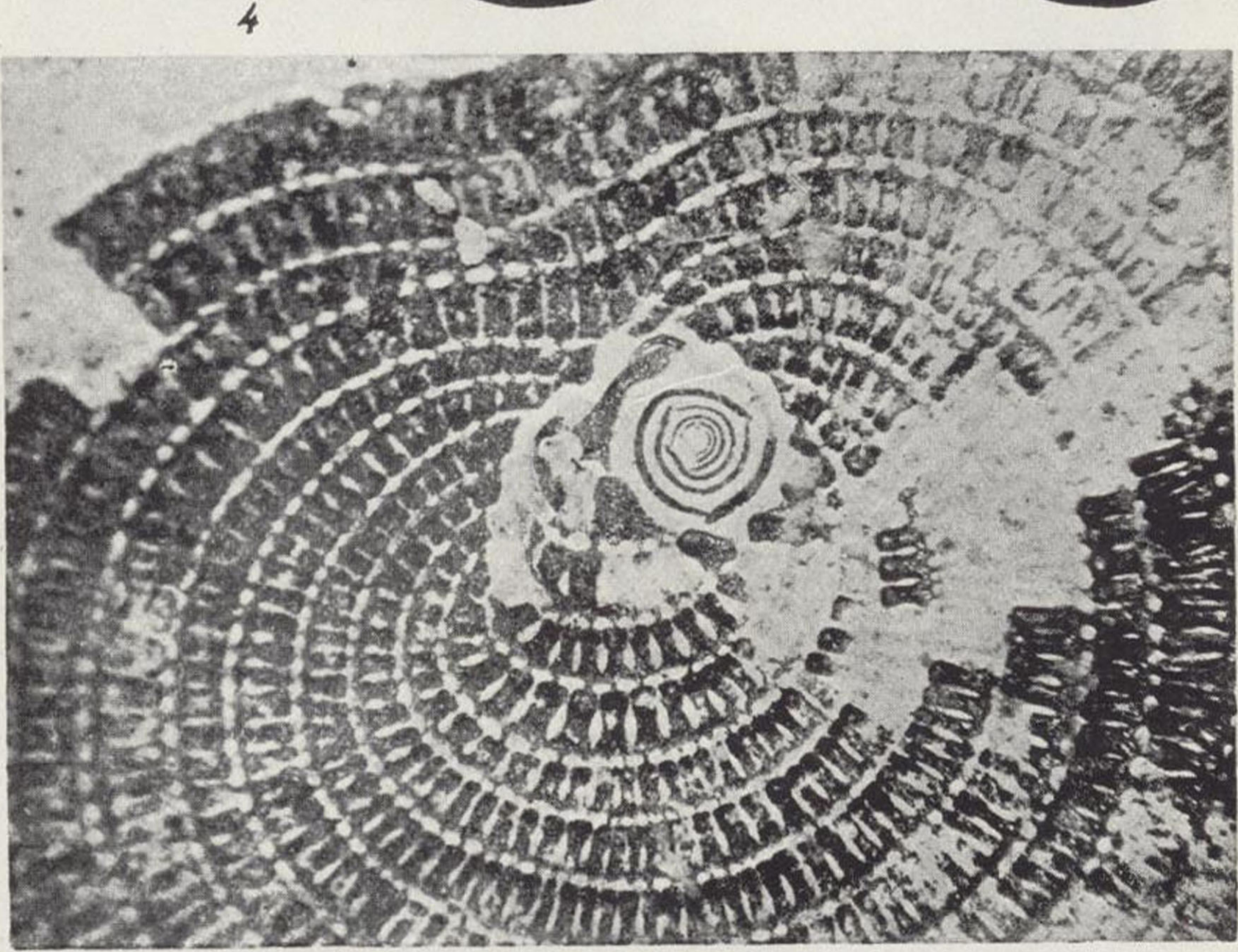
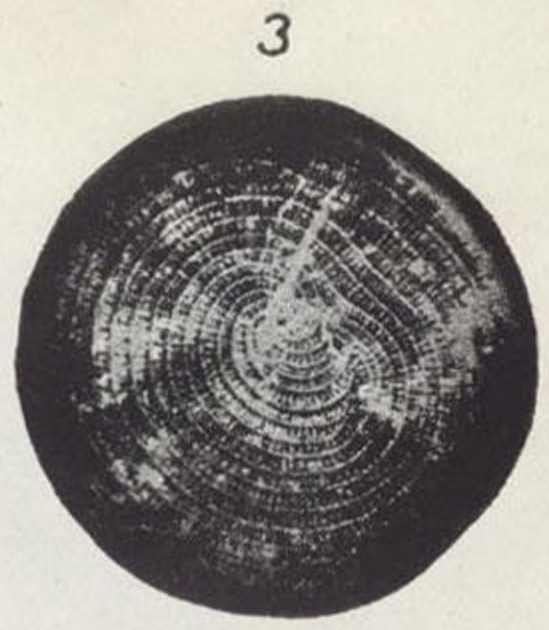
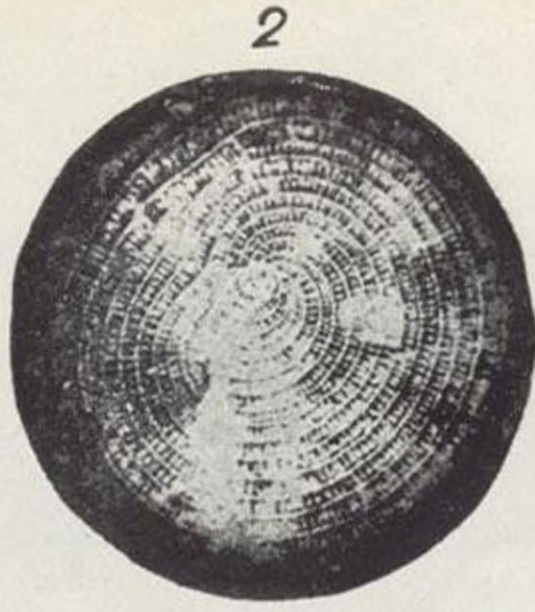
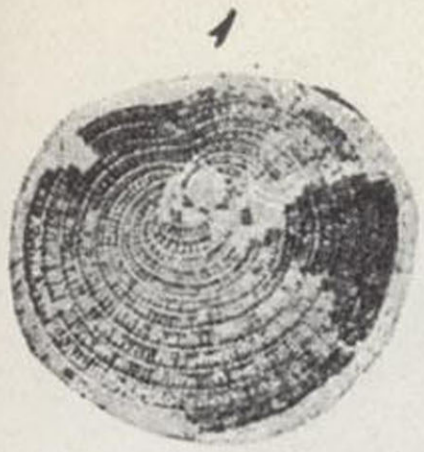
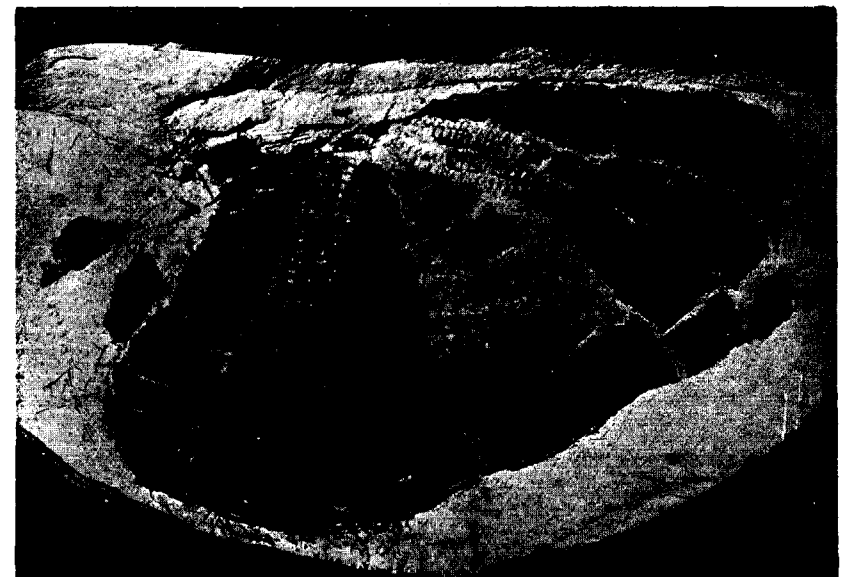
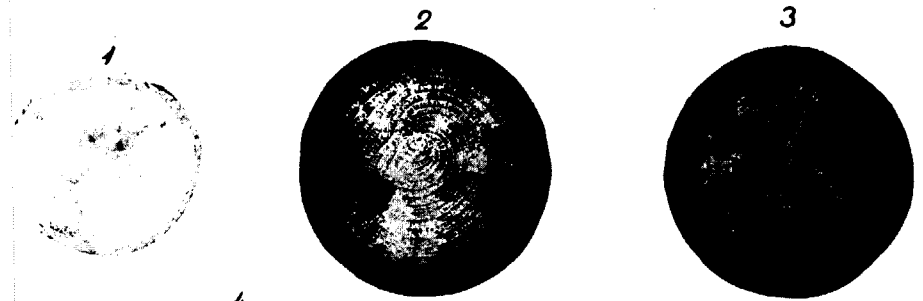


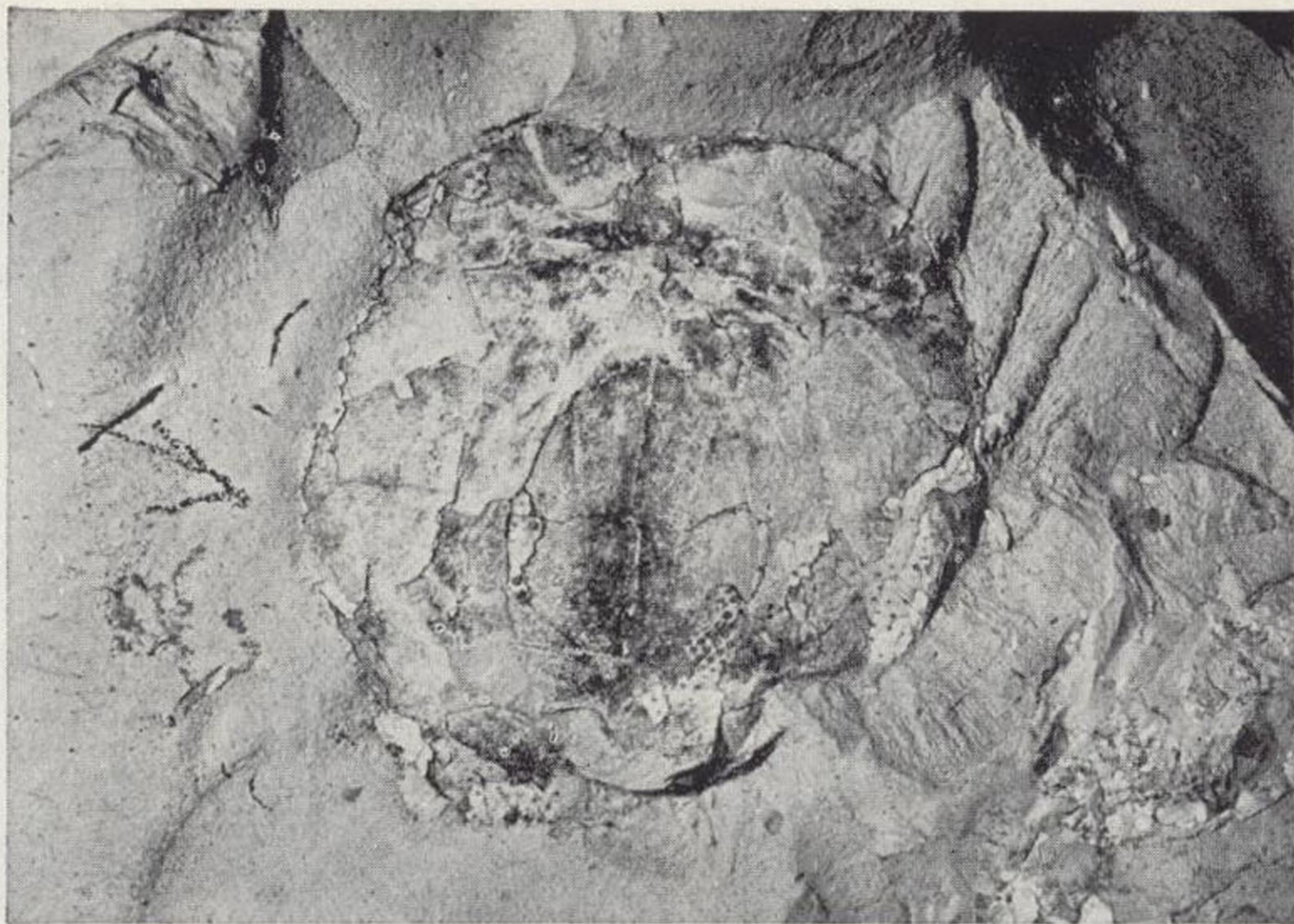
LÁMINA II

- 1-2-3. *Discospirina tenuissima*, Carpenter. $\times 10$.
4. Ejemplar representado en la fig. 1. $\times 37,5$.
5. *Echinolampas* sp.

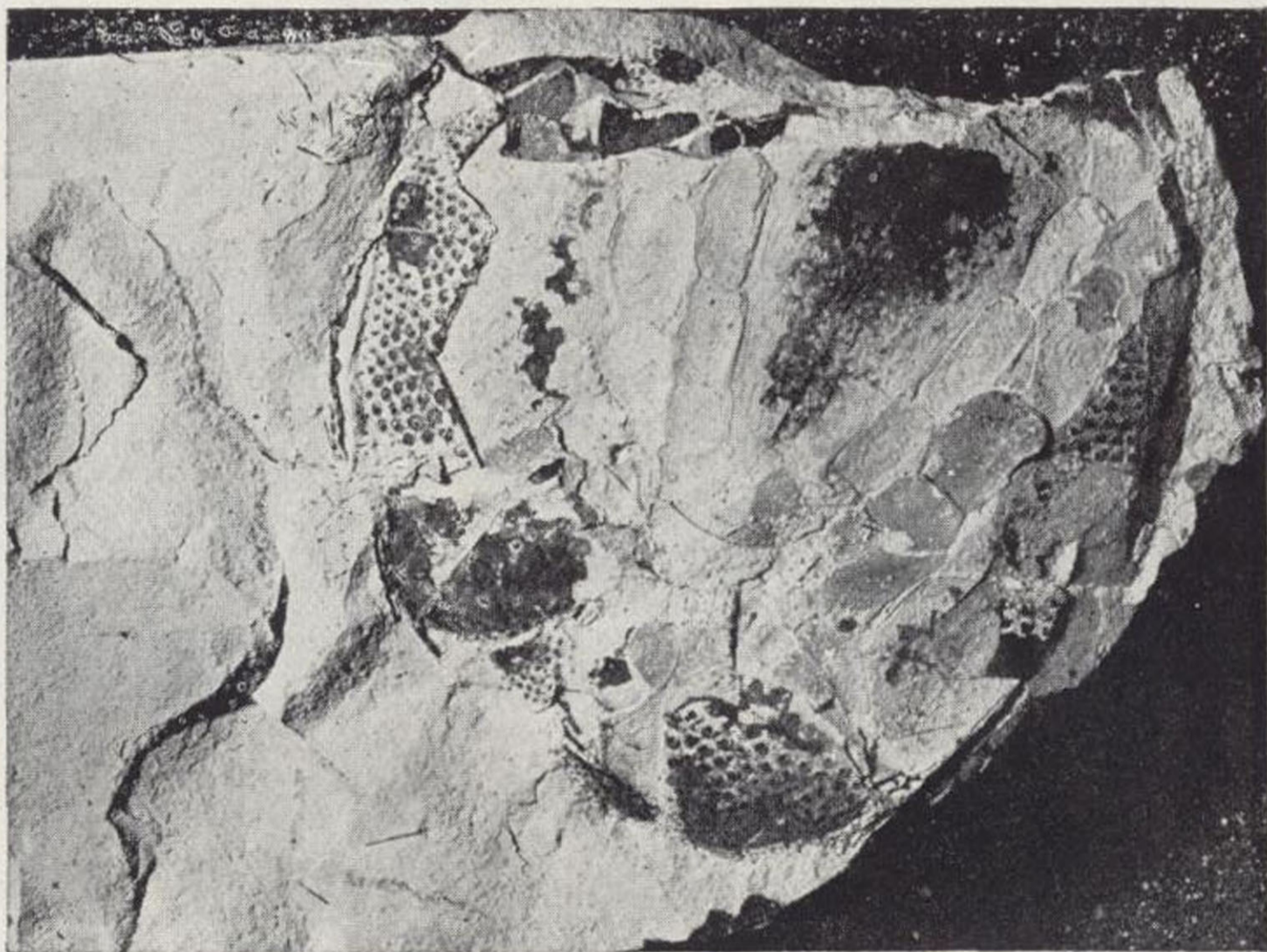


5

1



2



3



4

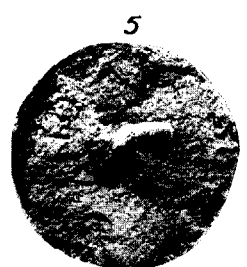
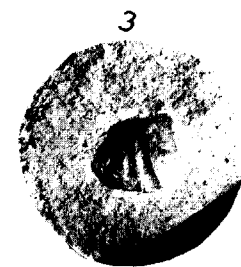
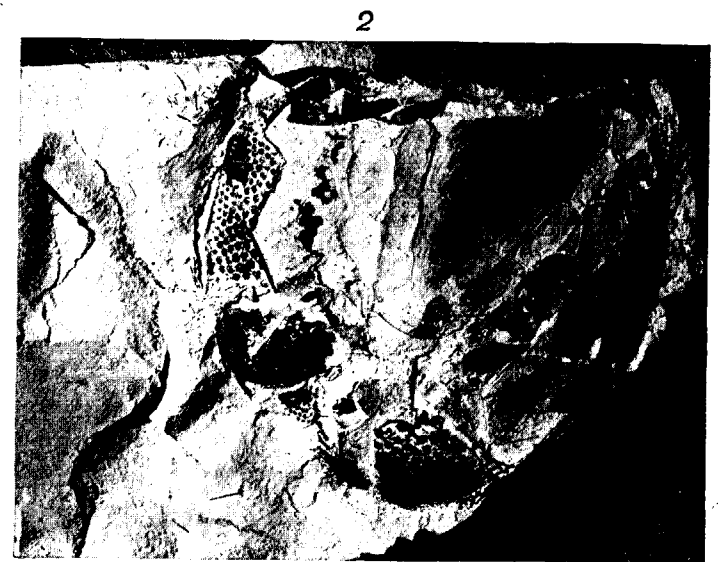


5



LÁMINA III

- 1-2. *Spatangus (Maretia) aff. perornatus*, Schaffer.
3-4. *Argiope* sp. 2,5.
5. *Mytilus* sp. 2,5.



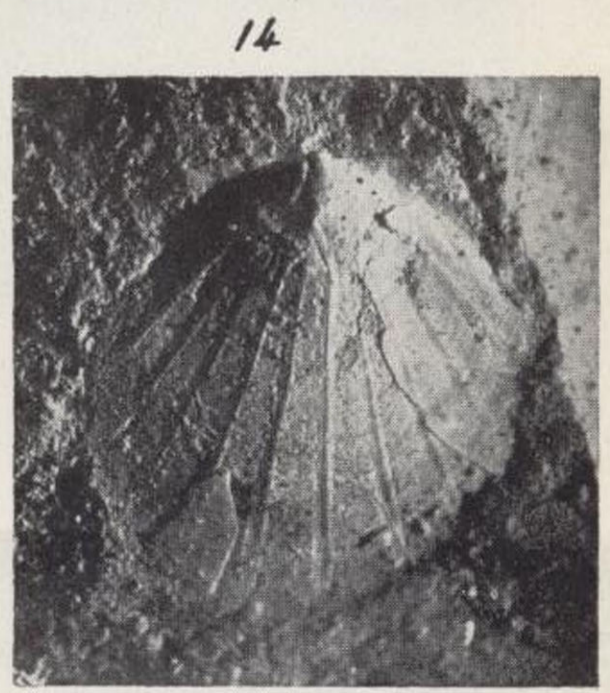
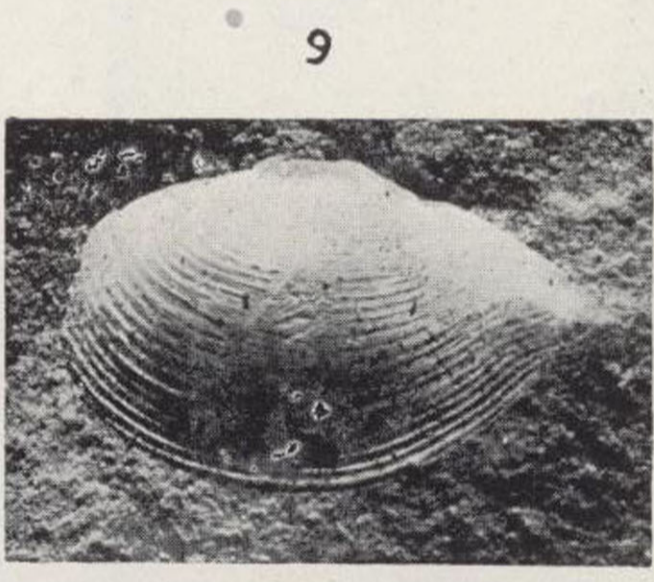
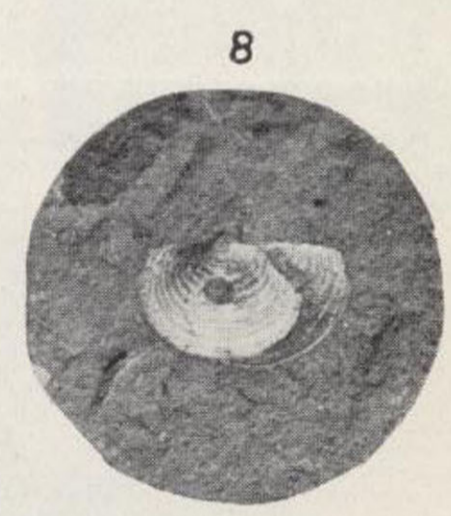
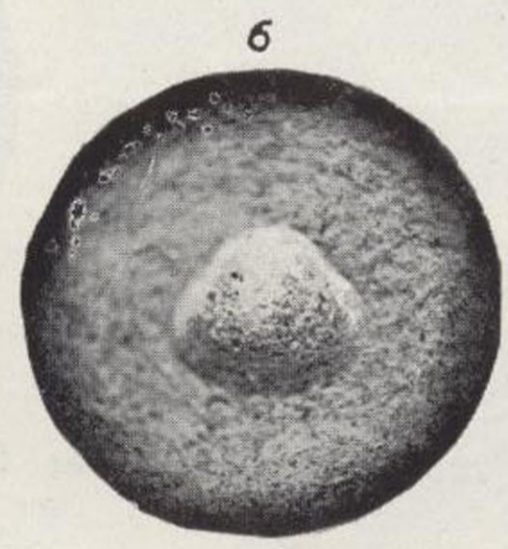
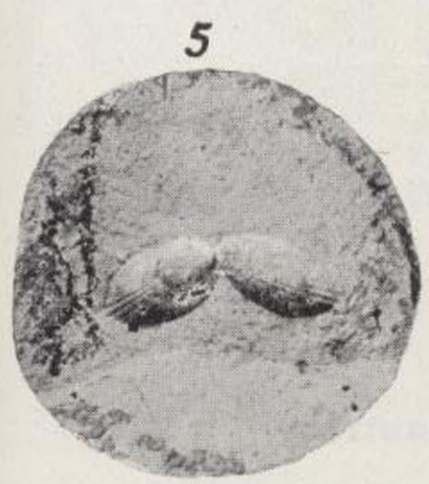
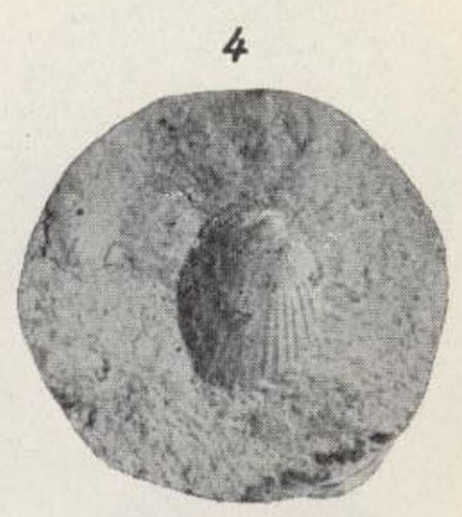
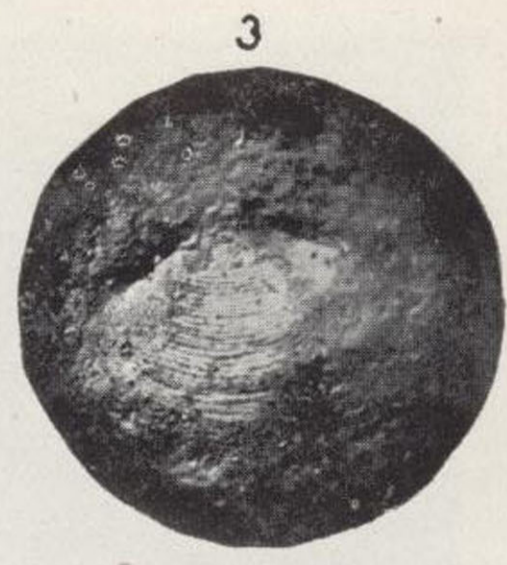
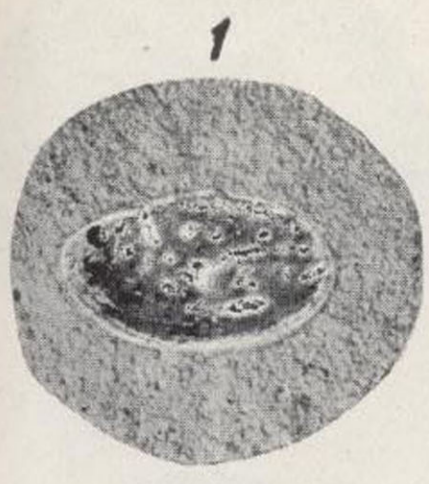
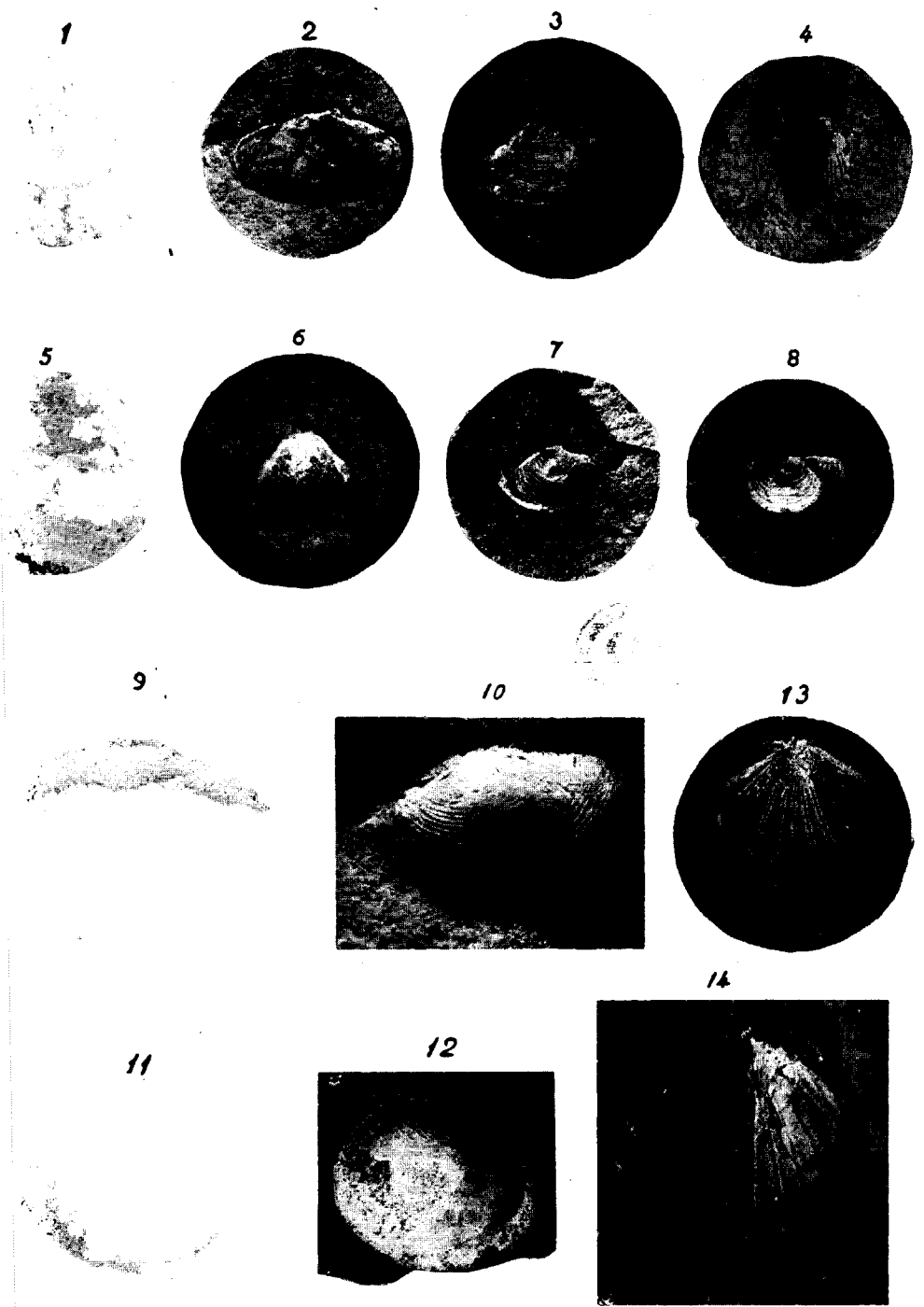


LÁMINA IV

- 1-2. *Psammobia affinis*, Dujard. $\times 2$.
 3. *Tellina* aff. *crassa*. Pennant. $\times 10$.
 4-5. *Lima* sp. $\times 2,5$.
 6. *Goodalia triangularis*, Montagu. $\times 6$.
 7-8. *Venus coturnis*, Dujard. $\times 2,5$.
 9-10. *Nuculana* aff. *fragilis*. Chemnitz. $\times 10$.
 11-12. *Nuculas*. $\times 2$.
 13-14. *Parvamussium duodecimlamellatum*, Brong. $\times 10$.



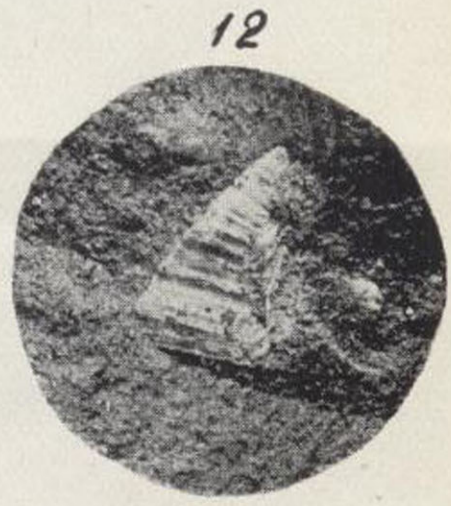
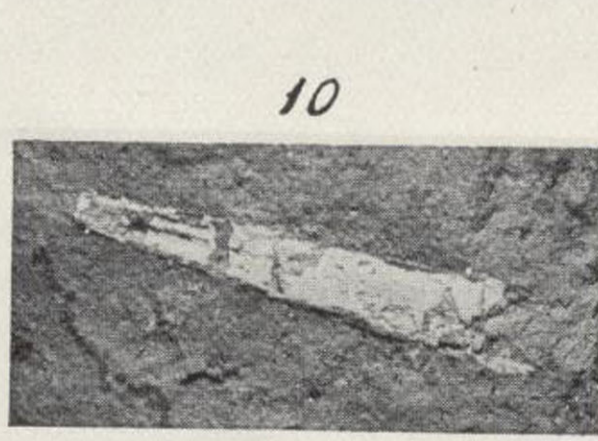
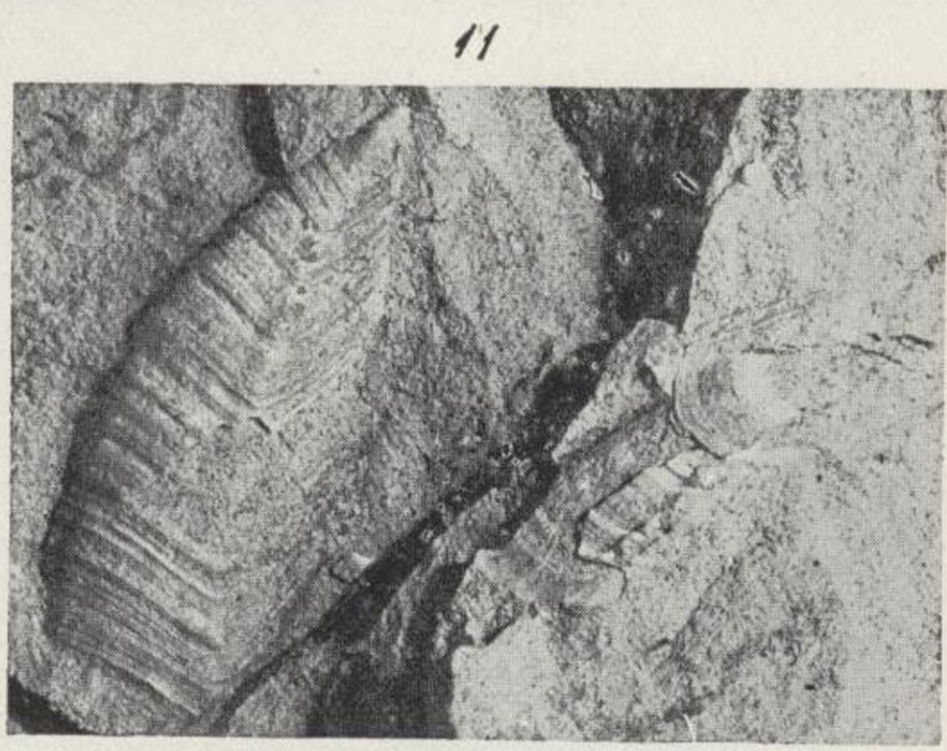
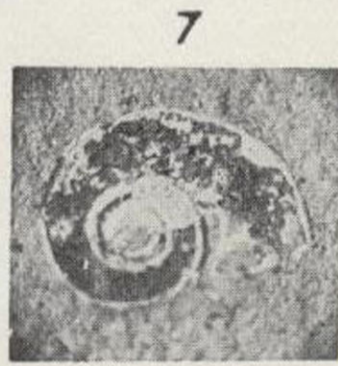
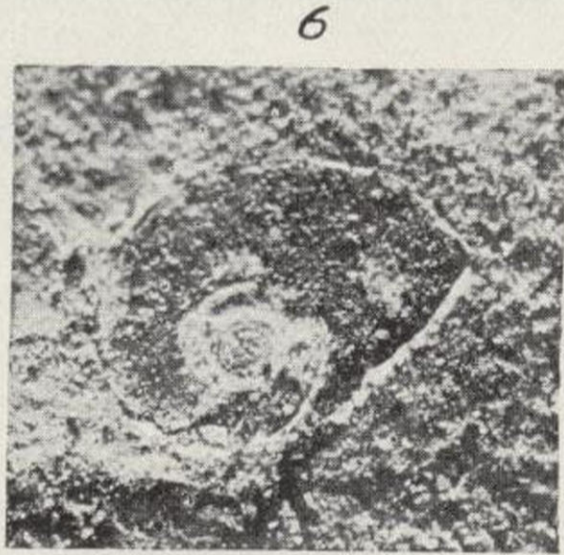
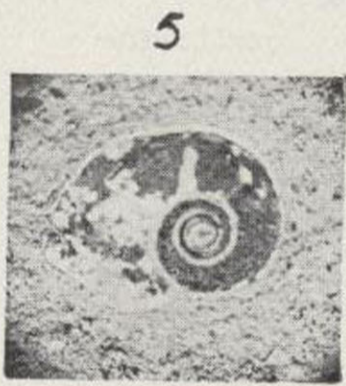
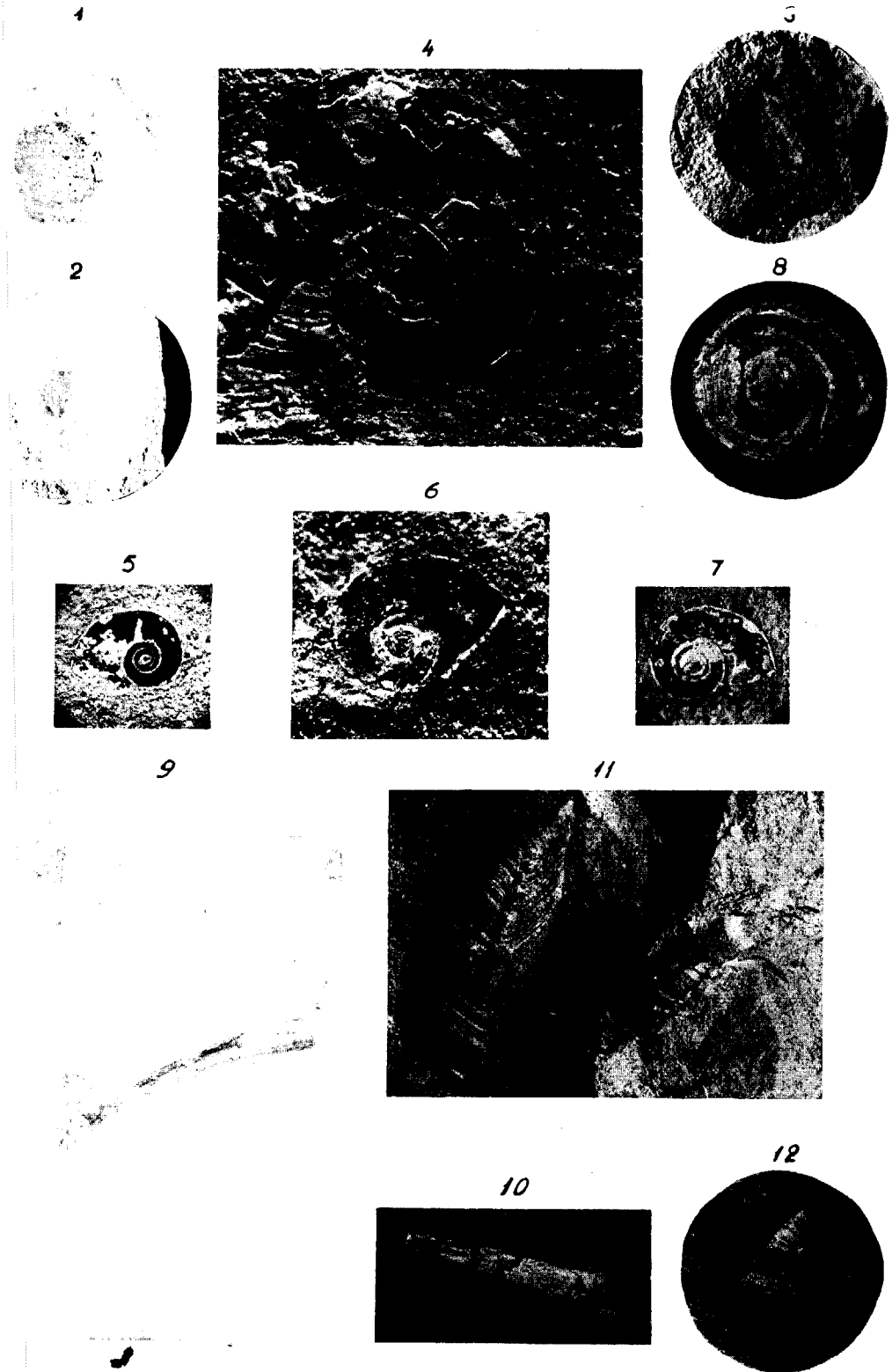


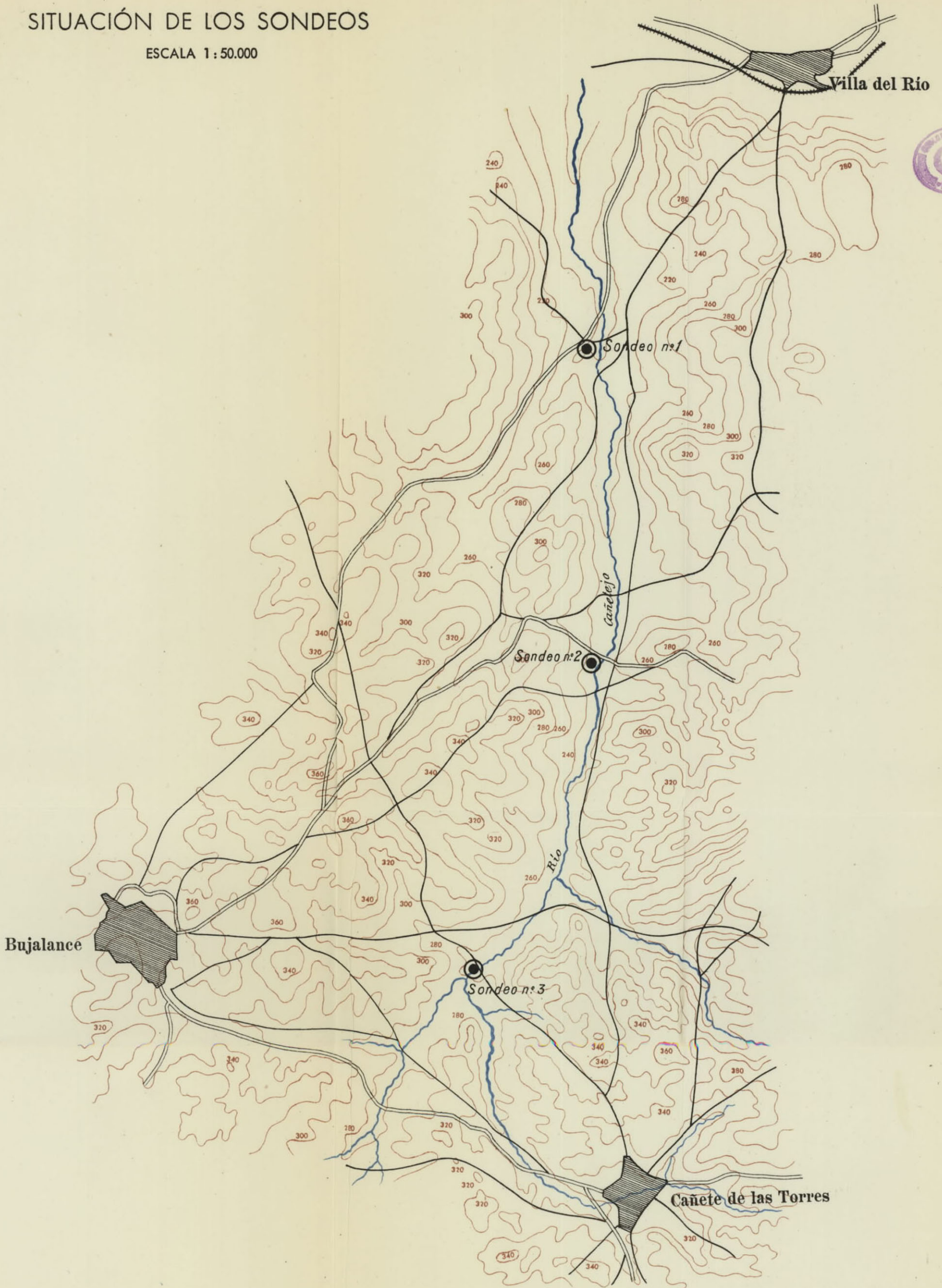
LÁMINA V

1. *Pecten (Variamussium) morgani*, Dollfus et Dautzenberg. $\times 10$.
2. *Pecten (Variamussium) morgani*, Dollfus et Dautzenberg. $\times 2,5$.
3. *Pecten decussatus*, Munster. $\times 2,5$.
- 4-5-6-7. *Planorbis* sp. $\times 10$.
8. *Cyclotus* aff. *coquandi*, Matheeron. $\times 10$.
9. *Dentalium* y *Discospirina tenuissima*. $\times 2$.
10. *Dentalium* sp. $\times 2$.
- 11-12. *Pollicipes* sp. $\times 2$.



SITUACIÓN DE LOS SONDEOS

ESCALA 1 : 50.000



SONDEO DE BUJALANCE

PROVINCIA DE CÓRDOBA

ESCALAS } VERTICALES 1:1.000
 } HORIZONTALES 1:20

PROFUNDIDADES	ROCA ATRAVESADA	FOSILES ENCONTRADOS	TERRENOS
2,00	200 mts. s.n.m. Arcillas rubias amarillas	Granos de Chara? Echinolampas sp. Echinido	Regresión marina
5,00	Conglomerados calizos		
7,60	Arcillas amarillas		
13,60	Marga gris		
15,60	Arenisca		
18,30	Marga gris arenosa		
27,70	Id. id.		
	Arenisca capa horizontal		
	Marga gris alternando con capas de arenisca	Echinido Echinolampas sp. 1-Ugnatellus sp. 2-Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. 3-Anomia echniparum, Lima 4-Pecten aff. decussatus, Munster. 2-Anomia sp. 3-Turritella sp. 4-Echinido.	
44,50	Margas grises buzando 40°	Pecten aff. decussatus. Munster. Parvamussium duodecimlamellatum. Bronn.	
58,00	Id. id. con fósiles	Parvamussium duodecimlamellatum. Bronn. 2-Venus sp. Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. Planorbis (Maretia) aff. perornatus Schaffer. Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. Parvamussium duodecimlamellatum. Bronn. Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer.	
70,40	Arenisca dura		
72,20	Marga gris		
80,00	Id. id.		
85,00	Id. id. con algunos fósiles	Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. Id. id. id. id. Planorbis sp. Dentalium sp. Parvamussium duodecimlamellatum. Bronn. 1-Dentalium sp. 2-Pecten (Variamussium) morgani. Delfus. et. Dauk semberg. 1-Psammodia affinis. Dujard 2-Discospirina tenuissima Carpenter Spatangus sp. 2-Parvamussium duodecimlamellatum. Bronn. 3-Tellina aff. Crassa pennant 4-Pecten (Variamussium) morgani. Delfus et Dautzenberg. Argiope sp. Discospirina tenuissima Carpenter 1-Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. 2-Nuculana aff. 1-Agilis Cherpitz Limnæa? Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. 1-Spatangus (Maretia) aff. perornatus Schaffer. 2-Dentalium sp. 3-Limnæa? 1-Psammodia affinis- Dujard 2-Pecten (Variamussium) morgani Delfus et Dautzenberg- Parvamussium duodecimlamellatum- Bronn.	
100,00	Id. id. id.		
110,00	Id. id. id.		
124,00	Marga gris	Pollicipes sp.	
148,00	Id. id.	1-Planorbis sp 2-Dentalium sp 3-Discospirina tenuissima Carpenter. 4- Parvamussium duodecimlamellatum.	
152,00	Id. id.	1-Planorbis sp. 2-Discospirina tenuissima Carpenter. Planorbis sp.	
167,00	Marga gris con algunos fósiles	1-Thracia sp. 2-Discospirina tenuissima Carpenter.	
183,00	Marga gris	1-Argiope sp. 2-Parvamussium duodecimlamellatum Bronn. Dentalium sp. 3-Planorbis sp. 1-Psammodia affinis Dujard 2-Cyclotus aff. coguandi. Matheeron. 3-Lima sp. Venus columnis. Dujard 1-Lima sp. 2-Mytilus sp. 3-Pecten decussatus. Munster.	
190,00	Marga gris con vetas de arenisca y fósiles	Echinozomas?	
207,00	Id. id. arenosa	1-Dentalium sp. 2-Escamas de piña de Abietinia.	
215,00	Id. id. id.	Piña de Abietinia. 2-Escamas de piña de Abietinia.	
222,00	Arenisca mezclada con margas	Piña de Abietinia	
235,00	Id. duras		
241,00	Id. id. y algo más flojas		
249,00	Areniscas blandas alternando con capas mas duras	Núculas	
263,00	Areniscas duras alternando con capas blandas		
274,00	Id. con granos de cuarzo alternando con arcillas	Nucula sp.	
279,60	Id. id. id. id.		
282,60	Id. id. id. id.		
287,20	Id. id. id. id.		
289,00	Conglomerado	Pecten sp.	
294,10	Id. muy duro		
298,50	Id. id.		
299,50	Id. id.		
307,30	Margas arenosas duras roja y gris		
310,20	Marga gris dura		
318,30	Id. roja y gris muy dura		
339,50	Id. id. id.		
347,50	Marga gris y roja muy dura		
363,00	Id. id. id.		
373,00	Id. id. id.		
385,00	Arcillas rojas con algo de arena gris		
389,00	Id. id. id. id.		
396,50	Id. id. id. id.		
400,00	Arenisca gris y arcilla roja		
402,50	Id. id. id.		
408,00	Arenisca gris y arcillas rojas		
417,00	Id. id. id.		
427,50	Arcillas rojas y areniscas grises		
430,50	Id. id. id.		
433,30	Id. id. id. nódulos de cuarzo		
438,50	Id. id. y areniscas de cuarzo (alternas)		
447,50	Conglomerado alternando con arcillas rojas		
451,50	Id. muy duro		
454,00	Cuarzo		
456,00	Conglomerado		
457,00	Id.		
459,70	Id.		
	Pizarras con algunos nódulos de cuarzo		
485,50	Pizarras oscuras		
492,50	Pizarras oscuras con algunos nódulos de cuarzo		
497,50	Id. id. id. id.		
510,00			

MIOCENO MEDIO

Mares estables

Transgresion marina

Mares estables

TRIASICO

Transgresion marina

CAMBIANO



CUENCA ANTRACÍTERA DE FABERO

NOTAS GEOLÓGICO-INDUSTRIALES

POR

A. DE ALVARADO
INGENIERO DE MINAS

ÍNDICE

	<u>Páginas</u>
I. DATOS GEOGRÁFICO-GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES	3
II. DESARROLLO DE LAS PRINCIPALES EXPLOTACIONES	13
II. AUMENTOS DE PRODUCCIÓN, RESERVAS, INVESTIGACIONES	23

I. DATOS GEOGRÁFICO-GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

Corresponde esta cuenca al extremo Oeste de la mancha carbonífera de El Bierzo y es cortada, en dirección casi exactamente meridiana, por el río Cúa, afluente a la orilla Norte del Sil, que cruza los estratos estefanienses desde los alrededores de la confluencia del arroyo de Argayo a las inmediaciones de Vega de Espinareda, donde afluye el arroyo Valdeguiza.

Encaja casi toda esta cuenca productiva en un valle aproximadamente semielíptico, cuyo eje mayor se arrumba de Este a Oeste y el eje menor coincide casi con el curso del Cúa, que desciende en rápida pendiente desde la cota 745 m. a la 650 en los ocho kilómetros que, rectilíneamente, separan su entrada y salida en el carbonífero superior.

Rodean a esta formación cuarcitas y pizarras del ordoviciense, que integran línea de cerros, en el borde meridional de la cuenca, cuyas cumbres, desde 1.100 m. a que se elevan sobre la bocamina de Valdeguiza, descienden a 710 m. en cerrete sito al NE. de Vega de Espinareda. Esta línea de cumbres gira suavemente su dirección media desde la Este-Oeste hasta la meridiana o norteada.

No difiere mucho la altitud de los cerros redondeados que, con algunos crestones de *cuarcita*, cierran la cuenca hacia occidente, y asimismo exceden poco de los 930 metros las cumbres que, mostrando fuertes crestones de *cuarcita ordoviciense* y de *pudinga carbonífera*, en bancos próximos a la vertical, forman su borde septentrional.

Este valle, al cual, a juzgar por su flora, atribuimos edad estefaniense, no es de laderas y fondo liso, sino muy quebrado, a consecuencia de una acción de empujes orogénicos, acentuada más tarde por los agentes erosivos, lo que ha producido múltiples cerretes y quebradas no profundas. Tales desniveles topográficos han facilitado notoriamente el primer período de la explotación carbonera, y entre las varias corrientes podemos citar: arroyo Castellanos, que arranca torrencial desde los alrededores de Berlanga, afluyendo al Cúa no lejos de Vega; torrente de Valdeguiza, cuyo arranque señalamos en la lámina I, y que baja violentamente desde cota próxima a aquella bocamina, a unos 850 m. de altitud, hasta la cota 650, desembocando unos 2,5 Km. aguas arriba del antes citado arroyo; los llamados de Valdelasebes y Valdebonello son arroyuelos de escasa importancia, mientras el arroyo Maurín, más importante y torrencial, corta al Este de Lumeras contacto siluriano-carbonífero, así como la *pudinga basal*, y presenta en sus escarpadas laderas varios afloramientos de *capas antracitosas*, correspondientes al segundo paquete, al Norte de Bárcena. El arroyo Argayo afluye a la orilla izquierda y el de Fresnedelo concurre a la derecha, siguiendo grieta tectónica que corta el contacto de cuarcitas y pudinga.

Tectónica de la zona

En trabajo realizado hace dos años, con la valiosa cooperación de nuestros compañeros L. H. MANET y M. SOBRINO, por encargo de la Dirección General de Minas y Combustibles, dejamos consignado que la estructura tectónica de esta zona viene definida por los siguientes empujes orogénicos: 1.º *El herciniano* dando lugar a pliegues de rumbo NO.-SE., clásico en nuestra meseta paleozoica, en uno de cuyos grandes sinclinales se acumularon las plantas que, durante el más alto carbonífero, formaron las capas de antracita originariamente horizontales. 2.º Comprobada la discordancia entre las capas carboníferas e infrapaleozoicas, esto indica que el plegamiento del siluriano debió tener lugar *antes del Estafeniense* y debe atribuirse a *movimientos finales de la serie herciniana*; por otra parte, en algunas localidades las areniscas y pizarras carboníferas están plegadas con igual rumbo que las ordovicienses, aun siendo diferentes las inclinaciones, lo cual hace suponer que tras los grandes empujes hercinianos, y *antes de los alpinos*, actuaron fuerzas tectónicas de dirección coincidente con aquéllos. 3.º En *época pirenaica* se acentuaron aquí empujes orogénicos que dieron como resultantes directrices netamente acusadas en el rumbo e inclinación de estratos y aun dibujaron rasgos salientes de la morfología comarcal.

Esta última acción ha sido tan intensa, en muchos parajes, que ha borrado aparentemente los pliegues de la edad antigua y la dirección Este a Oeste, tan generalizada en la Cordillera Cantábrica, es la dominante en El Bierzo.

Edad y límites de la cuenca

Según indicamos en nuestros anteriores trabajos, la edad de la mancha carbonífera del Oeste de León ha sido netamente fijada por fósiles vegetales, y sin tratar de repetir la enumeración de las abundantes especies fósiles halladas, recordaremos tan solo que: mientras algunas especies de helechos, cual *Neuropteris rarinervis* y *Pecopteris plumosa*, se presentan en los tramos C y D del *westfaliense* (clasificación de Heerlen), son mucho más numerosos, los ejemplares de *Neuropteris ovata* y *Pecopteris arborescens*, netamente estefanienses, y otras especies, cual *P. feminaeformis* y *P. Unita*, son frecuentes en los estratos de transición entre el más alto carbonífero y permiano.

Al Sur de la cuenca, la línea límite coincide con la falda baja de la línea de cerros que culminan sobre Berlanga, San Miguel y Langre, quedando enmascarada en el arroyo de Valdeguiza (ver lámina I) por acumulación de arcillas y arenas con guijos, atribuidos al mioceno, mientras junto a Vega de Espinareda y el borde Este de la carretera a Fabero, queda oculto el contacto bajo manto cuaternario, prados y monte bajo.

En su sector septentrional, el contacto, muy distante de lo indicado por antiguos geólogos, aguas arriba de Bárcena, coincide casi exactamente con el cauce del Cúa; próximo a la orilla derecha del arroyo Fresnedelos y poco más abajo, junto a la confluencia del arroyo de Argayo, los bancos silurianos pasan en corto trecho a la orilla izquierda del río. Toma el contacto dirección Este a Oeste en los alrededores de Lumeras, y poco más al Sur de dicho

pueblo los crestones de *pudinga-base* marcan violento giro, para tomar dirección sensiblemente nortada y dejar destacar, junto a Fontoria, un saliente o pequeño promontorio de rocas ordovicienses, duras y silíceas.

La concesión llamada «Oculta» corresponde a zona de contacto dudoso, por quedar éste enmascarado bajo espeso terreno diluvial en que el monte bajo cubre bloques o cantos de cuarcita, pizarra y arenas gruesas silíceas. Una línea ideal de contacto va dibujada, en nuestra lámina, desde el espolón de Fontoria al *floramiento* de *pudinga* sito al ONO. de Berlanga; destaca en las pendientes laterales del arroyo Castellanos, sigue rumbo SE., y subiendo el arroyo, junto al pueblo, los bancos de *conglomerado basal estefaniense*, pasan en algunos puntos a la orilla izquierda.

Algunos datos estratigráficos

La combinación de los empujes indicados, de edad póstuma herciniana y pirenaica, ha dado lugar, por predominar mucho la última fase, a una convergencia de la inclinación de los estratos hacia un eje orientado de Este a Oeste, cuyo eje sinclinal se proyecta superficialmente no lejos de la línea de separación entre las concesiones de «Antracitas de Fabero» y «Minas del Bierzo». Hacia el centro de estos cotos carboneros, las capas se presentan afectadas por falla de gran longitud y movimiento de báscula o giro vertical, que origina salto de 20 a 30 metros.

Son de señalar pliegues secundarios, dentro del principal, cual el pequeño «fondo de barco» del grupo «Pozo», donde las galerías horizontales, sobre capa de antracita, describen curvas cerradas, y en otros parajes el giro de las

capas, hasta llegar a describir semielipse, ha sido comprobado por las labores subterráneas.

Vemos así que, mientras en el grupo de las «Jarrinas», sector «Norte», las capas se arrumban de NE. a SO., con débil inclinación al SE., los estratos de los grupos más próximos a Lillo pasan al rumbo Este-Oeste y se curvan fuertemente cerca de Bárcena; en el grupo del «Río» toman dirección norteada, cual en «Maurín», donde las capas, algo más levantadas, conservan buzamiento al Este. Más al Sur, en la mina «Alicia», los bancos muestran de nuevo fuerte curvatura para pasar a la dirección Este a Oeste, con inclinación septentrional. Por último, en la mina «Julia IV», bajo la aldea de Otero, las capas tienden netamente a cerrar la semicubeta, volviendo a tomar dirección norteada.

Más acentuado ejemplo de curvatura y alabeo de una capa lo observamos en las calicatas hechas por cuenta de nuestro Instituto Geológico y Minero, en el monte La Forcada, sobre una capa del paquete «Las Internacionales» que, al muro de la explotada en la mina «Goya» (ver lámina I), muestra, en unos 300 m. de corrida, acentuados cambios de dirección y buzamiento; las fracturas, fallas y saltos, son poco numerosos y de escasa importancia, salvo el principal accidente que dejamos indicado.

Pudínga base y detalles litológicos

Aquel nombre es dado, no muy exactamente, por los explotadores, a un grueso horizonte *detrítico*, que se presenta, muy heterogéneo y muy discontinuo, en diversos parajes de esta cuenca y de toda la mancha de El Bierzo. Para nosotros no es un tramo de transición, sino un nivel

claramente estefaniense, ya que en varios lugares, singularmente en Tremor de Arriba, afloran bajo él capas de carbón.

Este conglomerado basal destaca en la orilla derecha del Cúa, a unos 1.500 m. al NNO. de Lillo; es cortado por el arroyo Maurín, a poco más de un kilómetro al ONO. de Bárcena, donde presenta larga corrida, casi a orillas del dicho arroyuelo torrencial, y aflora nuevamente junto a la carretera de Ancares, al NO. de Fontoria.

Distínguese fácilmente esta «pudínga-base» de los otros tramos detríticos menos importantes y de escasas corridas, que se intercalan en la serie productiva, estando integrados por pequeños elementos, en general redondeados, escasamente cementados y fácilmente disgregables, pasando a veces a formar bancos de areniscas y arenas. Por su parte el *conglomerado basal*, litológicamente muy distinto, presenta, en casi todos sus afloramientos, gruesos cantos, ya de *cuarcita* más bien redondeados, de *cuarzo* angulosos y otros, también angulosos, de pizarras silíceas; llega a veces a los 10 cm. su diámetro y les liga fuerte cemento silíceo. Varía bastante en los diversos parajes el espesor total de este tramo, que suele ser de 30 a 50 m.; su más interesante afloramiento se presenta en el cauce del río que le corta muy oblicuamente, aguas arriba de Bárcena (ver lámina I), pudiéndose observar tres pliegues, amplios y suaves, cuyos ejes, de dirección NNO. a SSE., se hunden ligeramente hacia el centro de la cubeta que encierra las capas de antracita.

Los niveles carboníferos más altos muestran litología muy monótona. Con las capas de antracita, a veces bastante pura, alternan las *areniscas* bastas, *sammitas*, de grano muy fino y pizarras silíceas, más *filadios* arcillosos; estas capas arcillosas suelen hallarse al techo y muro de las venas de antracita.

Características estructurales de los paquetes productivos

Sobre el conglomerado base, hállase una serie de pizarras y areniscas alternantes, siguiendo el paquete de capas antracitosas llamado «La Perdiz», que integran, de muro a techo, tres capas, llamadas «Perdiz», «Bienhallada» y «Primera», algo estrecha esta última, pero todas de *carbón duro*, no muy limpio y bastante regulares.

Tras un tramo estéril hallamos, hacia su techo, el paquete nombrado «La Cazadora» (ver trazas en lámina 2), formado por la capa que le da nombre, más las llamadas «Ancha», «Estrecha», «B» y «A», de las cuales sólo 1.^a, 2.^a y 5.^a, a partir del muro, las juzgamos explotables; su *carbón* es medianamente blando, de regular calidad, y da poca proporción de granos. Al cortar en sentido ascendente otro tramo estéril, integrado por pizarras y areniscas, hallamos a su techo el paquete productivo llamado «Las Internacionales», que componen cuatro capas: «Portuguesa», «Italiana», «Inglesa» y «Alemana», más varios «carboneros». Las capas 2.^a y 4.^a son las de más constante espesor, mientras la 3.^a o «Inglesa», más variable, supera a las otras en calidad de su carbón.

Separado del anterior, por estrecho tramo estéril, hállase el paquete «Jarrinas» (ver lám. 3), integrado por varios «carboneros» y capas de *antracita*, de las cuales ahora se explotan la 4.^a, 3.^a, 2.^a y 1.^a o «Jarrinã», siendo su carbón a veces duro y de calidad variable. Por fin, según muestra el mismo corte A-B, sobre otro tramo de areniscas, con algunos filadíos, se desarrolla el más alto de los paquetes productivos, llamado «paquete de Fabero», con cuatro capas, llamadas «Sucia», 3.^a, 2.^a y 1.^a o capa

«Fabero», ya casi agotada y cuya alta calidad dió fama a la cuenca.

Observando detalladamente los cortes A-B, C-D y E-F, láminas 3, 4 y 5, que acompañan estas notas, es fácil deducir que, hasta ahora, sólo parcialmente han sido reconocidos y puestos en explotación los paquetes productivos, habiéndose dejado sin preparar, ni aun reconocer, muchas capas intercaladas entre las actualmente trabajadas. El paso de los paquetes a la cota 700, dibujado en la lámina 2, se funda en los datos siguientes: para determinar la traza y afloramiento de «La Perdiz», nos apoyamos en su relación con el gran banco de conglomerado basal que aflora cerca de Matarrosa del Sil, Berlanga, Fontoria y junto al río Cúa, en borde NO. de la semicubeta; asimismo, tomamos datos de las explotaciones de «Antracitas Gaiztarro», S. A., y en pequeños afloramientos que, cerca de Argayo y Vega de Espinareda, destacan en las zonas recubiertas.

El paquete *La Cazadora* lo hemos situado valiéndonos de datos obtenidos en las labores del grupo «El Caleyó», sobre la capa «A» y en varios afloramientos. La situación del paquete «Las Internacionales» se hace fundándose en datos de las explotaciones de «Victoriano González», S. A., en las del citado grupo «El Caleyó», en labores del arroyo Valdeguiza, de concesión «Julia V», de «Minas del Bierzo», S. A., en diversos afloramientos desde Fontoria hasta el borde Norte de la cuenca, en labores de la concesión «José Fernando», y en el recorrido hecho desde el Sil a Sorbeda, por la investigación del Instituto Geológico y Minero que más adelante detallaremos.

Para fijar el trazado supuesto del paquete «Jarrina», se han tenido en cuenta las labores hechas en el sector NO. por las entidades «R. Alba», «F. García Suárez», «Antracitas

de Fabero», S. A., así como varios afloramientos y labores de la mina «Goya», en la zona meridional. Por último, el «paquete de Fabero» ha sido fijado merced a antiguas labores de «Antracitas de Fabero», S. A., y «Minas del Bierzo», S. A., quienes fueron los únicos explotadores de la primera capa.

En el plano de situación de los paquetes a que corresponde la lám. 2, así como en los restantes dibujos y levantamiento topográfico del corte E-F, lám. 5, nos han prestado valiosa cooperación los Ayudantes de Minas señores J. A. ÁLVAREZ y E. SUÁREZ, deduciéndose de dicho plano una extensión superficial de 6.230 Ha. para el total de la cuenca. De los diferentes cortes que acompañamos se deduce un *espesor* máximo del *carbonífero* de unos 1.030 m., y si tomamos 6,15 m. como *espesor* del *carbón* beneficiable, resulta una relación, entre los espesores total y útil, que se acerca a 0,6 %, cifra pequeñísima.

II. DESARROLLO DE LAS PRINCIPALES EXPLOTACIONES

Las primeras partidas de antracitas fueron extraídas, en 1917, de las minas «Julias», y pocos años más tarde, hacia 1927, se inició la explotación de «Alicia», llegando la producción anual a unas 10 T. día de cribado, galleta y galletilla, de carbón de superior calidad, que se transportaban a Ponferrada en carros de bueyes, mientras los restantes tamaños, de 15 mm. para abajo, como antieconómicos, eran arrojados a las escombreras.

Introducido poco después el transporte por camiones, se llegó en 1929 a 5.000 T. año, con un pueble de 100 obreros, repartidos en las minas «Julias», «Alicia» y «Lillo Lumeras», únicas que se explotaban, la primera y última por medio de niveles sobre el nivel de aguas, y en «Alicia» por medio de un pozo vertical de 110 metros. El primer cable aéreo de la cuenca fué proyectado en el año 1927, por «Moro», S. A., para llevar el carbón de las «Julias» a la estación de Matarrosa, situada en el ferrocarril de Ponferrada-Villablino.

Hacia la misma época, las minas «Alicia» y «Lillo Lumeras» pasaron a ser arrendadas por D. Diego Pérez Campanario, fundador de «Antracitas de Fabero», S. A., que

inició estas labores, llegando en 1928 a cortar con el pozo la 1.^a de las citadas capas y a montar explotación sobre la misma en «Lillo Lumeras», con galerías que alcanzaron 750 m. de corrida.

En dicha época ya se iniciaba la explotación de las concesiones «Laura», «Flora», «Nicanor», «Anita» y «Baldomera V», que pasaron a ser propiedad de D. Tomás Fernández, iniciándose en estos grupos la explotación de tres capas, la 1.^a de «Fabero» y dos del paquete «Jarrinas». Se inició en 1933 el pozo inclinado de «Lillo Lumeras», y cerca de él, dos años más tarde, montose un cable aéreo para llevar el carbón a las inmediaciones del pozo vertical, de donde arrancaban los camiones para transporte a Ponferrada, al mismo embarcadero del grupo «Pozo», traídos por cable los extraídos desde el grupo de «El Río», allí se unían con el carbón de «Alicia».

El cable de las minas «Julias» empezó a funcionar en 1928 y partiendo de Valdesalguedo lleva el carbón al grupo «La Reguera»; éste tenía ya entonces ocho pisos con longitudes máximas de 400 m. y el grupo «Valdelasebe», tres pisos, mientras las labores por cima del valle se hallaban en plena producción con desarrollos lineales de mil metros, y también en «La Reguera» se había perforado pozo inclinado para trabajar cuatro niveles inferiores al valle. La mina «Baldomera IV», explotaba dos pisos sobre las capas 1.^a y 2.^a del paquete «Jarrinas». En esta época se había ya entonces alcanzado en la cuenca producción bastante intensa, de unas 114.000 toneladas, por siete Empresas explotadoras que empleaban 1.350 obreros.

Una cifra máxima de 384.900 toneladas brutas fué alcanzada en el año 1945; a partir de esta época se ha iniciado fuerte declive, por múltiples causas, que más adelante indicaremos brevemente.

A continuación consignamos algunos datos referentes a explotaciones de los diversos cotos mineros que trabajan en esta zona.

Antracitas de Fabero, S. A.

Esta importante entidad construyó, en 1945, un tranvía aéreo de gran capacidad que, arrancando junto a su pozo vertical, lleva sus carbones de antracita al paraje denominado La Recuelga, cerca de Santa Cruz del Sil, e inmediato al ferrocarril Ponferrada-Villablino, donde se acabó de instalar en 1946 un gran lavadero sistema «Rheolaveur», cuya capacidad excede de las 250.000 toneladas año, produciendo antracitas muy limpias.

Son trabajadas por esta Empresa, en arrendamiento, 26 concesiones mineras que abarcan unas 3.620 Ha. en los sectores Norte y Oeste de la cuenca. Sus labores se distribuyen en los cinco grupos llamados «Río», «Pozo», «Maurín», «Jarrina» y «Bárcena». De ellos, los dos primeros explotan la primera capa, ya casi agotada, mientras el 3.^o y 4.^o enumerados explotan capas del paquete «Las Jarrinas», y en «Bárcena» se trabaja sobre las capas primera y segunda de Fabero (*).

Como ejemplo del sistema de laboreo, citaremos que en el grupo «Pozo», desde el nivel 104, alcanzado con pozo vertical, se explotó la zona Norte de la concesión, por medio de tres planos inclinados ascendentes y partiendo de ellos se montaron 13 pisos, de los cuales sólo el 10.^o a 13.^o, o sean los cuatro superiores, tienen aún algunas re-

(*) Las explotaciones de «Bárcena» sobre la capa núm. 1, han comunicado con las labores del «Pozo» de dicha capa.

servas de carbón de la 1.^a capa. A partir del nivel inferior del pozo vertical, se explota la zona Sur de la concesión mediante pozo inclinado descendente con cinco plantas, de las que sólo la última no está aún agotada sobre 1.^a capa, en las inmediaciones del fondo de la cubeta. Aquí la famosa capa, que lleva el nombre del inmediato pueblo de Fabero por hallarse junto al centro de la cuenca semielíptica, presenta dirección y buzamiento variables, con 35 cm. de carbón duro y limpio, más 10 cm. de regadura, al muro, encajando entre pizarras duras silíceas.

Hacia el Oeste, en el grupo «Río», se presenta dicha 1.^a capa con dirección Norte-Sur e inclinación de unos 10° al Este, mostrando características análogas a las del grupo antes citado. Sus labores arrancan de un pozo inclinado, de unos 400 m. de longitud, en el que se han establecido siete plantas, comunicando en 6.^a con las labores meridionales del anterior grupo.

Más al Norte, el grupo «Bárcena» (ver lám. 1) tiene en preparación capas del 2.^o paquete (ver lám. 5), que se arrumban de Este a Oeste, buzando al Sur con ligera inclinación. Las mismas capas, con igual rumbo e inclinación, deben ser las explotadas en el grupo «Jarrina» (ver corte C-D). En la primera de ellas, o capa n.^o 1, se montaron nueve pisos emboquillados desde el exterior, mientras la capa n.^o 2 fué cortada por transversal, a cuyo nivel se estableció el primer piso y desde plano inclinado ascendente se montaron los pisos 2.^o a 6.^o; desde el exterior, y a nivel correspondiente al 7.^o piso, arranca un pozo inclinado, a corta-banco, destinado a cortar todas las capas del paquete, y otro pozo inclinado, conjugado con el anterior, se establecerá al nivel del primer piso de la 2.^a capa.

En ambas márgenes del Cúa están emplazadas las labores del grupo «Maurín», con dos pisos sobre cada una

de las capas 1, 2 y 3 del paquete «Jarrina», en la orilla izquierda, y tres pisos sobre cada una de las capas 2 y 3, del mismo paquete, en la orilla derecha.

POZO VERTICAL Y OTRAS INSTALACIONES.—Según ya antes indicamos, tiene sólo 110 m. de profundidad, hasta alcanzar la primera capa a los 104 metros. Es de pequeña sección, 4 × 2 m., y con castillete de escasa altura, va provisto de jaulas que sólo alcanzan 1,20 m. de velocidad, accionando el cabrestante motor eléctrico de 34 HP, dotado de freno de cinta y dispositivo de parada automática. Hay además instalados en el grupo tres pozos inclinados, de vía sencilla, con cabrestantes accionados eléctricamente.

Los grupos «Maurín» y «Río» transportan sus carbones por medio de un bicable de 1,2 Km. a la estación de cargue del cable general al lavadero.

Para transportar el «todouno» producido en todos los grupos al nuevo lavadero, sito en Km. 34 del ferrocarril Ponferrada-Villablino, se montó un monocable de 7,8 Km. de longitud, con diferencia de nivel ascendente de 19 m., dotado de tres estaciones: una de carga, otra intermedia motora, y la de descarga. Tiene 95 castilletes metálicos, de 4 a 30 m. de altura y su vano mayor es de 250 m.; emplea 246 vagonetas de 360 litros de capacidad, con peso de 155 Kg. en vacío, y 600 Kg. en carga; su velocidad es de 3 metros segundo y 380 T. la capacidad de transporte en ocho horas que, en tres turnos, daría alrededor de 300.000 toneladas año.

Por apartarse bastante del objetivo de esta nota no entraremos a describir el lavadero, muy perfeccionado y de capacidad de casi 75 T. hora; resulta susceptible de lavar una producción que llegase al doble de la actual. En nues-

tra Memoria de la Estadística Minera, correspondiente a 1947, incluimos esquema y sucinta reseña del mismo.

Esta importante Empresa ha intensificado notablemente la mecanización de los trabajos, consiguiéndose aumentar las producciones y rendimientos, hasta llegar en 1945 a una producción de 228.000 T. brutas, a las que correspondieron 169.000 T. limpias, reducidas a 107.000 en 1947; el pueble medio era de 1.000 obreros, aproximadamente, y el rendimiento, en limpio, de 585 Kg. por jornal. Es interesante consignar que mientras el rendimiento medio por picador era de 2.014 Kg., el rendimiento por martillo llegó a 4.200 kilogramos, lo cual justifica el creciente arranque mecánico.

Se ha previsto, en los últimos planes de labores de estas minas, tener en marcha unos 60 talleres, de altura variable entre 30 y 55 m., llegando a un total de 3.000 metros como longitud de frentes de arranque. Los espesores e inclinaciones de las capas se aprecian bien en los cortes de las láminas 3, 4 y 5, y las reservas existentes podemos cifrarlas en 4.200.000 T. por cima del nivel 700 metros.

Minas del Bierzo, S. A.

Explota esta Empresa las cinco concesiones llamadas «Julias», que suman unas 1.400 Ha., en la parte central meridional de la cuenca, las cuales se dividen para su la boreo en los cuatro grupos llamados «La Reguera», «Valdesalguedo», «Valdelasebes» y «Valdeguiza», de los que explotan la 1.^a capa los tres primeros y el último una capas atribuidas al grupo «Las Internacionales».

En «La Reguera» se ha trabajado, bajo el nivel del valle zona de un kilómetro, entre dos fallas norteadas, montan

do, mediante tres pozos inclinados, 16 plantas de arranque, y está en construcción un cuarto pozo inclinado para alcanzar el sector septentrional. El grupo «Valdesalguedo», con otros 16 pisos, montado sobre nivel del valle, tiene explotados los niveles inferiores y se concentran los trabajos del piso 12 hacia arriba. La capa es aquí casi horizontal, y con galerías transversales o planos inclinados de muy poca pendiente se concentra el carbón en el piso 9.^o, para de allí dar salida a la superficie.

Menor desarrollo tiene el grupo «Valdelasebes», con seis pisos activos sobre el valle, marchando todos hacia el Este, salvo el superior que marcha a ambos rumbos, y el grupo «Valdeguiza» sólo ha iniciado reconocimientos poco desarrollados.

TRANSPORTES Y OTRAS INSTALACIONES.—Los interiores se realizan aún con vagoneros o tracción animal, cual ocurre en la otra importante Empresa colindante; al salir por el piso 9.^o de «Valdesalguedo» el carbón va a un plano inclinado y «vaivén» de 233 m. de longitud. Para transporte general un primer bicable, de 2,5 Km., lleva el carbón al lavadero de «La Reguera»; tiene este tranvía aéreo 30 baldes, de 300 l., que marchan a 2,5 m. segundo de velocidad, alcanzando 215 T. en jornada de ocho horas, y es accionado por motor eléctrico de 20 HP.

El carbón ya lavado es transportado, por otro bicable, a las inmediaciones de la estación de Matarrosa, del ferrocarril de Ponferrada a Villablino, kilómetro 35. Este tranvía aéreo «Bleichert» es de 7,2 Km. de longitud, con 72 castilletes de hormigón armado, de 3 a 18 m. de altura. Sus estaciones de carga y descarga están situadas casi a la misma altura, mientras una estación de paso, sobre carril, se halla a 200 m. sobre aquéllas, en la máxima altura del

perfil; el tramo más importante cercano a la descarga, alcanza 396 m., con desnivel de 81 metros, y se utilizarían 160 baldes de 250 litros si no estuviera su número reducido a poco más de 100, por escasez de materiales, con lo cual su capacidad actual práctica es de 120 a 130 toneladas en ocho horas, en vez de las 200 toneladas que se alcanzarían con materiales completos.

PRODUCCIÓN, MECANIZACIÓN, ETCÉTERA.—Alcanzó aquella 94.000 T. brutas, equivalentes a 55.000 vendibles, en el 1945, año de máxima, teniendo un pueble de 620 obreros y rendimiento de 305 Kg. de granos por jornal, prescindiendo de grancilla y menudos; ha descendido a 43.200 toneladas lavadas en 1947.

Los compresores instalados permitirían utilizar un número de martillos mayor que el ahora empleado, y comparando los rendimientos obtenidos a pica, que fueron como media de 2.240 Kg., con los dados por martillo, de 4.300 kilogramos por jornal, se observa la considerable ventaja de la mecanización que se va aumentando gradualmente, pero no con toda la rapidez deseable. Se evalúan las reservas en 1.200.000 toneladas sobre la I.^a capa.

Otras entidades explotadoras

A más de las dos veteranas sociedades ya reseñadas, «Minas de Fabero», S. A., explota seis pequeñas concesiones, que suman 102 Ha., en dos grupos independientes, de los cuales es más importante el situado en el centro de la cuenca. Su producción alcanzó 21.000 T. brutas al año y el rendimiento fué entonces de 277 Kg. de granos por jornal.

Las concesiones de D. Rafael Alba, «Aurora V» y «Baldomera IV», están separadas, y mientras «Baldomera IV» trabaja la I.^a capa del paquete «Jarrina», con potencia de 0,50 m., habiendo llegado, en 1945, a 17.800 T. brutas, equivalentes a 13.400 T. vendibles, la «Aurora V» se halla aún en el período inicial de explotación con galerías de reconocimiento sobre capas del paquete «Internacionales». Con un transversal se intenta cortar capas, situadas al muro de aquella y reconocidas por calicatas, siendo también verosímil que crucen esta concesión otras capas reconocidas a orillas del río Cúa (ver láms. I y 4).

Las concesiones de D. Francisco García Suárez, que son tres, más dos demasías, suman 91,9 Ha., pendientes de rectificación, y se hallan situadas en sector Norte de la cuenca, ubicándose sus labores a ambas orillas del arroyo Marrón. Se han explotado «Anita» y «Baldomera II», con sus demasías, alcanzando en el año de mayor producción 13.300 T. de carbón bruto, equivalentes a 9.100 T. de carbón vendible, mientras el rendimiento era de 440 Kg. de antracita limpia, y mecanizando sería factible duplicar la producción. Sus reservas, en el paquete «Jarrinas», único explotado, se cifraron en 380.000 T. sobre nivel 700 metros.

Por los explotadores D. Tomás García Blanco y D. José Fernández González se trabajan concesiones menos importantes: «Aurora IV», de sólo seis pertenencias, y «Goya», de 35 pertenencias, en cuya zona meridional la probable presencia del paquete «Las Internacionales» sería de investigación interesante.

III. AUMENTOS DE PRODUCCIÓN, RESERVAS, INVESTIGACIONES

Es muy difícil el aumento del pueblo obrero por la tendencia de gran parte del personal, durante varios meses, a labores agrícolas y a la extrema pequeñez de los pueblos próximos, que hace casi imposible alojar forasteros. Por ello el aumento de rendimiento, basado en mecanización total del arranque y casi total de los transportes, es la única solución lógica.

Como la mecanización actual del arranque no llega al 20 % en las explotaciones de «Antracitas de Fabero», S. A., cual término medio, y ya indicamos que el rendimiento obtenido en el arranque a martillos es casi doble que en el trabajo a pica, es fácil deducir que al llegar a la mecanización total del arranque se podría lograr un aumento del 75 a 80 % sobre la producción actual, siempre que se disponga de transportes suficientes. Tal mecanización deberá hacerse empleando martillos (*).

(*) Se ha ensayado el arranque con descalzadoras en el año 1952, y se desechó por el mucho menudo que produce la raspadura de la misma y lo caro que salía el desguace de la capa recortada por la descalzadora.

Si tenemos en cuenta la escasa pendiente de las capa el transporte del carbón en los talleres resulta costoso. Convendría el empleo de canales oscilantes, o canales fijo de chapa de hierro, según el sistema de explotación que se adopte; verosímilmente podría ser un frente de arranque único con próxima canal oscilante.

Talleres más inclinados, poco aptos para este método podrían llevarse en grandes tajos ascendentes con pozo central y coladero fijo, de mejor economía que el de tajo cortos, en dirección y carrillos en los pozos para bajada del carbón, hoy día muy usual en la cuenca. Bastaría, e ambos casos, con relleno incompleto, pero hecho esmeradamente en forma de llaves, y convendría entonces centrar el arranque en pocos talleres, aplicando también las guías avance mecánico y tracción por locomotoras en las principales vías de arrastre.

En «Minas del Bierzo», S. A., las mismas causas, de difícil pueble, imponen la misma solución de mecanizar intensamente, pero teniendo en cuenta que en varios de sus grupos la mecanización sería costosa, por el gran desarrollo de galerías que son necesarias y escasas reservas existentes, podría aún continuarse en ellos el trabajo a pica, desarrollando el arranque mecánico en la zona inferior de Valdesalguedo y en La Reguera, así como en el sector Norte de «Julia IV», donde debería atacarse un pozo inclinado de doble vía.

Reservas de carbón

Al realizar un estudio que, en 1946, nos fué encargado por la Dirección General de Minas y Combustibles, hicimos notar que la falta de buenos planos topográficos y la ex-

gerada limitación de exploraciones en esta zona minera, dificultan mucho hacer cubicaciones con garantía de suficiente exactitud.

Sin embargo, reuniendo datos de todas las explotaciones en marcha y complementándolos con múltiples calicatas superficiales, llegamos para los distintos paquetes, cuya potencia media se fija mejor que la de capas aisladas, a las siguientes cifras:

PAQUETES	Superficie	Espesor	Densidad	Tonelaje
<i>Sobre nivel de 700 m. altitud:</i>				
Fabero	446.000 m. ²	0,40 m.	1,4	250 000
Jarrinas	2.596.000 —	1,80 —	—	6 542 000
Internacionales ...	2.513.000 —	1,45 —	—	5 100.000
Cazadora	2.407.000 —	1,10 —	—	3.706.000
Perdiz	1.955.000 —	1,40 —	—	3.800.000
				19.398.000
<i>Bajo el nivel de 700 m. altitud:</i>				
Fabero	2.161.000 —	0,40 —	—	1.210.000
Jarrinas	22.392.000 —	1,90 —	—	56.427.000
Internacionales ...	43.002.000 —	1,45 —	—	87.294.000
Cazadora	50.811.000 —	1,10 —	—	78.249.000
Perdiz	61.074.000 —	1,40 —	—	119.705.000
				342 885.000

Tenemos así un tonelaje posible de unos 19 millones sobre el nivel 700, y de 342 millones bajo dicho nivel. Si aplicamos reducción de 40 %, por fallas, estrechamientos y esterilidades, tendríamos 11,4 millones y 205 millones, arriba y debajo de aquel nivel. Resultaría así una reserva para más de cinco siglos, si nuestros cálculos resultan exactos y se mantiene ritmo de explotación semejante al actual, aunque muy modesto, de 380.000 T. brutas año.

Labores de investigación, superficiales y profundas

A más de lo ya indicado sobre posible desarrollo de las dos principales Empresas, conviene subrayar que deb tenderse a la concentración de labores y rapidez en el arranque, distribuyendo el personal en pequeño número de talleres y acumulando el carbón en determinadas grandes galerías de arrastre, para disminuir el coste unitario de los transportes interiores y exteriores. Podemos considerar factible, sin gran esfuerzo, un aumento de 190.000 T. sobre la cifra actual, siempre que se disponga de transporte, materiales y maquinaria.

Ahora bien, como alguno de los actuales explotadores están muy escasos de medios económicos y con pocas reservas de antracitas, no es fácil se arriesguen a alcanzar ni aun los 200 m. bajo la superficie, creemos muy indicado, desde el punto de vista nacional, agrupar los explotadores en una o dos grandes entidades que, disponiendo de amplios medios y con bien estudiados planes de labores, ofrezcan garantía de aprovechar bien el yacimiento antracífero con moderados precios de coste.

Consideramos esta cuenca como una semi-cubeta, cuya profundidad no debe alcanzar más de los 1.150 m. (ver lámina 6), que tomamos como base para la cubicación de los paquetes carboneros; sin embargo, antes de emprender una amplia preparación en profundidad, y para que las futuras instalaciones sean proyectadas sobre datos sólidos, precisa hacer una exploración geofísica y por sondeos mecánicos.

Estos sondeos, en cuya ubicación final pueden conjungarse datos determinados por investigación sísmica y son-

deos eléctricos, deberían situarse, uno de ellos hacia el eje de máxima profundidad del fondo de barco y otros hacia los extremos NE. y SO., donde, recubiertas las capas, hemos señalado sólo por deducción el paso de los paquetes carboneros. Para alcanzar el conglomerado basal de la serie productiva o «pudinga-base» (que sólo excepcionalmente deja de serlo), hemos calculado una profundidad límite de 1.000 a 1.200 m. al situado sobre el sector central del eje del pliegue sinclinal semielíptico, y profundidades bastante menores en los sondeos próximos a los bordes de la semicubeta; estos taladros nos darían datos de interés respecto a la regularidad de la cuenca y permitirían identificar algunas capas, cuya posición estratigráfica no está aún bien definida.

Una vez conocidos los resultados de las investigaciones propuestas, procedería fijar el emplazamiento de los pozos verticales maestros, que deberían alcanzar la zona más profunda de cada entidad explotadora para facilitar el transporte interior. Tales pozos deberían contar con suficientes macizos de protección para evitar filtraciones del río y de los numerosos arroyos torrenciales que cruzan la superficie.

León, julio 1948.

CUENCA DEL CÚA O DE FABERO

Trazas parcialmente comprobadas y probables de los paquetes de capas en el plano de cota 700 metros
ESCALA 1 : 25.000

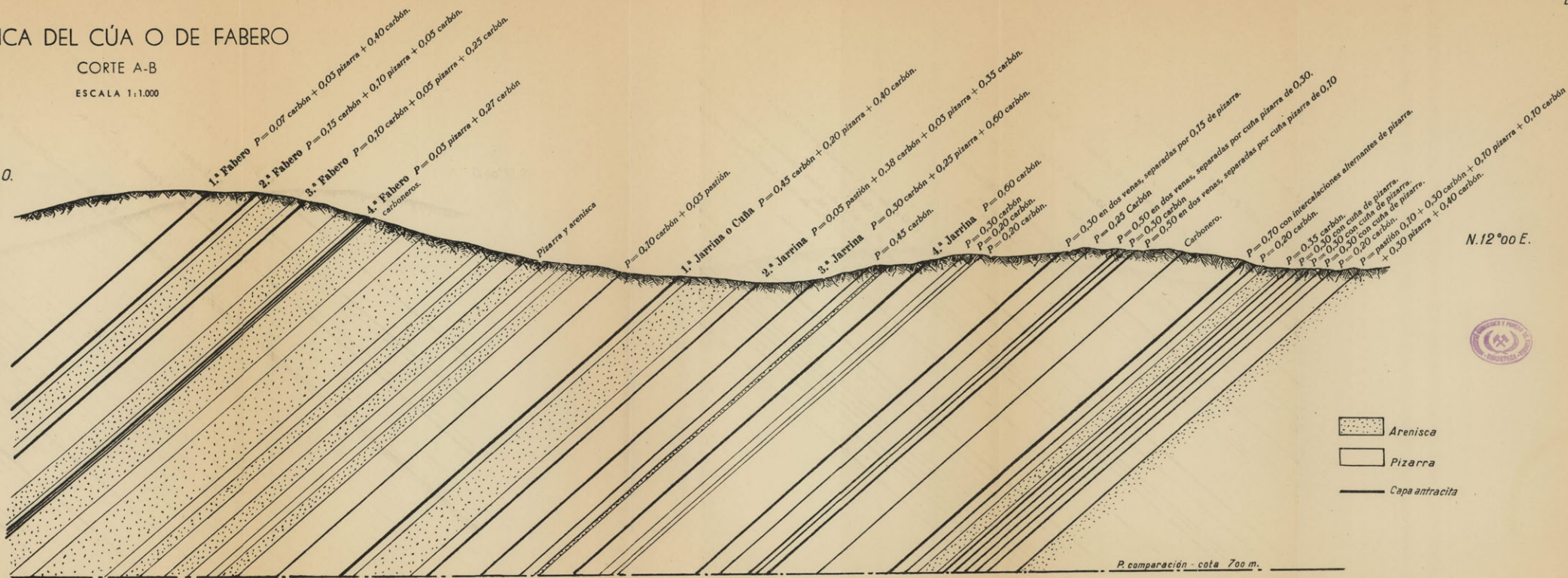


CUENCA DEL CÚA O DE FABERO




CORTE A-B

ESCALA 1:1.000

S. 12°00 O.



N. 12°00 E.

-  Arenisca
-  Pizarra
-  Capa antracita



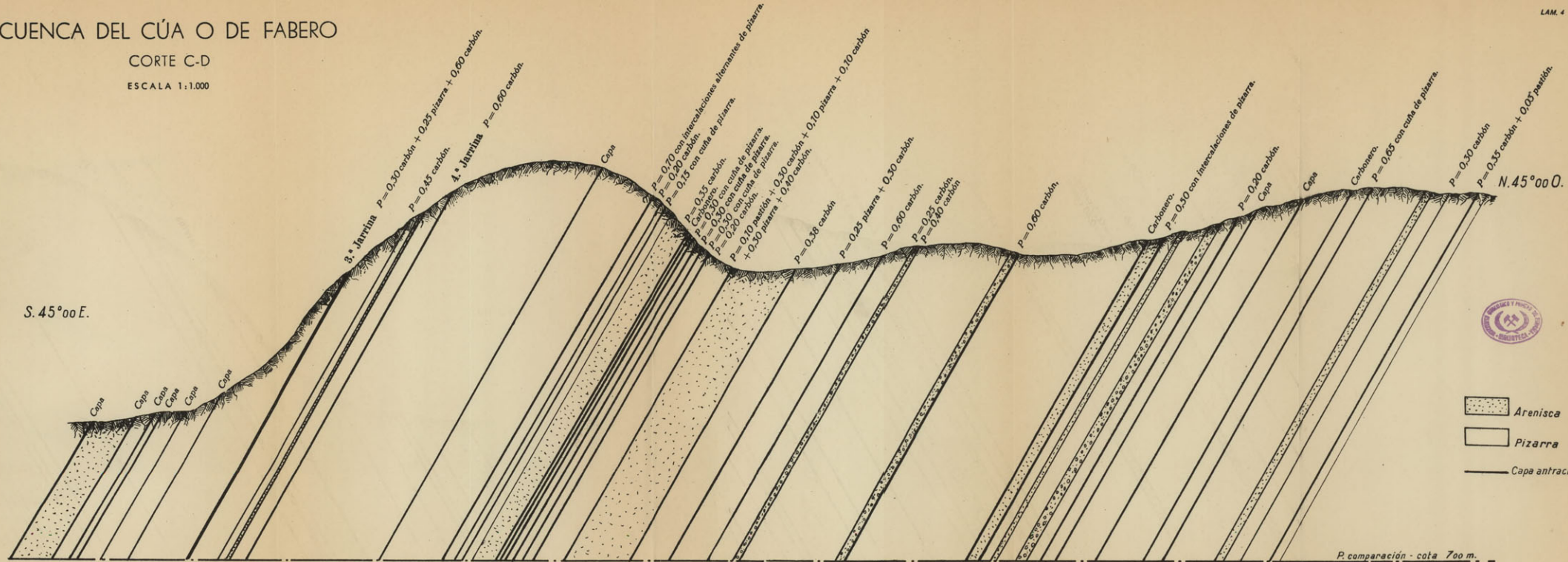
P. comparación - cota 700 m.

CUENCA DEL CÚA O DE FABERO

CORTE C-D




ESCALA 1:1.000

S. 45°00 E.



N. 45°00 O.



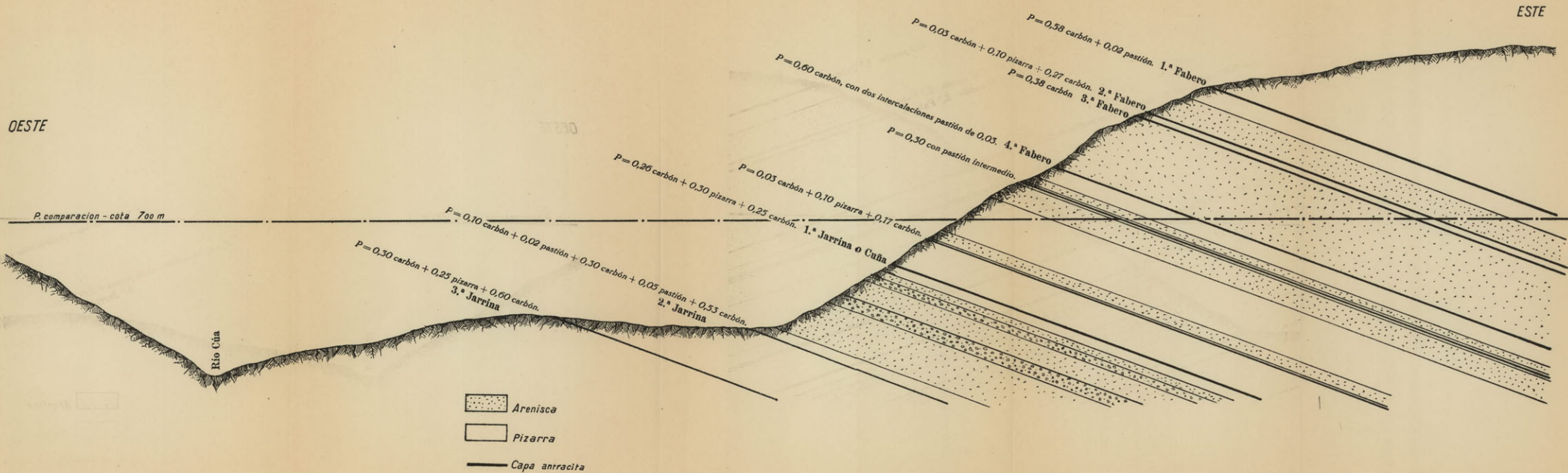
-  Arenisca
-  Pizarra
-  Capa antracita

P. comparación - cota 700 m.

CUENCA DEL CÚA O DE FABERO

CORTE E-F

ESCALA 1:1.000



CUENCA DEL CÚA O DE FABERO

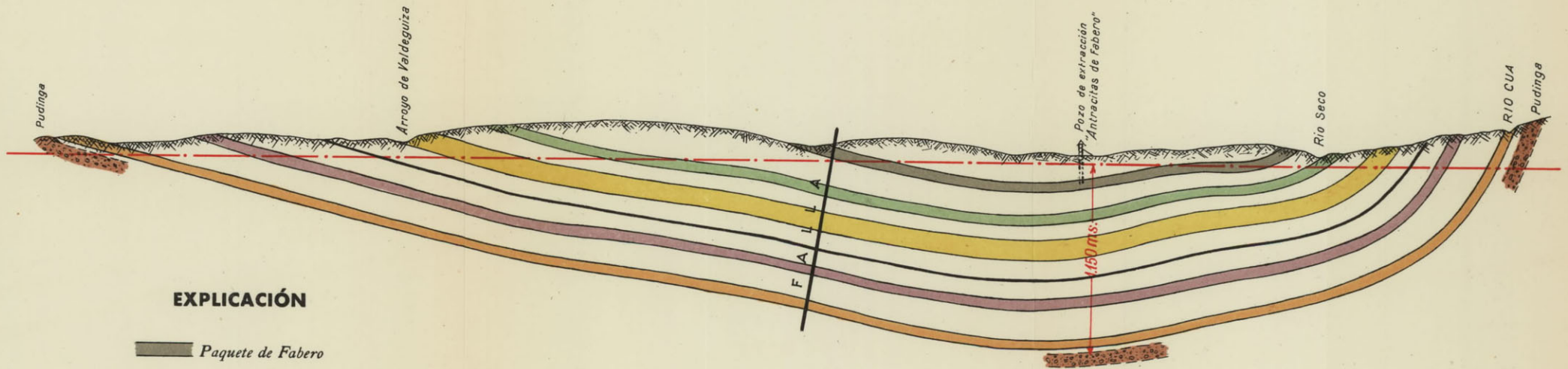
CORTE P-P

ESCALA 1:25,000



S. 7,00 E.

N. 7,00 O.



EXPLICACIÓN

- Paquete de Fabero
- de Farrinas
- de Internacionales
- Capa A
- Paquete de la Cazadora
- de la Perdiz

**DATOS PARA EL CONOCIMIENTO DE
LOS YACIMIENTOS PRIMARIOS DEL
PETRÓLEO EN LAS REGIONES
IBERO - CANTÁBRICAS**

FOR

RUPERTO SANZ
INGENIERO DE MINAS

Esta exposición se basa en los indicios y manifestaciones de petróleo que se hallan en el Norte de España, especialmente en las formaciones Ibéricas y Cantábricas de las provincias de Burgos y Santander, algunas de ellas, de intensidad próxima a la escala industrial, por su abundancia y extensión, lo que ya permite hacer algunas consideraciones sobre su posible origen y sobre sus probables rocas depósitos.

Conocidas son las teorías sobre el origen del petróleo, tanto las inorgánicas como las orgánicas; de estas últimas, sabido es que la tesis hoy generalmente adoptada por los geólogos es que el petróleo y los gases se forman en rocas sedimentarias de origen marino, pues así lo evidencian la inmensa mayoría de los yacimientos existentes. La gran difusión de todas estas tesis, nos exime de exponerlas. A cambio, recientemente, el geofísico norteamericano doctor C. E. van Ortstrand, ha descrito una teoría inorgánica (1), que ha llamado mucho la atención, y que por su ingenioso y atractivo razonamiento, se expone sucintamente a continuación. Dicho autor atribuye al petróleo y gases un origen cósmico, fundándose en los siguientes hechos e hipótesis:

1.—Todas las depresiones de la Luna (cráteres, circos, etc.), se forman a causa de escapes de gases al espacio in-

terestelar. Si se admite que la Tierra y la Luna constituyeron en un principio una misma masa, se deduce que la Tierra contuvo inicialmente grandes cantidades de gases.

2.—Jaggar (2) concibe el volcanismo en la corteza terrestre como un proceso profundo e intensivo, en las distintas edades, en sistemas lineares de fisuras de origen primitivo; constituye un débil resto del proceso solar, del que en la tierra queda el magma aprisionado por dicha corteza terrestre. Este magma, procedente de la masa solar, está formado por gases y por elementos cristalizables.

3.—Por las experiencias de la Física de los astros, se sabe que la molécula (CH) y el metano (CH₄) son compuestos universales, pues uno u otro, o ambos, se hallan, por doquier, en el Universo (Sol, planetas, meteoritos, cometas, astros y espacio interestelar). En algunos cometas se encuentra la serie completa CH₁, CH₂, CH₃, CH₄. En otros no se han observado hidrocarburos.

Analizando los fenómenos expuestos, conjuntamente con las condiciones fundamentales para que tenga lugar la acumulación de hidrocarburos en la tierra, resulta que, al menos en apariencia, hay coincidencias. En efecto, estas condiciones fundamentales son: 1.º Sedimentos potentes. 2.º Sedimentación en segmentos móviles de la corteza terrestre, y 3.º Aparente aumento de acumulaciones de petróleo en los terrenos geológicamente más modernos.

Jaggar sostiene que los volcanes y los terremotos son manifestaciones de gases en el casi sólido interior de la tierra que se extiende hacia la centrosfera. Este gas ejerce una presión constante y muy fuerte contra la roca de cobertura; en las zonas débiles rompe a través de aquella y escapa de la superficie de la tierra, produciendo así un volcán.

Este es un caso extremo. El otro es una extensión en la cual la presión no es suficiente para forzar el gas a través de la roca de cubierta y de los sedimentos superiores. El caso intermedio es el importante para esta teoría. El gas penetra en la roca del techo y se abre camino hacia niveles superiores de potentes sedimentos que la recubren, satisfaciendo, así, el requisito primero.

Evidentemente, la resistencia de las rocas al paso del gas es menor en zonas de notables elevaciones y de subsidencia, es decir, en las dovelas móviles de la tierra. Por tanto, la condición segunda queda cumplida.

Hemos dicho que Jaggar concibe el volcanismo en «un sistema linear de fisuras de origen primitivo». Spurr lo atribuye a ajustes isostáticos, plegamientos y formación de montañas, es decir, que la actividad volcánica en las distintas épocas geológicas, se debe a la incesante intranquilidad de la corteza terrestre, que crea, por su movimiento y presiones, nuevas zonas de calor, engendrando, quizá, nuevos gases en la parte más profunda de dicha corteza, y, si esto fuese cierto, la actividad ígnea, en lugar de finalizar como en la Luna, continuaría indefinidamente, al igual que la erosión.

Estas opiniones significan que las fallas, fracturas y fisuras se acumulan en el tiempo y, por consiguiente, el número de estos caminos de paso del gas será mayor cuanto más modernos sean geológicamente los sedimentos. Queda así satisfecha la condición tercera.

Apoya esta teoría la existencia de helium en los gases naturales, cuyo origen debe ser, por exclusión, interno. La comprobación de la presencia de abundantes gases hidrocarburos en meteoritos, astros, planetas, etc., prueba que también deben estar ocluidos en la tierra y, según Lind (3), en presencia de C₂, H₂ y elementos radioactivos

pueden formarse hidrocarburos de más elevado peso molecular.

El agua del mar y el aire de nuestra atmósfera, se han formado en procesos de este mismo tipo, o sea, que según Jaggar (4) y Kuiper (5) ambos proceden de los gases contenidos en el magma.

En resumen, según el autor, hay muy grandes probabilidades de que los yacimientos de petróleo y de gases naturales sean el resultado de un proceso unidireccional de evolución, que empieza con la molécula CH, tanto en el Sol como en las nebulosas del espacio interestelar.

* * *

La anterior teoría, extractada de la referida publicación es, repetimos, muy original e ingeniosa, pero no totalmente convincente en la observación de los hechos. No entramos a fondo en esta discusión, pero diremos que, según ella, los yacimientos petrolíferos lo mismo se pueden originar en formaciones de facies continental o lacustre, que en marinas. Esto sólo parece suceder en algún caso muy aislado; nuestro Wealdense puramente lacustre contiene petróleo, es cierto, pero es en yacimientos secundarios formados por emigración vertical. Además no explica la presencia del agua salada, y sólo, muy de pasada, la formación de hidrocarburos de alto peso molecular a partir de los más elementales, CH₄, CH₃, CH₂ y CH. Para la polimerización de estos hidrocarburos no bastan las altas presiones, sino también relativamente altas temperaturas, y se sabe que en dichos yacimientos siempre reinaron temperaturas relativamente bajas.

Aceptamos, pues, aquí la teoría de origen marino, y fundándonos en ella, discutiremos la posible roca madre en

las formaciones Cantábrica e Ibérica. No se pretende en este escrito fijarla de un modo definitivo, sino exponer de un modo crítico las características de los indicios hallados y de las rocas y formaciones estratigráficas donde se hallan, a lo que me decido a causa de los hechos observados en los trabajos e investigaciones realizados en nuestro suelo, después de escrito mi trabajo «El Petróleo en España», recientemente publicado por el Instituto Geológico.

Estas nuevas observaciones en las regiones Ibérica (Norte de Burgos) y Cantábrica (Santander), son las siguientes:

1.º Intensa impregnación de las calizas jurásicas recubiertas y confirmación de la continuidad de este terreno bajo el Infracretáceo de Burgos y Santander, con acentuado espesor en el Norte de aquella provincia. 2.º Intensa acumulación de petróleo en las areniscas wealdenses próximas al Jurásico en la misma zona de Burgos. 3.º Hallazgo de una espectacular manifestación de petróleo en la mancha triásica de Peña del Águila, al Este de Laredo (Santander). 4.º Conocimiento más detallado del Infracretáceo de Palencia, Burgos, Santander y Vizcaya, y de las formaciones jurásicas subyacentes.

Con estos datos llegamos a una primera conclusión, que es la que obliga a plantear discusión sobre el origen de este petróleo y la situación geológica de su posible yacimiento. Esta conclusión es que los indicios son igualmente intensos en las areniscas del Infracretáceo de facies wealdense, en las calizas jurásicas y en las calizas o areniscas triásicas. De todas estas rocas, principalmente de las dos primeras, por estar más investigadas, se han extraído recientemente notables cantidades de petróleo y han brotado gases a presiones medianas.

Para analizar metódicamente la importancia de tales

indicios hay que describir estos tres terrenos en las regiones que nos ocupan. Se comenzará por el Cretáceo inferior, donde los indicios exteriores son más llamativos en la facies continental ibérica.

Cretáceo inferior

Los cambios laterales y verticales de facies y las variaciones de potencia que presenta este piso, son muy marcados. En la gran extensión que ocupa en el Norte de las provincias de Burgos y Palencia y en las de Santander y Vizcaya, y partiendo del borde SO., su composición es la siguiente: 1.ª En la zona de borde de Aguilar de Campóo (Palencia), hacia el SE. de la misma hasta la de Montorio (Burgos), el Infracretáceo se apoya sobre el Jurásico por unos depósitos de colores vivos formados por arcillas y areniscas con gravilla rodada de cuarzo. Este primer tramo tiene poca potencia y le sigue una formación de calizas lacustres, que llega y sobrepasa en varios sitios los doscientos metros de potencia, adelgazando progresivamente hacia el SE. Estas calizas son, a veces, detríticas y de aspecto brechoide muy compacto.

Sobre esta serie caliza, descansa una formación blanda de arcillas y areniscas, principalmente arenosa, en la que destacan irregulares crestones de arenisca gris sucio, frecuentemente muy oscuras, entre arcillas versicolores en las que domina el rojo oscuro. Las areniscas contienen los elementos del granito y óxidos de hierro; las arcillas contienen también estos óxidos y son, en general, muy are-

nosas. La formación es puramente continental. Coronan el piso arcillas menos arenosas y más claras y potentes areniscas de color amarillo claro y blanquecino, que son, a veces, arkosas; pertenecen al Aptense-Albense.

2.º Hacia la zona sita al Norte de Sedano, desaparecen los tramos inferiores de calizas lacustres y arcillas rutilantes. De las primeras sólo queda algún fino banco, pero arcilloso y de tono algo verdoso. A cambio, en la zona de Bezana la base de este piso está formada por calizas ocres exteriormente y gris oscuro al partirlas y de margas sucias, ambas muy cargadas de fragmentos de ostras y de mica. Se intercala algún lecho de arenisca roja; es una facies marina muy somera. Esta formación es de poca potencia y se prolonga hacia el Norte, pues aparecen en el Valle del Pas, en Villacarriedo y otros puntos de la provincia de Santander. Reposan, en general, sobre calizas gris azuladas veteadas de calcita, pertenecientes al Jurásico. Sobre estas calizas viene un tramo arenoso en estratificación tabular, de grano bastante uniforme, con mica, y seguidamente el típico wealdense de estas regiones Ibéricas. Aquellas calizas y margas conchíferas, desaparecen hacia el Sur y ya faltan en la zona de Ailanes-Gallejones. Aquí el Cretáceo inferior empieza con esos finos bancos de caliza lacustre impura y continúa con la facies wealdense típica de alternancia de arcillas arenosas y areniscas de grano desigual, predominando éstas. Pero en esta zona de Ailanes-Gallejones (Burgos) se empieza a observar el aumento de potencia de este tramo, de Sur a Norte, y la iniciación en su mitad superior de horizontes marinos formados por calizas con ceritium y toucasias, que allí se presentan en lechos delgados, desde algunos centímetros a más de un metro de potencia. Su número en Ailanes es de cinco como mínimo, siendo más potentes los lechos más altos; también



aparecen allí las primeras margas y areniscas marinas y costeras y se observa una formación de cierta analogía con el Flysch negro y pardo que tanto desarrollo adquiere en la región Cantábrica. Pero todo ello en faja muy estrecha y penetrante y muriente hacia el Sur.

También en la mitad inferior, intercaladas entre la sucia formación arenosa, se halla algún raro lecho de arena limpia, análoga a la de la playa, y de arcillas margosas, pero carentes de fósiles que puedan fijar su facies. La coronación es de arcillas y areniscas de tonos rosados, amarillo y blanquecinos, estos últimos pertenecientes al Albense, cuya formación arenosa de grano fino y uniforme anuncia la invasión del mar cenomanense.

3.º Siguiendo hacia el Norte nos encontramos la prolongación de la depresión de Villarcayo, que al Oeste de Santelices (Burgos) se amortigua y bifurca, yendo una rama en dirección sensiblemente al Oeste hacia la llanura cuaternaria de La Virga y la otra hacia el NO, penetrando en la provincia de Santander, al Este del Puerto del Escudo. En esta zona es donde tienen lugar de un modo acentuado los cambios de facies del Cretáceo inferior, presentándose, al Noroeste, la Cantábrica. En efecto, los episodios marinos de la mitad superior que tímidamente llegaron a la zona de Ailanes-Gallejones, toman consistencia en la zona de Robredo (Burgos), y adquieren enorme potencia en toda la región de Espinosa de los Monteros, en el límite de las provincias de Burgos y Santander, desde la zona del Puerto de las Estaeas de Trueba, que da paso al Valle del Pas hacia el Norte, Este y Nordeste. La composición del Cretáceo inferior en este límite de provincias entre el Valle del Pas y la zona de Espinosa, es la siguiente (6): sobre el Jurásico descansan las calizas y margas arenosas con fragmentos de fósiles que vimos en la zona de Bezana.

Sigue una serie arenosa y arcillosa de facies wealdense de más de 700 metros de espesor, que corresponde a la mitad inferior de la zona de Ailanes. La cubren margas con orbitolinas, areniscas y calizas con plicátulas, de más de 200 metros de potencia, de color oscuro (Flysch negro). Sobre esta serie viene un complejo arenoso con orbitolinas (Flysch) y bancos de calizas arrecifales, de unos 200 metros de potencia total. Esta formación es muy variable de un lugar a otro, con cambios frecuentes laterales de una roca a otra.

Descansan sobre ella las primeras calizas arrecifales potentes con toucasias, de unos 100 metros de espesor, a las que monta otro complejo arenoso análogo al anterior. Siguen otras calizas arrecifales con 150 metros de potencia, aproximadamente, y corona el piso un complejo arenoso de facies wealdense muy potente, que corresponde al de la misma facies de la mitad superior de las regiones Ibéricas. Éste está recubierto por el Cenomanense.

Las formaciones intercaladas de margas, calizas y Flysch, se reducen rápidamente hacia el Sur, juntándose la superior e inferior de facies wealdense que sólo quedan separadas en estrechas indentaciones, una de las cuales penetra hasta Ailanes-Gallejones, por delgados lechos calizos y margosos.

Hacia el Este y Nordeste, continúan los cambios litológicos. El Cenomanense, bien caracterizado en la zona de Espinosa, adquiere aquí ya más de 200 metros de potencia y su contacto con el Albense es indefinido por lo gradual. Está integrado por calizas y margas arenosas y areniscas, haciéndose más calizo hacia el techo y contiene tramos análogos al Flysch. Todo el piso es marino y está cuajado de orbitolinas. Más al Este de Nocado (Burgos), la parte alta del piso sigue bien caracterizada, pero la infe-

rior no se diferencia del Infracretáceo aparentemente; formando un Flysch pardo oscuro en el que la distinción de facies marina o continental sólo se puede hacer con certeza por la presencia de orbitolinas, pues la composición litológica es la misma. Ésta es, a veces, de margas muy compactas, a veces en lechos delgados, pizarreñas, areniscas amarillentas y oscuras muy micáceas y delgados lechos calizos. Esta formación adquiere enorme potencia, que en un conjunto visible con sus facies de Flysch pardo y negro y con las intercalaciones de calizas y margas francamente marinas, pasa de los 4.000 metros en la zona de Lanestrosa (Santander), para adelgazar de nuevo hacia el mar.

Las calizas superiores de Espinosa, desaparecen pronto hacia el Este en aquel conjunto, entre el que sólo asoman algunas hiladas aisladas, pero hacia el Norte las siguientes adquieren enormes potencias, entre los valles de Villacarrido y Ramales, hasta el mar. Son arrecifales típicas de facies aptense con toucasias y corales y cambian lateralmente unas veces a margas marinas y éstas, a su vez, al Flysch, y otras terminan bruscamente en corte, rodeadas del citado Flysch. Forman éstas el gran anticlinal de Arredondo y otros pliegues hacia el Norte. Masas aisladas de estas calizas arrecifales asoman en la provincia de Santander hacia el Este, pero la principal es la citada más arriba. Toda esta estratigrafía del Cretáceo inferior es confusa y es casi imposible fijar la posición de las distintas formaciones. Aparte de estas calizas y margas, las facies marina o continental son difícil de distinguir y sólo algunos horizontes con orbitolinas nos señalan la primera. Parecen indicar estas características un mar oscilante con indentaciones y un marcado golfo en la zona de las calizas arrecifales potentes y extensas arriba citadas.

En la base del Infracretáceo aparece en algunos lugares

la facies típica del Wealdense con colores vivos, rojos, verdes y blancos y, en fin, el contacto con el Jurásico continúa formado por las calizas conchíferas sucias y en algún lugar magnesianas.

En el gran anticlinal de Vizcaya el corte del Infracretáceo visible es el siguiente (7):

Tramo superior, incluido el Cenomanense: Flysch pardo oscuro de alternantes bancos de areniscas sucias y compactas y margas arenosas, al parecer marino.

Flysch negroamarillento tableado, de margas negras pizarreñas y areniscas amarillentas o parduscas. Al parecer, continental.

Espesor total: 4.000 metros.

Tramo medio: Margas azules con un subtramo calizo en su parte superior. Marino.

Espesor máximo: 2.500 metros.

Tramo inferior totalmente visible: Flysch pardo oscuro de areniscas y margas sucias y compactas con intercalaciones calizas de facies aptense.

Espesor máximo: 2.750 metros.

Tramo inferior parcialmente visible: Flysch negroamarillento de margas negras y areniscas.

El espesor se reduce rápidamente en el flanco Norte del anticlinal.

* * *

De la descripción anterior, se deduce que la gran cuenca del Infracretáceo, en nuestras regiones, fué subsidente, siendo más acentuado el hundimiento en la zona axial de la cordillera Cantábrica de Santander y Vizcaya, y ocasionalmente más rápido en la zona de Arredondo, dando lugar a una entrada franca del mar que se extendió, en períodos

cada vez más breves, en indentaciones hacia el Sur, teniendo como límite meridional en forma puntiaguda la zona de Ailanes-Gallejones. En las zonas Cantábricas lindantes con las calizas arrecifales, y en la parte superior de piso, el mar debió ser oscilante. La iniciación del piso fue continental en la Ibérica hasta la zona de Bezana, y marino muy somero al Norte.

Los espesores son de unos 800 metros en la zona Sur, de 1.000 en la zona de Ailanes, de 6.000 o más en Llanes (Santander) y de 10.000 o más en la rama Sur del gran anticlinal de Vizcaya.

El croquis adjunto representa la probable posición estratigráfica al final del Infracretáceo (Montorio-Espinosa-Laredo).

Indicios petrolíferos

Veamos ahora la posición y naturaleza de los indicios petrolíferos hallados en el Cretáceo inferior.

Las manifestaciones exteriores y las halladas por sondeos son abundantes en todo su espesor en la región comprendida entre la zona de Ailanes-Gallejones y el Puerto del Escudo. Falta esta profusión en el resto, donde se presentan casi exclusivamente en los tramos superiores próximos al Albense o en él, igual que sucede en Fuente-toba (Soria) y Torrelapaja (Zaragoza).

La abundancia arriba citada coincide con zonas de fractura. Una de las más notables está en los bordes de una gran falla transversal (Quintanantello, Burgos).

En los sondeos los rendimientos mayores y los gases se hallaron próximos al contacto con el Jurásico.

La densidad del petróleo era en general menor cuanto más profundo se hallaba.

La roca depósito está constituida exclusivamente por las areniscas características del Wealdense.

Hay manantiales de agua salada y de sulfhídrico en la zona de Ailanes-Gallejones en zonas de fractura.

Las arcillas en contacto con estas areniscas impregnadas de petróleo o que contienen agua salada y sulfhídrico están decoloradas.

Se cumplen, pues, las condiciones de existencia de yacimientos petrolíferos en cuanto a los indicios se refiere.

Analizando la situación de estos indicios, próximos en los sondeos a la clasificación de productivos, vemos que coinciden con la zona costera del mar aptense y con la acentuación del hundimiento precisamente donde son más profusos y abundantes. Por este lado parece ser que en estos niveles se debió formar el petróleo en esta región. Pero entonces habría que suponer una emigración vertical hacia arriba y hacia abajo y que esta última llegara hasta el Jurásico, lo que no es probable.

Muy llamativo es que se halle en abundancia el sulfhídrico y el agua salada, pero las zonas de fractura en que se encuentran no nos permite asegurar que procedan de estos niveles, sobre todo el agua salada. El sulfhídrico sí puede formarse en ellos por reducción de los sulfatos que contengan las aguas de infiltración superficial, por sustancias orgánicas, entre ellas el petróleo.

Por otro lado, en la zona Sur (Basconcillos del Tozo) lo mismo que en Soria y Torrelapaja, no existe horizonte marino alguno que se haya podido determinar y, sin embargo, los indicios exteriores son llamativos y se encuentran también en zonas de fractura.

Pero aquí se presenta otro problema. No hay indicios bien comprobados en el Wealdense propiamente dicho sino en los tramos superiores, o sea, en las facies aptenses albae ibéricas, y habiendo tantos horizontes de areniscas porosas en aquél, sorprende que si la emigración es ascensional, no haya dejado rastros en ellas. Y esto no sucede en un caso aislado, sino en los tres citados y en la Hoya de Huidobro además. Si por otro lado tenemos en cuenta que en el Aptense-Albense son los albores de la transgresión marina cenomanense, pueden originarse dudas. Pero hay otro dato desfavorable, cual es la naturaleza asfáltica de estos indicios, mientras las del Wealdense son francamente líquidas y más ligeras cuanto más profundas. Además tampoco se halla en ellos agua salada ni sulfhídrico, a pesar de haberse efectuado numerosos sondeos en la zona de Fuentetoba.

Dudamos, pues, que en el Infracretáceo de facies wealdense de Burgos y Soria se encuentre el yacimiento primario del petróleo.

Es, desde luego, apropiado para contener la roca depositada en sus abundantes areniscas, si bien los yacimientos en este caso serán, en general, de forma lenticular, pues dichas areniscas son muy irregulares en porosidad y permeabilidad, tanto por la variación de su compacidad, lateral y verticalmente, como por impurificarse con arcilla aun pasar a éstas.

En el Infracretáceo de facies Cantábrica las condiciones son distintas por las alternancias francamente marinas lacustres y por el más pronunciado hundimiento. Es probable que muchos de los indicios que se hallan en Vizcaya Álava y Navarra, tengan su origen en estos niveles.

Los indicios petrolíferos del Jurásico

La composición típica del Jurásico en el borde occidental de la región Ibérica que nos ocupa, al Norte, Oeste y Sur de la zona de Aguilar de Campoo, es caliza y margosa. Sobre las carnioles del Rético descansan unas calizas magnesianas potentes del Infralías, en las que se apoyan calizas grises compactas; cubre a éstas una formación de margas con lechos intercalados de calizas cristalinas y margosas pertenecientes al Lías superior. Un banco de calizas grises claras recubren la anterior formación y nuevas margas con lechos calizos intercalados, coronados por otro banco de caliza más impura, que se descompone en forma de cantos redondos, forman el Dogger hasta el Caloviense inclusive.

Otras veces, más hacia el Norte de la región, el tramo inferior lo forman calizas tableadas sustituyendo a las magnesianas. El tono del Lías e Infralías es gris oscuro azulado y más claro el Dogger, salvo las margas y calizas margosas, que siempre es oscuro y azulado.

Las calizas presentan grietas y fisuras rellenas de calcita cristalizada y todo el conjunto ofrece un aspecto compacto.

En la zona de Ailanes-Gallejones, los sondeos han comprobado esta constitución del Lías, pero las calizas del Infralías son muy potentes y compactas. Más de 200 metros alcanza este espesor con alguna intercalación margosa. Estas calizas son grises claras y cristalinas en lugar de las oscuras y azuladas del Lías superior. Estas últimas presen-

tan siempre grietas y pequeñas oquedades, a pesar de su compacidad, rellenas de calcita de recristalización, mientras en las infralíasicas estas grietas están en menor profundidad, llegando a ser la roca totalmente compacta y de gran dureza.

Desde antiguo se han señalado residuos petrolíferos en las oquedades de estas calizas, pero en los sondeos realizados por CAMPSA en la zona de Gallejones, estos indicios se han mostrado tan intensos que han dado lugar a pequeñas producciones de petróleo y de gases. No sólo se hallan éstos en las grietas y fisuras, sino que impregnan toda la roca, excepto cuando presentan gran dureza y pocas grietas. El espesor impregnado es extraordinario pudiéndose decir que allí casi toda la caliza es petrolífera.

Este hecho es realmente de gran importancia y plantea también el problema de si estas margas y calizas constituyen la roca petroleogénica, pues, en gran parte están muy cargadas de restos fósiles, y su origen es puramente marino, de aguas tranquilas, continuamente recibidas por nuevos sedimentos, condiciones las más favorables para la acumulación de los organismos capaces de formar petróleo.

La emersión post-caloviense se produjo también de modo tranquilo, sin plegamientos sensibles más que en zonas localizadas, como sucede al Sudeste de la de Aguil de Campóo, donde el Infracretáceo reposa en concordancia con el Jurásico en su composición normal, pero otras lo hace discordante sobre el Lías, Infralías e incluso sobre el Trías, lo que prueba que hubo durante la emersión movimientos locales de plegamientos.

También en la zona de Gallejones falta el Dogger casi su totalidad, pero es que el lugar en que se hallan los sondeos es una cúpula originada por un empuje ascensional

del Trías en forma de un diapiro incipiente. La cúpula está rota y hay discordancia entre el Lías y el Infracretáceo. Esta discordancia no es sensible en el contacto, pero es muy violenta a poca distancia del mismo.

No está aclarado si alejándose de la zona axial de la cúpula continúa la discordancia, o bien se llegaría a encontrar todo el Jurásico desde el Caloviense, como en los bordes; esto es lo más probable y aquella discordancia sólo debe haberse producido por efecto de aquel empuje, que da origen a sendas fallas, entre las que hay una dovela hundida que pone lateralmente en contacto el Wealdense continental con el Jurásico.

Este último accidente ha hecho opinar a un notable geólogo extranjero, que el petróleo del Jurásico provenía del Wealdense por emigración lateral, pero esto no nos parece posible, pues dicho contacto se limita a unos 150 ó 200 metros, y la impregnación alcanza a más de 450 metros y además, siendo el camino mucho más fácil hacia las rocas permeables y porosas del mismo Wealdense y a través de las fallas, no debería escoger el más difícil de las calizas compactas, aunque haya que tener en cuenta los fenómenos de capilaridad y las presiones.

Aunque atraiga esta formación como petroleogénica, no hay que olvidar que también este petróleo se ha hallado en zona de fracturas y que bajo ella se halla el Keuper, discordante y con el espesor acumulativo de los diapiros, es decir, superior al normal, lo que pone también una interrogación.

No reúnen estas rocas condiciones de depósito por ser muy compactas. Sólo en las fisuras, grietas y oquedades puede contener petróleo, aparte de la escasa impregnación de dichas calizas debido a su poca porosidad, y como el número de esos huecos no es grande en general, sólo cuan-

do se presente un sistema denso de dichas fisuras o tas por condiciones locales, tales como dislocaciones durante los movimientos tectónicos especialmente en la formación de pliegues agudos, o cuarteamiento durante la consolidación de la roca, o en brechas calizas, es por la existencia de un importante yacimiento petrolífero, tanto por la extensión de la impregnación como por la permeabilidad de las margas en que están encajadas.

La continuidad del Liásico en toda la región bajo el infracretáceo, ha quedado comprobada y con espesores acentuados por lo menos en la zona de Ailanes-Gallejo pues además de su afloramiento en el borde occidental meridional de dicho Infracretáceo, se le ha hallado en sondeos de dicha zona, en Poza de la Sal y Oña (Burgos Nograro (Burgos), en el Valle de Pas, en Villacarriedo, el Besaya y en Ramales (Santander), y más a oriente, las estribaciones de la Sierra de la Demanda (Burgos y Rioja). La importancia de este hecho es grande, pues como hemos dicho, al rango de productivos industrialmente, si en una estructura de las varias muy favorables hay en tan gran extensión, existe una zona porosa, el yacimiento deseado puede encontrarse, lo que muy probablemente ha de suceder.

Además, las calizas magnesianas infraliásicas y las niolas del Rético, son una esperanza por su gran posibilidad de la proximidad de tan abundantes indicios.

Indicios petrolíferos en el Trías

El reciente hallazgo de espectaculares indicios de Punta del Águila, en Laredo (Santander), es estratigráficamente menos definido.

Se trata de un Trías sumamente dislocado y de composición estratigráficamente poco común. Brota este Trías entre calizas, seguramente liásicas, en forma diapírica, y está rizado y cruzado por fallas en un acantilado de la costa. En el fondo de este acantilado y cubiertas por el mar, excepto en las mareas bajas, se hallan unas calizas grises y duras que al partirlas sueltan notables cantidades de petróleo líquido de color verde intenso.

Estas calizas no tienen continuidad hacia el Oeste, donde una falla transversal las pone en contacto con una roca detrítica o dolomítica, tobácea. En esta falla y en esta otra roca se desprenden fuertes emanaciones de sulfhídrico que ennegrecen los charcos de agua que deja el mar. Hacia el Este están recubiertas de acarros y el mar las cubre hacia el Norte. En el acantilado el Trías está formado por lechos delgados de margas oscuras, varias de ellas pizarrosas, calizas oscuras, de areniscas y yesos, y hacia el Este, formando un pliegue en arco, salen unas calizas rojizas. Un lecho de marga pizarrosa está impregnado de betún. Grandes bloques de roca detrítica, desprendidos, cubren una parte del suelo, y en algunas de sus oquedades se observan manchas de un aceite pastoso.

Hay, pues, indicios en el Trías, pero los más intensos se hallan en las calizas del fondo, cuya posición estratigrá-

fica es muy difícil de definir, ya que si bien la formación que se presenta en el acantilado parece pertenecer al Keuper, sin ser tan característico como el de Laredo mis estas calizas pueden pertenecer al Lías, Infralías o Réti por su aspecto y por estar entre fallas, y aun al Muschelkalk. No hemos hallado en ellas fósiles en las breves visitas que nos imponían las mareas y esto nos ha impedido también su clasificación. Nuestra incertidumbre estriba, por lo dislocado que está el terreno, en la falta de fósil en la cercana presencia del Lías y en la ausencia de una clase de calizas en el Keuper que conocemos en la región Cantábrica. Las que hemos visto en este terreno son, general, negras o grises, muy oscuras, y algunas de ellas fétidas.

Pero al fin y al cabo en este Trías existen también indicios de petróleo de carácter primario, como en otros lugares de España. Ahora bien, aquel fuerte indicio en las calizas puede tanto confirmar los liásicos como los del Keuper o del Muschelkalk.

Analizando las posibilidades del Trías en el Norte de España, sabemos que la opinión extendida es que es el más probable yacimiento primario y de que todos los indicios se hallan ligados a la existencia de este terreno. Ciertamente que en el Trías se han hallado yacimientos primarios en casi todas las regiones de España donde aflora, cierto también que las manifestaciones exteriores se presentan en zonas dislocadas, con el Keuper como su substratum.

Ahora bien, sabemos asimismo que estos indicios del Keuper no tienen continuidad; es decir, que se presenta en pequeñas bolsas aisladas, como consecuencia natural de la manera en que se formó este terreno en sus alturas marinas y continentales, en las que se producía

lagunas saladas de desecación, con interrupciones en la sedimentación y sedimentaciones episódicas de ambas clases. Por tanto, donde los sedimentos en aguas saladas o salobres continuaron recubriéndose con nuevas aportaciones, pudo formarse petróleo, pero no así cuando aquellas se interrumpieron. Pero además, los sedimentos marinos del Keuper en el Norte de España son poco potentes en general y muy desiguales, lo mismo que ocurre al espesor total de este terreno, que raramente pasa de 100 metros, y generalmente es menor.

Por estas razones no puede considerarse al Keuper como fuente de abundantes yacimientos petrolíferos más que en alguna zona aislada, muy difícil de predecir. La estructura en que los hubiera, habría de coincidir con un Keuper en el substratum que localmente contuviera una potente y extensa roca petroleogénica o que dicha estructura fuese tan amplia que captara numerosas bolsas petrolíferas del Keuper, de las que el petróleo hubiera podido emigrar verticalmente a capas porosas y en éstas, lateralmente, hasta acumularse en las zonas cerradas de dicha estructura. Se comprende que todo esto puede ocurrir aisladamente, pero no repetirse con frecuencia, y, sin embargo, los indicios que se encuentran en los terrenos estratigráficamente superiores, son muy extensos por todo el Norte de España.

En cuanto a la relación de estos indicios con el Keuper es aparente y no puede ser un argumento en su favor. Estos indicios en rocas más o menos porosas aparecen siempre en la vecindad de dislocaciones o cuando, por efecto de la erosión, dichas capas afloran en los bordes. En ambos casos, lógicamente, el Keuper aparece también en las proximidades o está a poca hondura, pues no falta nunca en profundidad, lo que no quiere decir que el petró-

leo venga de él, pues tampoco faltan los demás terre que le recubren.

Una ligazón entre posibles yacimientos petrolíferos Keuper existe en otro sentido. La encontramos en la formación de diapiros en las zonas estratigráficamente diles; su carácter es, pues, exclusivamente tectónico y en este caso la acumulación del Keuper, escurrido por el peso de los sedimentos superiores y por presiones tectónicas hacia zonas débiles, puede acumular también el petróleo que contenga.

* * *

Como resumen de cuanto antecede, diremos que, como se ha señalado al principio, sólo se pretende llamar atención sobre los posibles yacimientos primarios sin fin como exclusivo uno de los citados. Las condiciones por las que se reúnen los tres, Infracretáceo, Jurásico y Triásico. Pero en lo que sí hacemos hincapié es que el segundo es el más favorable de todos en las regiones del Norte de España, especialmente en la burgalesa y cantábrica, por dar origen a grandes cantidades de petróleo, tanto en intensidad como extensión, pudiendo, entonces, esperar que la posible producción no se limitaría a una zona o estructura casualmente favorecida, sino que podría extenderse a otras de las regiones cantábrica e ibérica. La uniformidad y extensión de este terreno abonan esta hipótesis mientras las variaciones que experimentan los otros diapiros hacen más inciertas las que se puedan hacer sobre ellos. En este último caso habría que generalizar menos y hacer su análisis por zonas según su facies. En el Infracretáceo habría que considerar por separado la Cantábrica con sedimentos marinos en mucha mayor cuantía, y la Ibérica

esencialmente continental en Burgos y Soria, y dentro de ambas los cambios verticales y laterales que experimentan.

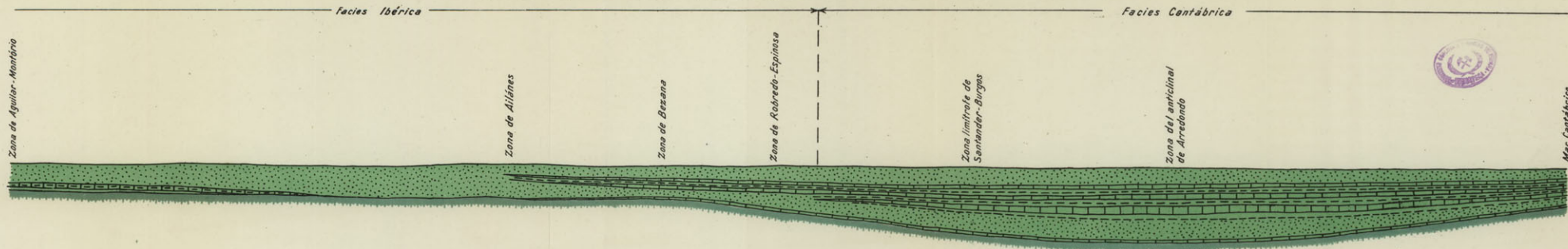
En el Keuper es aún más incierta toda hipótesis, pues la distribución de las zonas petroleogénicas es irregular y sólo podemos tomarlo como fundamento por sus efectos tectónicos, sobre todo cuando en las proximidades de sus apuntamientos diapíricos se presentan otros síntomas.

Mucho queda por hacer hasta llegar a conclusiones definitivas; las sondas y más detenidos estudios mineralógicos y paleontológicos, especialmente de la microfauna, nos darán más luz sobre este problema transcendental.

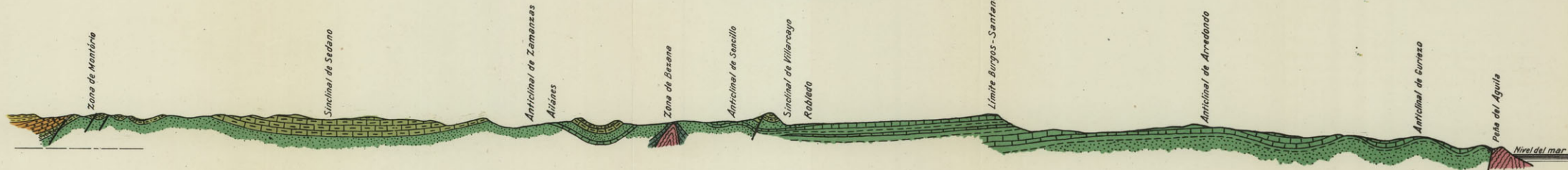
Referencias

- (1) *Cosmic Origin of Oil and Gas*, Dr. C. E. VAN ORSTRAND.—*World Oil*, noviembre 1948.
- (2) *The mechanism of volcanoes*.—*Volcanologif. Boletín 77*.—National Research council. Washington, 52, 54, 1931, y *Volcanoes War*, 1945, por JAGGAR, T. A.
- (3) *On the origin of petroleum. The Science of Petroleum*.—Vol. 1. Oxford University Press, 1938, y *Some chemical aspects of the origin of Petroleum*. *Science*; enero 9, 1931, por SAMUEL C. LIND.
- (4) Referencia (2).
- (5) *Science News letter*.—Enero 29, 1944; *Science*, enero 28, 1944. *Popular Astronomy*, febrero 1944 y *Astronomical Jour*, noviembre 1944, por GERALD P. TITAN KUIPER.
- (6) *Étude Géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*, por RAYMOND CIRY, 1940.
- (7) Informe de D. José M.^o Ríos (inédito), 1949.

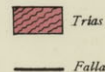
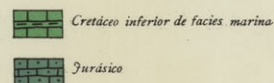
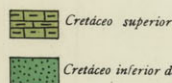
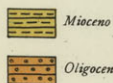
REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA PROBABLE POSICIÓN DEL CRETÁCEO INFERIOR, AL FINAL DE SU SEDIMENTACIÓN,
EN LAS REGIONES AGUILAR DE CAMPÓO-MONTÓRIO, ESPINOSA DE LOS MONTEROS-ARREDONDO-LAREDO



CORTE REPRESENTATIVO DEL CRETÁCEO ENTRE LA REGIÓN DE MONTÓRIO (BURGOS)
Y LA DE LAREDO (SANTANDER)

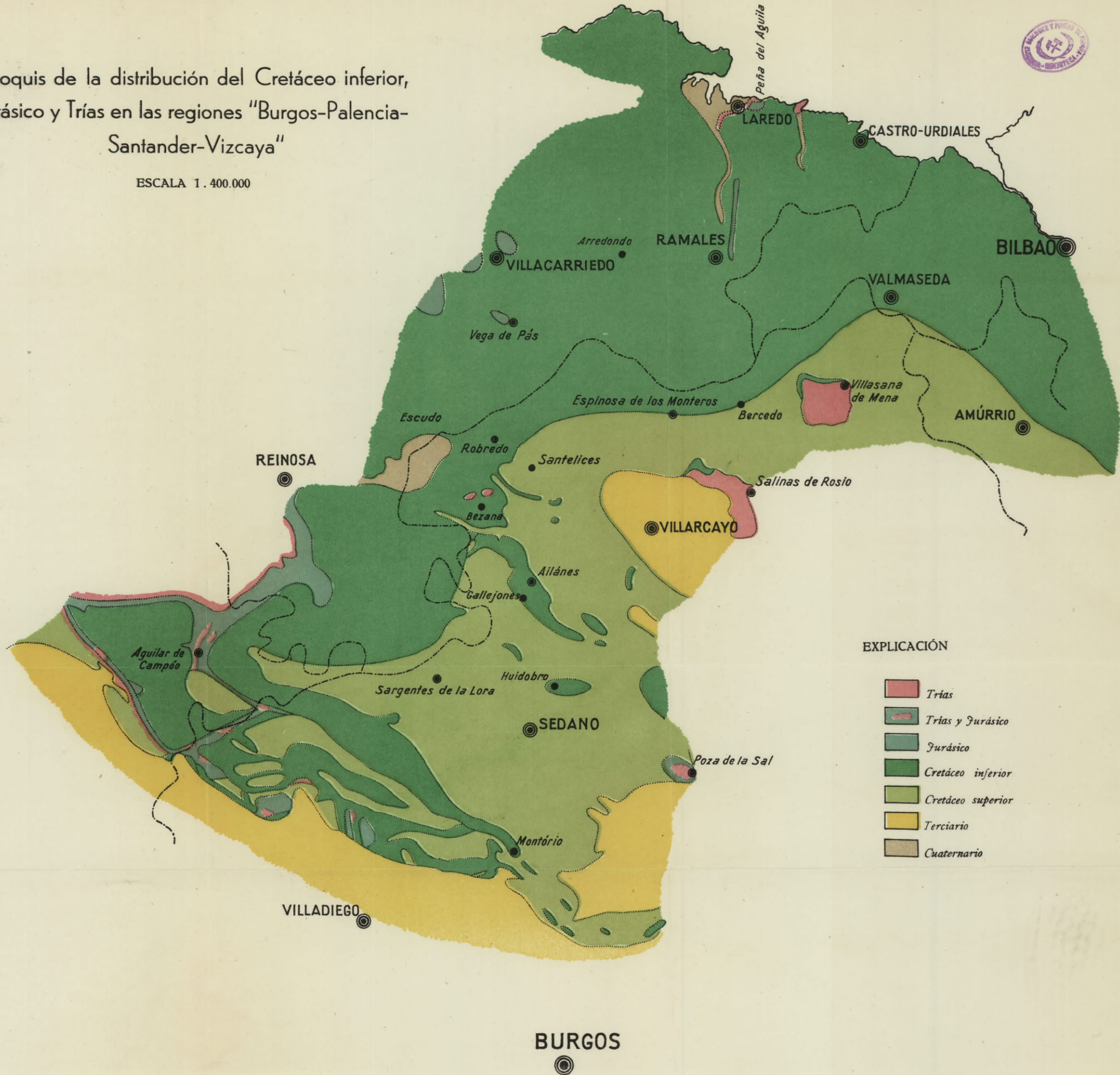


EXPLICACIÓN



Croquis de la distribución del Cretáceo inferior,
Jurásico y Trías en las regiones "Burgos-Palencia-
Santander-Vizcaya"

ESCALA 1 : 400.000



**FUNDAMENTOS
DE UNA MORFOLOGÍA ASTURIANA**

ESTRUCTURA DE PLIEGUES DE AGRUPACIÓN

POR

PRIMITIVO HERNÁNDEZ-SAMPELAYO

ÍNDICE

P

Fundamentos de una morfología asturiana	
Pliegues de agrupación	
Análisis estratigráfico y paleontológico de la zona	
Terrazas paleozoicas. Siluriano	
Carbonífero	
Variaciones de los núcleos	
Rasas de Asturias	
Corridas de sierras y consideraciones tectónicas	
Corridas y su constitución	
Elementos orográficos	
Hiatos paleozoicos	
Hojas tectónicas de Mengaud	
Hoja segunda	
Cortes de Kegel	
Génesis de las sierras planas	

GRÁFICOS

Plano de las sierras	
Corte de pliegues agrupados	al
Cortes de Mengaud y Kegel	

FUNDAMENTOS DE UNA MORFOLOGÍA ASTURIANA

Por P. H.-Sampelayo

PLIEGUES DE AGRUPACIÓN

Debemos detallar un hipotético núcleo diapírico, que no siempre completo en sus términos, se ofrece como estructura interna en todos los pliegues paleozoicos de esta zona y de los cuales, por demolición y erosión continental, se derivan repetidamente las morfologías planas. El detalle de pliegue núcleo perforante es así: El núcleo, con frecuencia de cuarcitas blancas, corresponde a la base del ordoviciense, sin que hayamos visto nunca el postdamienense ni otros tramos cambrianos; las pizarras del ordoviciense están casi ausentes de esta gran transgresión y en contacto anormal se suelen ofrecer con aparente concordancia, por su monótona materia litológica y escasa discordancia angular; superpuestas, se ordenan areniscas de tipo devoniano, pues a veces enriquecen tanto en hierro que han llegado a considerarse como menas, lo cual autoriza a esa suposición; encima, y con repetida anomalía y transgresión, aparecen los delgados y rosáceos mármoles griota, mezclados, en la Ballota, con los tableados horizontes de mármol negro y las capas litoides verdes, rojas y oscuras de las clásicas agrupaciones baregianas, tan frecuentes en los Pirineos, unidas, como en Cué, a los indicios y criaderos de la mena manganesífera.

Encima, por fin, yacen las otras areniscas, que su ofrecer *archæocalamites* y lechos carbonosos, los cuales ya del infracarbonífero, podrían cuadrar con su colocación *tournasiense*, puesto que la parte alta de los montes topografía general queda marcada por la caliza de Moaña, alguna ligera arenisca y hasta pudinga o gonfolita facies *westfaliense*.

Este repetido y complejo núcleo diapírico, que analizaremos con faunas detalladas y tectónicamente, e que nos ha servido de fundamento para conservar su impresión gráfica con los colores geológicos devonianos (areniscas) y carboníferos (calizas con *despiece* y tono a conservando el tono verde compuesto para la base siluriano, cuarcitas subrayadas con algunos trazos mates del tono mesosiluriano.

Es un caso de representación estructural, que, en nuestra opinión, debe ofrecerse unida, pues se repite, con algunas variaciones, en el paleozoico, desde Cataluña hasta Galicia, por lo cual puede equivaler, en grafismo comparado, a un eslabón de encadenamiento apreciable por su representación en hojas y zonas colindantes.

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y PALEONTOLÓGICO DE LA ZONA

La estratigrafía es sencilla porque comprende escaso número de terrenos geológicos, pero muy repetidamente mezclados.

Siluriano.—Cuarcitas de la base y en algún sitio pizarras atribuibles a la segunda fauna.

Hiato.—Siluriano medio y superior. Areniscas a veces rojizas.

Devoniano. *Hiato mesodevoniano*.—Cuarcitas y calizas vinosas con cuarcitas negras y nódulos en conjunto muy plegado (*baregianas*).

Carbonífero *viseano* y *culm*.—Capas arenosas con *calamites*, Calizas rojas con pizarras vinosas y señales de *clyménidos* y *ceratitidos* inferiores. *Viseano* (*griota*).

Caliza *dinantiense*-areniscas. Falta el *culm* al final.

Hiato secundario. Del permiano al suprajura.

Infracretáceo-Beduliense.—Margas tableadas oscuras. *Orbitolina conoidea* (*lenticularis*). *Gargasiense*. Calizas menos estratificadas con *Pseudotoucasia santanderensis*.

Hiato supracretáceo.

Numulítico (medio).—Calizas y margas claras, con fauna *luteciense*. *N. perforata*, *N. lucassana*.

Faltan oligoceno y mioceno.

TERRENOS PALEOZOICOS.—SILURIANO.

Los horizontes que, como pertenecientes al sistema antiguo, se distinguen, son areniscas, casi siempre blancas, de granos esquinados, pequeños, de 0,50 a 1,00 ó 2,00 mm. próximamente, calibrados y bastante cristalinos, con apariencia a veces sacaroide; la mayor parte de las veces de textura cuarcitosa.

Estos bancos inferiores, con potencias no muy discernibles, pero que en la playa de San Antolín podrían llegar a un centenar de metros, constituyen generalmente el núcleo anticlinal de las distintas sierras planas y unas veces con el intermedio de pizarras delgadas, oscuras y laminadas y otras directamente, se aproximan o ponen en contacto con areniscas que, sin duda, se enlazan con la serie devoniana, sin que se pueda asegurar con cuáles de sus pisos.

Volviendo a los bancos inferiores del siluriano, se localizan particularmente formando los núcleos que hacen de armadura a las sierras planas, según se aprecia bien por los cortes. Los bancos que se colocan debajo, hasta la integración casi completa de la sierra plana correspondiente, son claramente silurianos; así los clasificó Adaro por comparación con otros fosilíferos de Asturias y Galicia; Cueto insiste en la acertada determinación al hacer sus estudios en esta región cántabro-astúrica sin encontrar organismos; el primer fósil de que tenemos noticias fue una *cruziana* suelta que encontró, en uno de los túmulos de la planicie, el ilustrado presbítero D. José Fernández Menéndez, párroco de Colombres; y con alguna atención hemos podido comprobar, en todas las sierras, horizontes de restos fósiles silurianos determinables: *Cruzianas: rugosa, furcifera y goldfussi; Scolithus dufrenoi, lingulas* en losas, *tigilites, Crossocorda*, etc. Las areniscas y cuarcitas de estos potentes tramos silurianos se pliegan, simulando un espesor mucho mayor, y ofrecen, en su diastrofismo, estratos más altos y más bajos, dentro del ordoviciense. El siluriano medio debe estar representado, puede decirse que en indicios, por algunas láminas de pizarra comprimida, que apenas pasan de medio metro en los cantiles de la sierra, y únicamente en el Suevo hemos

podido encontrar, bien representado con la fauna, el piso ordoviciense. En cuanto a los estratos del cambriano superior creemos haberlos visto en la Sierra de Cardoso, sobre Naves, y consistían en pizarras arcillosas y psamitas con bastantes algas o pistas, tal y como ocurre en el piso postdamiense, en gran parte de la región NO. de España.

El siluriano superior no lo hemos visto bien representado.

El gotlandiense, no apreciado antes paleontológicamente, tiene presencia casi segura en el Suevo, cerca de Llanes, con faunas de *Orthis* y *Fenestellidos*, en el mineral contenido en aquellos pliegues silurianos y en las ampelitas, en las cuales, con repetida y atenta observación, se encontrarán graptolítidos.

La escasez de restos fósiles y las variaciones sacaroides y hasta milonitizadas de las cuarcitas nucleares de Santander, Asturias y León, han dado lugar a frecuentes confusiones, promoviendo discusiones que han quedado expresadas en las actas de S. E. H. N. (mayo, págs. 229-234, y noviembre 1935 y enero 1936), y en el «Sistema Siluriano» (P. H. S.) 1942 (160 a 168), actas del mismo Boletín.

Las areniscas de Prellezo, prolongación de las sierras planas de Pechón y Pimiango en Asturias, fueron consideradas por Schulz (1858) y Maestre (1876) como carboníferas en sus sendas descripciones de las provincias de Asturias y Santander. Gascue, en 1875, las suponía devonianas, opinión a la cual se asoció Ch. Barrois (1882) y, más modernamente, el Sr. Mengaud. Quiroga, en 1887, encontró dos ejemplares de esta roca con *Scolithus* en la mitad superior del Cueto (sierra plana), en el lado que mira al pueblo de Prellezo. Este dato, dice Quiroga, «acaso hicie-

ra llevar al período Cámbrico las areniscas que corr bajo la caliza carbonífera de la costa, entre Prellezo y P miango.» (1).

Nosotros pudimos comprobar en 1927 (Sampelayo, ho de Llanes) que, desde el límite de Santander y Asturi hasta cerca de Ribadesella, se distingue en la costa un serie de sierras planas, integradas en su parte princip por areniscas en banditas, alternadas casi de E. a O. co el mármol griota y la caliza carbonífera, en apretado pliegues que disimulan los hiatos.

El siluriano queda demostrado por los encuentros fo silíferos (Sampelayo, 1928).

El siluriano medio sólo se comprueba paleontológica mente en la sierra del Sueve, con el mineral de hierr oolítico y trilobites característicos: *Calymene*, *Iliaenu hispanicus*, encontrados por el ingeniero Sr. Cueto, *Asaphus nobilis*, recogido por nuestro compañero Gumer sindo Junquera.

El descubrimiento más fehaciente fué el de un banc con *Cruziana furcifera* cuyo ejemplar se encuentra expues to en el Museo del Instituto Geológico y Minero de Espa ña, apreciándose las fracturas producidas en el ejemplar, al arrancarlo del liso de la roca (2).

El tramo superpuesto a la cuarcita es también arenoso y el paso entre ambos resulta algo confuso debido a la se mejanza del material de ambos horizontes y a su desgaste equivalente. Estas tongadas arenosas y superiores a la cuarcita ordoviciense se componen, en absoluto, de mate riales detríticos, pasando, en tránsito y por partes, de

(1) Mallada, al comentar la nota de Quiroga, corrige con buen sentido y cambia el supuesto cambriano por siluriano.

(2) Fotografía en las Actas R. S. E. H. N. de enero 1936.

areniscas de grano grueso a pudingas, los elementos poli génicos de las cuales llegan a pocos decímetros y son, casi siempre, cantos rodados de cuarcita siluriana. En este nivel de todas las sierras planas se encuentra, invariable mente, un horizonte de carbón de pocos centímetros, que contiene tallos vegetales hasta de seis a ocho centímetros de diámetro y más de un metro de longitud, cuya compo sición interna es arenosa, con un revestido de pizarra car bonosa, sobre la que queda grabado el estriado del tallo, que parece referirse a grandes helechos o quizás a calami tes (*archæocalamites*) por más que no hemos podido en contrar nudo alguno.

El hecho de contener carbón estas capas de conglome rado, hace que hayan sido más o menos investigadas en las épocas favorables para los precios del carbón, pero en general poco seguidas de prospecciones y siempre infruc tuosas; hay un rasgo, además, que subraya el nivel, y es el contenido de nódulos de pirita de hierro, hasta de cuatro centímetros de diámetro, que salpican los estratos de are nisca que encierran las pizarras carbonosas.

Por lo general, el carbón está en la parte alta, próximo a los plegamientos supuestos famenienses, y son los me nudos almendrones cuarzosos los que quedan en la base del tramo, la potencia del cual variará de 6 a 20 metros.

No nos ha sido posible ni clasificar los restos vegetales recogidos, ni encontrar fósiles distintos que nos lleven a una determinación; no obstante proponemos que a este nivel se le asigne sincronismo de edad desde la arenisca roja antigua al culm, y como razones empíricas nos fija mos en la constancia con que la pudinga toca con los es tratos silurianos, en su composición detrítica, y en el tono muy rojo que adopta con frecuencia; ejemplo, los estra-

tos de la playa de La Franca (¿Tanusiense a infracarbonífero?).

Sobre estas areniscas que estimamos correspondiente al coblenciense, se coloca un tramo de unos 8 a 10 m. de potencia, bastante constante y llamativo que parece poco verosímil no haya sido señalado por los diferentes autores que han estudiado esta zona. Está compuesto por tongadas muy seguidas y estratificadas de cuarcitas, vinosas y otras negras, como fanitas, con manchas muy verdes, alternando con pizarras arcillosas verdes y rojizas; los tonos son muy vivos y el plegamiento con muy frecuentes flexiones, que llegan en sitios a verdaderas complicaciones; en este tramo se ven a menudo vetas de manganeso y unos delgados lechos de carbón y pizarras grafitosas; en pocos sitios he comprobado una tongada de caliza oscura intercalada con señales como de braquiópodos. Es carácter general del tramo su grado de quebrantamiento (milonitización), pues no hay desplazamiento de partículas; pero es difícil sacar trozos de pocos centímetros, pues toda la roca se desmenuza al intentar arrancarla, circunstancia que dificulta mucho la investigación paleontológica; el único resto, bien determinante, que hemos podido encontrar, ha sido un artejo de *Potericrinus minutus*, Roem, en la delgada cuarcita vinosa. Ahora bien: este fósil pertenece al carbonífero inferior y al devoniano en sus tramos más altos, y en consecuencia me inclino a esta clasificación para estas delgadas capas abigarradas y rizadas.

Nos sirven de argumentos a favor de esta determinación la gran semejanza de tonos y presentación que tienen estos estratos con algunos famenienses belgas y franceses, compuestos parcialmente de mármol Campan, versicolor, con inflexiones (baregianas inferiores).

Tales calizas nodulares (Haug, pág. 702) parecen pertenecer al devoniano superior, tienen paños rojos y verdes y, aunque más plegados que ellos, se enlazan con los mármoles griotos superiores. Este tramo de núcleos, fosfatados a veces y con venillas de manganeso, es afín al mármol Campan de los Pirineos y de la Montaña Negra (1).

Este tramo a que nos venimos refiriendo se encuentra bien presentado en Barèges (Pirineos) con calizas amigdaloides de *Goniatites*. Con frecuencia cambia esta formación, por metamorfismo, en un conjunto de rocas petrosilíceas y calizas versicolores muy retorcidas y plegadas, que se llaman baregianas en los Pirineos franceses; en realidad deben incluirse en el piso fameniense, el más alto del devoniano. En resumen, este conjunto de pizarras, cuarcitas y calizas superiores amigdaloides, que se transforman por metamorfismo en las cercanías de Barèges, adoptando como el devoniano rocas extraordinariamente cintadas y de brillantes y preciosas inflexiones, se ha llamado de capas baregianas.

Carbonífero.

Cuando la serie de estratos está completa ofrece, a partir del mar, areniscas algo fosilíferas alternando con calizas, las cuales van aumentando en potencia, y colores negros primero y blancos después, desprendiendo fosfuros de hidrógeno a la percusión, hasta representar la verdadera caliza dinantiense, que llega a tener centenares de metros de potencia, escasa estratificación, fauna frecuente y constituye los más altos picos en forma de sin-

(1) «Traité de Géologie», E. Haug, 1927, pág. 702.

clinales y cañones profundos, en la violenta y salvaj topografía, que justifica el nombre de caliza de Montaña o de los cañones. Este tramo de caliza carbonífera termina con frecuencia en un horizonte negro, bastante fé tido, con vetas de espato calizo y a veces contiene brecha de la misma roca con señales de carbonatos de cobre pintas de calcopirita. Debajo de este tramo dinantiense en concordancia, se colocan en tramo tableado de uno 15-40 metros, calizas blancas y rojas con *Poteroicrinu* y *Clymenia crenistria*, Phill., que puntualizan la posición de estas hiladas en el tramo, horizonte conocido por már mol griota o grioto. Las capas siguientes, sopuestas al már mol rojo, sin perder la concordancia, suelen estar much más plegadas, por lo que es frecuente en la unión, cuando el corte del terreno no es fresco, que se produzca algún espacio con erosión o tierras corridas con detritus de montaña, las que impiden ver el plegamiento de las capas (falla). Este tramo inferior al már mol rojo no suele tener más de 8 a 10 m. de potencia, y es bastante constante y muy llamativo, resultando incomprensible que no haya sido hecho notar en esta zona por los diferentes autores. En resumen, en esta zona neodevoniana se opera un paso progresivo del devoniano al carbonífero (viseano), ambos pelágicos.

La fauna del griota (Vallota, Andrin, etc.), se encuentra regularmente extendida, pero con ejemplares bastante repetidos, la base de los cuales son los *Crinoides* en artejos o tallos, mineralizados en calcita teñida con cutícula rojiza. Uno de los sitios más representativos es la playa llamada La Ballota (Vallota) en la que se distinguen las cuarcitas brillantes y sacaroides del núcleo y las delgadas mates baregianas.

En estas rocas de pliegues retorcidos y trastornados do-

mina una caliza de bancos delgados que se adaptan y subrayan los pliegues torturados. Dominan los artejos de *Poteroicrinus* siempre espatizados, pero la caliza en que asientan es más bien de tipo sacaroides; el diámetro medio (granos) será de unos 6 mm. y el espesor entre las articulaciones varía de 1 a 2 mm.; el número de radios en cada cara será de unos 60. Se pueden distinguir entre los tallos de crinoides dos clases: unos (poteroicrinus) con la corona del artejo radiada hasta el centro del canal, bordes dentados de unión y borde columnar liso y los otros en los cuales alternan artejos expansionados en forma tórica y uniones cilíndricas de menor altura y diámetro que las formas expansionadas, con lo cual aparentan las columnas disposiciones finamente arrosariadas, bastante frecuentes en el subgénero *Pachylocrinus*, del mismo grupo poteroicrinido, pero ya dentro del carbonífero. En una de las calizas blancas encontramos un pequeño *Zaphrentoide*.

Por excepción, y en las mismas calizas de la Ballota, se ofrece alguna pila de artejos, de 3,5 a 4 centímetros de diámetro; el canal tendrá un centímetro y el espesor excederá poco de un milímetro.

Hay algún braquiópodo de bastante curvatura que recuerda un perfil de *Productus*.

VARIACIONES DE LOS NÚCLEOS.

En la playa de Andrin, con el mismo tono de la caliza roja encontramos cinco ejemplares de *endocerátidos* (*Endoceras*), algunos de los cuales llevan en sus paredes externas adheridos restos de crinoides, de *braquiópodos* y probablemente un *Nomoceratoide*, también de significación dinantiense a juzgar por sus líneas falciformes de su escultura. Hay un ejemplar muy semejante al *Thrinco-ceras* cf. *hibernicum*, Foord. Debemos anotar otro bra-

quiópodo de curvatura de *Productus*, semejante al encontrado en la playa de Ballota. La caliza fosilífera es ros (mármol) no confundible con las calizas baregianas. Lo artejos de *Crinoides* son como los de la playa de Ballot

En las calizas y areniscas de Parrés se encuentran también entronques de *Poteriocrinus* huecos en la mayoría; la calizas son griota.

En Purón calizas de mármol griota, cerca de la carretera, además de los restos de *Crinoides* algún pequeño *Zprhentis* semejantes a los de Ballota. Cerca, en el barranco de río Purón, hay calizas rosadas con areniscas que parecen carboníferas, unidas a las cuarcitas sacaroides con puntitos negros, de aspecto siluriano. Debemos mencionar la relativa frecuencia de oolitos ferruginosos y verde-cloritosos, de unas décimas de milímetro a un milímetro, representativos de facies ferruginosas de tipo *tanusiense* (areniscas de Furada, de Barrois).

Por fin, para no alargar más estas pequeñas observaciones, citaremos las calizas grises de *Grandiella* en las cuales, ya algo separada de las griotas, la caliza dinantiense compacta en tránsito unido a unas areniscas, muestra una silicificación envolvente.

RASAS DE ASTURIAS (1)

La región que estudiamos es una de las más pintorescas de la bella región asturiana, debido a la proximidad de las montañas al litoral, pues a partir de la zona costera, relativamente estrecha, se eleva una sucesión de sierras contiguas paralelas al acantilado, que forman un fondo de cresterías, y aunque su altura no es muy elevada, pues culminan en los 1.315 m. (pico Turbina), la altitud relativa es grande, teniendo en cuenta la proximidad del mar, ya que los 1.315 m. se ganan en una distancia horizontal de unos 7 Km. de N. a S., según cortes meridianos y normales a la costa y a la cordillera.

Esto da lugar a que el terreno sea muy abrupto y frágoso a muy poca distancia del mar, de vegetación exuberante, principalmente castaños y brezos, con rica y extensa pradería, resultando un conjunto en extremo pintoresco.

Para orientar debidamente el estudio geológico de la zona conviene resolver previamente el sistema orográfico de la región, pues la complicación topográfica origina mu-

(1) Muchos de estos datos están tomados y considerados en unión de mi compañero Sr. Kindelan.

chas confusiones, patentes en algunos estudios geológicos realizados anteriormente.

Destacan en primer lugar las sierras planas, terr que han llamado la atención de los geólogos que han tado la zona. Se trata de sierras de poca elevación, suaves laderas recubiertas de vegetación y con am llanos en su cumbre, como se aprecia en el plano gráfico.

Partiendo del mar se encuentra en primer términ sierra de Cué que arranca de la playa de la Ballota y pués de un recorrido de 5 Km. hacia el OSO. se deg entre la Portilla y las Mestas. En su llano superior se cuenta instalado un amplio aeródromo, Escuela de lo sin motor.

Más hacia el interior se presenta la sierra plana de rón, que con dirección sensiblemente paralela a la de va desde el Soberrón (llamado erróneamente Capiñuel el mapa) hasta el río Purón, continuándose a levante este río por la sierra de Vidiago, hasta cerca de Pendue

Todavía se sigue en la misma dirección, más a vante, por la sierra de la Borbolla, que se suaviza al lle al río Cabra, al O. de La Franca, y por último, en el lí oriental de la hoja, se dibuja la sierra de Pimiango, cerca de la costa y de alguna menor altitud que las a riores, llegando hasta la desembocadura del río Deva na Mayor).

Estas sierras se han considerado individualizadas algunos geólogos, y así los Sres. Bertrand y Mengaud c sideran dentro de la hoja tres sierras planas: la sierra Pimiango, la de la Borbolla y la de Cué. Sin embargo, n otros no consideramos más que la de Cué en primer mino y otra, más al interior, que parte del Soberrón y ll hasta Tina Mayor y está constituida por las de Purón,

diago, la Borbolla y Pimiango. Para convencerse de ello, sólo es preciso observar el croquis orográfico, en el cual están señaladas las elevaciones culminantes de la hoja, con sus cotas respectivas y en diversos tonos, según su altura. Se ve claramente que las sierras de Purón, Vidiago, Borbolla y Pimiango forman una sola alineación con rasante interrumpida únicamente por los accidentes erosivos de La Franca y el río Purón. Se puede considerar además que las sierras planas no constituyen rasas independientes, sino que están relacionadas con las antiguas terrazas y las planicies erosivas generales de la región. Así en la zona Sur de la hoja destaca la sierra de Cuera, que culmina como hemos dicho a los 1.315 m. (pico Turbina), pasando de los 1.000 metros su mitad occidental y escalonándose hacia levante con alturas de 500 a 600 metros y aun menos en la margen derecha del río Deva. La dirección de esta cadena, a veces nombrada cordillera, es muy sensiblemente O.-E. (plano) siendo muy abrupta y rocosa en todo su recorrido.

Como segundo escalón aparece más al Norte la sierra de la Muesca o de Llanes, de menor altitud, pero todavía con cotas de 500-600 m. en su mitad occidental, que es también abrupta y levantada, pero a partir del pico El Brañezo las cotas de esta segunda alineación se redondean y el terreno forma cerros de suaves laderas, dibujándose ya algunas mesetas semejantes a las sierras planas, como el llano de Bañezas (230 m. de altitud). Más al Oeste, a partir de Borbolla se ondula notablemente continuando hacia el río Deva.

Como tercer escalón aparece por el Oeste una nueva nivelación (Biforco, Grandiella, etc.) de 500 a 600 m., y los del macizo de El Mazuco, que coinciden con el Soberrón. Entre ambos existe una zona erosionada por numerosos

regatos procedentes de la sierra de Cuera, que han vidido la altiplanicie en una sucesión de contrafuertes los cuales presentan sus crestas en la misma orientación coincidente con la línea Biforco, Grandiella, Soberr

Pues bien, coincidiendo con esta llanada se continúa hacia levante a partir del Soberrón, por la sierra de Pu y su prolongación de Vidiago, Borbolla y Pimiango. decir: que estas sierras planas pertenecen a la tercera serie de las generales de la zona y geográficamente pueden considerarse individualizadas.

En cuanto a la sierra de Cué pertenece también a cierta alineación, paralela a la anterior, que pasa por Mestas, al Sur de Porcua y por Piedra. Ahora bien, esta zona erosiva está más desdibujada, por encontrarse arrasada a partir del río Carracedo, hacia el Oeste. Sin embargo, existen una serie de pequeñas elevaciones en Porcua y Piedra, que conservan la altura. Por Las Mesas la erosión está muy avanzada, pero diversos caracteres geológicos y litológicos, que señalamos más adelante comprueban la continuación de estas sierras en forma de altas terrazas continentales.

Resumiendo, podemos decir que existen cuatro alineaciones montañosas de dirección O.-E., con alguna continuidad hacia el Norte y con cotas medias cada vez degradadas. La primera es la sierra de Cuera, muy abrupta en todo su recorrido y la más elevada; sigue después hacia el Norte, la sierra de la Muesca, de menor elevación y bastante escarpada en su mitad occidental, iniciando el resto de su recorrido formas semejantes a las sierras planas y de cotas semejantes. Una tercera serie de mesetas aparece más al Norte, abrupta en su zona occidental continuando por levante, con formas suaves que constituyen la sierra plana de Purón, hasta Pimiango. Por últi

la cuarta serie de ablación igualatoria más cercana a la costa, es la constituida por la sierra plana de Cué y está muy degradada hacia poniente.

Como complemento añadiremos que la zona litoral forma una meseta acantilada, en forma de escalón con una cota muy constante de 30 a 40 metros. También las sierras planas tienen una cota muy constante y enrasada de 220 a 230 m. de altitud, algo más baja que la de Pimiango, ofreciendo demostración de los lentos movimientos isostáticos de los bloques costeros.

CORRIDAS DE SIERRAS Y CONSIDERACIONES TECTÓNICAS

Analizaremos pues las distintas características que, desde el punto de vista tectónico y de presentación anormal, ofrecen las disposiciones orogénicas y el diastrofismo de sus haces de capas, para ver de llegar, después de consideraciones, a presumir las vicisitudes ocurridas hasta la presentación actual.

Separemos las disposiciones montañosas de las que corresponden a la estratigrafía y anormalidad de sus contactos: tipos montañosos y lagunas (hiatos). La zona abarcada va desde los Picos de Europa (P. Turbina) a Santander, y de la costa al Cuera (Ribadesella); es decir, la oriental de Asturias.

Planteados los elementos orogénicos y las faltas (hiatos) sedimentarias, procederemos a un análisis de exposición de estratigrafía general, diferenciación preparada no sólo para la morfología propuesta, sino para un estudio integral de la cordillera cantábrica.

CORRIDAS Y SU CONSTITUCIÓN

De acuerdo por completo con la exposición inédita de nuestro compañero, tristemente desaparecido, Cueto Rui-Díaz, maestro de disecciones de estratigrafía del país astur, nos atenemos a sus ideas en el relato de las unidades de los pliegues repetidos de la costa (1).

En un plano general, trazado en el mapa orográfico de Schulz (1 : 127.500), puede observarse la dirección, orden de superposición y potencia de las distintas series de estratos de calizas-cuarcitas-areniscas y pizarras que constituyen los terrenos de la extensa zona recorrida, de la costa de Ribadesella a Tina Mayor.

La dirección general es sensiblemente Este-Oeste, con 8 a 10 grados Norte, y siendo la de la línea de la costa Este-Oeste, claro es que las distintas fajas de estratos van saliendo sucesivamente al mar, lo que ofrece como consecuencia que en los diversos cortes geológicos de Norte a Sur no aparezcan en ellos el mismo número de fajas calizas, cuarcitosas o areniscas y de pizarras.

Contando la sucesión de los estratos de Norte a Sur, esto es, del litoral hacia el interior, vemos una primera faja de calizas *dinantienses*, que se extiende desde Ribadesella, por Collera, San Lorenzo y Cuevas hasta cabo del Mar. Viene después una faja estrecha de pizarras y areniscas del hullero inferior (equivalente al culm), la cual puede

(1) Yacimientos de manganeso y de hierro de los Picos de Europa y cordillera de Cuera.

seguirse paralelamente a la caliza anterior por términos de Camango, Pría y Cuevas, a salir al mar al Norte de Castro Molina Nueva.

Más al Sur viene la segunda faja de calizas que comprende las cumbres llamadas *Las Coronas*, *Las Pandas* y *Cuetos Negros*, y al Este del río de Nueva se prolonga formando una extensa llanura por términos de Ontoria y Naves, saliendo al mar por San Antolín.

Descansa esta última faja caliza sobre potentes bancos de cuarcitas, los cuales, viniendo desde la sierra de Santianes y Margolles, en el río Sella, siguen por sierra Llamigo y, lo mismo que las calizas, forman al Este del río Bedón una extensa llanada en la faja de la costa, cuya gran planicie se conoce con el nombre de la *Rasa de Nueva* y se prosigue formando la sierra plana *Sierra plana de San Antolín*, hasta salir al mar por Cabo Prieto y Cala de Niembro.

La tercera corrida llana de calizas, procedente de la sierra de Escapa, por la *Peña o Tejado de Benzua*, sigue a *Panda Castiello*, interrumpiéndose entre estas sierras, por la superposición de terrenos más modernos (subhulleros) y ensanchándose muy considerablemente, pasado el río Bedón, para formar la hermosa y extensa llanada de Posada, Celorio, Poó, Llanes, Cué, Parres y Perruá, que se limita al Sur por las Peñas de Llabres y de Biforco.

Descansan a su vez, estos estratos calizos, sobre la segunda faja de cuarcitas silurianas, que sigue por el Sur de Llabres y Biforco hasta La Pereda, formando después la llamada sierra de Cué.

La cuarta faja caliza, mucho más estrecha que las dos anteriores, es discontinua en la parte occidental, donde ofrece montañas aisladas, como son las sierras de Zardón, La Cubeta y Peñaverde, entre las cuales se sobreponen las

pizarras y areniscas del terreno subhullero que se prosigue hasta Peña de Villa, en donde vuelven a quedar descubiertas las calizas de Montaña, que forman una estrecha banda que corre por los pueblos de Villa, Fuentes y Mazuco, pasa por el Sur de la Collada de Tornería, sigue por Valle Lambia, al Pico del Soberón, bordeando la costa cantábrica por San Roque del Acebal, Puertas, Vidiago, Pendueles, Buelna y Santiuste, siguiendo después por la vertiente Norte de las sierras planas de Purón, Borbolla y la de Pimiango, en la última de las cuales, ya en faja muy estrecha, van a salir al mar estas calizas en la ría de Tina Mayor, con restos vegetales carboníferos.

Prosiguiendo al Sur viene otra faja estrecha de areniscas y pizarras del subhullero, que corre por los Llagos, cumbre de Sierra Hibeo, Sagarra, estribaciones del Norte de Peñablanca, Sierra Penuca, ríos de Barbalín y de Purón y bordeando las estribaciones del Sur de las sierras planas de Purón y de Borbolla, se pierde al Este de Tresgrandes, por debajo de los terrenos infracretáceo, cretáceo y eoceno de Colombres.

Más al Sur, se ofrece la quinta faja de calizas, la más importante de todas las de esta parte septentrional. Comienza esta gran faja, aflorando en cumbres aisladas, en las proximidades del Sella, apuntando la caliza en los antes citados montes de Peñaparda, Tresano y Peñamanil, rodeadas estas montañas, en sus bases, por las cuarcitas al Sur y las areniscas y pizarras del subhullero al Norte, hasta llegar a las estribaciones meridionales de sierra Hibeo, desde donde continúan por el Barrio de Ilcedo, cortando el río de las Cabras y formando sus estratos, casi verticales, las cumbres dominantes del eje de cordillera de Cuera, Peñablanca, Turbina, Moreda, a 1.300, 1.400 y 900 m. respectivamente de altura, el Horcón, Corona de Trascueto y

otros de menor importancia, hasta llegar al pico de la Jana, de unos 500 m. de altitud, ya en el río Deva.

Esta gran faja caliza, alcanza anchuras considerables en su parte central, en la que encierra todas las antedichas cumbres, sus vertientes septentrionales y la extensa pradería de La Masdola, llegando hasta cuatro kilómetros su anchura máxima. En cambio al Oeste de Peñablanca se estrecha esta faja hasta menos de un kilómetro, y al Este de Moreda y Trascueto pierde casi toda su anchura al quedar oculta la mayor parte de las calizas, debajo del infracretáceo, de las vertientes Norte y Sur de Cuera, en su extremo oriental.

Se apoya ésta, la más importante faja de las calizas, sobre un banco, en general muy estrecho comparado con los anteriores, de una caliza marmórea roja (maciño grioto). Este banco puede reconocerse en numerosos puntos de su extenso recorrido. Es muy fosilífero, abundando en él los *Goniatites crenistia*. Constituye esta caliza marmórea roja parte de la base del terreno carbonífero de Asturias, y sobreponiéndose a ella la caliza de Montaña, es claro que ésta tiene que atribuirse necesariamente al *dinantense* (¿Viseano?).

Por la misma razón, las cuarcitas, sobre las cuales descansan directamente estos bancos marmóreos, tienen forzosamente que corresponder a una edad anterior al carbonífero, en el que las consideran incluidas algunos geólogos. Por tanto sólo pueden atribuirse, a nuestro juicio, dichas cuarcitas como pertenecientes, cuando menos, al devoniano y acaso deban realmente considerarse silurianas (Cueto). Los pocos fósiles que en estas rocas se han podido reconocer bien, no permiten fijar claramente a cuál de dichos períodos geológicos deben asignarse tales cuarcitas, pero en algunos puntos de la provincia presentan aquellas rocas

impresiones de *bilobites* (1), lo que nos inclina a considerarlas como silurianas más bien que devonianas.

Estas fajas de rocas cuarcitosas y el mármol que sobre ella descansa, puede seguirse, en la zona que estudiamos desde Triengo, en el río Sella, pasando por las vertientes septentrionales de las sierras de Olicio y Onae, siguiendo por términos de Labra, Sierra Pedrosa, vertiente Sur de Peñablanca, Turbina y Moreda, hasta ocultarse, como las calizas de su pendiente y las cuarcitas de su yacente, por debajo de los terrenos más modernos, al llegar al Pico de La Jana.

Al Sur de esta falla cuarcitosa, corre otra, paralelamente a ella, y algo más estrecha, que está constituida por un arenisca cuarcífera que por tránsitos insensibles pasa a las verdaderas areniscas; descansa a su vez sobre las pizarras del mismo sistema. Estas tres bandas siguen paralelamente a las vertientes del Sur de Cuera, desde las sierras mismas antedichas, pasando por Pedrosa, Escobal, Cruz de Errados, Sierra de Asiego, y siguiendo el valle de Rozagás por Arangas, Rozagás y Ruenes, y el de Peñamellera Alta por Alles y Llenín, van a ocultarse, las tres fajas, debajo del *infracretáceo* en Alebia y Abándames.

Vemos, pues, como resumen de todo lo expuesto, que el *paleozoico* en esta extensa comarca cubre la casi totalidad de su superficie (aunque no en tan dominante proporción como en la zona de los *Picos de Europa*) y que el conjunto de sus estratos presenta: cuatro grandes bandas de *cuarcitas silurianas*, hasta seis de *calizas dinantienses* y cinco o seis de areniscas y pizarras subhulleras o hullera pobre, como se la denomina en las cuencas mineras, por la escasez y poco valor de las capas de carbón, antracitoso, que en algunos sitios encierra.

(1) Véase *estratigrafía, Cruzianas de Vidiago*.

Las calizas dominan en el conjunto y sus estratos muy levantados, con buzamiento casi siempre Norte, forman las cumbres de las principales montañas, siguiendo la dirección de la cordillera principal.

Las cuarcitas ocupan generalmente las vertientes de las sierras, excepción hecha de la zona litoral, en donde son ellas precisamente las rocas que constituyen las curiosas sierras planas de sección trapezoidal con los mismos estratos que, en la parte occidental, forman las elevadas sierras.

Esta meseta que corona las sierras dichas, no puede atribuirse con suficiente fundamento a la conocida teoría de algunos geólogos, según la cual, todas estas *sierras planas* constituyen un tramo, de mayor o menor espesor, transportado a distancia, acaso considerable y superpuesto así a terrenos más modernos, cobijándolos parcialmente (teoría «*desnappes de charriages des sierras planas*»). Véase el notable trabajo del distinguido geólogo francés Louis Mengaud, «*Recherches géologiques dans la region cantabrique*».

Comprobada por todos los cortes estratigráficos la repetición general, de cuatro a seis veces, de estas series de terrenos cuyos estratos buzan casi siempre rápidamente al Norte (salvo casos excepcionales) de buzamiento ligeramente Sur, como vimos anteriormente, sólo puede satisfactoriamente explicarse esta estructura *imbricada* admitiendo cuatro o acaso mayor número de fallas, sensiblemente paralelas, en el contacto de cada piso subhullero, término superior de cada tramo con la cuarcita, base del inmediatamente superior con la caliza dinantiense, donde aquellas areniscas faltan.

Estas fallas recortaron los estratos primitivamente dispuestos en una sola serie, por su orden geológico normal

y mucho más horizontales en los diversos tramos que hoy se observan en los cortes geológicos. Posteriormente los empujes resultantes de los enormes esfuerzos orogénicos que se sucedieron en los diversos episodios del movimiento alpino, levantaron los estratos por virtud de fuerzas que actuaron en general en dirección Norte-Sur, levantando las series paralelas hasta cambiar su diastrofismo. Estos esfuerzos, cuyos preliminares ya tuvieron lugar durante los pliegues hercinianos, hicieron resbalar cada tramo sobre su inmediato del Sur a lo largo del plano de la falla respectiva, hasta colocarlos casi verticales, los unos a continuación de los otros, como hoy los encontramos dispuestos.

Estas fuerzas tectónicas, cortantes primero y tangenciales después, no sólo produjeron estas superposiciones anormales en la estratigrafía regional, sino que determinaron asimismo esos violentos plegamientos, testimonios de los grandes empujes que trastornaron toda la comarca.

Como testigos, al contacto seguido de las cuarcitas con las areniscas y pizarras, se observan en muchos puntos estrechos bancos de *milonitas*.

Respecto al cretáceo, único representante de los terrenos mesozoicos en esta parte oriental de Asturias (algunos autores señalan el permotriás, que al menos en esta parte próxima a la costa no encontramos verdadera comprobación de su existencia) hay que distinguir a nuestro juicio dos niveles bien definidos.—*Primero*: Un nivel inferior constituido por areniscas, arcillas, arenas, margas y calizas margosas. *Beduliense* (verde oscuro).—*Segundo*: Otro piso superior *Gargariense* en el que es la caliza la roca dominante (es el piso que representaremos por el tono verde más claro en nuestro plano).

Consideramos el piso inferior como representando el

neocomiense superior o sea el urgoaptiense, y comprende dos manchas alargadas al Norte y Sur de La Jana. La primera se extiende por los términos de Tresgrandes, Santa Olalla de Carranzo, hasta Gancioso, y sigue más al Sur por Porquerizo paralelamente a la sierra de Cuera, hasta Andinas y San Pedro, cortando el río Deva para entrar en Santander, en cuya provincia tiene su principal desarrollo. La mancha meridional se extiende desde cerca de Llenín hasta Narganes y Buelles, por su límite Norte y más desde el Este de Merodio; en su límite Sur entrando también en Santander. Comprende esta última faja meridional los pueblos de Alebia, Abandames, Siejo, Panes, Mazo, Narganes, Merodio, Buelles y otros de menor importancia.

El segundo piso o nivel superior representa, a nuestro juicio, hasta el cenomanense (en dos de sus divisiones, senonense y turonense). Se reduce a una estrecha faja que bordea por el Norte, Oeste y Sur, la mancha numulítica de Colombres y corre entre la loma siluriana de Pimiango y los términos de Colombres y Franca, por el Norte del eoceno, y por Noriega y Villanueva hasta Molleda, por el Sur.

En estos mismos niveles del cretáceo medio y base del superior, incluimos también la pequeña mancha de la costa, comprendida entre Poó, Llanes y el mar.

En cuanto a la mancha cretácea que sigue la cuenca del río Güeña, también la consideramos incluida en el nivel inferior de los dos que aquí consideramos. Dicha mancha comienza más al Oeste de Cangas de Onís y sigue sin interrupción hasta más al Este de Rabolleda y Salco, en término de Ortiguero de Cabrales.

Los terrenos terciarios no tienen más representante que la ya citada mancha *eocena*, *numulítica*, de Colombres.

Tanto los terrenos secundarios como los terciarios presentan sus estratos en marcada discordancia con los paleozoicos, sobre los que descansan, y en muchos sitios la discordancia es tan pronunciada que el secundario cubre con sus estratos, casi horizontales, los verticales o rápidamente inclinados de los terrenos paleozoicos.

Los fósiles que pueden reconocerse, en su estado de conservación, entre otros muchos que se encuentran en el cretáceo y en el eoceno de esta zona son, según Cueto y Portuondo:

Pseudotoucasia santanderensis, valle del río Deva, pueblos de Merodio, Panes y Andinas. Representa la valva superior.

Pseudotoucasia santanderensis, valva inferior.

Micraster.

Phasianella gosauica. Turonense. Colombres.

Orbitolinas cóncavas, conoideas y discoideas, cenomanense de Llanes, Villanueva, Nárغانes, Noriega y otros puntos de esta zona. *Pseudodiadema neglectum*, *Nummulites Ramondi*; y los cuatro menores, individuos más pequeños, mostrando en sus roturas los tabiques y celdas. La primera es senonense y los numulites son recogidos en el eoceno de Colombres.

Exogira flavellata. *Cenomanense*, de Colombres.

Cardium productum. Turonense.

Crasatella sulcata, cretácea, de Colombres.

Conglomerados numulíticos. Pertenecen todos ellos al Eoceno de Colombres, pueden distinguirse en estos conglomerados los cortes de *Nodosaria* y de los numulites *N. lausanus*, *N. distans* y la *Asilina* o *Nummulites exponens*.

En el eoceno numulítico, *N. complanatus*, *N. perforata*, *Nummulites aturicus*, *N. laevigata*, *N. perforata colombrensis*, es, como su denominación lo indica, la especie característica de Colombres, ya señalada por Verneuil y clasificada por el conde d'Archiac. Otros foraminíferos existen también en Colombres, como son *Alveolina subpyrenaica*; *Operculina* y *Assilinas* antes citadas, siendo las especies dominantes *Assilina exponens* y *granulosa*, algunas de gran tamaño.

A poca observación que se ponga, intentando relacionar los pliegues del bucle asturiano con las salidas a la costa de los pliegues imbricados, se aprecia que tanto la cordillera del Cuera como las sierras planas se hallan colocadas sobre la rama oriental del arco herciniano, que de modo magnífico arranca en plano desde Galicia hasta quedar oculto, en su rama de levante, por el secundario de Santander, y tal colocación explica sencillamente que la respuesta al hundimiento del Nalón, a las últimas fases variscicas (urálica y saálica), tuvo que ser la mayor exaltación de la ola orogénica, por lo cual desde las terrazas en sierra hasta el Cuera se prepara la mayor elevación de los Picos de Europa (movimiento de primer orden en España).

Ahora bien, como el rejuvenecimiento final en las fases paleo y mesoalpinas, corresponde al hundimiento del borde cantábrico, de Este a Oeste, resulta una diferencia angular entre los estratos de las sierras planas, y aun los del Cuera, con el borde de la banqueta litoral marina, que señala los hundimientos quizá desde las fases austricas que afectaron al cretáceo inferior estirado y hundido en el mar, en dirección al Norte.

ELEMENTOS OROGRÁFICOS

Del esquema orográfico se desprende que desde el borde paralelo a la costa, que lleva una dirección casi de oriente a poniente, se va dividiendo el territorio en fajas que, con el mismo rumbo, van ascendiendo desde el borde del mar a su primer banqueta continental (20 m.), de ésta a la zona de los 100 a 200 m., que representan ya las sierras planas; de 200 a 300 m. también se refieren a sierras planas; Soberrón, Purón, Vidiago, Borbolla; en el nuevo escalón, al Sur, con desigualdades, oscila la banda de 300 a 600 ó 700 m. Según la predisposición erosiva de los diferentes trozos que, por su empalme, forman esta tirada de menor uniformidad, se llega por fin a la quinta y final altiplanicie, o mejor banda, que desde el río Deva, con 500 ó 600 m., se eleva paulatinamente hasta el Pico Turbina, con los 1.300 m. En realidad el cambio de rasante va desde los Cantos de Ortigosa y Rodado hasta las penillanuras estrechas que, con sentido toponímico, se van llamando desde Quiño, Lagunas del Peagano, Redondo de Moreda, Lago de la Cabra, Lagunapedrobalde, Laguna de la Dehesa, hasta Las Brañas o El Halio, donde hacia poniente empiezan a suavizar las alturas, perdiéndose las altiplanicies.

La interpretación de este relieve escalonado en bandas paralelas al último hundimiento, que ha sido el borde costero, así como la Sierra de Cuera ha representado el más moderno y violento rejuvenecimiento, parece imponerse en el movimiento de bloques y, por compresión de Norte a Sur, se habrán elevado en bóveda de dovelas que,

en la descompresión, irían hundiéndose en series hacia la fosa de la banqueta litoral, buscando la compensación isostática, probablemente aun no lograda, a juzgar por el violento contraste entre los pliegues cretáceos litorales y las elevadas crestas del Cuera, en sierra de más de 1.000 m., y apenas distante 6 Km. del borde del mar. Supuesto coincidente con las trazas de los isleos geológicos con la superficie del plano topográfico: 1.º Borde carbonífero de la costa con los pliegues cretáceos estirados hacia el mar. 2.º Corrida de pliegues paleozoicos con cuarcitas silurianas, en contacto anormal con el carbonífero (Purón, Borbolla, etc.) en una doble curva Este-Oeste, cortada por los ríos Purón y Cabra. 3.º La salida de mármol griota y caliza de Montaña también en vieja discordancia y 4.º Las demoliciones y arrastres erosivos de las aguas libres continentales igualarían las terrazas al modificarse los niveles de base.

Hiatos paleozoicos.

La cuarcita de la base del Siluriano, con las faltas: pizarroso ordoviciense y todo el gotlandiense, evidencian una transgresión importante de la arenisca ferruginosa de Furada sobre la cuarcita ordoviciense, sola o con el intermedio de alguna pizarra representativa del siluriano medio. Esta transgresión de los sistemas devoniano y carbonífero sobre la cuarcita ordoviciense, es simétrica desde la gran cubeta asturiana hacia el Oeste, Galicia, y en sentido contrario hacia el Este, parte oriental de Asturias y Santander, pero más suave y prolongada hacia oriente, pues así como en Covadonga, por ejemplo, se coloca la caliza de Montaña en contacto con la armoricana, en Llanes, de la cuarcita se pasa a las areniscas, ferruginosas o no, del ta-

nusiense y después de las capas baregianas y el mármol griota, se llega a la caliza de los Cañones, es decir, con ausencia de unos tramos silurianos y devonianos, pero con representación de otros, marcándose movimientos caledonianos con regresión de la pizarrosa y gotlandiense hasta principiar la fase herciniana, con merma de haces devonianos. En último caso, el núcleo de los pliegues paleozoicos de Llanes, demuestra desde las fases neocaldonianas a las hercinianas completas, pues después de las capas del griota y las baregianas se coloca la enorme y repetida masa de las calizas de Montaña; la fase de las Generalas marca el namuriense; la Asturiana, la entrada del estefaniense y aun las fases urálica y saálica (postherciniana) deben estar representadas, a juzgar por las citas de Quiroga, en Prellezo (límite con Santander), de asomos carboníferos y permianos, que es de suponer sean rotliegendes y arcillas antunienses. Estas fases finales debieron señalar un paroxismo máximo al levantarse los Picos de Europa en la aureola oriental correspondiente al hundimiento del bucle en las cuencas hulleras de Asturias (1).

Los movimientos paleoalpinos, ocurridos después de los depósitos terrígenos del keuper, debieron ser los últimos hasta la transgresión infracretácea venida de levante, los estratos de la cual son puestos de relieve en las bases austricas, antes de los levantamientos alpinos medios. Los sedimentos supracretáceos están menos representados, pero de ellos a los mesonumulíticos hay un nuevo hiato colocándose los sedimentos del luteciense sobre los cretáceos, con probable movimiento larámico o último paleoalpino. Al principio del terciario se ofrecen aguas

(1) En lo alto del Naranjo de Bulnes, a donde subió, afirmaba Cueto Rui-Díaz las arcillas permianas con disyunción en bolas.

salobres, arcillas varioladas con facies garmanense y estratos de numulites y miliolites en el tanetiense transgresivo y el luteciense (Ciry, pág. 310; última obra sobre Cantabria).

Después y hasta el relieve actual, faltan los testigos fehacientes de sedimentación, pero son indiscutibles los hundimientos y levantamientos de bloques desde el neonumulítico, puesto que faltan estos terrenos y los neógenos.

En resumen, tectónica bastante accidentada, pero fundamentada en los extremos orogénicos de la fase herciniana a la alpina, considerada desde el secundario, como ya había sido indicado por Adaro y los modernos geólogos españoles que se han ocupado de Asturias, como elemento de la cordillera cantábrica de cierta autonomía con la pirenaica, puesto que en la asturiana domina absolutamente la disposición transversal de la estratificación.

Hojas tectónicas de Mengaud.

Iniciadas estas observaciones hace muchos años y sin motivo de modificación, reproducimos nuestras ideas acerca de las hojas de arrastre de los notables geólogos franceses Sres. Bertrand y Mengaud.

Es la extraña y constante frecuencia de las sierras planas, elevando sus cotas 140-200 metros sobre el mar, lo que hace que estos notables geólogos las supongan como grandes bloques exóticos, de material arenoso, arrastrados sobre los estratos del fondo del país, entre ellos la caliza carbonífera como dominante.

Para convencerse del error no hay sino examinar cualquiera de los accidentes topográficos, en que quedan descubiertas las uniones de las areniscas con las calizas

carboníferas y se aprecia que unas y otras penetran profundamente y en concordancia estratigráfica en los ríos, barrancos, o costas donde se han descarnado sus escarpes.

Estos autores siguen erróneamente en la clasificación de la arenisca de las sierras como término superior del devoniano, dando por buena la clasificación de Barrois.

Las milonitas, aunque presentes, no suelen tomar gran potencia; jamás he visto los apoyos anormales de arrastre descansando una roca sobre otra tal y como se supone en los cortes geológicos de los distinguidos colegas franceses.

En algunas de las fotografías de los estudios previos a la hoja de Llanes, se pueden apreciar las raíces de los estratos en el mar.

De los estudios y cortes de los Sres. Bertrand y Mengaud se desprende que los argumentos principales de demostración, los ofrecen en los recorridos de Pechón a Colombres y en la ventana tectónica de la sierra plana de La Borbolla. En el corte de Pechón a Unquera y Colombres se aprecian, en efecto, las capas eocenas en pliegue isoclinal algo cobijado bajo las areniscas silurianas, llamadas de Cué por el Sr. Mengaud.

Para demostrar que no se trata de un klippe ni desplazamientos de roca arenisca sobre milonitas, hemos efectuado el recorrido a lo largo del contacto hasta aclarar la posición de los estratos que hayan de quedar como infra-yacentes; y, en efecto, cerca de La Franca vemos cómo se agotan, por adelgazamiento, las tongadas cretáceas y eocenas y permanece la arenisca como substrato casi vertical, presentación que rechaza la idea de corrimiento en hoja.

Estos recorridos laterales, además de los perpendiculares o de corte, los hemos empleado para aclarar las posiciones de cobijadura o superposición de terrenos anti-

guos sobre los modernos citados en los dibujos del señor Mengaud, sistema que estimamos, en general, muy práctico, pues el análisis de un solo sitio de contacto suele dificultarse por erosiones y acumulación de detritus de montaña, ofuscación que deja paso a interpretaciones imaginativas en estos puntos importantes.

En cuanto al argumento de la ventana tectónica de la sierra de La Borbolla, se trata de un ojal o abertura dibujado en la arenisca de Cué (ordoviciense), a través de la cual se descubre, en contacto anormal, la caliza carbonífera. Lamentando tener que decir que nos ha sido imposible encontrar la situación de la ventana ni hemos visto caliza en la sierra.

En todos los demás casos no hay fundamento de hoja corrida que resista a un simple examen. Y como no obstante debe de tener una base la equivocación de los notables geólogos, nos hemos esforzado en buscarla creyendo se encuentra en suponer un examen detenido en algunos puntos de su excursión, pero cruzando a velocidad por el resto del territorio; en esta forma, y contando con la dilatada facies asturiana de la caliza de Montaña, puede ocurrir que el observador se imagine que toda la superficie ondulada, desde los montes meridionales al mar, esté formada por la caliza carbonífera (tan bien manifiesta en sus torcas y en sus puntas de erosión), lo mismo que de caliza de Montaña son las crestas altas de las cordilleras, y sólo resaltan, de un modo esporádico, las sierras arenosas planas, que se elevan en altozano uniforme y llamativo sobre la gran ondulación caliza; esta presentación, repentina y extraña, es lo que suponemos ha llevado a Bertrand y Mengaud a suponer que las sierras planas son testigos del macizo arenoso arrastrado sobre la hoja caliza.

En la parte morfológica intentaremos una explicación

sobre las sierras, pues estos argumentos sólo son intentos de disculpa hacia nuestros colegas.

Hoja segunda.

Suponen estos geólogos que el fondo del país está formado por terrenos secundarios principalmente, y corrida sobre ellos la hoja de caliza carbonífera, tan potente y dominante en esta parte de Asturias, bajo la cual asoman, en ventanas tectónicas, los terrenos de los pliegues raíces.

Las demostraciones propuestas por el Sr. Mengaud para esta segunda hoja son bastante más numerosas que para la hoja primera; hemos examinado las de nuestra zona y en todas hemos comprobado que falla lo afirmado por los insignes geólogos, puesto que los terrenos secundarios y terciarios en pliegues más o menos pinzados, se superponen a los estratos inferiores carboníferos o silurianos. La regla para el éxito de la demostración es siempre la misma: seguir el contacto de los terrenos en litigio hasta el adelgazamiento y extinción de los secundarios, que se ofrecen por fin superpuestos a los paleozoicos.

Donde se aprecia mejor la yuxtaposición de las capas modernas es en los isleos de la costa, pues en general se destacan sus tableadas capas buzando al Norte y en pendientes acantiladas al mar, apoyadas sobre la caliza de Montaña, la cual, aunque forma el batiente casi continuo de estas bravas aguas, se diferencia perfectamente y aun de lejos por su escasa estratificación, tono de color, etcétera. Así ocurre en Santiuste (que señalamos con isleo nuevo), Peña Quinera, frente a Pendueles (isleo nuevo), San Pedro de Llanes, Barro (isleo nuevo), etcétera.

En Llanes, que es quizás el sitio de demostración más fácil y brillante, vemos cómo las delgadas capas cretáceas

(aptienses) que aparecen en el Sablón, sirven de apoyo al precioso paseo de San Pedro, al borde del mar, y continuando los acantilados hacia la Atalaya llegan a formar un sinclinal muy agudo en forma de uve, seguido al Norte de un pliegue tendido y suave; pues bien, cien metros o poco más al Oeste, el cretáceo termina colocado horizontalmente en posición normal sobre la caliza de la cornisa litoral.

Demostración análoga ofrece el cretáceo de Purón, isleo que también señalamos hace tiempo como nuevo y que se extingue, hacia el Oeste, antes de llegar al monte Soberrón, sobre la unión de la caliza de Montaña y la arenisca de las laderas del Cuera:

Vamos ahora con los casos considerados como más típicos por el Sr. Mengaud, como ejemplos, el cretáceo plegado al Sur del Pico Jana y la ventana de Lebeña. En el primer caso se trata de un isleo en que el aptiense se ofrece muy completo en ondulaciones algo cobijadas por la corrida de la caliza carbonífera, que forma toda la corrida de la cordillera de Cuera y cuya roca parece que supone el Sr. Mengaud cabalgando sobre el anticlinal wealdense que señala en Panes; decimos parece porque en el mismo corte hay dos disposiciones, una carbonífera, en que la caliza parece francamente superpuesta en las capas que corresponden al pie del monte, mientras los estratos cretáceos superiores, adelgazados en la porción más alta de la montaña, los coloca ya como un pequeño sinclinal isoclinal, algo pinzado, posición que corresponde a todas las manchas cretáceas; y para convencerse de ello no hay sino continuar el cretáceo a lo largo de su contacto con el carbonífero, por Narganes hasta el barranco que baja por Abandames y Alebia y se ve cómo muere el isleo secundario, de un modo parecido a lo ocurrido en Purón sobre

los estratos más antiguos unidos; la caliza de Montaña y la cuarcita siluriana, que corre en larga tira hacia Covadonga. La dolomía proviene de fenómenos metamórficos posteriores y afecta a las calizas cretáceas y a las carboníferas.

El caso de la ventana de Lebeña es más patente de equivocación, y ha sido bien combatido por nuestro compañero Sr. Patac. Dibuja el Sr. Mengaud una elipse dentro de la caliza carbonífera que rodea la pintoresca aldea, con su histórica basilica, y supone que aquellas pizarras así limitadas son «margas negras pizarrosas» (secundarias de edad indeterminada), oscilando en su opinión, unas veces de acuerdo y otras no con el Sr. Bertrand, desde encontrarlas semejantes a «las margas negras de Bilbao», hasta «las pizarrosas liásicas de Villacarriedo». Pues bien, a poco que se busque en las pizarras arcillosas o arenosas que bordean la carretera, se encuentran restos carbonosos de flora, que parecen calamites o tallos de helecho, del mismo aspecto que los vistos en otros manchones del carbonífero inferior, tramo de Lena, de Barrois, sin que hayamos encontrado las fusulinellas que abundan relativamente en este tramo y en esta región; dentro del pueblo, y entre los estratos pizarrosos, se encuentran también pudingas propias del carbonífero, superpuesto a la caliza de Montaña.

Cuesta trabajo comprender cómo ha podido ser confundido un sencillo sinclinal de pizarras carboníferas con un anticlinal, en ventana, de estratos secundarios, y más cuando en los altos del mismo circo de Lebeña, comunicando con Peña Rubia, se destaca brillantemente el agudo sinclinal de arcillas y psamitas permo-triásicas, visto y dibujado por el mismo Sr. Mengaud.

En el constante afán de encontrar explicación a los errores de un geólogo que admiramos, creemos que ha podido contribuir el que los plegamientos secundarios de

la zona próxima a la costa se alínean casi de Este a Oeste, y tienen disposición isoclinal al Norte, lo que les hace aparecer como cobijados por la rama Sur de los anticlinales de caliza de Montaña, disposición demostrativa, en conjunto, de fuerzas orogénicas actuando de Norte a Sur y recíprocamente y productoras de la fosa cantábrica. En cambio, respecto a las ventanas tectónicas interiores, la explicación es mucho más difícil, pues como vemos en el caso de Lebeña, llega el geólogo francés a afirmaciones rotundas de generalización que iremos analizando al avanzar el estudio de estas formaciones.

En el B. S. E. H. N. de noviembre de 1935, publicaron los Sres. Eduardo y Francisco Hernández-Pacheco el estudio anunciado en la sesión 8 de mayo del mismo año, a que hemos hecho referencia en la parte estratigráfica de esta hoja; en aquella comunicación verbal fué presentado el corte de los autores, que reproduciremos en la hoja de Llanes.

En el trabajo, que se titula: «Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la cordillera cántabro-asturiana». Boletín XXXV; núm. 9 de fascículo.

Sus conclusiones son las siguientes: «De todo lo expuesto deducimos dos hechos fundamentales en la geología de esta zona de Asturias: 1.^a El conjunto de areniscas y de calizas pertinentes al corte geológico que acompaña a este trabajo corresponde al carbonífero inferior o dinantiense. 2.^a La tectónica de esta parte de la cordillera cántabro-asturiana, aparentemente muy complicada, es en extremo sencilla, y consiste fundamentalmente en dos fases de plegamiento, coincidentes en la dirección de los empujes realizados en dos épocas diferentes, aparte de los antiguos movimientos hercinianos de tipo hespérico.

»La primera fase posterior al carbonífero corresponde a

los movimientos orogénicos que designamos con la denominación genérica de hispánidas. La segunda época de plegamiento coincide en la dirección de los empujes con la primera y es de época postluteciense, paleogena y de fase pirenaica. 3.^a No existe en la zona estudiada la menor señal de mantos de corrimiento ni superposiciones anormales de terrenos de alguna importancia».

La afirmación más destacada es la referente a la supuesta edad carbonífera de las areniscas de las sierras planas, afirmación que nos parece demasiado rotunda y más cuando hemos encontrado cruzianas en Pendueles, *scolithus* en San Roque y playa de San Antolín y en las pizarras no lejanas del Suevo: *Asaphus nobilis* y dos ejemplares de *Ilæenus hispanicus*, encontrados por Cueto y Rui-Díaz, testigos definitivos del ordoviciense, y aun sirven para demostrar la presencia del gotlandiense unas ampelitas enlazadas con el mineral de hierro, que lleva buena representación de *orthisidos* de la 2.^a y 3.^a faunas, encontradas en aquellos carbonatos por D. Luis de Adaro.

En el año 1929, y con el título de «Das Gotlandium in den Kantebrischen Ketten Nord (?) Spaniens», Berlín, publicó el geólogo alemán Wilh Kegel un estudio referente a las observaciones que la excursión efectuada en Asturias durante el Congreso Geológico de Madrid, 1926, y dirigida por los ingenieros Cueto y Sampelayo (P.), le había sugerido acerca de las montañas astur-cantábricas en la zona de las sierras planas de Llanes.

Supone que las tres hojas de corrimientos propuestas por los investigadores Bertrand y Mengaud fueron concebidas probablemente por Termier al considerar los terrenos inertes que imaginó arrastrados del Sur (Termier) o del Norte (Mengaud).

La cubierta más profunda, III, produce las ventanas

tectónicas de Lebeña con facies desconocida, que se supuso cretácea. La hoja II cubre a la anterior y ocupa la mayor extensión superficial de rocas paleozoicas a terciarias y, por fin la hoja primera es la colocada sobre el arrastre inerte del secundario y compuesta de arenisca de Cué (suprasedevoniano según Barrois, y cuarcita armoricana según los geólogos españoles).

«Esta interpretación de la estructura geológica llevó a Bertrand y Mengaud a conceptuar la montaña cantábrica como continuación tectónica de los Pirineos, por lo que a veces también la denominan Pirineos Cantábricos. La formación de esta montaña parece que con el tiempo llegó a unirse estrechamente con los Pirineos.»

Al estudiar los depósitos mesozoicos de Asturias y de la cordillera cantábrica se impone la idea de que los plegamientos de O. a E. adquieren, paulatinamente, formas más potentes. Desde los terrenos triásicos, jurásicos y cretáceos, horizontales aproximadamente en Gijón y Oviedo, ofrecen perturbaciones hacia el paleozoico circundante y los pliegues mesozoicos aumentan hacia el E., demostrando su fuerza orogénica hacia Cantabria y Vasconia, y esta exposición, comprobada, hace también verosímil la suposición de que en los límites de Santander y Oviedo (Llanes) existe una gran estructura de hojas de arrastre de origen terciario. Hemos de advertir, en los comentarios que hacemos, que el Sr. Kegel adopta juicios y referencias sin someterlos a comprobación y así, por ejemplo, afirma que el secundario de La Hermida se supone del carbonífero superior, según los geólogos españoles, cuando nosotros los suponemos permotriásicos o quizá más precisamente de arcillas vinosas antunienses, semejantes a las de Vera, La Demanda, Gijón y otros depósitos en Portugal.

Del mismo modo en el Suevo no hay carbonífero supe-

rior y el *Asaphus nobilis*, encontrado con otros trilolite por Cueto, no representa todo el siluriano de aquella sierra, la cual, además del ordoviciense contiene ampelitas y graptolíticos y otros petrefactos gotlandienses.

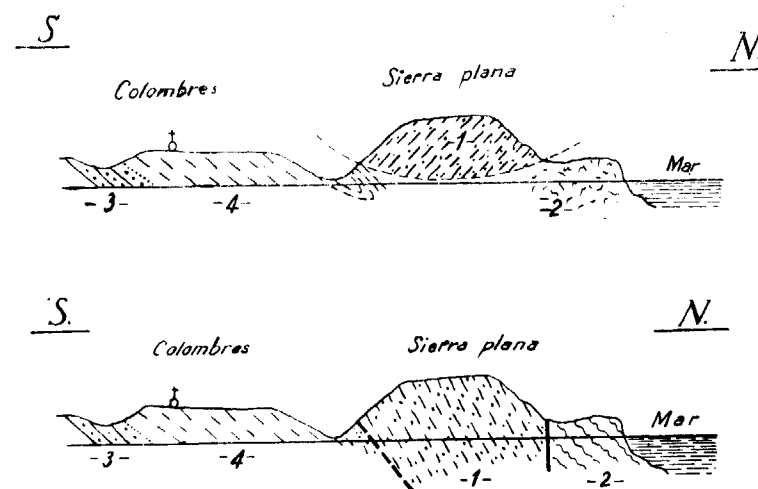
Al examinar la forma y disposición de las sierras plana juzga que en sentido morfológico esta sierra plana (la de Pimiango), que desde la costa se levanta hasta la altura de 200 metros de cota y unida con la faja estrecha costera se observa en llanura desde San Vicente de la Barquera hacia el Oeste, llega más allá de Cabo de Peñas, hasta la región de Avilés. Cabe la suposición, según Kegel, de que aquí se trate de fajas hundidas de una superficie más alta antiguamente y que haya sido víctima de una fortísima erosión producida más tierra adentro desde la cumbre de la montaña cantábrica hacia la costa. La sierra plana se encuentra cortada por las rías que, a manera de fjordes y conforme se adentra la sierra en el país, se ensanchan formando depósitos de agua más o menos extensos.

En realidad las sierras planas son rasas continentales producidas por las aguas libres procedentes de las demoliciones de las cumbres superiores. La gran terraza se dividiría en varias sierras planas como consecuencia de su elevación por movimientos epirogénicos, lo que determinaría el ahondamiento digitado de los cortos ríos, normales a la costa, desde la cordillera de Cuera; el ensanchamiento depende de la ablación de los cúmulos secundarios depositados en discordancia entre las barreras paleozoicas: siluriana, devoniana, carbonífera, que forman los núcleos, bien enraizados de las sierras planas que, con sus estratos casi verticales, vienen a representar testigos de la gran erosión, por alzamiento de bloques, en la erosión de la terraza continental producida por las demoliciones, a veces pseudoglaciares, producidos desde las altas sierras parale-

las a la costa. Las primeras ideas de esta formación creemos se deben a los Sres. Royo y Gómez de Llarena.

La sierra plana de Pimiango está estructurada principalmente por cuarcita del bajo siluriano; hay además también caliza carbonífera. Se ofrece el corte de Mengaud fi-

CORTE DE MENGAUD



CORTE DE LOS ESPAÑOLES Y KEGEL

gurando la composición de esta zona. El perfil cruza la sierra cerca de la aldea Pimiango. Una serie de cuarcitas y de areniscas, buzando hacia el Sur (1), queda separada de su base por una cobijadura llana, cuya base se compone al Norte de caliza carbonífera (2), al Sur del cretáceo (3) y del terciario (4).

Esta representación se contradice con las observaciones que el autor ha hecho personalmente en los alrededores de Pimiango, en la parte Sur, y especialmente en la

ladera Norte, hacia la costa. Por lo pronto hay que a que, al cruzar la sierra, no vió en ninguna parte un verdadero buzamiento Sur de alguna extensión, sino aismente depósitos llanos a poca distancia; pero en la maría de sus observaciones se le presentaron inclinaciones rápidas hacia el Norte, oscilando entre los 50 y 80 gr con la horizontal y tan sólo una vez midió 30 grados contacto entre la cuarcita y el terciario de la cuenca Colombres no era muy visible en los sitios visitados pero también en sus alrededores se pudo determinar el buzamiento hacia el Norte en la cuarcita. Llama la atención la existencia de pequeños cabalgamientos dentro la cuarcita, dirigiéndose hacia Norte, los cuales, por ejemplo, en el camino desde la estación de Colombres a Pimiango, se manifestaron en pequeños asomos; es de notar que el límite del terciario esté marcado por semejantes perturbaciones.

Reproducimos los cortes de Pimiango que inserta el geólogo alemán, idénticos a los ofrecidos en los primeros estudios de Llanes (1), en los que, de modo semejante más ampliamente rebatíamos las hojas de corrimiento de los geólogos franceses Bertrand y Mengaud, es decir, que reivindicamos la originalidad de estas correcciones para los estudios del Instituto Geológico y Minero de España.

Falta en el corte del Sr. Kegel la disposición clásica del cretáceo costero, corrido en la costa de E. a O. y que hundido y desgarrado hacia el mar, desde la banqueta evidencia el movimiento de bloques isostáticos, hundido en la costa y levantados hacia las altas sierras paralelas a la orilla, pero en montes del interior.

(1) P. H.-Sampelayo: «Discusión sobre algunos puntos de la hoja de Llanes», 1929.

GÉNESIS DE LAS SIERRAS PLANAS

La presencia de estas sierras de suaves laderas y grandes llanadas en sus cumbres, contrasta con lo abruptas que por regla general son las sierras asturianas, circunstancias que han llamado la atención de los geólogos.

Descartemos la hipótesis de los Sres. Bertrand y Mengaud que suponen que las sierras son masas exóticas de areniscas devonianas, cabalgando sobre terrenos modernos, que, como hemos visto, no tiene fundamento.

En realidad las sierras planas están constituidas por areniscas y es lógico que la denudación de las areniscas produzca formas suaves en donde fácilmente arraiguen las turbas y vegetales agrestes.

Ahora bien, en las rasantes que hemos estudiado, vemos que en ciertos parajes las sierras están cubiertas por calizas, tomando formas abruptas, mientras que en otros han desaparecido por erosión completa, presentándose las areniscas con formas suaves.

Por tanto, podemos admitir que en un principio las altiplanicies constituían anticlinales recubiertos por calizas, las cuales, rotas en parte por ablación, allí donde se han arrasado totalmente aparecen las rocas silíceas. Es decir, que las superficies de las sierras planas representan un grado avanzado de erosión, en las rasas montañosas calcáreas, con núcleo de areniscas y cuarcitas (1).

(1) Comunicación previa, 1949. Not. y Com., n.º 19.

En resumen, las sierras planas van niveladas desde arriba hacia el mar en cuatro superficies de tendencia plana, por arreglo continental en las demoliciones:

- 1.º Cuera-Turbina, de 1.300 a 1.000 m. Sinclinale agudos de caliza de Montaña.
- 2.º Sierras aplanadas altas.—Biforco-Grandiella, 500 600 m. Principio de los anticlinales areniscos.
- 3.º Sierras planas, 200 ó 250 m.—Anticlinales en desgate.
- 4.º Banqueta de 30 a 40 m., litoral.—Calizas y areniscas hulleras con frecuente recubrimiento cretáceo; geográfica y topográficamente, es la misma rasa de la cost gallega.

El reparto horizontal ocupa las bandas en sentido contrario en unos 8 a 10 Km., con anchura, desde el mar, de 2 a 4 Km.; en la banqueta primera, sobresaliendo de ellas las sierras planas de los 230 m. de anticlinales erosionados rasa del principio de las calizas altas con 6 a 8 Km. de anchura, y las mayores alturas, de los agudos sinclinales de dinantiense, se encuentran en las calizas del Cuera con 1.300 m. y alejamiento de 8 a 10 Km., en la total anchura de estas estructuras.

Las rasas, al igual que terrazas labradas en el mioceno lacustre por los aparatos erosivos cuaternarios, tienen su origen en los movimientos positivos del nivel de base, hacia los montes de origen con sus corridos de sierras paralelas al mar, y así ocurre que los cortos ríos, normales a la orilla, además de violentos y paralelos entre sí, se repartirían con un cierto ritmo, impuesto hacia el mar por la repetición de sus rocas homotácicas, en bandas E.-O. y las cuales, con sus pliegues semejantes, ligeramente en

ángulo con las líneas de orilla y sierra señalan cicatrices de los movimientos de bloques isostáticos y depresiones de rasas subrayadas por las aguas libres continentales y los pseudoglacialismos, reunidos y arrastrados desde el Sur montañoso hacia el mar próximo, produciendo demoliciones, enrasadas después, sobre las bandas de los mismos pliegues, en terrazas, las cuales, niveladas en función de alturas y estratos semejantes, irían produciendo las llanuras en forma de sierras, sobre las bandas de pliegues dalmáticos; terrazas avanzadas al mar con el rumbo de su ángulo, agudo y discordante, en la incidencia con el borde litoral.

El violento alzamiento de bloques agotó los detritus acumulados por los aparatos meteóricos y de este modo los testigos fehacientes de la acción de las aguas continentales, son las superficies planas, labradas en bandas de rocas semejantes y sincrónicas.

Mejor que aventurarnos en denominaciones, siempre algo imaginativas, deducidas de supuestas cronologías y emergencias, creemos preferible conservar las cotas numéricas, como señal de los llanos producidos, durante los movimientos del fin del paleogeno hasta el mioceno reciente y el plioceno.



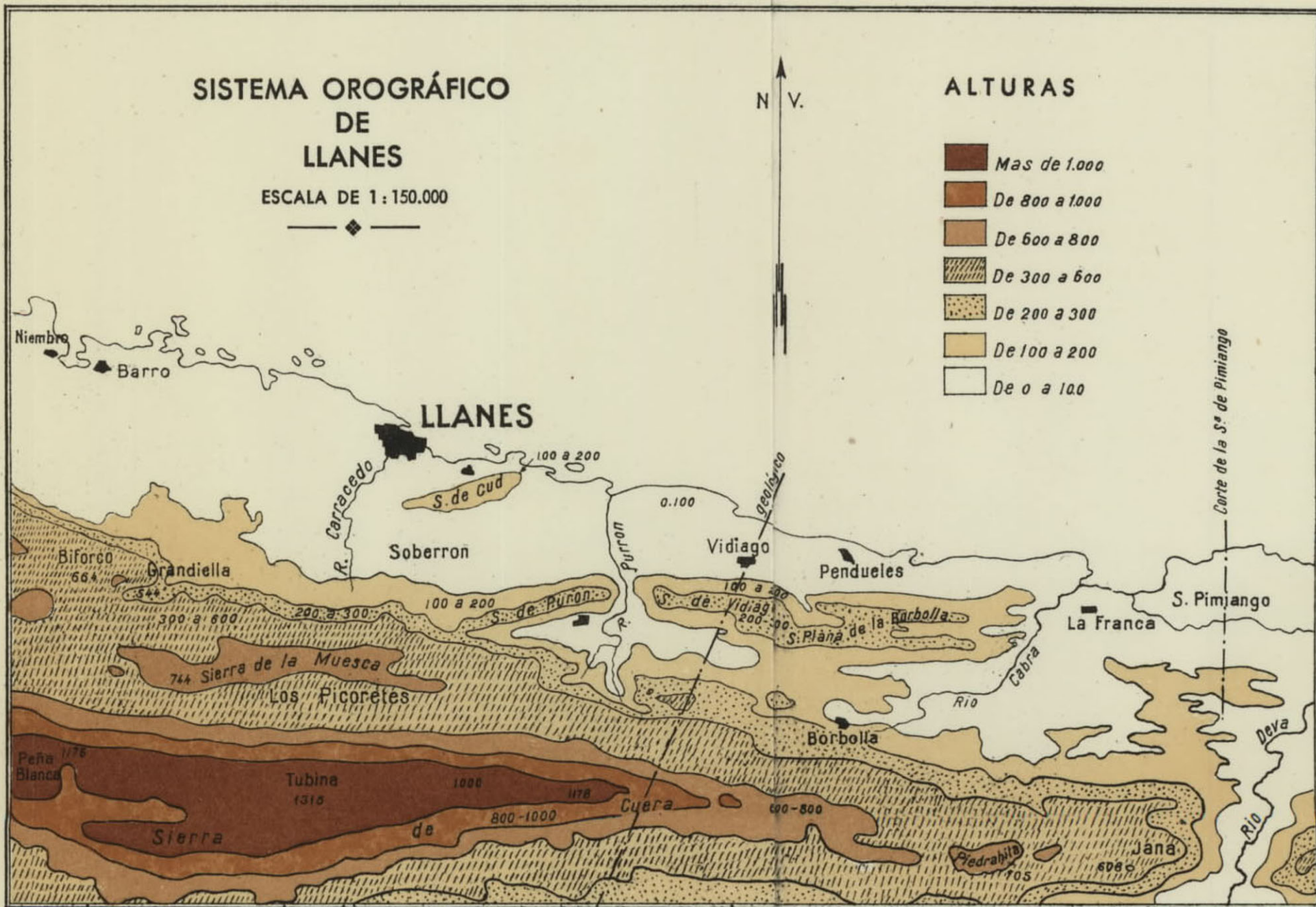
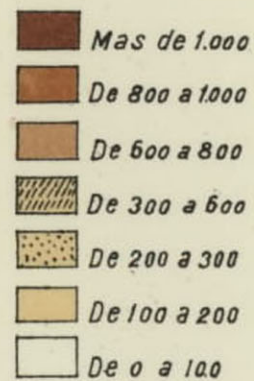
SISTEMA OROGRÁFICO DE LLANES

ESCALA DE 1:150.000



N V.

ALTURAS













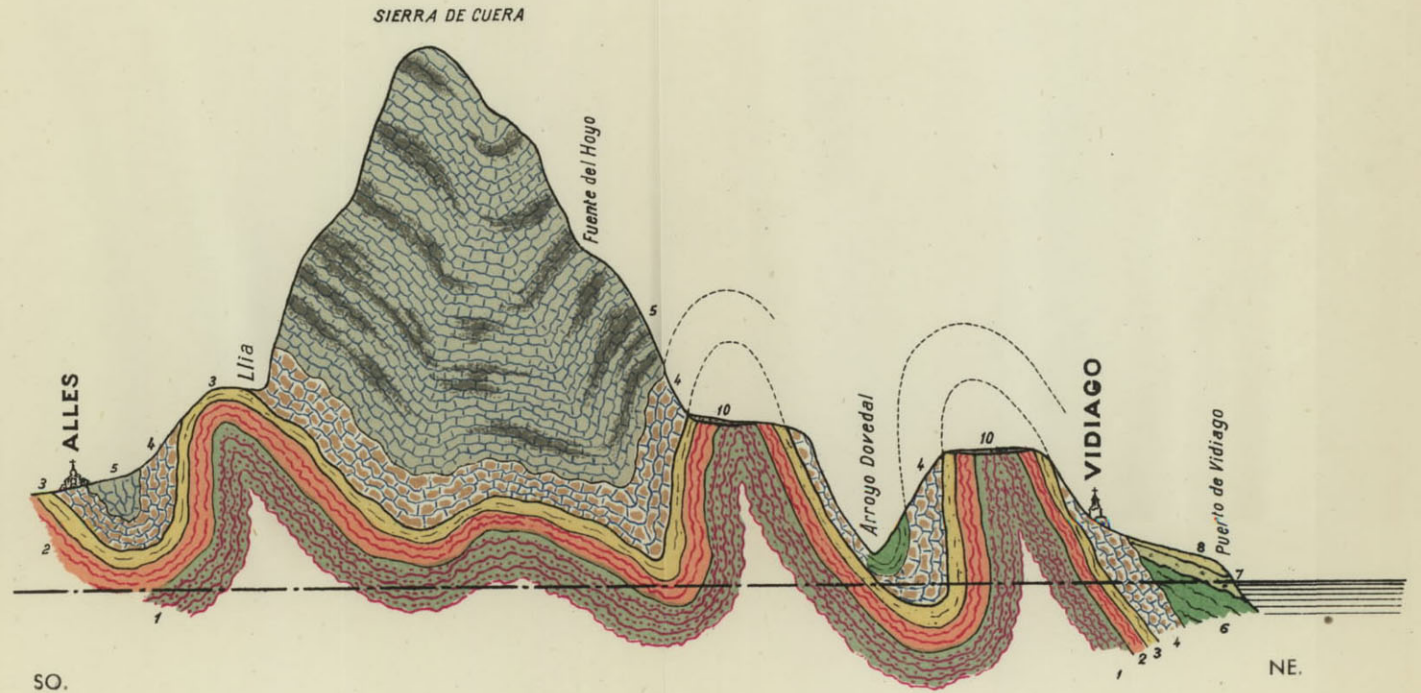
Corte

CORTE GEOLÓGICO

ESCALAS { V. 1:25.000
H. 1:50.000



- | | | |
|-----------------------------|---|--|
| |  | <i>Diluvial</i> |
| |  | <i>Numulítico</i> |
| Infracretáceo
(aptiense) |  | <i>Cenomanense</i> |
| |  | <i>Gargasiense</i> |
| |  | <i>Beduliense</i> |
| |  | <i>Pizarras con calizas carboníferas</i> |
| Devoniano |  | <i>Mármol griota y Baregianas</i> |
| |  | <i>Areniscas</i> |
| |  | <i>Areniscas</i> |
| Siluriano |  | <i>Cuarcitas</i> |



**ESTUDIO GEOLÓGICO
DE LA
RESERVA CARBONÍFERA DE LEÓN**

POR

ANTONIO ALMELA
INGENIERO DE MINAS

SUMARIO

	<u>Páginas</u>
I.—Antecedentes	3
II.—Estratigrafía	7
Cambriano	7
Siluriano	11
Devoniano	12
Carbonífero	22
Cretáceo	23
Oligoceno	27
Mioceno	28
Cuaternario	31
III.—Tectónica	33
Sinclinal de Peña Galicia y zona de Boñar	34
Peña Corada y anticlinales al sur de Sabero	38
El frente devoniano entre Quintana de la Peña y La Losilla	41
El Devoniano entre Aviados y La Robla	43
Las cuencas carboníferas de Matallana, Sabero y Prado	46
El recubrimiento Cretáceo-Oligoceno de Boñar	50
El Cretáceo entre La Espina y Yugueros	51
La serie Cretáceo-Oligoceno entre Yugueros y La Losilla	54
La serie Cretáceo-Oligoceno entre los ríos Porma y Curueño	55
La serie Cretáceo-Oligoceno entre los ríos Curueño y Bernesga	57
Resumen tectónico	59
IV.—Posibilidades carboníferas	63
Probabilidad de existencia de cuencas ocultas	63
Profundidad del Paleozoico	70
V.—Conclusiones	81
VI.—Bibliografía	83

I. ANTECEDENTES

Ha sido preocupación constante de los geólogos y mineros que han trabajado en las cuencas carboníferas de las provincias de León y Palencia, la posible prolongación o repetición de éstas bajo el Cretáceo y Terciario que limitan por el Sur la Cordillera Cantábrica.

Debido a ello, han aparecido algunos valiosos estudios monográficos de las cuencas carboníferas en cuestión y casi siempre sus autores han señalado la posibilidad de ampliación de las reservas carboníferas bajo la cobertera post-paleozoica de la vertiente Sur de la cordillera. Pero a pesar del evidente interés de estos problemas, los estudios realizados son escasos y, en general, muy antiguos.

Justamente se cumplen ahora en éste (*), los cien años de la aparición del primer estudio importante sobre este problema, debido al ilustre ingeniero D. Casiano de Prado, titulado «Descripción de los terrenos de Valdesabero y sus cercanías en las montañas de León», y es justo rendir homenaje de admiración a este maestro, por lo metódico de su trabajo y los interesantes datos que aporta, no obstante las dificultades inherentes a la falta de cartografía y estado de los conocimientos geológicos.

(*) En el año 1948, cuando se redactaba este trabajo.

Este trabajo fué vertido al francés y publicado en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia, tomo VII de la 2.^a serie (1850), acompañado de un estudio de los fósiles devonianos de Sabero, por Verneuil. El mapa que lo complementa, aunque con algunos errores, está muy cuidado y es de sumo interés para el estudio de la cuenca.

En 1860 aparece en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia, tomo XVII de la 2.^a serie, un nuevo trabajo, complementario del anterior, de Prado, Verneuil y Barrande, titulado «Sur l'existence de la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique», en el que Prado señala, por primera vez, la existencia en aquella zona de faunas cambrianas, indicando la marcha que a su juicio siguen las fajas de este terreno, por él reconocidas.

Mallada y Buitrago, se ocupan también de estos problemas, y en 1878 publican, en el tomo V del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, su trabajo «La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica», en donde se señala con bastante acierto la posición de las fajas cambrianas existentes entre los ríos Esla y Curueño, dando dos cortes muy interesantes.

También Barrois publica en 1879, en el tomo VI del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, un trabajo titulado «Nota acerca del Sistema Devoniano de la provincia de León», con datos estratigráficos y paleontológicos interesantes para nosotros.

El infatigable Mallada, pasa varias temporadas estudiando estas cuencas carboníferas y publica, en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, dos trabajos: «Datos para el estudio geológico de la cuenca minera de Ciñera y Matallana», en el tomo XIV, de 1887, y «Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero», en el tomo XXVII, de 1900. En 1910 publica también en Bilbao, en

la imprenta Arraola Hnos. y C.^ª, un folleto muy interesante titulado «Memoria relativa a las minas de Sabero I a II, Luis, Buronesa, Pilar, Rosario y demasías, sitas en los valles de Sabero».

Posteriormente se realizan múltiples estudios e informes, unos publicados y otros no, que se dedican exclusivamente a la riqueza minera y su posible explotación, en determinado coto, por lo que, si bien son de gran interés para el conocimiento del Carbonífero de estas cuencas, lo tiene bastante reducido desde nuestro punto de vista, por cuya razón no hacemos más que insertarlos en la bibliografía.

La Dirección General de Minas y Combustibles, publica en 1936 la «Guía de los Carbones de León y Palencia», también con datos mineros de mucho interés, pero algo deficiente en cuanto al mapa geológico que la acompaña.

El distinguido geólogo M. Raymond Ciry, en su notable y detallado estudio sobre el Secundario de una parte de las provincias de Burgos, Palencia, León y Santander, llega en su reconocimiento hacia el Oeste hasta el río Curueño, y aunque su mapa general no alcanza esta zona, da un croquis muy exacto de los alrededores de Boñar y pone de manifiesto la estructura general de la región.

Preocupado el Estado por el problema de la posible ampliación meridional de las cuencas huileras conocidas, se firma un Decreto en 16 de febrero de 1942, aparecido en el «Boletín Oficial» el día 19, en el que se establece a favor del Estado la reserva de las posibles existencias de carbón en la provincia de León, en una zona comprendida entre la carretera de León a Oviedo y el límite de la provincia con la de Palencia, que abarca, aproximadamente, el contacto Paleozoico-Cretáceo y los terrenos Secundario y Terciario al Sur de este contacto. En el mapa que se acompaña,

queda señalada la zona reservada, con arreglo a los datos del Decreto.

En este mismo año, el ingeniero vocal del Instituto Geológico y Minero de España, D. Alfonso de Alvarado, en compañía de los ingenieros Sres. Zaloña y Sampelayo (A. H.), efectuaron una expedición de estudio por aquellas zonas y, en su consecuencia, el citado vocal publicó, en el n.º 9 de Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, un estudio titulado «Posible prolongación de las cuencas hulleras en León y Palencia», en el que se propone la ejecución de varios sondeos de investigación.

Como consecuencia de este estudio, se perforaron tres sondeos, con resultados negativos, en vista de lo cual, la Superioridad ha estimado necesario realizar un estudio geológico de mayor detalle, que permita, en la medida de lo posible, desentrañar la tectónica regional y apreciar la probable profundidad del Paleozoico bajo el recubrimiento más moderno, para, en su consecuencia, aconsejar lo que mejor proceda.

He tenido el honor de que se me encargue este estudio, con el asesoramiento de mi compañero A. H. Sampelayo, por su gran experiencia en los terrenos paleozoicos, y en cumplimiento de esta orden he realizado durante el año 1948 repetidas expediciones a la provincia de León, acompañado en una de ellas por A. H. Sampelayo, cuyo conocimiento de la región me ha sido de gran utilidad para orientarme en la interpretación de la complicada tectónica que allí se ofrece.

A continuación se exponen los datos recogidos en estas excursiones, las conclusiones que de los mismos he deducido y las investigaciones que considero de interés realizar.

II. ESTRATIGRAFÍA

Para poder interpretar con una mayor posibilidad de acierto, la disposición del Paleozoico bajo el Cretáceo, su profundidad y su edad, me ha sido preciso no limitar el estudio al contacto Paleozoico-Cretáceo y al Terciario existente al Sur, sino extender el reconocimiento hacia el Norte, por una faja más o menos ancha del Paleozoico, que permita establecer, con la mayor aproximación posible, la estratigrafía de los terrenos anteriores al Carbonífero productivo y conocer el comportamiento de estas cuencas y de los terrenos que las limitan.

Orientado el trabajo en este sentido, he encontrado en toda la zona reconocida los siguientes terrenos, cuyas características se exponen a continuación: Cambriano, Siluriano, Devoniano, Carbonífero, Cretáceo, Oligoceno, Mioceno y Cuaternario.

Cambriano

Como ya hemos dicho, fué denunciada por primera vez la existencia de este terreno, en la Cordillera Cantábrica, por D. Casiano de Prado en 1860, y más tarde Mallada pun-

tualiza más estos datos, señalando con bastante exactitud muchos de los afloramientos existentes. P. H. Sampelayo se ocupa también del Cambriano de León, en su importante trabajo «El Cambriano en España», estudiando detenidamente su fauna y, en 1942, A. H. Sampelayo da una nota sobre el Cambriano de La Vecilla, en la que señala un nuevo yacimiento fosilífero y al mismo tiempo describe sus niveles y determina su potencia.

Por mi parte, he tenido ocasión de estudiar el Cambriano de las orillas del Curueño, al N. de La Vecilla; primero solo, luego en compañía de A. H. Sampelayo, y, últimamente, he tenido la suerte de encontrar un nuevo yacimiento fosilífero, bastante abundante, en las inmediaciones del pueblo de Montuerto.

Este Cambriano forma una faja estrecha que, procediendo de Valdorria, cruza la carretera y el río al N. y junto a las últimas casas de Nocedo, continúa más de un kilómetro hacia el E. y luego gira al SO., pasa por Montuerto, vuelve a cruzar el río y la carretera y sigue por la orilla derecha de aquél, hasta la Mata de la Bérbula.

Se compone de dos niveles; uno de pizarras verdes, micáferas y hojosas, que se desmenuzan en laminillas, en las que yo no he logrado encontrar fósiles, si bien Alejandro Hernández Sampelayo cita algunos ejemplares. El otro nivel es de calizas cristalinas, amarillentas y bien estratificadas, con otras rugosas de color terroso y algunos bancos de calizas rojo sangre, arcillosas y de superficies desiguales y satinadas. Son abundantes las vetillas de calcita.

Estas hiladas rojas, en las inmediaciones de Montuerto, tanto por el E. como por el N., tienen una abundante aunque poco variada fauna de braquiópodos, entre los que he podido determinar las especies: *Nisusia vaticina*, Vern. y Barr., y *Eoorthis primordialis*, Vern. y Barr.; esta última

especie en sus variedades *multicostatae* y *resupinata*, Sampelayo.

A. H. Sampelayo estima en la nota de referencia, que las calizas constituyen el nivel inferior y las pizarras el superior, atribuyendo aquéllas al Acadiense y éstas al Postdamiense. Pero, como veremos más adelante, este Cambriano constituye la base de un gran sinclinal cuyos estratos llegan hasta el Devoniano, y tanto en Montuerto, como en Nocedo, se ven las calizas cambrianas en contacto con cuarcitas silurianas, quedando las pizarras verdes a la parte exterior de las calizas, posición que me hace considerar las pizarras como inferiores a las calizas. Estas últimas creo también que deben incluirse en el Acadiense, por lo que las pizarras deberían constituir un nivel inferior del Acadiense o bien representan el Georgiense, circunstancia que no puedo aclarar por ahora por no haber encontrado fósiles en estas capas.

En la faja cambriana de Montuerto, al llegar a la carretera, se ve de NO. a SE.: primero las calizas, a continuación las pizarras verdes y otra vez calizas amarillentas, tableadas, muy trastornadas y rotas, contra la caliza devoniana del crestón que corre al SE. de Montuerto. Esta caliza podía representar un nuevo nivel cambriano, pero su semejanza con la anterior me hace suponer, siguiendo a Mallada, que se trata de una repetición de aquélla por efecto de un anticlinal.

En cuanto a la potencia de estos dos tramos la estimo, aproximadamente, como A. H. Sampelayo, en 200 m. para las pizarras y 100 m. para las calizas.

En las cercanías de Boñar, he encontrado también dos corridas de capas cambrianas, cuya posición concuerda bastante bien con la marcha que atribuye Mallada a sus dos fajas de esta edad, y con las que hay que identificarlas.

Al N. de Boñar, en la orilla derecha del río Porma, subiendo la empinada ladera de La Pedrosa, se encuentran, a partir del Cuaternario del río, los siguientes niveles: pizarrillas y areniscas de tonos claros, con pequeñas huellas problemáticas, las areniscas en bancos de unos 20 cm.; pizarras micáferas, oscuras, rojas o verdosas y algo satinadas; cuarcitas de grano muy fino, grises y tableadas, de 15 m. de potencia; caliza grisamarillenta, tableada y muy rizada.

Estas calizas, con un nivel más arcilloso y rojo, intercalado, se las ve seguir muy regularmente, unos cuantos kilómetros hacia el E., cruzan el río, pasan inmediatamente al N. de Cerecedo y continúan hacia el E., perdiéndose de vista en el collado que existe 3 Km. al E. del pueblo. El nivel rojo, cerca de la carretera, contiene abundantes restos fósiles indeterminables, entre ellos algunos de *Orthis*, y las capas buzán con bastante regularidad 50° Norte.

En el otro sentido, este paquete de capas, corre en contacto con el Cretáceo hasta el NO. de Barrio de las Ollas, en donde se termina. Coincide en posición con la faja N. que señala Mallada.

La faja S. también la he localizado, aunque un poco más al S. de donde la sitúa el ilustre geólogo.

En efecto, las pizarrillas verdosas o rojizas y micáferas, con pequeñas pistas, se alinean a lo largo del cauce del arroyo Callejón, y al N. aparecen las calizas amarillas y las arcillosas y rojas, buzando muy regularmente 60° Norte. Estas calizas rojas tienen también abundantísimos restos indeterminables, idénticos a los señalados antes.

La faja cambriana se dirige hacia el E. por la vertiente derecha del arroyo y desaparece de la vista en lo alto del collado, en dirección a Vozmediano. Por el O. se oculta en seguida bajo el Cretáceo. Por el N. está en contacto con unos niveles devonianos que llegan hasta Adrados.

Siluriano

Hasta ahora no se ha podido determinar paleontológicamente este terreno en la zona que comprende este estudio, pero por sus características litológicas, se incluyen en él varias corridas de cuarcitas existentes. Un estudio detallado del Paleozoico de la cordillera, introduciría seguramente muchas modificaciones en el mapa adjunto, incluyendo, tal vez, en otro terreno, algunas cuarcitas de las que atribuyo al Siluriano o agregando algunas consideradas como devonianas.

El río Curueño, entre los pueblos de Montuerto y Noceo, corta una serie muy potente de cuarcitas, muy duras y compactas, de color gris claro o blanquecino y de grano muy fino, que, muy bien estratificadas en bancos gruesos, se disponen en forma de proa de barco, dirigida hacia NE. La fot. n.º 5 muestra el aspecto de estas cuarcitas.

No se encuentran fósiles en ellas, pero tanto por su aspecto como por su posición entre las capas cambrianas y devonianas, ambas fosilíferas, del sinclinal de Peña Galicia, parece fuera de duda que su edad es siluriana.

Al S. de la faja cambriana del arroyo Callejón, entre ésta y el Devoniano de Grandoso, se encuentra una serie de cuarcitas duras y blanquecinas, en las que no hemos encontrado fósiles que, por su posición entre estos dos terrenos, supongo puedan ser silurianas y así se han representado en el mapa.

También se atribuye, de manera por ahora incierta, al Siluriano, la serie de cuarcitas que aparece al N. de Sotillos, inmediata al Carbonífero.

Como se ve, por lo anteriormente dicho, el Siluriano

está representado sólo por el Ordoviciense, al que hay que atribuir lógicamente las cuarcitas, sin que se hayan encontrado hasta ahora ampelitas ni otras rocas atribuidas a Gotlandiense.

Devoniano

Es este el terreno paleozoico al que hemos concedido una mayor atención, por ser el que con más frecuencia limita las cuencas carboníferas.

Los crestones calizos, que casi constantemente aparecen en contacto por el S. con el Carbonífero de las cuencas de Sabero y Matallana, se han atribuido, unas veces, a Devoniano y otras a la caliza de Montaña, pero justo e reconocer que, desde un principio, Prado y Mallada las ha atribuido al Devoniano, como lo pone de manifiesto inmediateamente su abundante, aunque no muy variada, fauna fósil.

Además de estas calizas, integran el Devoniano niveles de pizarras, areniscas, cuarcitas y una curiosa formación de calizas tableadas, cuya posición estratigráfica no ha tenido indecisos hasta que hemos estudiado el corte de Peña Corada.

De estos niveles, el de la caliza fosilífera es muy constante, pero los demás sufren ligeras variaciones laterales de facies, como veremos a continuación por la descripción de las distintas series estudiadas, que comenzamos por la de Peña Corada, siguiendo después hacia el Oeste.

Si se sube a Peña Corada por su ladera oriental, único sitio en donde puedan seguirse los distintos niveles, el más inferior que se encuentra es de caliza gris clara, bien estratificada, con abundantes corales, en especial

Dysphyllum caespitosum Gold. y algunos braquiópodos, y una potencia de unos 35 metros.

Aunque aquí la fauna no es muy abundante, en otros afloramientos sí lo es, lo que permite atribuir este nivel calizo al Devoniano medio.

Entre las calizas se intercalan capas de pizarrillas pardas, de 10 m. de potencia, que contienen pequeños tallos de crinoides y abundantes corales de la especie *Lindstromia cornu hirci* Weiss.

Sobre las calizas grises, descansan unas hiladas de caliza roja, con aspecto de mármol griotta que contienen algunos tallos de crinoides; a continuación, cuarcitas grises o rojizas, algo toscas, que de vez en cuando tienen algún tallo de crinoide y, encima, otras hiladas de mármol rojizo y pizarrillas vinosas deleznable. La potencia de este complejo es de unos 200 metros.

Los últimos 200 m. de desnivel están ocupados por un paquete de caliza, gris en su superficie, pero casi negra en fractura, fétida, con vetas de calcita, bastante finamente tableada, y sin fósiles. Es típico de estas calizas, en todos los puntos en que las hemos encontrado, estar intensamente rizadas en infinidad de diminutos pliegues, lo que, unido a las restantes características, hace que se distinga este nivel muy fácilmente.

Aunque no contienen más fósiles que algunas pistas, descansan sobre formaciones muy fosilíferas, que hemos atribuido al Devoniano medio, por lo que las referimos al Devoniano superior, pues, por otra parte, son muy diferentes de la típica caliza de Montaña y no parece indicado atribuirles edad carbonífera.

Su potencia, en Peña Corada, no baja de 450 m., y la total del Devoniano es de mil metros. Esta cifra resulta algo excesiva, máxime si se tiene en cuenta que parece faltar

al Devoniano inferior, pero los buzamientos de los estratos son muy constantes entre 40° y 45°; no se observa trastorno alguno, y si se construye a escala el perfil oriental del monte, acusa también una potencia total de este orden.

Además, al N. de Peña Corada, entre Aleje y Crémenes, se extiende un espléndido anticlinal que culmina en Pico Moro, en el que, al parecer, se desarrolla todo el Devoniano con una extraordinaria potencia.

El resto del Devoniano que he encontrado desde aquí hasta La Robla, aparece mucho más trastornado y no ofrece cortes que permitan medir potencias; sólo el sinclinal de Peña Galicia reúne estas condiciones, pero el Devoniano que allí queda es mucho más reducido, faltando muchos niveles altos.

Desde Cistierna hasta La Losilla, se extiende una estrecha faja devoniana, limitada al N. por el Carbonífero y al S. por el Cretáceo, en la que se desarrolla con bastante regularidad, a pesar de los varios accidentes, una serie muy parecida a la que acabamos de describir y cuyos niveles más altos son los más meridionales.

En contacto constante con el Carbonífero, desde Vega-mediana hasta Las Bodas, aparece la caliza gris fosilífera, en unos sitios, como en Oveja, muy reducida por laminación, y en Sabero muy potente, por efecto de varios pliegues sucesivos que repiten los niveles.

La presencia de fósiles, en mayor o menor proporción, es casi constante y en cualquier sitio que se busque, si se hace con cuidado, hay grandes probabilidades de encontrar algún *Favosites* o tallos de crinoides; pero en determinados lugares la fauna es abundante, especialmente en un nivel de caliza más impura, arenosa y amarillenta, como sucede, por ejemplo, al S. de las minas de Oveja, en el punto en que el ferrocarril minero corta las calizas, en la

cantera de las minas de Sabero, en la orilla derecha del Es-la, en la zona próxima al puente del ferrocarril minero, y al S. de Las Bodas.

De toda esta zona he recogido y clasificado la siguiente fauna:

Desmophyllum, sp.

Zaphrentis candasi, Barrois.

— *cornicula*, Edw. y Haime.

Cyathophyllum lindstromi? Frech.

Dysphyllum (*Phacellophyllum*) *caespitosum*, Gold.

Syringophyllum cantabricum, Vern. y Haime.

Favosites reticulata, Blain.

Pachypora dubia, Gold.

Chaetetes sp.

Entrochi cingulati, Quenst.

— cf. *rosacei*, Quenst.

Orthis sp.

Streptorhynchus crenistria, Phill.

Atrypa reticularis, L.

— — var. *regularis*.

— — — *ventricosa*.

— *aspera*, Schlot.

Spirifer verneuli, Murch.

— *cultrijugatus*, Roem.

— *disjunctus*, Sow.

— *cavedanus*, Ver.

— *subcuspidatus* var. *alata*, Kayser.

— *pellicoi*, Vern. y d'Arch.

— *bouchardi* Murch.

Athyris aff. *pelapayensis*, Vern. y d'Arch.

Al S. de la caliza fosilífera, y sin que generalmente se

vean las calizas marmóreas rojas con crinoides, que e cambio aparecen a retazos en ambas orillas del río Esla resalta sobre el terreno, casi sin solución de continuidad desde el Esla hasta el Porma, el nivel de cuarcitas dura algo toscas y amarillentas, ocasionalmente con algún tall de crinoides.

Pero a pesar de esta constancia, la potencia es bastante variable, dándose el caso de que, al N. de Oveja, no aparecen las cuarcitas al nivel de la vía del ferrocarril, aunque sí en lo alto de las dos laderas, mientras que dos kilómetros al O., al S. de las calizas de La Peñota, tienen ca 100 m. de potencia, en bancos gruesos.

En contacto por el S. con las cuarcitas, existe un nivel de pizarrilla arcillosa, de color verdoso o vinoso (cayuela) con capitas de arenisca o puras, y sobre ellas viene el nivel de calizas tableadas del alto de Peña Corada.

Éstas presentan aspecto ligeramente diferente del que allí tenían, pues son menos compactas, muy tableadas rizadas, algo más arcillosas, con muchas vetas de calcita frecuentes pistas y huellas inclasificables y siempre ne gruzcas en fractura. Se desmenuzan fácilmente en laja que cubren el suelo y producen al pisarlas ruido de tiesto de loza.

En la margen derecha del Esla, aparece la sucesión de cayuela y caliza tableada tal como se ha indicado, pero en Oveja las calizas pasan en tránsito lateral a pizarras y psamitas, entre las que se destacan por su mayor dureza los horizontes de calizas tableadas. Aquí, las calizas y psamitas suelen tener bastantes restos carbonosos.

Entre Las Bodas y La Losilla, sobre las cuarcitas aparece un nivel de caliza tableada, bastante pura, a continuación la cayuela verdosa y rojiza, luego pizarras y psamitas pardas, muy micáferas y con abundantes restos carbonosos,

so, y, por último, otra serie de caliza tableada con algunos nódulos de piritita y también restos carbonosos en los niveles más arcillosos.

Se ve pues, que la serie devoniana conserva en sus rasgos generales las mismas características, pero en detalle sufre variaciones laterales que impiden dar muy desmenuzada su estratigrafía.

Entre Felechas y Grandoso, aparece también una mancha de Devoniano muy fosilífero, con un buzamiento medio de 25° SO., compuesto de dos niveles; el inferior de pizarrillas y calizas arcillosas de color rojo intenso, cuajadas de fósiles, en las que hemos encontrado, cerca de Colle, la siguiente fauna:

Cyathocrinus rugosus, Miller.

Entrochi tornati, Quenst.

Poteriocrinus sp.

Pentremites schulzii, Vern.

Streptorhynchus crenistria, Phill

Athyris ezguerra, Vern.

Retzia subferita, Vern.

Sobre este nivel descansan calizas grises compactas con muchos *Favosites* y tallos de crinoides, cuya potencia aumenta desde Colle hasta Grandoso, en donde llega a unos 50 metros.

Al N. de las calizas cambrianas del arroyo Callejón, entre éstas y el río Porma, aparece otra serie también claramente devoniana, compuesta de areniscas muy ferruginosas, un nivel de caliza hasta de 50 m. de potencia, que en el camino de Boñar, cerca del Cretáceo, tiene algunos tallos de crinoides y una serie bastante potente de cuarcitas, que aparecen desde Adrados hasta el río. Estas cuarcitas,

tas, muy duras y blanquecinas, tienen aspecto muy semejante a las silurianas, pero tengo noticia de que en ellas Sr. Sampelayo (P.) ha encontrado un *Spirifer*, por lo que las incluyo en el Devoniano.

Del puente de Valdepiélagos arranca hacia al EN otra potente serie de cuarcitas que, por el Pico de Muel y el Pico de Cueto, van a alcanzar al río Porma, aguas arriba de Cernedo. También son cuarcitas duras y de tonos claros en las que no hemos encontrado fósiles, pero al S de Montuerto, en el camino que va a Valdepiélagos, por la orilla izquierda del río Curueño, a poco de dejar las calizas tableadas, se encuentra una caudalosa fuente, en cuyas inmediaciones son bastante abundantes los fósiles devonianos en unos niveles calizos allí existentes, juntamente con areniscas, por cuya razón incluimos toda esta serie también en el Devoniano.

La barra devoniana que limita por el S. la cuenca Sabero, al llegar al río Porma, se oculta bajo las formaciones más modernas, pero a poniente del río Curueño, reaparece de nuevo, primero, tan sólo con unas hiladas de caliza fosilífera al N. de Campohermoso; pero a medida que avanza hacia el O. va tomando más anchura y al nivel de Lomberas tiene cerca de cuatro kilómetros.

Esta faja limita también por el S. la cuenca carbonífera de Matallana, pero está mucho más trastornada que la que acabamos de describir, lo que hace imposible estudiar su estratigrafía, más que por comparación con aquélla.

La caliza fosilífera, con idénticas características, forma una faja continua desde el N. de Campohermoso hasta el río Bernesga, en contacto con el Carbonífero hasta más allá del Torío, pero luego se interponen entre ambos, otros niveles de pizarras o repeticiones de la misma caliza por efecto de los múltiples accidentes que existen.

Su anchura es también variable por las repeticiones producidas por los pliegues, como puede verse, por ejemplo, al Oeste de Aviados. Es también muy fosilífera, especialmente en el barranco que desciende hacia el Sur y cruza la vía férrea poco antes del Km. 17, y al N. y NE. de Aviados, en donde abundan los coralarios. En estos yacimientos he recogido y clasificado las siguientes especies:

- Cystiphyllum vesiculosum*, Gold.
- Alveolites suborbicularis*, Lmk.
- Acervularia goldfusi*, Haime.
- *pradoana*, Vern. y Barr.
- Actinocystis*, sp.
- Hedstromophyllum tenue?* Wdk.
- Ketophyllum* aff. *elegantulum*, Wdk.
- Cyathophyllum heterophyllum*, Edm. Haime.
- (*Pseudoptenophyllum*) *ceratites*, Gold.
- Pachypora boloniensis*, Goss.
- *dubia*, Gold.
- Pseudomphyma* aff. *elongata*, Wdk.
- Omphyma marginata?* Wdk.
- Kyphophyllum* aff. *lindstromi*, Wdk.
- — *tenue*, Wdk.
- Atrypa reticularis*, L.
- Orthis resupinata*, Mart.
- Streptorhynchus crenistria*, Phill.
- Strophomena romboidalis*, Wilck.
- Athyris undata*, DeFr.

La caliza rojiza con tallos de crinoides aparece en esta faja, en varios puntos, como al O. de Aviados, en varios barrancos que cortan el Devoniano, y en la margen izquier-

da del Torío, junto a la caliza fosilífera, repitiéndose de nuevo más al Sur.

Las cuarcitas se encuentran también, casi constantemente, en todos los cortes acompañadas de pizarras y areniscas y, al ensancharse la faja devoniana, aparecen también, a partir del barranco de la Carmonda, las calizas tableadas con las mismas características descritas. Éstas no forman ya un nivel potente, sino que alternan con areniscas y pizarras y debido a esto y a los muchos accidentes, se repiten varias veces en la orilla del Bernesga, entre Peredilla y Alcedo.

Tienen también aquí frecuentemente pistas indeterminadas, pero excepcionalmente, en la vertiente SO. de Pico Sierros, cerca de Alcedo, he encontrado un *Nereite* afín al *N. lorioli* Delg. y un ejemplar de *Crossopodia*.

Finalmente, otro sitio en donde es interesante estudiar la estratigrafía del Devoniano, por su tectónica clara, es el sinclinal de Peña Galicia, pero aquí tiene el inconveniente de que no aparecen más que los niveles medios y, tal vez el Devoniano inferior.

Subiendo a este monte desde Aviados, se encuentra primero en contacto con el Carbonífero unas capas de caliza de tonos pardos o rojizos, con escasos fósiles, en donde hemos recogido *Spirifer subsulcatus*, Barr. y *Rhynchonella* aff. *subwilsoni*, d'Orb.

Sobre estos bancos descansa una serie de pizarrilla hojosas y deleznable de color pardoamarillento o verdoso, con una fauna abundante, relativamente, compuesta de

Lindstromia cornu hirci, Weiss.

Combophyllum marianum, Haime.

Chonetes gracilis, Kelus.

Orthotetes umbraculum, Schlot.

Rhynchonella amalthoides, Barr.

Uncinulus orbignianus, Vern.

Pentamerus galeatus ? Dalm.

Athyris triplesioides, Oshl.

Phacops fecundus ? Barr.

A continuación viene el escarpe calizo, en que la base son calizas amarillentas, tableadas y cuajadas de restos fósiles, y el resto caliza gris compacta, también con bastantes fósiles, de los que he clasificado los siguientes:

Favosites alveolaris, Gold.

Ptenophyllum aff. *involutum*, Wdk.

Douvillina dutertrii, Murch.

Streptorhynchus crenistria, Phill.

Sobre la caliza, descansa el nivel de cuarcitas, que aquí es de color muy rojo, debido a que son muy ferruginosas, fenómeno frecuente en el Devoniano de León, pero que en la zona reconocida no lo he observado más que aquí.

En relación con las pizarrillas pardas fosilíferas de Peña Galicia, he de hacer constar que en el río Esla, en el kilómetro 58 de la carretera, entre dos series de caliza devoniana, existen unas pizarrillas que desde un principio consideré carboníferas, por su aspecto parecido a las de Sabero; e intentando aclarar esto, nos dedicamos A. H. Samper y yo a la busca sistemática de fósiles, teniendo la fortuna de hallar algún fragmento de trilobites y bastantes corales de la especie *Lindstromia cornu hirci*, Weiss, iguales a los de las pizarras de Peña Galicia. Son pues estas capas también devonianas y no carboníferas, como hacía suponer su aspecto y proximidad al Carbonífero de Sabero.

Carbonífero

Tres son las cuencas carboníferas parcialmente enclavadas en el área estudiada y que he recorrido más o menos extensamente durante este reconocimiento: las de Prado de la Guzpeña, Sabero y Matallana; pero como la finalidad de este trabajo no es el estudio de las cuencas carboníferas existentes, he dedicado a este terreno atención muy somera, pues por regla general sólo me ha interesado señalar sus contactos con los demás terrenos.

Esto, unido a su monotonía (únicamente desde el punto de vista geológico de conjunto), me hace ser muy breve en la descripción de su litología.

Se compone el Carbonífero, predominantemente, de una alternancia de pizarras pardas deleznable, de coloración muy uniforme y de bancos de areniscas grisáceas, entre los que se intercalan las abundantes capas de carbón de todos los mineros conocidas.

Ocasionalmente se encuentran también pudingas y gonfolitas de potencia muy variable.

En la cuenca de Sabero, por ejemplo en su zona central y occidental, las gonfolitas no existen o se reducen solamente a un par de capas de dos o tres metros de potencia; cerca del Esla, en el límite N. de la cuenca, aparecen ya pudingas y gonfolitas de alguna consideración, y en la zona de Fuentes de Peñacorada, las masas de conglomerados alcanzan grandes espesores.

En la cuenca de Prado casi no existen gonfolitas en la parte S., pero en las zonas occidental y Norte son frecuentes y de gran espesor.

También en la cuenca de Matallana he tenido ocasión

de ver los conglomerados, al N. de Aviados, en varias capas de un par de metros, y en la zona al E. de Matallana, en donde adquieren ya una mayor importancia estas intercalaciones.

En mis reconocimientos no he encontrado más niveles atribuibles al Carbonífero que los de pizarras y areniscas de las conocidas cuencas citadas, que, por razones tectónicas, creo deben situarse en el Estefaniense. La caliza de Montaña, tan importante y extendida en la provincia de Palencia, no la he localizado en ningún sitio, pues cada vez que he creído encontrarme ante este nivel, la fauna que he acabado por encontrar me ha hecho ver que se trataba de caliza devoniana.

Cretáceo

Limitando constantemente por el S. al Paleozoico de la Cordillera, existe una estrecha faja cretácea, semioculta a veces, y en ocasiones totalmente recubierta por el Terciario o Cuaternario.

Este terreno, dentro de la provincia, tiene una composición bastante constante en líneas generales, descrita por Prado en su estudio sobre Sabero.

En conjunto, se distinguen muy netamente dos niveles, de características litológicas muy acusadas y diferentes: el tramo inferior, llamado comúnmente el Caolín, y las calizas superiores.

El Caolín, como su nombre indica, está compuesto por capas de color blanco de esta sustancia, pero no pura, sino con más o menos arena y gravilla de cantos rodados de cuarzo; con estas capas alternan otras de arena más o menos gredosa, de colores blanco, amarillo o violáceo,

con gravilla de cuarzo, y frecuentemente laminillas de mica y también arcillas rojas y algún banco de arenisca dura o lecho de conglomeradillo.

En conjunto esta formación tiene colores claros, blanco, rosado o violáceo, circunstancia que hace que se destaque siempre en el terreno. Es, además, un material que se emplea mucho para fabricación de tejas y ladrillos, por lo que esta faja de terreno está jalonada por un sinfín de tejares que de lejos acusan la presencia de este nivel.

En el camino de Boñar a Agradados, en el contacto con el Paleozoico, se encuentra una curiosa formación cretácea muy localizada, que cubre parcialmente las calizas cambrianas de que antes se ha hecho mención, integrada por areniscas bastas y duras, de color oscuro o rojo, de las que existen muchos bloques grandes y pequeños diseminados por el suelo.

Sobre las arenas y el caolín del tramo inferior cretáceo descansa el de las calizas, que suele ser bastante complejo y variable.

Es frecuente verlo comenzar por un nivelito de arenisca califera, dura, basta, amarillenta y con muchos briozoos. Así comienza, por ejemplo, en la zona de Prado, y allí se encuentra a continuación una serie de margas grises, y sobre ellas las calizas. Éstas son grises, bien estratificadas, frecuentemente pisolíticas y conteniendo gran cantidad de *Miliolites* y a veces secciones de *Rudistis*.

Entre las calizas y las margas y areniscas rojas del Oligoceno, se ve algunas veces un nivelito arcilloso verde de 3 a 5 m. de potencia.

Entre Prado y Cistierna las capas cretáceas están muy rotas y no se puede ver la sucesión estratigráfica de las mismas. Sólo se ven las calizas con *Miliolites*, muy frecuentes.

Entre Cistierna y La Losilla, las capas están muy regulares y puede estudiarse bien su sucesión; las calizas se hacen algo margosas y se intercalan niveles más blandos de margas, lo que hace que resalten sobre el terreno las corridas calizas en bastantes kilómetros.

En la mancha cretácea de Boñar-Colle, las calizas son aún más margosas, pasando a margas, y además se da el caso de que sobre estas margas y calizas aparecen todavía nuevos niveles arenosos, como los inferiores. Así se ve que la carretera de Boñar a Grandoso va, en todo su recorrido, sobre el nivel arenoso inferior; inmediatamente al SO. existe una larga loma paralela a la carretera, de margas y calizas margosas, que por su mayor dureza se destacan sobre el terreno, y más al SO., en Las Bodas, aparecen nuevos niveles arenosos sobre las margas y calizas. Todo ello con una estratificación muy regular y tendida.

De La Vecilla a La Robla, sigue el afloramiento cretáceo, sin más interrupción que la ocasionada por el Cuaternario del río Torío, pero las tierras de labor y los derrubios de las laderas enmascaran con frecuencia este terreno y no es fácil estudiarlo con detalle. De todos modos se ve el nivel inferior de los caolines arenosos, y el superior de calizas y margas intercaladas. Este último desaparece definitivamente entre Rabanal y Candanedo, y ya desde aquí, hasta Sorribos de Alba, no aflora más que la faja blanca del caolín.

La única zona que permite apreciar con alguna aproximación el espesor del Cretáceo, es la comprendida entre Oveja y La Losilla, pues en ella este terreno ha sufrido el mínimo de trastornos, está bastante tendido y uniforme y queda recubierto en aparente concordancia por el Oligoceno. Para ello he trazado varios cortes detallados, que

han arrojado de promedio los siguientes espesores: arenas y caolín, 125 m.; calizas y margas, 575 metros.

Respecto a la edad de estos niveles, el ilustre geólogo M. Ciry hace un detenido estudio en su obra citada, en el que establece la existencia de los distintos pisos desde el Albense hasta el Maestrichtiense.

El tramo del caolín, con sus arenas blancas y abundante gravilla de cuarzo, tiene un aspecto análogo al del Albense de las provincias de Burgos, Soria y Teruel, y Ciry le atribuye esta edad, que no tengo inconveniente en admitir, con la salvedad de que bien pudiera llegar esta facies, parcial o totalmente, hasta el Cenomanense, ya que este geólogo señala su ausencia en el extremo occidental de los depósitos cretáceos.

Según él, existe una ligera discordancia entre el Albense y los tramos superiores cretáceos, lo que hace que en la zona oriental aparezcan todos los niveles, desde el Albense hasta el Maestrichtiense, mientras que al avanzar hacia el Oeste, los niveles superiores transgresivos del Senonense llegan a ponerse en contacto con el Albense, ocultando primero el Cenomanense y luego el Turonense.

Esta discordancia no se observa directamente sobre el terreno, pero es probable que exista puesto que la potencia del Cretáceo superior decrece y se reduce notablemente desde la provincia de Burgos hasta La Robla, en donde desaparece definitivamente.

En la zona de Boñar y Las Bodas, aparece un nivel de arenas y gravas muy semejante al Albense, pero que descansa sobre las calizas. También lo señala Ciry, atribuyéndolo con interrogación al Cretáceo superior o al Terciario inferior. Su concordancia con los niveles cretáceos, y su semejanza con el Albense, me inducen a conservarlo dentro del Cretáceo y así no aparece diferenciado en el mapa.

Oligoceno

El ligo oligoceno, se extendió al pie de la Cordillera Cantábrica, por toda la zona que he estudiado y también por la provincia de Palencia, y sus sedimentos aparecen descansando sobre los cretáceos, allá donde la erosión y los depósitos más recientes no los ocultan.

Desde el meridiano de La Robla hasta el de La Ercina, los estratos oligocenos se muestran con toda claridad y extraordinaria potencia, y desde aquí hasta el límite de la provincia quedan anegados bajo depósitos más modernos, lo cual no impide que aquí y allá afloren aquéllos, fácilmente reconocibles por su litología y tectónica.

Su composición, como siempre, es muy monótona; margas rojas o achocolatadas y areniscas bastas, de tonos grises o amarillentos con algún lecho poco frecuente de pudinga, adquiriendo el terreno la tonalidad rojiza tan característica de esta formación.

Entre La Acisa de las Arrimadas y el río Torío, sobre estas areniscas y margas descansa una serie de pudingas, con intercalaciones arenosas o margosas que por su dureza constituyen los serrijones que limitan por el S. los valles transversales por los que va el ferrocarril y la carretera.

Entre Burgos y La Robla, al N. del ferrocarril, el Oligoceno tiene una facies desacostumbrada, pues se compone de margas rojas con lechos de grava y arenas muy sueltas, también con grava, en las que difícilmente se aprecia la estratificación. Por los niveles existentes al S. del ferrocarril y al O. de La Robla, de aspecto más típico y estratificación más visible, próxima a la vertical, atribuyo este nivel al Oligoceno, pero en el contacto con el Paleozoico exis-

ten unas arenas sueltas, con grava, que se parecen algo a las del Cretáceo, pero sin que el parecido sea lo suficientemente grande para incluirlas en este terreno con seguridad.

He llamado a todas estas formaciones Oligoceno, pero, en realidad, es posible que las pudingas, en sus niveles más altos, correspondan ya al Mioceno, pues las capas, muy levantadas e incluso volcadas al principio, se tienden bastante rápidamente hasta quedar subhorizontales, sin que se pueda ver discordancia alguna que permita fijar el límite entre el Oligoceno del borde de la cuenca y el Mioceno de las llanuras del Sur.

Mioceno

Además del Mioceno existente en la parte central de la provincia, que no he llegado a estudiar en este trabajo, y de la posible edad miocena de alguno de los niveles más altos, considerados como Oligoceno, como se acaba de señalar, existe una formación transgresiva, que desde Fresnedo de Valdellorma se extiende hasta el límite oriental de la provincia y continúa por la de Palencia, que me ha hecho sentir grandes dudas respecto a su edad y que finalmente me inclino a incluir en el Mioceno, por las razones que luego se exponen.

Los geólogos antiguos, como Mallada, la consideran como Diluvium rojo y, en efecto, se trata de un manto transgresivo que se extiende hasta el Cretáceo, y a veces cubre también a este terreno, llegando en su avance hasta el Paleozoico, que tiene todo el aspecto de una formación cuaternaria.

Se compone de arcillas y margas rojas, gravas y lechos

de conglomerados no muy resistentes, en donde no se aprecia, por lo general, estratificación alguna o es muy burda y dudosa, con aspecto de descansar horizontales.

Por regla general, no se observa en el terreno más que la superficie meteorizada de estas capas, y no hay posibilidad de efectuar observación alguna, pero en algunos escarpes de los ríos ha quedado el terreno bastante limpiamente cortado y se puede ver con suficiente claridad su composición, y precisamente, en uno de estos parajes, en la margen derecha del río Cea, cerca de Villamorisca, he podido de lejos medir un buzamiento al S. de 5°, lo que me ha hecho sospechar que se trataba de una formación más antigua.

En recorridos posteriores he podido ver, entre Robledo y Quintana de la Peña, en varios lugares, entre los derrubios de esta formación, retazos bastante grandes de conglomerados con buzamiento meridional hasta de 15°. Se trata de bancos ya de bastante dureza y esta inclinación aleja la posibilidad de que sean cuaternarios.

Claro que cabe la objeción de que estos bancos son realmente terciarios, pero que los derrubios entre los que asoman son capas más blandas, horizontales y cuaternarias. Pero me inclino a creer que todo es de la misma formación, porque en esta misma zona, el supuesto Cuaternario está cubierto por gran cantidad de cantos rodados paleozoicos en la parte más próxima a la montaña y, al alejarnos de ella, los cantos rodados van disminuyendo hasta desaparecer, coincidiendo con el hecho de que en la trinchera del ferrocarril, en la estación de El Valle de las Casas, sólo se ven arcillas rojas sin conglomerados.

A ambos lados del río Esla, en Cistierna, hasta Yugueros, el problema se complica, pues aparecen unos conglomerados de estratificación irregular y no muy marcada,

con cantos rodados, paleozoicos y cretáceos, de 5 a 15 centímetros, y algunos grandes bolos de 0,50 m.³, que ocupan el monte Ardigó. Hacia el S. parece que con los conglomerados se mezclan arcillas rojas y aquéllos van escaseando.

Estas capas, siguiendo la línea férrea de S. a N., se ve que primero tienen un buzamiento de 10° S. y más adelante se mide un buzamiento de 45° N., y en el arroyo de Cistierna se llega en unos bancos al buzamiento de 65° N., sin que se vea con claridad una discontinuidad en las capas, naturalmente poco visibles.

Parecen pues, éstas, formar un anticlinal, cosa algo extraña, pues la tectónica general de las capas secundarias inmediatas es un sinclinal, muchas veces volcado al Sur, y no parece lógico la coexistencia de estos dos fenómenos. Al S. de Yugueros, también parece verse un anticlinal en los conglomerados.

Para tratar de buscar una interpretación a estos fenómenos hay que tener en cuenta los siguientes hechos: no parecen admisibles buzamientos de 45° y más, en el Mioceno, de acuerdo con la tectónica regional; los conglomerados de la rama S. del anticlinal de Cistierna no tienen el aspecto ni la estratificación regular de los oligocenos; en muchos sitios se han visto los estratos oligocenos verticales e incluso volcados y en contacto con el Cretáceo; y el buzamiento poco pronunciado de los conglomerados que asoman en la zona de Quintana de la Peña, indica que son transgresivos y, por lo tanto, más recientes que los oligocenos.

Así pues, parece lógico admitir que los conglomerados de buzamiento muy fuerte, tanto en Cistierna como en cualquier otro punto en que se presenten, son oligocenos. Los conglomerados de estratificación irregular de Cistierna

y Quintana de la Peña son anteriores al Cuaternario y posteriores al Oligoceno; por lo tanto miocenos. A pesar de no verse solución de continuidad en las masas de conglomerados de la orilla derecha del Esla, hay que admitir que los de buzamiento fuerte son oligocenos y los que existen más al Sur, miocenos, formando un suave anticlinal contiguo a los conglomerados volcados del Oligoceno.

Sin embargo, el problema de las arcillas y gravas existentes en el resto, queda sin resolver definitivamente, pudiendo ser o no contemporáneas de los conglomerados miocenos, aunque, como antes se ha dicho, me inclino a creer lo primero.

Cuaternario

Los ríos Bernesga, Torío, Curueño, Porma, Esla y Cea, que de N. a S. recorren el área estudiada, procediendo de las abruptas sierras de la Cordillera Cantábrica y con importantes cuencas de recepción, han tenido que arrastrar forzosamente grandes cantidades de derrubios y, en efecto, apenas abandonan sus cursos el Paleozoico y se extienden por el Cretáceo y Terciario en más amplios valles, depositan una considerable cantidad de aluviones en vegas que a veces ocupan más de un kilómetro de anchura y que son otras tantas soluciones de continuidad en las varias fajas paralelas en que se disponen aquellos terrenos.

Aparte de esto, en la zona terciaria, se ven frecuentemente, en las trincheras de la carretera y ferrocarril, terrazas de cantos rodados diluviales, muchas veces difíciles de diferenciar del que hemos considerado como Mioceno.

Esto sin contar con que, en último término, este terreno puede ser, como se viene considerando, Diluvial, en cuyo caso esta formación tendría un espesor considerable, pues sólo el que queda expuesto en los cortes producidos por los ríos Esla y Cea, llega a aproximarse a los 100 metros.



III. TECTÓNICA

A fin de poder interpretar con las mayores probabilidades de acierto, la estructura del paquete Cretáceo-Oligoceno y la naturaleza y disposición de su probable substratum, he procurado estudiar no sólo el contacto Paleozoico-Cretáceo y los terrenos al S. del mismo, sino también arte de los múltiples accidentes que afectan al Primario en su zona frontal, alguno de ellos sumamente interesante, como puede apreciarse en la descripción de aquéllos, que sigue a continuación. En ésta, comienzo por los que afectan al Paleozoico pre-Carbonífero, porque en ellos se puede apreciar, tanto el plegamiento asturiano, como los más recientes; describo a continuación, de manera somera, los plegamientos de las cuencas hulleras y, por último, los accidentes que afectan al conjunto Cretáceo-Oligoceno, y fase pirenaica.

Los estratos primarios pre-carboníferos, están extraordinariamente atormentados por los dos plegamientos que han sufrido: asturiano y pirenaico; y esto, sin contar las orogénicas anteriores. Es, por lo tanto, de una extraordinaria dificultad desentrañar tan solo su estructura, y mucho más los distintos plegamientos que han actuado hasta dentro de cada uno de los accidentes en el estado en que se en-

cuentran actualmente, y requiere un trabajo de campo, de una intensidad y duración que justifica el que, hasta la fecha, no se haya atacado el problema en su conjunto.

Por lo tanto, los datos que a continuación se exponen no pretenden, ni pueden ser siquiera, un avance estimable en el conocimiento de la Cordillera, sino única y simplemente unos pocos botones de muestra que pongan de manifiesto la complicada tectónica de esta cadena de montañas. Ayudará un tanto a dar idea de todo ello, las vistas panorámicas tomadas desde el alto de Peña Galicia (fots. 1, 2 y 3), y las de las calizas al S. de Sabero y de La Peñota (fots. 8, 9 y 15); especialmente esta última muestra muy claramente los intensos pliegues producidos en la caliza fosilífera devoniana.

Sinclinal de Peña Galicia y zona de Boñar

Comienzo la descripción de los accidentes estudiados, por éste, que es el que con más claridad muestra su edad asturiana, generalmente difícil de comprobar para mí, por la casi coincidencia de los sucesivos plegamientos.

Llama poderosamente la atención de todo el que viaja en tren o por carretera, desde Matallana a Boñar, un precioso sinclinal de calizas que se yergue al N. de Aviaños, en el monte denominado Peña Galicia, en cuya cumbre queda colgado y aislado; y atrajo también mi interés desde el primer momento, tanto por su belleza como por la sospecha, después confirmada, de que pudiera ser una clave para la tectónica regional.

Se trata en efecto de un sinclinal orientado ENE.-OSO., cuyo eje pasa por el fondo de la silla de montar que forma

Peña Galicia, y a mitad del camino entre los pueblos de Nocedo y Montuerto.

Este accidente afecta desde el Cambriano hasta las cuarcitas del Devoniano, y es algo disimétrico y vergente al S., llegando a buzarse las calizas devonianas del extremo occidental de las ramas N., 45° en este sentido.

La disposición sinclinal y la disimetría de las dos ramas, se ve perfectamente recorriendo la carretera entre los dos pueblos antes citados, en donde atraviesa la preciosa proa de barco que forman las cuarcitas silurianas.

El eje de este sinclinal tiene un buzamiento muy acusado hacia el OSO., y en este sentido, las capas devonianas se ocultan bajo las gonfolitas, pizarras y areniscas del Carbonífero del extremo occidental de la cuenca de Matallana.

Es extraordinariamente interesante este contacto, pues recorriéndolo, se ve que las capas carboníferas se apoyan, transgresivamente, sobre las calizas y cuarcitas de ambas ramas del sinclinal, conservando en todo el contacto una dirección casi constante N. 15° O., con un buzamiento de 25° al Oeste.

En el límite N. del sinclinal, el Carbonífero gira hacia el O., y las capas, que se apoyan entonces durante un largo recorrido, sobre las calizas del pico Correcilla, se arrumban al N. 60° O.

Al S. del sinclinal, el Carbonífero gira también de manera continua, hasta colocarse vertical y en dirección próxima a E-O., en la que aparece sucesivamente en contacto con los distintos niveles devonianos y con la cuarcita siluriana.

Esta disposición transgresiva y netamente discordante del Carbonífero sobre los demás terrenos, evidencia que el pliegue sinclinal de Peña Galicia es anterior a la deposición del Carbonífero productivo de la cuenca.

Queda así localizada la edad de este plegamiento entre

las calizas eifelienses y las pizarras carboníferas, período que se puede reducir aún más avanzando el límite inferior al fin del Devoniano, pues, como veremos después, no hay entre las calizas fosilíferas y las calizas tableadas ningún fenómeno que autorice a suponer la existencia de un plegamiento intenso en este período.

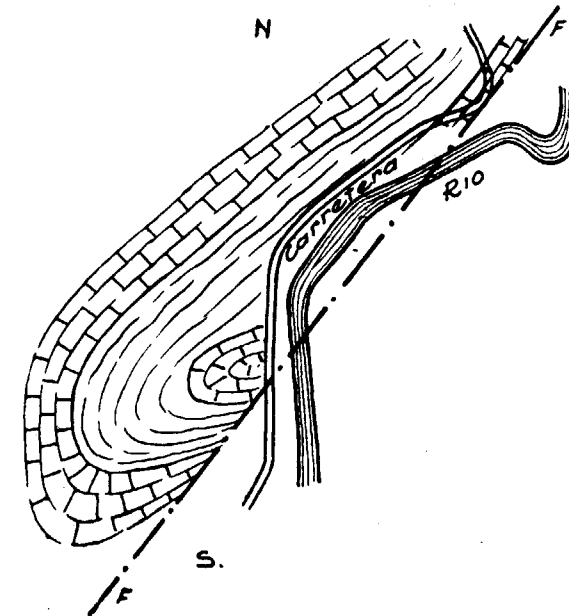
A pesar de quedar tan reducido el lapso de tiempo en el que ha podido producirse el movimiento orogénico, subsiste aún la indeterminación, pues paleontológicamente no he podido establecer la edad de la cuenca carbonífera de Matallana. En efecto, ésta pudiera ser Westfaliense y el plegamiento entonces ser de fase sudética o Estefaniense, en cuyo caso la fase orogénica puede ser tanto sudética como asturiana.

El Carbonífero hemos visto que no está muy intensamente plegado, mientras que el Devoniano sí, y como en la Cordillera Cantábrica el plegamiento más intenso corresponde a la fase asturiana, me inclino a creer, de acuerdo con las ideas de Urrutia, seguidas también por otros geólogos, que el Carbonífero productivo es Estefaniense en esta zona, y que el plegamiento asturiano, anterior a éste, ha producido los violentos accidentes existentes en el Devoniano, complicados después por la superposición del plegamiento pirenaico.

Su dirección es ENE.-OSO. y el empuje, como veremos más adelante, parece ser hacia el N., siendo la vergencia S. del sinclinal debida al plegamiento pirenaico que ha levantado hasta la vertical el Carbonífero.

Al N. de Nocedo, una rotura de dirección aproximada E.-O., pone en contacto el Cambriano, y más al E. el Devoniano, con las calizas fosilíferas devonianas de Peña Valdorra, que aparecen volcadas sobre aquellos terrenos por efecto del plegamiento pirenaico.

El Cambriano de la rama S. del sinclinal, se dobla en anticlinal violento y sus calizas se estrellan contra las tableadas devonianas existentes al S. y E. de Montuerto, en cuya escarpada ladera aparecen como adheridas las calizas rojizas y amarillentas cambrianas. Más al SO. se encuen-



Croquis de la estructura del Cambriano entre La Mata de la Bérbula y Montuerto.

tran en contacto con otros niveles devonianos y con las cuarcitas de Valdepiélagu, que he considerado silurianas.

En la iglesia de La Mata de la Bérbula, el citado anticlinal cambriano sufre un nuevo accidente, que parece de edad posterior y, por lo tanto, de fase pirenaica; las capas, que antes llevaban dirección NE.-SO., se rompen y giran hasta colocarse casi E.-O. Parece, pues, que el anticlinal,

por efecto de un empuje hacia el S., se ha doblado en gancho, en la forma que se indica en el adjunto croquis.

Desde Montuerto hacia el E., hasta cerca de Grandoso, el Paleozoico, compuesto, como ya se ha dicho, de cuarcitas, primero fosilíferas y devonianas y luego blanquecinas, atribuidas al Siluriano, y de las dos fajas cambrianas de Cerecedo y Agradados, toma un rumbo casi constantemente N. 70° E., con buzamientos al N. desde 45° hasta vertical.

Esta sucesión de estratos, estudiada con detenimiento, pondría, sin duda, de manifiesto, pliegues y fallas de dirección similar a la del sinclinal de Peña Corada, por lo que atribuyo toda esta zona a la tectónica asturiana, si bien, posteriormente, la pirenaica ha volcado todas estas capas hacia el S. sin trastornar sensiblemente los accidentes antiguos.

Peña Corada y anticlinales al Sur de Sabero

Parece mucho más difícil de aclarar la tectónica de este macizo, en el que, por efecto de los dos plegamientos que venimos señalando, han intervenido empujes de diferentes direcciones, que han dado lugar a una serie de accidentes difíciles de conocer y explicar.

Si se observa Peña Corada desde el E., a suficiente distancia, se ve con toda claridad que las capas, con sus dos niveles calizos bien acusados, forman un medio anticlinal, vergente al Sur. Los estratos en la parte superior parecen casi horizontales, describiendo un arco hacia el S., hasta ponerse verticales e incluso volcados.

Esta es la disposición general de toda la vertiente S. del monte, aunque, en detalle, existan muchos pequeños accidentes secundarios.

Pero, además de esto, existe otra serie de fenómenos de más difícil explicación. El manchón calizo de Las Botijeras y Peña Mijo, unido a Peña Corada, tiene sus estratos sensiblemente verticales, en dirección N. 30° O., pareciendo indicar que forman con los de Peña Corada un anticlinal de esta dirección, pues en realidad los estratos de la ladera oriental de este monte están orientados con mucha regularidad al N. 30° O., con un buzamiento de 45° al O. Esta dirección se reproduce después de algún trastorno en las calizas que se extienden hasta el pico Campriondo, limitando por el O. la cuenca carbonífera de Prado.

En la cumbre de Peña Corada, las capas, que en toda la ascensión habíamos visto buzando 45° al OSO., giran sin romperse y quedan sensiblemente E.-O., y casi verticales, corriendo en esta posición todo a lo largo de la crestería del monte, si bien con infinidad de pequeños pliegues.

Las capas de cuarcitas y cayuela, que habíamos encontrado en la subida, entre las calizas fosilíferas y las tableadas, al parecer, giran en la misma forma, y se las ve seguir por el collado de La Bodeguina y el de Ridemora, apareciendo las pizarrillas en el fondo del barranco que comienza en este último, y en la vertiente derecha las cuarcitas.

Las calizas tableadas quedan en la vertiente izquierda del barranco, pero plegadas de una manera inverosímil en un sinfín de circunvoluciones que hacen imposible seguir las capas. En líneas generales, giran hacia el S. quedando su límite inmediatamente al E. de Cistierna. En todo el frente desde este pueblo hasta Robledo, estas calizas tienen los típicos pliegues diminutos que las distinguen.

En el laberinto de pliegues que presentan las capas en el barranco citado, aparece a la mitad de su recorrido, entre las pizarras y cuarcitas, la caliza marmórea roja,

igualmente con infinitos pliegues, pero en conjunto se encamina hacia el río apareciendo también en la margen derecha en un pequeño retazo. En el vértice Murrial, al N. de Cistierna, están de nuevo las cuarcitas, y en la colladita, al E., la caliza marmórea roja.

El Esla, al N. del puente del ferrocarril minero y de la confluencia del antes citado barranco, corta dos anticlinales de la caliza fosilífera, uno muy visible y bien conocido, en la margen izquierda del río, frente a la estación de retroceso del cable (fot. 9), roto y vergente al N., y otro más pequeño en las calizas de Vegamediana, visible desde los puntos altos y algo distantes. La dirección de estos pliegues es sensiblemente la que antes hemos señalado en la zona de Boñar.

Tienen su correspondencia en el macizo calizo al S. de Sabero, pero su estructura es menos visible por desaparición de las charnelas, quedando sólo como testigo de ellos la repetición sucesiva de las capas.

Aquí existe también una fractura muy bonita que ha hecho desplazar hacia el N. estos pliegues en relación con las calizas de Valdorno. Recorriendo las alturas de este macizo se ve, en efecto, que las capas de la parte oriental de la rotura, como son las del Castillo de Vegamediana, sin perder su verticalidad, al acercarse a la falla, giran hacia el S. en forma de cayado, sin romperse, perdiéndose la continuidad de los niveles en ambos lados de la fractura.

Este mismo giro de las capas se observa en la barranca al S. del Castillo y en las calizas que forman el monte inmediato al S., en el que está la estación de retroceso del cable.

Se trata, pues, de una falla de dirección NNO.-SSE., que ha desplazado hacia el N. el labio oriental, produciendo

algunos trastornos locales intensos, como el que aparece en las calizas devonianas de la orilla derecha del Esla, frente al puente del ferrocarril minero, que en algunos sitios parece que llegan a arrumbarse al N., formando un sinclinal aislado orientado en esta dirección.

Este fenómeno no se ve que afecte a los niveles carboníferos existentes al N. ni a los cretáceos del S., pues si bien éstos sufren una solución de continuidad producida por el Cuaternario del valle del Esla, sus niveles, a ambos lados de éste, no parecen desplazados relativamente. Es por lo tanto una rotura efecto del plegamiento herciniano, probablemente contemporánea de los anticlinales anteriormente citados.

Los pliegues de Vegamediana, arrumbados al ENE. y con una clara vergencia al N., conducen también a conclusiones análogas a las deducidas del sinclinal de Peña Galicia, esto es: que el plegamiento asturiano ha dado lugar en esta zona a un empuje en sentido NNE., enmascarado posteriormente por el plegamiento pirenaico, dirigido en sentido casi contrario.

El anticlinal de dirección N. 30° O. que aparece al N. del pueblo de Robledo, creo corresponde al plegamiento pirenaico, porque parece afectar también a las pizarras y areniscas carboníferas y se continúa hacia el S., como luego veremos, en los niveles cretáceos de Prado.

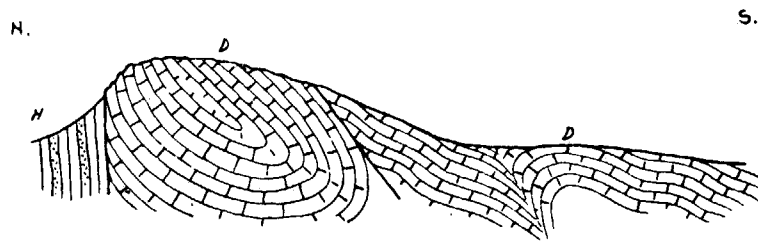
El frente devoniano entre Quintana de la Peña y La Losilla

Antes hemos indicado ya que el macizo de Peña Corada, por efecto del empuje pirenaico hacia el S., muestra sus estratos meridionales doblados casi en rodilla, y, en

efecto, entre Cistierna y Quintana de la Peña, las calizas tableadas de la parte superior del Devoniano aparecen con infinitos pliegues locales, pero con un buzamiento medio al N. que oscila entre 45° y 90°.

Al O. del Esla, hasta La Losilla, se sigue sin interrupción este mismo nivel, con características y buzamientos semejantes, indicando claramente que la estructura general es un pliegue volcado sobre el Secundario.

Esta faja, de tectónica bastante sencilla, especialmente en su mitad occidental, muestra al N. de las calizas tableadas, las cuarcitas y cayuelas y, a continuación, la caliza



Pliegues de las calizas devonianas en el pico de La Peñota al Norte de Sobrepeña.

H Carbonífero.—D Caliza devoniana.

fosilífera, casi siempre en contacto con el Carbonífero y con una estructura algo más complicada.

Las múltiples repeticiones que se producen en los niveles calizos existentes al S. de Sabero, desaparecen rápidamente hacia el O., y a la altura de Oveja, las calizas se han reducido a un espesor mínimo entre el Carbonífero y las cuarcitas devonianas.

De nuevo en La Peñota, aparecen aquéllas con más desarrollo e intensamente plegadas, con una vergencia al N. muy clara y varias roturas y cobijaduras indicadas en el adjunto croquis.

Estas circunstancias parecen indicar que estos fenómenos son debidos a la fase asturiana, puesto que la intensidad de plegamiento es mucho mayor que la que correspondería a orogenias más modernas que, como veremos más adelante, han producido en el Secundario y Terciario accidentes menos violentos.

Al O. de La Peñota, vuelven a decrecer las calizas, por desaparecer los plegamientos existentes en ésta y la tectónica es muy sencilla ya hasta el final de la corrida devoniana al N. de La Losilla. Sólo excepcionalmente, a 500 metros al SE. de Las Bodas, sufren un repliegue brusco, colocándose verticales y casi N.-S. En Las Bodas se arrumban de nuevo al N. 50° O., con un buzamiento de 55° SO., que es la posición media que vienen teniendo estas capas desde Sobrepeña.

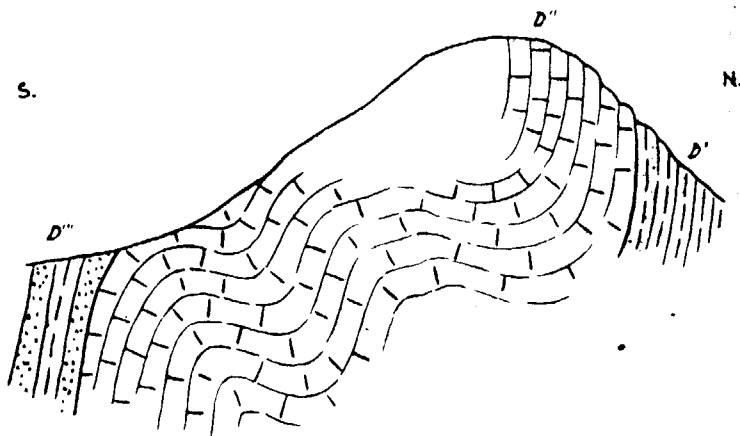
Este plegamiento anómalo, no parece afectar también al Cretáceo inmediatamente al N., por lo que creo debe atribuírsele edad asturiana, y en tal caso tendría importancia grande en la posible prolongación de la cuenca carbonífera bajo el Cretáceo, como veremos después.

El Devoniano entre Aviados y La Robla

Si caminamos desde La Mata hacia Aviados, a cosa de un kilómetro del primer pueblo, aparecen unos pequeños asomos de caliza gris, que luego se continúan en una faja caliza, gris, fosilífera, que pasando por el Castillo de Aviados, llega, casi sin solución de continuidad, hasta el río Bernesga, al N. del molino existente cerca del Km. 356 de la carretera.

Al O. de Aviados, la caliza se repite más al S. por efecto de una rotura, pero a partir del arroyo de la Valen-

ciana, no queda más que una sola faja de caliza, a veces de espesor reducido, pero siempre con muchos pliegues secundarios y posición próxima a la vertical. Son especialmente interesantes los varios pliegues de la caliza, en el



Pliegues en la caliza devoniana, un kilómetro al SE. de Llombera.
D' Pizarras.—D'' Calizas.—D''' Cuarcitas, Devoniano.

arroyo Llombera, a un kilómetro al SE. del pueblo de este nombre, representados en el adjunto croquis.

Por el N., las calizas están en contacto con el Carbonífero de la cuenca de Matallana, también en posición vertical cerca del Devoniano.

La faja devoniana va ensanchando lentamente hacia el O., y a partir de Aviados se encuentran al S. de la caliza los niveles de cuarcitas, calizas rojas con tallos de crinoides y pizarras pardas, todo ello con múltiples roturas y pliegues, muchas veces muy violentos. Desde las inmediaciones de la estación de Matallana, aparece el nivel más alto de la caliza tableada, en el que esta roca alterna con capas de areniscas y pizarras y los bancos aparecen siempre muy levantados y plegados, repitiéndose con se-

guridad alguna vez, pero sin que se puedan desentrañar los accidentes por la violencia del plegamiento.

Desde el arroyo Llombera hacia el O., la tectónica, aunque siempre muy violenta, permite adivinar la marcha de los accidentes. El pueblo de Llombera ocupa un vallecito excavado en un nivel de cayuela, al parecer inferior a la caliza fosilífera y que debe formar un anticlinal, pues en el mismo contacto con el Carbonífero reaparecen las calizas fosilíferas, aunque con tan débil espesor que no justifica su representación en el mapa.

Esta cayuela, que contiene algunos braquiópodos y corales, debe ser el nivel intermedio de Peña Corada, pues al O. de Llombera se inicia un gran anticlinal de calizas, que parece ser un nivel inferior a la cayuela.

En el río Bernesga aparecen estos niveles de calizas con bastantes fósiles, buzando fuertemente al S., pero en Nocedo, se invierte el buzamiento, probablemente por una rotura, y mientras a lo largo de la carretera se ven las areniscas y pizarras muy trastornadas, al otro lado del río, el monte Fontañón, forma un amplio anticlinal en el que se puede seguir, cerca de la cumbre, un banco de caliza tableada con muchos pliegues secundarios.

En la Peña del Asno, al E. de Puente de Alba, se ven, colgadas en lo alto, las calizas tableadas formando un sinclinal, que debe continuarse hacia el O. y limitar el anticlinal citado del Fontañón.

A lo largo del arroyo de Alcedo, aparecen otros varios asomos de caliza tableada, que se deben corresponder con otro existente en el arroyo Llombera y determinar una nueva fractura, al S. de la cual reaparecen las cuarcitas y pizarras pardas.

El Devoniano se extiende más hacia el N. a lo largo del Bernesga, pues se va ya cerrando la cuenca carbonífe-

fera de Matallana y reduciéndose su extensión, mientras que aumenta la importancia del Devoniano, pero yo no he extendido más al N. mi estudio, por alejarse ello de la finalidad propuesta.

Los pliegues y roturas que se acaban de exponer, tienen una orientación que parece debida al plegamiento pirenaico, y en efecto, éste ha influido en gran manera en el rejuvenecimiento de los pliegues, pero hay dos razones para suponer que la orogenia asturiana ha sido la que ha iniciado los accidentes, con una orientación muy semejante a la actual.

En primer lugar, el Carbonífero al N. y el Cretáceo al S., aunque también plegados, no lo están con la intensidad y multiplicidad de pliegues y roturas que acabamos de ver en aquél, y por lo tanto, hay que suponer que algunos de los pliegues ya existían antes de depositarse el Cretáceo. Por otra parte, este terreno aparece transgresivo sobre el Devoniano, que hacia el E. va perdiendo sucesivamente sus niveles más altos, hasta quedar todo él oculto por el Cretáceo. Esto prueba pues, también, la existencia anterior de pliegues en el Devoniano, que, afectados después por el paroxismo pirenaico, han dado lugar a la complicada tectónica que se observa a lo largo de toda esta faja de terreno.

Las cuencas carboníferas de Matallana, Sabero y Prado

Sólo unas palabras de índole general sobre la tectónica de estas cuencas, pues su estudio de detalle, sobre muy complicado, se sale de la finalidad de este trabajo.

Si se las contempla desde un punto elevado que permi-

ta abarcarlas en casi su totalidad, se observa una gran regularidad en las capas de areniscas y pizarras, las cuales se pueden seguir con la vista varios kilómetros.

Ya hemos dicho anteriormente que los estratos de la cuenca de Matallana, en su parte oriental, se ciñen a los contornos del Devoniano, y sin variaciones bruscas se las ve bordear estas calizas desde Vegacervera hasta cerca de La Mata, sin buzamientos muy fuertes, más que en el estrechamiento de Aviados.

El violento empuje hacia el S., experimentado por el Carbonífero, hace que las capas se amolden a las sinuosidades de los afloramientos más antiguos existentes al N., y al chocar contra el macizo resistente del S. se colocan verticales y sensiblemente concordantes con estos estratos, mientras que en el límite N. la discordancia entre Devoniano y Carbonífero es acusadísima.

Lo mismo ocurre en la cuenca de Sabero, si bien la presión parece haber sido mayor aquí, lo que da lugar a una cuenca más alargada y unas capas dispuestas casi siempre E.-O. y casi verticales tanto en la parte N. como en la Sur.

Parece evidente que las cuencas de Matallana y Sabero, son gemelas y ambas vienen limitadas al S. por sendos espolones devonianos, que se enfrentan mutuamente y se van adelgazando ambos, para desaparecer, bajo sedimentos más modernos, al llegar respectivamente a los ríos Curueño y Porma.

Es muy posible que estos dos espolones se continúen en profundidad y lleguen a unirse, y también que las dos cuencas hulleras hayan estado unidas al formarse o acaso sólo separadas por una interrupción reducida y, al plegarse más violentamente, la parte comprendida entre estos dos ríos puede haberse estrechado considerablemente o, incluso, haber desaparecido por la erosión posterior.

Por el contrario, la cuenca de Prado-La Espina, parece haber sufrido un empuje menor; es de forma menos alargada y los buzamientos en general son más suaves. Además ha sido afectada por el pliegue de dirección N.-S., que hemos señalado en Robledo y Prado, lo que da lugar a buzamientos al NE., que llegan a la vertical en las proximidades de las calizas de Peña Corada.

En cambio, en esta cuenca no se interpone el Devoniano entre el Carbonífero y el Cretáceo, lo que da lugar a que las areniscas y pizarras del Carbonífero se vuelquen sobre el Cretáceo con buzamientos al N. hasta de 45°, formando sin duda en el borde S. un anticlinal vergente al S., que no se puede descubrir sobre el terreno, por aparentar las capas una disposición monoclinal.

Sólo en esta última cuenca y en la terminación occidental de la de Sabero, aparece el Carbonífero en contacto con el Cretáceo y, por lo tanto, es aquí oportuno tratar de aclarar si estos dos terrenos son concordantes o discordantes. Para ello no se dispone más que de la reducida zona de contacto comprendida entre Prado y Puente-Almuhey, pues al O. existen trastornos violentos y al E. el Terciario y Cuaternario ocultan el contacto.

Aun dentro de estos reducidos límites, la cosa se dificulta por el hecho de que el nivel cretáceo inferior de las areniscas blancas no tiene estratificación visible y, por lo tanto, es preciso comparar de un lado los estratos carboníferos y de otro las calizas cretáceas, separados por el nivel de arenas. En estas condiciones es muy aventurado sentar una conclusión.

En la zona reconocida, las pizarras carboníferas tienen un buzamiento al N. semejante al de las calizas cretáceas próximas, y esto da la impresión de concordancia. No obstante, hay que tener en cuenta el fenómeno que antes

hemos señalado en las otras cuencas, esto es, que la gran presión sufrida hace que en la zona de resistencia, o sea al S., las capas, a ambos lados del contacto, se coloquen aparentemente concordantes, cuando en la realidad no lo son.

Más adelante veremos que el Cretáceo de Colle es discordante sobre el extremo occidental de la cuenca carbonífera de Sabero, y que, por lo tanto, se trata sólo de una aparente concordancia, producida al volcarse las capas carboníferas sobre las cretáceas. A esta misma conclusión llegué en otros trabajos realizados por mí en zona próxima de la provincia de Palencia, en donde la discordancia entre el Carbonífero y el Cretáceo está más clara y los niveles en contacto son los mismos.

Hay que admitir, pues, la existencia de una fase de plegamientos entre el Carbonífero y el Cretáceo, que probablemente es la saálica o tal vez la pfálica, si bien no se puede datar ésta en la zona reconocida, por la ausencia de los sedimentos triásicos y jurásicos. Esta suposición está de acuerdo con la discordancia que se observa en Barruelo entre el Triásico y el Carbonífero.

Esto en cuanto se refiere a los rasgos generales de la tectónica carbonífera. La tectónica menuda y detallada, que es la que interesa al minero de carbón, es por demás confusa, como hemos tenido ocasión de comprobar en los múltiples cortes geológicos que los ingenieros de Sabero han tenido la amabilidad de enseñarnos.

Una capa de carbón, casi vertical y primitivamente lisa, forma a poco una inflexión que rápidamente se acentúa hasta formar una hernia que llega a estrangularse y crear una bolsada de carbón, a veces importante, junto a la capa principal. Y este fenómeno se produce a veces en una distancia poco mayor de 100 metros.

Estos accidentes, frecuentísimos, son originados por la tectónica diferencial, debida a la alternancia de capas rígidas de areniscas y plásticas de pizarra y carbón. Esto da lugar a que, con fuertes presiones, las capas más plásticas se ricen en multitud de pliegues, mientras que las más rígidas forman un solo pliegue muy regular. Por esto las areniscas de estas cuencas carboníferas se presentan en alineaciones muy uniformes, que hacen suponer una disposición parecida en las capas de carbón, mientras que la realidad es muy diferente y la irregularidad de éstas es muy grande.

El recubrimiento Cretáceo-Oligoceno de Boñar

Desde Colle hasta Boñar, se extiende un isleto cretáceo, que reaparece ya con poca extensión al otro lado del río Porma, al N. de Barrio de las Ollas.

Se trata de los dos niveles ya conocidos del caolín y las calizas, estas últimas aquí más arenosas y con niveles de arenas intercalados, cuyos estratos buzcan con gran regularidad 25° a 30° al SO.

Desde Colle hasta el río Porma, el contacto N. con el Paleozoico es discordante y transgresivo, pero al otro lado del río, al N. de Barrio de las Ollas, en el contacto con el Paleozoico, las calizas cretáceas giran bruscamente hacia el SO., colocándose primero E.-O. y verticales, para volcarse en seguida buzando hasta 35° NO.

Desde Barrio de las Ollas hacia el O. se extiende el Oligoceno, compuesto de margas rojas y algunas areniscas, sensiblemente concordante con el Cretáceo y también, como éste, bruscamente volcado en el contacto con el Paleozoico.

En el límite S. del Cretáceo, desde Llama de Colle hasta el Km. 32 del ferrocarril, los estratos se levantan rápidamente, quedando verticales en el contacto con el Paleozoico y formando un sinclinal de ramas desiguales.

En la extremidad oriental del Cretáceo, se aprecia la discordancia entre éste y el Carbonífero y la diferente disposición de los accidentes en ambos terrenos, pues mientras en el Carbonífero, las pizarras y areniscas, en corridas muy rectilíneas procedentes de la Collada de Sotillos, están casi verticales, las capas cretáceas tienen buzamientos de 25° a 30° al SO., hasta llegar por el S. al contacto con el Carbonífero, en donde se colocan repentinamente verticales.

Es, pues, indudable la existencia de una fase de plegamiento entre el Carbonífero y el Cretáceo, como hemos apuntado antes.

El Cretáceo entre La Espina y Yugueros

Vamos a estudiar ahora la tectónica de los estratos post-paleozoicos, que es para nosotros la zona de mayor interés, aunque por desgracia la que ofrece más dificultades de observación.

Desde La Espina, en el límite de la provincia, más allá de Puente-Almuhey y el río Cea, los sedimentos neogenos y cuaternarios avanzan hasta el Carbonífero, ocultando totalmente su contacto con los terrenos más modernos e imposibilitando su estudio. En toda la zona, sólo entre Puente-Almuhey y Cegoñal, y gracias al desmonte de la carretera en construcción, afloran en una pequeñísima extensión las arenas blancas y caolín del nivel inferior del Cretáceo, sin que se pueda ver estratificación alguna.

Entre el río Cea y Prado, afloran de una manera continua los dos niveles del Cretáceo, formando un arco de concavidad hacia el N. y girando las capas de esta misma forma. El buzamiento en las calizas, único nivel en donde es visible, pasa de 40° NNO. a 60° NNE.

Al S. de las calizas, en contacto y aparentemente concordantes con ellas, aparecen junto al pueblo de Cerezal, y más al O. cerca de la carretera, unos pequeños asomitos de margas rojizas y areniscas, con alguna pudinga, que atribuimos al Oligoceno.

Esta disposición invertida de los distintos niveles indica la existencia de un sinclinal vergente al S., producido por el empuje del Paleozoico en este sentido, que llega a cobijar al Secundario.

Ahora bien, inmediatamente al S., estos niveles quedan ocultos bajo sedimentos más modernos y ya no vuelven a aparecer más, lo que hace que no sea posible, por la observación directa, seguir el desarrollo de este pliegue y los que se pueden suceder más al Sur.

En el túnel del ferrocarril, próximo a la estación de Prado, esta alineación cretácea, tan regular, queda bruscamente interrumpida por una falla casi N.-S., que coloca las calizas cretáceas en esta dirección y verticales, al lado O. de la falla. Aquí ya no aparece el nivel inferior del Cretáceo y las calizas forman una estructura anticlinal de eje N.-S., con el flanco oriental, vertical y roto y, a su vez, al llegar a la carretera, el extremo Sur se dobla también en anticlinal volcado al S. El contacto Carbonífero-Cretáceo no sufre variación por la falla, y aparece en todo este recorrido formando una curva cóncava hacia el Norte.

Esta disposición nos indica que ha habido un empuje primero hacia el E. que ha dado lugar a un anticlinal de eje N.-S. que se continúa por el Devoniano de Peña Mijo y

Las Botijas. Huellas de empujones de esta dirección las hemos encontrado en el Pirineo aragonés, producidas durante el Luteciense (*).

Posteriormente se ha producido el empuje principal dirigido hacia el S., que ha volcado el Carbonífero sobre el Cretáceo, quedando este último terreno en sinclinal vergente al Sur. Pero, desde la falla hacia el O., el anticlinal preexistente en las calizas les ha dado cierta mayor rigidez, impidiendo que se vuelquen y produciéndose entonces una serie de pequeños pliegues y roturas, y tal vez cabalgamientos.

Este es el fenómeno que se produce entre la falla citada y el Km. 52 de la carretera de Las Arriendas, si bien éste es sólo visible entre los mojones de los Km. 51 y 52 de la carretera, pues en la zona intermedia, el Mioceno avanza hasta el Primario, aflorando únicamente algunos retazos pequeños del Cretáceo.

En el paraje señalado y principalmente remontando el barranco que cruza la carretera en la curva próxima al kilómetro 51,300, se pueden ver los cambios bruscos y roturas que se producen en las calizas cretáceas, que tan pronto están muy tendidas como verticales.

Desde aquí hasta las inmediaciones de Yugueros, el Cretáceo sigue muy trastornado y acusando pliegues de poco radio, que sólo parcialmente asoman a la superficie, pues el Mioceno recubre en gran parte el Cretáceo. De todos modos se inicia de nuevo el vuelque de las capas cretáceas y, desde Quintana de la Peña hasta Yugueros, la faja del caolín aparece de una manera continua, sin más interrupción que la producida por el Aluvial del Cinca. Las

(*) Explicación de la hoja n.º 249, Alquézar.—Inst. Geol. y Min. de España. Madrid. (En prensa.)

capas inmediatas al caolín tienen buzamiento al N., lo que atestigua la existencia del vuelque, si bien algo más al S. las calizas tienen, como se ha dicho, pequeños pliegues que hacen que en algunos sitios, como al SE. de Cistierna, afloren éstas en asomos aislados en medio de los conglomerados.

La serie Cretáceo-Oligoceno entre Yugueros y La Losilla

A partir de Yugueros, la formación transgresiva miocena se retira hacia el S., dejando asomar por debajo la serie completa del Cretáceo y el Oligoceno, que por primera vez aparece de un modo indudable en esta zona.

Los bancos cretáceos que hasta ahora venían apareciendo dislocados y a veces milonitizados, empiezan a estar menos trastornados, y en un barranquillo existente a 500 m. al NE. de Yugueros se inicia una larga alineación de capas cretáceas con los dos niveles, arcillo-arenoso y calizo, que sin interrupción alguna se siguen hasta el Cuaternario del río Porma, donde se interrumpe bruscamente esta corrida.

El nivel calizo, que aquí se descompone en dos, con uno margoso intermedio, por su mayor dureza se destaca sobre el terreno, dando lugar a unas lomas muy largas que pueden apreciarse en la fot. núm. 12.

Las capas cretáceas, en Yugueros, aparecen volcadas como en la zona de Prado, con un buzamiento al N. de 55°, pero, avanzando hacia el O., se ven enderezarse poco a poco, estando ya verticales en la estación de La Ercina. Más adelante, en el Km. 40,500, aparecen en posición normal, buzando 60° S., y desde Barrillos de las Arrimadas

hasta Santa Colomba de las Arrimadas, el buzamiento al Sur no pasa de 35°.

Inmediatamente al O. de Yugueros, aparecen, al S. de las calizas cretáceas y sensiblemente concordantes con ellas, los primeros niveles de margas rojas y areniscas del Oligoceno, buzando 50° N. Aquí la potencia que aflora bajo los conglomerados transgresivos es pequeña, pero éstos se van retirando hacia el S., desapareciendo totalmente antes de llegar a Fresnedo de Valdellorma, en donde aparece ya el Oligoceno en toda su potencia. Éste, siguiendo la disposición del Cretáceo, se presenta primero vertical, y más adelante queda en posición normal, con buzamientos al S. entre 30° y 40°.

Entre Acisa de las Arrimadas y Sta. Coloma de las Arrimadas, así como a lo largo del río Porma, se puede ver el gran desarrollo que alcanza este terreno y la posición de las capas, que lentamente se van tendiendo hasta quedar sub-horizontales.

Descansando directamente el Oligoceno sobre el Cretáceo, con ausencia de los niveles superiores de éste, y de todo el Eoceno, parece lógico que exista discordancia entre las dos formaciones y, sin embargo, ésta no se aprecia directamente por el buzamiento de las capas, que es sensiblemente el mismo. Seguramente hay una diferencia de pocos grados que no la acusa la medición directa.

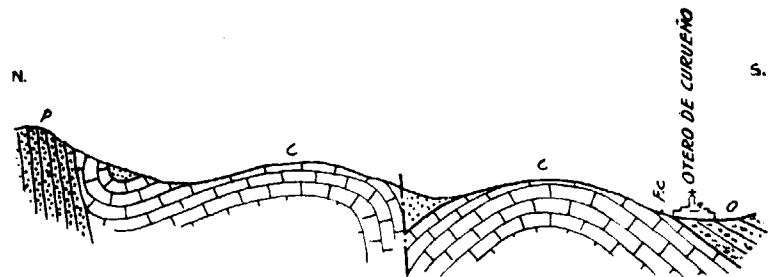
La serie Cretáceo-Oligoceno entre los ríos Porma y Curueño

El espolón devoniano que avanza hasta el ferrocarril entre Las Bodas y La Losilla, sumergiéndose bajo el Aluvial, dió lugar a la profunda bahía del mar cretáceo que se

extiende desde Boñar hasta Colle y que se comunicaba con el mar abierto por la zona de Barrio de las Ollas y La Mata de la Riba.

Posteriormente, el lago oligoceno, al quedar emergida toda la bahía, penetró sólo por la orilla derecha del Porma, cubriendo por aquí casi todo el Cretáceo y llegando hacia el N. hasta el Paleozoico, más allá de Barrio de las Ollas.

El empuje posterior N.-S., del plegamiento pirenaico, encontró al E. del río Porma la barra devoniana, contra la que se plegó el Cretáceo, como ya hemos visto, pero al



Pliegues de las calizas cretáceas al Norte de Otero.
P. Paleozoico.—C. Cretáceo.—O. Oligoceno.

O. del río no existía ya esta barrera y el conjunto Cretáceo-Oligoceno se plegó sobre sí mismo con más violencia que al otro lado del río, formándose un anticlinal de eje NO.-SE. que pasa aproximadamente por el Km. 26 del ferrocarril y que, erosionado posteriormente, deja ver al S. de La Mata de la Riba una mancha cretácea triangular que llega hasta el Aluvial del río.

Al N. del Cretáceo, todo a lo largo de la carretera, aparece una rotura en el contacto de éste con el Oligoceno, cuyas capas, en las proximidades de aquél, están trastornadas y rotas, y a veces verticales. Más al N. ya hemos

visto que el Oligoceno avanza bastante tendido hasta el contacto con el Paleozoico, en donde se vuelca en un corto trecho.

Hacia el NO., pasada la carretera y el ferrocarril, el anticlinal continúa en el Oligoceno, pero es ya difícil seguirlo, porque este terreno es aquí muy margoso y muchas veces no es posible ver su estratificación.

Ya cerca del río Curueño, en Ranedo y Otero, asoman de nuevo las calizas cretáceas bajo el Oligoceno, formando dos pequeños y bonitos anticlinales, el del S. más suave, atravesado por el túnel del ferrocarril, y el otro más violento y con una rotura entre ambos. El Aluvial del río interrumpe estas pequeñas estructuras. (Véase croquis.)

Más hacia el S. el Oligoceno se extiende ya con gran regularidad entre los dos ríos, girando las capas de N. 55° O., en el Porma, a E.-O. en el Curueño. Éstas, al alejarse de los contactos, buzan de 20° a 30° al S., y suavemente se van tendiendo hasta quedar subhorizontales.

La serie cretáceo-oligocena entre los ríos Curueño y Bernesga

Pasado el Aluvial del río Curueño, reaparecen los dos niveles cretáceos y el Oligoceno, pero ya aquí en disposición análoga a la que antes hemos visto en La Ercina. El Cretáceo se extiende en dos fajas paralelas y continuas, hasta el Cuaternario del río Torío, con buzamientos de 90°, y a veces con las capas ligeramente volcadas al S. en la mitad oriental.

Al S. del Cretáceo, el Oligoceno, sensiblemente concordante, pasa suavemente de una posición casi vertical a tenderse y quedar sub-horizontal.

El nivel de conglomerados forma una cadena de cerros sólo interrumpida por los valles de los ríos Torío, Curueño y Porma, y sus capas, entre el primero y el último de éstos; giran paulatinamente quedando perpendiculares las direcciones de los extremos.

Al O. del río Torío, pasado el Cuaternario, reaparecen los tramos citados, con los estratos verticales o casi verticales, en la proximidad del contacto con el Paleozoico, y tendiéndose luego paulatinamente.

En su empuje hacia el S., el Paleozoico, entre Candanedo de Fenar y La Robla ha avanzado más que el de Matallana, lo que da lugar a que las capas cretáceas sufran un giro que las coloca cerca de Naredo de Fenar en dirección N. 15° E., pero más adelante se van enderezando de nuevo y en La Robla aparecen ya arrumbadas Este-Oeste.

Debido también a este mayor empuje, las capas cretáceo-oligógenas, entre Naredo y Rabanal, se conservan poco tiempo en posición vertical y se tienden de manera suave y continua, pero al O. de Rabanal, y especialmente al S. de La Robla, se mantienen las capas verticales, bastante trecho hacia el S., para luego, rápidamente, tenderse, quedando con buzamientos muy suaves al S. y muy próximas a otras casi verticales, lo que a primera vista da la impresión de una discordancia, cuando en realidad es sólo un cambio brusco de buzamiento.

Cerca de Rabanal se terminan las calizas cretáceas, quedando sólo el nivel arcillo-arenoso en contacto con el Oligoceno, lo que evidencia la existencia de una discordancia entre el Cretáceo y el Oligoceno, como antes hemos supuesto.

Resumen tectónico

Para dar una idea de conjunto de la tectónica del país, vamos a hacer un breve resumen cronológico de los fenómenos, de acuerdo con la interpretación que antecede, prescindiendo, por no ser de especial interés desde nuestro punto de vista, de la tectónica pre-herciniana.

La ausencia de sedimentos del Carbonífero inferior y medio, impide comprobar la existencia de las primeras fases del plegamiento herciniano: bretónica y sudética. Sin embargo, hay algunos indicios que nos permiten suponer que sus efectos han llegado hasta aquí, aunque sin poder apreciar su intensidad.

Sabemos que la caliza de Montaña existe, con potencias de consideración, en muchos puntos de la Cordillera, algunos tan próximos como Velilla de Guardo, en la provincia de Palencia, pero en los recorridos por la zona estudiada, no la he podido identificar en ningún sitio, pues ya se ha dicho que los niveles más altos del Devoniano son las calizas tableadas, cuyo aspecto dista mucho del típico de aquella caliza y, por lo tanto, no es lógico atribuirle edad Dinantiense, sino, en todo caso, Frasnense-Fameniense.

Esto indica que al final del Devoniano ha tenido lugar algún movimiento, de intensidad desconocida, causante de un levantamiento general de esta zona, gracias al cual no se ha depositado en ella la caliza de Montaña, que en cambio aparece poco más lejos. Este fenómeno corresponde a la fase bretónica.

Respecto a la sudética, tampoco tenemos datos para juzgar de su existencia aquí, aunque el hecho de haberse depositado el Westfaliense en unos sitios, y en otros no,

puede hacer sospecharla. En todo caso, es muy difícil que no se haya dejado sentir en esta zona, en la que no ha variado sensiblemente el régimen durante el Carbonífero inferior y medio.

Los sedimentos pre-carboníferos, en especial devonianos, que se extienden por todo el ámbito de la Cordillera Cantábrica, fueron sometidos, en la zona que nos ocupa, a un violento empuje de fase asturiana, probablemente dirigido hacia el N., que dió lugar a una serie de pliegues y roturas, en general alineados ENE.-OSO. y vergentes al Norte.

Tras el plegamiento asturiano quedó una serie de zonas lacustres y pantanosas en las que se depositó el Estefaniense, constituido por areniscas y pizarras con capas de carbón y niveles de pudingas, que en unos sitios son muy importantes, mientras que en otros escasean.

Al final del Carbonífero, se produce un movimiento epirogénico y un plegamiento, probablemente no muy intenso, que da lugar a la emersión de todo este terreno y a que no aparezcan nuevos depósitos hasta el Cenomanense que se encuentra discordante sobre el Carbonífero.

Este plegamiento no lo podemos datar más que por la ausencia de sedimentos triásicos y jurásicos, lo que indica que corresponde a la fase saálica o pfálica, suposición que queda confirmada en Barruelo por la discordancia de las areniscas y pudingas del Bunt sobre el Carbonífero.

La ausencia de todo el Jurásico y el Eocretáceo, impiden saber si en este lapso se ha producido algún fenómeno.

La transgresión cenomanense hace llegar el mar, de nuevo, hasta el pie de la Cordillera Cantábrica, ya iniciada por el plegamiento asturiano, y se depositan los niveles cretáceos recubriendo, en parte, las cuencas carboníferas existentes en los bordes de la cordillera.

Al final del Maestrichtiense, la nueva regresión marina eleva sobre el nivel del mar los sedimentos cretáceos, quedando éstos emergidos lo bastante para que en la nueva transgresión eocena no alcance el mar hasta estos parajes y por lo tanto no se deposite el Eoceno.

En este período se produce algún movimiento local, reflejo tal vez de otros del mismo estilo, producidos en el Pirineo aragonés, que da lugar al pliegue, orientado N. S., de la estación de Prado.

Las aguas no llegan al pie de la Cordillera, en el paulatino hundimiento de los fondos marinos, hasta que al final del Eoceno se cierra la comunicación con el mar y comienzan a depositarse los sedimentos oligocenos de facies lacustre.

El plegamiento pirenaico, que en otros sitios, como en Aragón, comienza en el Eoceno y produce una acusada discordancia entre el Cretáceo y el Oligoceno, no llega a culminar aquí hasta avanzado el Oligoceno, siendo, probablemente, los conglomerados altos del S. de La Vecilla los que indican el comienzo del levantamiento. Por esta razón no se aprecia discordancia entre aquellos dos terrenos.

La fase pirenaica da lugar a un rejuvenecimiento de los accidentes anteriores y a un avance general hacia el S. de todo el Paleozoico, el cual, en el borde, forma un pliegue anticlinal violento y a veces volcado sobre el Cretáceo, que todo a lo largo del contacto se levanta y llega a veces a colocarse vertical e incluso invierte el buzamiento.

El Paleozoico, en líneas generales, forma un gran golfo entre La Robla y Cerezal, habiendo avanzado más estos dos extremos, por lo que en ellos los estratos secundarios y terciarios están más violentamente plegados.

La zona entre los ríos Torío y Curueño, es de las que

menos esfuerzo ha soportado, por lo que las capas cretáceas no han llegado a volcarse o, en todo caso, muy suavemente.

Lo mismo sucede entre La Vecilla y Palazuelo de Boñar, en lo que se refiere a la parte S. de la carretera, así como entre este último pueblo y Yugueros, si bien en esta última zona el Cretáceo invierte el buzamiento debido a que el empuje es mayor.

Entre Yugueros y Prado, la presión hacia el S., en vez de producir en el Cretáceo el sinclinal vergente al S., crea una serie de pequeños pliegues y roturas con probables cabalgamientos, casi totalmente ocultos bajo los conglomerados transgresivos, por lo que no se pueden estudiar con detalle.

Desde Prado hacia el E. se reproduce el sinclinal volcado del Cretáceo, muy regular, aunque parcial o totalmente oculto bajo los sedimentos transgresivos más modernos.

La mancha cretácea de Boñar constituye un suave monoclinal con las capas bruscamente levantadas en el borde S., y, por último, la zona entre Boñar y La Vecilla, debido a ser la de cambio de alineaciones de los accidentes, presenta varios pequeños pliegues en el Cretáceo y el Oligoceno bastante bruscos.

En ningún sitio del área reconocida hemos podido observar desplazamiento ni rotura que haga suponer la existencia de una falla en el contacto del Paleozoico con el Cretáceo, ni en sus proximidades, y compartimos el criterio sustentado por el Sr. Alvarado sobre este punto. Se trata simplemente de un pliegue más o menos vergente al S., en el que el Paleozoico cobija al Cretáceo y Oligoceno, sin desplazamientos relativos de una masa sobre la otra, ni hundimientos bruscos posteriores.

IV. POSIBILIDADES CARBONÍFERAS

Una vez reunidos los datos estratigráficos y tectónicos que se exponen anteriormente, precisa sacar las consecuencias geológicas que de ellos se puedan deducir, en orden a la posibilidad de existencia de nuevas cuencas carboníferas, ocultas bajo los sedimentos más modernos que se extienden al pie de la Cordillera Cantábrica.

Para estudiarlo sistemáticamente, el problema puede descomponerse en otros dos: ¿Existen cuencas carboníferas nuevas o prolongación de las conocidas bajo los sedimentos secundarios y terciarios? ¿Será su profundidad suficientemente reducida para que en caso de existir aquéllas, sean actualmente explotables?

Vamos a considerar sucesivamente los dos aspectos de la cuestión, ocupándonos, en primer lugar, de la posibilidad de existencia de cuencas carboníferas ocultas y, después, del problema de su profundidad.

Probabilidad de existencia de cuencas ocultas

Hemos visto que, en conjunto, el Paleozoico está más o menos volcado sobre la serie Cretáceo-Oligoceno, la

cual se levanta en el contacto hasta quedar sus estratos verticales o incluso con buzamiento al Norte.

Así pues, si seguimos idealmente la marcha de las capas cretáceas, hacia el S., es indudable que éstas se tienen que enderezar, formar tal vez algún anticlinal, tanto más suave cuanto más alejado de la Cordillera y quedar subhorizontales o muy tendidas al internarse hacia el centro de la cuenca lacustre terciaria del Duero.

Bajo este Cretáceo es indudable que existe el Paleozoico, por lo menos en la zona marginal de la citada cuenca, pues más hacia el centro es muy probable que entre aquellos dos terrenos se interponga el Trías y tal vez el Jurásico, ya que éstos aparecen tanto en la zona de Barruelo como en la Sierra de la Demanda.

Ahora bien: ¿qué probabilidades hay de que este Paleozoico sea Carbonífero?

Si prescindimos del isleo cretáceo de Boñar, que constituye un problema distinto, en toda la extensión reconocida, sólo desde las cercanías de Prado hasta La Espina aparece el Carbonífero en el contacto con los terrenos más modernos, pues en el resto son los distintos niveles devonianos los que lindan con el Cretáceo.

En donde el Carbonífero productivo está directamente volcado sobre el Cretáceo, no es aventurado suponer que continúa algo más hacia el S. y, al desenvolverse las capas cretáceas, éstas descansan sobre el Carbonífero, menos trastornado que el que actualmente se explota, puesto que está más alejado de la zona de paroxismo del plegamiento pirenaico. Así pues, entre Prado y La Espina es muy probable que exista Carbonífero productivo, en mejores condiciones tectónicas que el que actualmente se explota, y que constituya la prolongación de estas cuencas.

En el resto de la zona ya hemos visto que el Carbonífero

ro está separado del Cretáceo por una barra devoniana, a veces muy ancha, que hace que el Carbonífero, en algunos casos, se encuentre alejado muchos kilómetros del Cretáceo.

En estas condiciones, la existencia de Carbonífero bajo el Cretáceo no representaría una prolongación de las cuencas conocidas, sino otras nuevas, sin relación directa con aquéllas.

Es, pues, muy aventurado, suponer que en las inmediaciones del contacto Devoniano-Cretáceo exista una nueva cuenca carbonífera recubierta, cuando no hemos encontrado ningún indicio, desde La Robla hasta Cistierna, que permita sospechar tal cosa.

Es evidentemente admisible la hipótesis de Urrutia sobre multiplicidad de cubetas carboníferas y su posible repetición bajo los sedimentos más modernos, pero creo que lo mismo pueden encontrarse éstas próximas al límite S. del Devoniano, que alejadas del mismo, y en estas condiciones, si se ejecutara un sondeo, existen a mi juicio muchísimas más probabilidades de que se pinchase en rocas pre-carboníferas que en una cuenca hullera.

Sería preciso, para eliminar este albur, proyectar varias series de sondeos orientadas N.-S. y distanciadas unos cinco kilómetros entre ellas y, dentro de cada una de éstas, los sondeos habría de hacerlos separados entre sí un kilómetro como máximo, lo que representaría una cantidad considerable de taladros. Cuando ataquemos el problema de las profundidades, veremos si esto es interesante.

Por excepción, en La Mata de la Bérbula, en un corto trecho, el Carbonífero está en contacto con el Cretáceo, pero aquí la cuenca se ha reducido ya tanto de anchura que no parece de interés nacional su posible prolongación un poco más hacia el río Curueño.

Finalmente, queda por considerar la zona Colle-Boñar, que a todos los geólogos ha parecido siempre la más interesante, y en la que, como consecuencia, se han perforado dos sondeos, de resultado negativo uno y sin que el otro haya llegado a profundidad suficiente para resolver el problema.

En efecto, entre Colle y La Llama, bajo las capas cretáceas que muy uniformemente buzcan 30° SSO., se ve ocultarse el Carbonífero que desde La Collada de Sotillos baja en largas corridas rectilíneas de dirección N. 80° O. y buzamiento 80° Sur.

Parece evidente que este terreno ha de continuar más o menos trecho bajo el Cretáceo, y estimándolo así el señor Alvarado, en el reconocimiento que efectuó por aquella región, se ubicó un primer sondeo en el pueblo de La Mata de la Riba, en la orilla derecha del Porma y junto a la carretera; emplazamiento que señalamos en el mapa de la zona reservada.

Este sondeo, según los Sres. Zaloña y Sampelayo, cortó 352 m. de una alternancia de arcillas y areniscas, con algunos conglomerados, que atribuyen al Cretáceo. Yo creo que parte de este espesor ha de ser Oligoceno, porque el sondeo está emplazado en unas capas de arcillas rojizas y areniscas que son prolongación de las que se extienden al N. y reposan, en Barrio de las Ollas, sobre las calizas cretáceas.

Además, el sondeo está próximo a la falla que corre al S. del pueblo y las capas, junto a aquel, buzcan 55° SO. y un poco más lejos parecen verticales. Estas razones me hacen suponer que gran parte del espesor citado corresponde al Oligoceno.

Del estudio del perfil del sondeo, parece deducirse que el Oligoceno llega hasta la profundidad de 266 m., y desde

aquí hasta los 353 m. aparecen arenas y caolín, que deben corresponder al nivel inferior del Cretáceo.

Entre los 352 y los 400 m. se corta una caliza con *Crinoides* que atribuyen al Dinantiense, y por debajo, hasta los 445,20 m., caliza con fauna típica del Devoniano.

Personalmente me inclino a creer que toda la caliza cortada corresponde al Devoniano, pues en el área reconocida por mí no he encontrado ningún nivel calizo que estratigráficamente se pudiera referir a la caliza de Montaña, a pesar de que en las zonas próximas sí que existe ésta. Más bien creo se trata de algún nivel devoniano de caliza de *Crinoides*, de los que se encuentran, por ejemplo, al S. de Sabero, y que están en contacto con otros de abundante fauna típica de este terreno.

Este sondeo, como los otros realizados en esta zona, ha dado un resultado bastante desconcertante, si bien en parte se justifica por el emplazamiento del sondeo. Lógicamente, este taladro debía cortar, bajo el Oligoceno que existe en la superficie, las calizas y margas cretáceas y, bajo ellas, las arenas y caolines de la base. Pero se ha llegado al Paleozoico sin haber encontrado las calizas cretáceas, y el nivel arenoso atravesado parece que no tiene tampoco la potencia prevista.

Probablemente, estas anomalías se deben a la proximidad del taladro a la falla, lo que hace que éste se encuentre en una zona bastante trastornada. En todo caso, es muy difícil, con los datos obtenidos, interpretar el corte geológico en este punto.

En cuanto a la no existencia de Carbonífero productivo, es más explicable si se estudia el mapa geológico, pues las alineaciones devonianas que al otro lado del río se ocultan bajo el Cuaternario, forman un espolón que es lógico se prolongue algo más en profundidad y, en tal

caso, su prolongación viene a pasar por la zona del sondeo. Así pues, de existir todavía a la altura del río el Carbonífero, éste debe quedar más al N. de la alineación devoniana de La Losilla. En el corte V, que pasa por este sondeo, se da la interpretación que me parece más de acuerdo con los datos contenidos en los partes de trabajo.

Visto el resultado negativo de éste, se situó un segundo, en Las Bodas, más cerca de los afloramientos carboníferos, cuyo emplazamiento viene señalado también en los mapas.

Este sondeo alcanzó una profundidad de 614,60 metros, sin salir del Cretáceo. Hasta los 27 m. de profundidad se cortaron areniscas y conglomerados. Desde aquí hasta los 368 m. calizas y margas alternantes, con algunas intercalaciones arenosas y de conglomeradillos, y desde esta profundidad hasta los 614,60 m., en que se suspendió el sondeo, se cortaron los niveles de arenas y arcillas, con alguna intercalación de conglomeradillos.

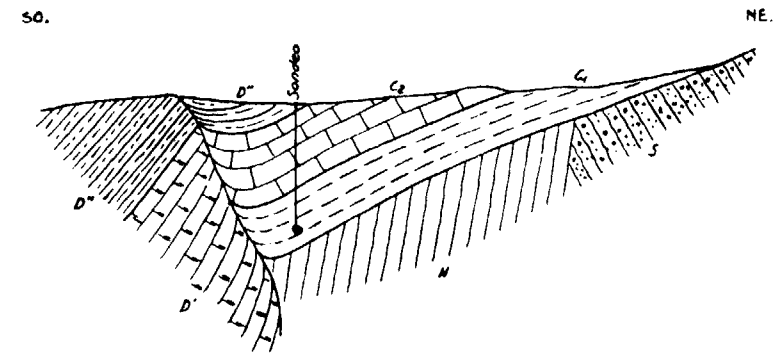
El buzamiento de las capas en las inmediaciones del sondeo es de 32° , lo que da una potencia real atravesada de 521 m., cifra que no es excesiva, de acuerdo con los espesores que hemos dado anteriormente.

Es una lástima que, con la profundidad alcanzada, no se haya seguido un poco más este sondeo, pues a una profundidad de 675 ó 700 metros, como máximo, se debiera haber alcanzado el Paleozoico, como se deduce del corte que se acompaña y que es una reducción de otro a escala mayor, construido con los buzamientos observados, muy regulares y uniformes en esta zona.

Bajo el Cretáceo, es posible que se hubiera encontrado el Carbonífero, prolongación de las capas de Veneros, como se interpreta en el corte adjunto, pero parece más probable que sea la caliza devoniana lo que se hubiera

cortado, pues si se estudian las alineaciones de la caliza de Las Bodas, se ve que su prolongación ideal pasa sensiblemente por el sondeo y, en tal caso, el Carbonífero quedaría algo más al Norte.

Otro indicio desfavorable para la prolongación hasta aquí, de la cuenca carbonífera, lo constituye la anomalía



Sondeo de Boñar

C₂. Caliza cretácea.—*C₁*. Caolín.—*S*. Cuarzita siluriana.—*D''*. Cuarzita devoniana.—*D'*. Caliza devoniana.—*H*. Carbonífero?

tectónica, señalada anteriormente, que presentan las capas calizas al SE. de Las Bodas.

En el cerro más oriental de los que forman las calizas devonianas al S. de Las Bodas, como a unos 500 m. del pueblo, los bancos calizos, que hasta aquí llevaban una alineación NO., con buzamiento de 60° SO., forman un pliegue brusco y se colocan verticales, arrumbándose al N. 10° O. En contacto por el E. se encuentra el Carbonífero, en el que no se ve estratificación.

El accidente en sí parece pequeño, pero pudiera prolongarse hacia el N. y determinar el límite occidental de la cuenca carbonífera oculta, que, en tal caso, no pasaría al O. de la línea Las Bodas-Voznuevo.

A pesar de todo, parece evidente que el Carbonífero se prolonga bajo los estratos cretáceos, y en efecto, en Llama de Colle, se ha reconocido aquél bajo el Cretáceo, en algunas labores realizadas, pero es muy probable que su extensión sea mucho más reducida que la que desde un principio se le ha supuesto.

Por el NO., ya hemos visto que, tanto por la alineación NO.-SE. de las calizas devonianas que limitan por el SO. la cuenca de Veneros, como por el accidente que acabamos de explicar, no parece fácil que se extienda más al O. de la línea Las Bodas-Voznuevo. Y hacia el N., el rumbo N. 85° O., que con gran fijeza siguen las capas hulleras desde el Collado de Sotillos, hace poco presumible la existencia de Carbonífero al N. de la carretera de Boñar a Colle.

El área probable carbonífera queda así muy reducida, pero a pesar de todo, la que aun resta puede ser interesante, aunque no desde el punto de vista nacional, tanto por su reducida extensión superficial, como por haberse denunciado antes de establecerse la reserva, una amplia zona que abarca la que aquí pudiera ser de interés.

Profundidad del Paleozoico

Resta ahora considerar la profundidad a que se podría cortar el Paleozoico, Carbonífero o no, a lo largo de la faja cretáceo-terciaria estudiada.

Hemos visto que el Cretáceo fácilmente alcanza una potencia de 700 a 800 m., y el Oligoceno, desde La Robla hasta el S. de La Ercina, tiene un espesor de cerca de 2.000 m., así que, en todo este espacio, cualquier taladro perforado al S. del contacto Cretáceo-Oligoceno, necesita-

ría un mínimo de 800 m. para alcanzar el Paleozoico, profundidad que fácilmente llegaría a los 1.500 m. y aun sobrepasaría en cuanto nos alejásemos un poco hacia el S. del contacto citado.

Hoy por hoy, una profundidad mínima de reconocimiento de 800 m., para minas de carbón, es a todas luces excesiva y, por lo tanto, queda automáticamente eliminada, desde el punto de vista carbonífero, toda la zona de afloramiento del Oligoceno, así como el resto del Terciario existente más al S., hasta el límite de la reserva.

Dentro de la estrecha faja de afloramientos cretáceos, la porción comprendida entre el río Curueño y el límite occidental del estudio, ofrece las capas siempre verticales e incluso un poco volcadas, por lo que la sonda en ellas alcanzaría fácilmente una profundidad de 1.000 m. sin salir de este terreno, lo que no hace aconsejable sondear aquí. Por excepción, en Naredo de Fenar, el Cretáceo se tiende rápidamente hasta un buzamiento de 22° en las calizas próximas al nivel arenoso inferior y, por lo tanto, parece probable en este punto alcanzar el Paleozoico con una profundidad máxima de 500 metros.

Ahora bien, este lugar no ofrece ningún indicio de que el Paleozoico subyacente sea Carbonífero, por lo que parece muy aventurado sondear aquí, aunque es conveniente tener presentes estas posibilidades por si algún día pueden interesar.

Los dos pequeños anticlinales de caliza cretácea existentes en la margen izquierda del Curueño, en Ranedo y Otero, especialmente el segundo, ofrecen también la probabilidad de alcanzar el Paleozoico a una profundidad máxima de 600 metros. Pero, por una parte, la pequeñez de la estructura, y por otra la posibilidad de algunos cabalgamientos en profundidad, que pudieran alejar el Paleozoico,

no hacen aconsejable sondear aquí. De todos modos, la posición de este anticlinal, frente a la terminación oriental de la cuenca de Aviaños, lo hace de relativo interés, pues pudiera ser que aquélla se continuara hasta aquí.

El isleo triangular cretáceo, que se desarrolla al S. de La Mata de la Riba, también ofrece, en el barranco existente en su centro, la posibilidad de alcanzar el Paleozoico a no mucha profundidad. Teniendo en cuenta que en el eje del anticlinal las capas están bastante levantadas, se podría llegar al Paleozoico con un sondeo no mayor de 500 m., pero aquí estamos ya al Sur de la barra devoniana, y, por lo tanto, las probabilidades de encontrar una nueva cuenca carbonífera son escasas y, en todo caso, la porción que pudiera encontrarse a una profundidad interesante es relativamente pequeña.

Ya hemos visto que en el Cretáceo de Boñar hay probabilidades de alcanzar el Paleozoico a poca profundidad, tan sólo con alejarse un tanto del borde S. del Cretáceo.

En las proximidades de la carretera se puede estimar su profundidad en unos 400 m. como máximo, pero la existencia de la demarcación antes citada no hace aconsejable la investigación que, necesariamente, tendría que hacerse dentro de aquélla, o a lo sumo en su límite.

La faja cretácea que se extiende desde el río Porma hasta La Ercina tiene unas características muy parecidas a las del Cretáceo comprendido entre los ríos Curueño y Bernesga. Los estratos están verticales o lo suficientemente levantados para que el espesor de este terreno que tuviera que atravesar la sonda fuese prohibitivo, en cuanto nos alejáramos un poco del contacto con el Paleozoico.

La extremidad próxima al río Porma está más tendida, y alejándose un poco del contacto con el Oligoceno se podría alcanzar el Paleozoico a una profundidad de 600 me-

tros, pero, de todos modos, siempre sería más aconsejable perforar en el Cretáceo, al otro lado del río y, en todo caso, las probabilidades de encontrar una nueva cuenca carbonífera al S. del Devoniano, no muy discordante bajo el Cretáceo, son escasas.

En el área de este estudio, comprendida entre el meridiano de La Ercina y el límite oriental de la provincia, interviene como nuevo factor, que crea un nuevo problema, la serie de depósitos de arcillas y conglomerados que he atribuído al Mioceno.

Éstos, al extenderse transgresivamente sobre las formaciones más antiguas, ocultan casi totalmente el Cretáceo, llegando hasta el Carbonífero en el extremo oriental y dificultan extraordinariamente la interpretación de la tectónica, precisamente en la parte en que ésta parece más complicada.

Desde La Ercina hasta un poco más al E. de Yugueros, aun cuando tanto el Oligoceno como el Cretáceo se van ocultando cada vez más bajo los conglomerados, se puede apreciar que subsiste la tectónica descrita para la zona inmediata al O., aunque algo más violenta, pues el pliegue se llega a volcar hasta alcanzar las calizas un buzamiento de 50° N. Se puede, pues, hacer extensivo a esta parte lo que antes se ha dicho.

Ahora bien, al E. de Yugueros, comienza una zona de roturas, casi totalmente ocultas bajo los conglomerados transgresivos, y que llega hasta Prado de la Guzpeña, en la que, sólo en una reducida área, entre Valmartino y Quintana de la Peña, se pueden vislumbrar los trastornos sufridos por las capas cretáceas, interpretados en el corte número VIII.

Aunque parezca paradójico, viene a dificultar aún más la interpretación tectónica de esta zona el tercero de los

sondeos ejecutados, ubicado entre Cistierna y Sorriba, junto a la carretera de Palanquinos.

No he tenido ocasión de estudiar este sondeo durante su ejecución y, por lo tanto, no puedo interpretarlo más que partiendo de los partes de trabajo y de algún trozo de testigo recogido en el campo.

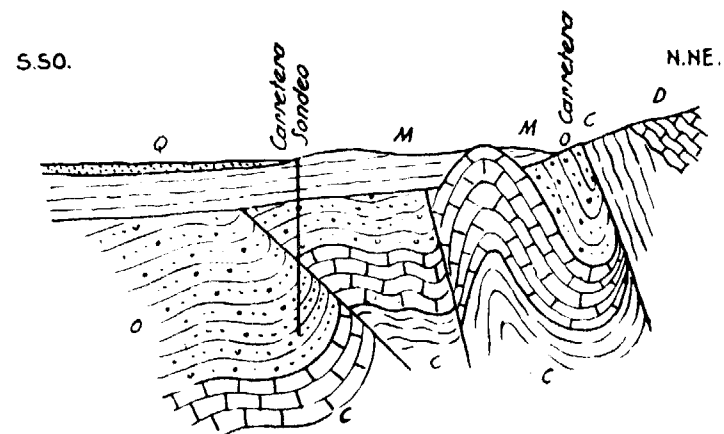
Según estos datos, el sondeo alcanzó una profundidad de 602,70 m., habiendo atravesado, en los 150 m. primeros, conglomerados de cantos calizos y algunas arcillas rojas; desde esta profundidad hasta los 194 m., conglomerados de cantos de caliza y cuarcita; hasta 350 m., los mismos conglomerados con algunas areniscas; de 350 m. a 356 m., nivel de caliza dura cristalina; de 356 m. a 476 m., pudingas y gonfolitas con alguna arenisca; de 476 a 485 m. calizas brechoides; y desde aquí hasta los 602,70 m., conglomerados poligénicos.

Los dos nivelitos calizos atravesados son los que introducen mayor confusión, pues en mi visita al emplazamiento del sondeo he encontrado un trozo de testigo calizo, que es muy semejante a las calizas margosas del Cretáceo de Boñar, lo que hace suponer que alguno de los niveles cortados sea Cretáceo, a pesar de que su exigua potencia no se compagina bien con la presencia de este terreno en el sondeo. Caso de que, efectivamente, se haya cortado algo de Cretáceo, hay que suponer que se ha alcanzado casualmente un extremo del mismo, junto a una falla.

De la masa de conglomerados cortados, parece que los 150 m. primeros tienen una composición algo diferente y los atribuyo al Mioceno, mientras que los restantes deben corresponder al Oligoceno. Según estas ideas, una interpretación del sondeo de Sorriba podría ser la del croquis adjunto.

Este estilo tectónico parece posible, según los trastor-

nos que se pueden observar en el Cretáceo de Valmartino, y aunque puede no ser rigurosamente exacto en el caso que nos ocupa, sí es una indicación de posibles roturas y cobijaduras bajo las calizas cretáceas aflorantes y, por lo tanto, puede suceder que un sondeo situado sobre bancos calizos bastante tendidos, encuentre por debajo de este



Sondeo de Sorriba

Q. Cuaternario.—M. Mioceno.—O. Oligoceno.—D. Devoniano.

terreno conglomerados oligocenos o un nuevo paquete cretáceo infrapuesto.

Así pues, es muy aventurado, en esta región, presuponer el espesor de sedimentos que se ha de cortar hasta llegar al Paleozoico, aun cuando se emplace el sondeo sobre el Cretáceo, y esta dificultad aumenta notablemente cuando nos situamos sobre los conglomerados y arcillas, al S. del Cretáceo.

En cambio, y como contrapartida, la superficie comprendida entre Quintana de la Peña y Prado, recubierta por estos conglomerados y arcillas, es bastante interesante, puesto que el Carbonífero se extiende en estrecha faja

hasta cerca de Quintana, entre el Devoniano y el Cretáceo-Terciario, y, por lo tanto, es muy probable que constituya el substratum de estos terrenos.

Desde Prado de la Guzpeña hasta Puente-Almuhey, parece que de nuevo desaparecen los trastornos anómalos que se han observado en el tramo anterior, y el Cretáceo se vuelca limpiamente hacia el S., con buzamientos que llegan hasta 40° N. avanzando hacia el N. el Mioceno transgresivo, que sólo deja asomar de manera incompleta la rama N. del sinclinal cretáceo.

Aquí el Oligoceno no aparece más que representado por unos nivelitos de areniscas y margas rojas en Cerezal, y otro retazo, también de reducido espesor, al S. de Prado, cerca del ferrocarril.

Esta disminución o ausencia del Oligoceno, puede ser debida a que se haya depositado con menor espesor aquí, o a que ha sido en parte denudado y recubierto por los conglomerados y arcillas transgresivos.

Es ésta una cuestión que tiene extraordinaria importancia, pues ha de influir considerablemente en la profundidad del Paleozoico subyacente, que aquí, como se ha dicho, hay grandes probabilidades de que sea Carbonífero.

Si entre las arcillas transgresivas y el Cretáceo, se interpone el Oligoceno, que fácilmente llega a potencias de 1.000 m., es casi seguro que el Carbonífero se encuentre a profundidad excesiva, pero si no existe o es muy débil el Oligoceno, la profundidad del Carbonífero puede ser interesante. Es este un problema que no se puede resolver por la simple observación geológica de la superficie.

Además de este problema, la estructura del Cretáceo presenta otro que tampoco se puede resolver por la observación directa.

Las capas cretáceas que forman el sinclinal volcado,

del que sólo es visible de manera incompleta la rama N., más hacia el S. deben extenderse, bien tendidas y con ligero buzamiento al S., o plegándose en uno o más anticlinales de intensidad decreciente a medida que están más alejadas de la cordillera.

En este último caso, las crestas pueden haber sido erosionadas más o menos y posteriormente recubiertas por el Mioceno, lo que acercaría aún más a la superficie, en los ejes de los posibles anticlinales, el Paleozoico subyacente.

Desde Puente-Almuhey hasta La Espina, las arcillas y conglomerados transgresivos ocultan por completo el Cretáceo, salvo en un pequeñísimo asomo, y avanzan algo sobre el Carbonífero, de modo que no es posible descubrir la disposición de estos terrenos, pero más al E., ya en la provincia de Palencia, aflora de nuevo el Cretáceo en la misma posición que lo hemos visto a poniente de Puente-Almuhey, por lo que no es aventurado suponer que en esta parte en que queda oculto, su tectónica sea la misma.

En vista de todo lo que antecede, las posibilidades de existencia de nuevas cuencas carboníferas explotables, dentro de la zona reservada de la provincia de León, se pueden resumir de la siguiente manera:

Desde La Robla a Cistierna, es posible que exista alguna nueva cuenca carbonífera bajo el recubrimiento Cretáceo-Terciario, pero no tenemos ningún indicio de dónde pudiera estar, y, en todo caso, desde el contacto del Cretáceo con el Oligoceno, hacia el S., su profundidad sería excesiva para su explotación en los momentos actuales.

El punto más favorable para alcanzar el Paleozoico con un sondeo es en las inmediaciones de Naredo de Fenar, en donde se puede calcular que esté a unos 500 m. de profundidad.

Los pequeños anticlinales cretáceos de Otero y La Mata de la Riba, permitirían también alcanzar el Paleozoico a profundidades de 700 y 500 m., respectivamente, pero la pequeñez de las posibles cuencas y su profundidad inicial, no hacen aconsejable la investigación.

La parte oriental de la mancha cretácea de Boñar sigue pareciendo interesante, aunque la probable extensión del Carbonífero bajo el Cretáceo sea menor de lo que se supuso en un principio. Además, existen demarcaciones que abarcan la mayoría de la zona de interés.

Desde Cistierna a Prado, y especialmente desde Quintana de la Peña a Prado, es muy probable que exista Carbonífero bajo el recubrimiento más moderno, pero es muy aventurado suponer su profundidad, incluso en donde aflora el Cretáceo formando pequeños anticlinales, pues existe el peligro de cabalgamientos que repitan los niveles.

Desde Prado hasta La Espina, es aún más probable que exista Carbonífero bajo el recubrimiento. No es fácil que haya cabalgamientos que aumenten el espesor de éste, pero se desconoce en absoluto la tectónica pirenaica de los niveles ocultos y no es posible presuponer la profundidad del Paleozoico.

Personalmente me inclino a creer, por lo que he visto de tectónica pirenaica en otras provincias del Norte, que los plegamientos decrecen en intensidad muy rápidamente, a medida que se alejan de la cordillera y que, por lo tanto, el Cretáceo bajo el Mioceno debe estar ya muy suavemente plegado. En este orden de ideas es probable que el Cretáceo, por no tener ya pliegues violentos, no haya sido erosionado, y en tal caso, la profundidad del Paleozoico no sería inferior a 800 m., pero no se puede descartar la posibilidad de pliegues violentos erosionados, en

los que el Paleozoico, probablemente carbonífero, pudiera encontrarse a 300 ó 400 m. de profundidad.

La parte comprendida entre Puente-Almuhey y La Espina, por el mayor avance del Mioceno, parece indicar un mayor hundimiento del Cretáceo y, por lo tanto, habría que aumentar ligeramente las cifras anteriores.

V. CONCLUSIONES

El estudio que en las anteriores páginas se expone, conduce a unas conclusiones que distan bastante de ser halagüeñas; es posible que existan cuencas carboníferas ocultas bajo el Cretáceo y Terciario de la provincia de León, pero en todo caso, están recubiertas por un espesor de sedimentos que, desde Cistierna hacia el E., no es posible determinar, ni siquiera aproximadamente, con la observación geológica de superficie, y desde Cistierna hacia el O., en donde se puede medir con alguna aproximación, es excesivo para una explotación con los actuales medios.

Hemos visto que en toda la parte comprendida entre los ríos Esla y Bernesga, el Paleozoico se ha de encontrar a profundidades no inferiores a 800 ó 1.000 m., salvo en dos o tres zonas reducidas, en las que su misma pequeñez las quita el posible interés nacional.

Dado lo desventajosas que parecen las condiciones de esta parte, no juzgo aconsejable la ejecución en ella de sondeos, que tendrían que ser abundantes y profundos, acarreando unos gastos desproporcionados a las escasas posibilidades de éxito.

Por el contrario, al E. del río Esla, habría que intentar determinar la profundidad del Paleozoico por los métodos

geofísicos, primero en la zona menos trastornada, es decir, entre Prado de la Guzpeña y Puente-Almuhey, al S. del afloramiento cretáceo.

Una vez efectuado este estudio, si los resultados lo aconsejan, procedería ejecutar sondeos mecánicos en los puntos de menor profundidad del Paleozoico; sondeos que se irían extendiendo a toda la zona, si éstos eran positivos o alentadores.

Parece lógico que en la zona de Prado a Quintana de la Peña, la profundidad del Paleozoico, a pesar de la diferente tectónica del Cretáceo, sea semejante a la de Prado-Puente-Almuhey, por lo que el reconocimiento de aquélla debe supeditarse a los datos que se obtengan en ésta.

Visto el estilo tectónico que impera en la región, y el resultado de los sondeos, en especial el de Cistierna, creo que, aun dentro de la zona oriental, el Paleozoico ha de encontrarse siempre a profundidades mayores de 600 metros, y no espero que existan, en el Cretáceo oculto, pliegues lo suficientemente violentos para que acerquen el Carbonífero a la superficie lo bastante para que sea explotable, pero de todos modos es este un problema en que sólo puede decir la última palabra la geofísica y la sonda.

En cuanto a la zona Boñar-Colle, que, aunque reducida, parece interesante, sería aconsejable ejecutar nuevos trabajos de reconocimiento, pero ello correspondería a los concesionarios de las minas demarcadas allí, puesto que ellas abarcan la casi totalidad del área que más probabilidades tiene de ofrecer el Carbonífero a profundidades asequibles.

VI. BIBLIOGRAFÍA

1. ALVARADO (A. DE): *Posible prolongación de las cuencas hulleras de León y Palencia*.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geológico y Min. de España; núm. 9. Madrid, 1942.
2. BARROIS (CH.): *Nota acerca del Sistema Devoniano de la provincia de León*.—Bol. Com. Mapa Geol. España; t. VI. Madrid, 1879.
3. BARROIS (CH.): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie*.—Mem. Soc. Géol. du Nord.; T. II. Lille, 1882.
4. BARROIS (CH.): *Faune du calcaire d'Erbray*.—Mem. Soc. Géol. du Nord.; T. III. Lille, 1889.
5. CALLEJA (B.): *Estudio del seno hullero recubierto de La Robla*.—Ingeniería y Construcción. Madrid, 1924.
6. CIRY (R.): *La structure de la bordure meridionale du massif primaire des Asturies*.—C. R. Ac. Sc.; T. 187, pág. 987. París, 1928.
7. CIRY (R.): *Étude géologique d'une partie des Provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*.—Toulouse, 1940.
8. COMPTE (P.): *La serie cambrienne et silurienne du León*.—París, 1937. (Note presente par M. L. Cayeux.)
9. COMPTE (P.): *Sur le Gedinnien de la Chaîne Cantabrique*.—C. R. Som. Soc. Géol. Fr. Pag. 154. París, 1937.
10. COMPTE (P.): *Les facies du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique*.—C. R. Ac. Sc., 206, pág. 1496. París, 1938.
11. COMPTE (P.): *Brachiopodes Dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturias) et de Sabero (León)*.—Ann. Paleont.; T. XXVII, fascs. I-II-III. París, 1938.
12. FRECH (F.): *Über das Kalkegerüst der Tetrakoralen*.—Z. d. Deut. Geol. Ges. Bd. 37, s. 928. Berlín, 1885.

13. FRECH (F.): *Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland*.—Z. d. Deut. Geol. Ges. Bd. 37, s. 21. Berlín, 1885.
14. *Guía de los carbones de León y Palencia*.—Dirección General de Minas y Combustibles. Madrid, 1936.
15. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.): *El Sistema Cambriano en España*.—Mem. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1935.
16. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.): *Coralarios devonianos del Sahara español*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de España; t. LXI. Madrid, 1947.
17. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (A.): *El Cambriano de La Vecilla (León)*.—Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España; núm. 9. Madrid, 1942.
18. KARREMBERG (H.): *La evolución postvariscica de la Cordillera Cantabro-Astúrica*.—(Traducción de J. G. de Llanera). Publicaciones extranjeras sobre geología de España; t. III. Madrid, 1946.
19. LANDECHO (M.) y GARCÍA VILADOMAT (L.): *Estudio de la cuenca de Matallana y Orzonaga*.—Bol. Of. Minas y Metalurgia; números 52 y 53. Madrid, 1921.
20. LE MAITRE (D.): *Contribution a l'étude des Polypiers devoniens du Bassin d'Ancenis*.—Bol. S. G. F.; 5.º Sér.; T. I, pag. 573. París, 1931.
21. LE MAITRE (D.): *Étude de la faune corallienne des calcaires givétiens de la Ville-De d'Ardin*.—Bol. S. G. F., 5.º Sér.; T. VII, pag. 105. París, 1937.
22. LE MAITRE (D.): *Études sur la faune des Calcaires devoniens du Bassin d'Ancenis*.—Mem. Soc. Géol. du Nord.; T. XII. Lille, 1934.
23. LLARENA (J. G. DE): *Algunos ejemplares de cobijaduras tectónicas terciarias en Asturias, León y Palencia*.—B. S. E. H. N.; tomo XXXIV, pág. 123. Madrid, 1934.
24. LLARENA (J. G. DE): *Nota presentada en la sesión del día 8 de octubre de 1947 de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*—Boletín S. E. H. N.; t. XLV, núms. 7 y 8, pág. 408. Madrid, 1947.
25. MALLADA (L.): *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*.—Madrid, 1875.
26. MALLADA (L.): *Datos sobre el estudio geológico de la cuenca hullera de Ciñera y Matallana*.—Bol. Com. Mapa Geol. de España; t. XIV. Madrid, 1887.
27. MALLADA (L.): *Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero*.—Boletín Comisión Mapa Geológico de España; tomo XXVII. Madrid, 1900.
28. MALLADA (L.): *Memoria relativa a las minas «Sabero I a II», «Luis», «Buronesa», «Pilar», «Rosario» y demasías, sitas en los valles de Sabero*.—Bilbao, 1910.
29. MALLADA (L.) y BUITRAGO (J.): *La fauna primordial a uno y otro*

- lado de la Cordillera Cantábrica*.—Bol. Com. Mapa Geol. de España; t. V. Madrid, 1878.
30. MICHELIN (L.): *Description des Polypiers fossiles de France*.—París, 1847.
31. MILNE-EDWARDS (H.) et HAIME (J.): *Monographie des Polypiers fossiles des terrains palaeozoiques*.—París, 1851.
32. MILNE-EDWARDS (H.) et HAIME (J.): *A. Monograph of the British fossil Corals*.—The Palaeontographical Society. London, 1850-1854.
33. OEHLBERT (D.-P.): *Fósiles devonianos de Santa Lucía*.—Boletín Com. Mapa Geol. de España; tom. XXVII. Madrid, 1902. Traducción del B. S. G. F.; 3.º Sér. T. 21, pag. 814. París, 1896.
34. PRADO (C.): *Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León*.—B. S. G. F.; 2.º Sér., T. 7. París, 1850.
35. PRADO (C.): *Descripción de los terrenos de Valdesabero y sus cercanías en las montañas de León*.—1848.
36. PRADO (C.), VERNEUIL (E.) y BARRANDE (J.): *Sur l'existence de la faune primordiales dans la Chaîne Cantabrique*.—Bol. Soc. Géol. France. 2.º Sér., T. XVII. París, 1860.
37. REVILLA (J.): *Descripción de las cuencas hulleras de la zona NE. del distrito*.—Estadística Minera. Madrid, 1909.
38. REVILLA (J.): *Estudio de criaderos de la zona de Prado y Cuenca de Santa Olalla y Argovejo*.—Bol. Of. Minas y Metalurgia; núm. 34. Madrid, 1920.
39. RODRÍGUEZ MELLADO (M.º T.º): *El Devoniano en el Sahara español*.—Bol. R. S. Esp. Hist. Nat.; tomo XLVL, pág. 425. Madrid, 1948.
40. ROSA (A. DE LA): *Estudio de la cuenca de Sabero y Veneros*.—Bol. Of. Minas y Metalurgia; núm. 48. Madrid, 1921.
41. URRUTIA (R. DE): *Un sondeo en el Carbonífero de León*.—Boletín Inst. Geol. de España; t. XLIII. Madrid, 1922.
42. VERNEUIL (E.): *Note sur les fossiles devoniens du district de Sabero*.—B. S. G. F.; 2.º Sér., T. 7, pag. 155. París, 1850.
43. VERNEUIL (E.) et d'ARCHIAC (V. DE): *Note sur les fossiles du terrain paleozoique des Asturies*.—B. S. Géol. France. 2.º Sér., T. II, pag. 458. París, 1845.
44. VERNEUIL (E.) y BARRANDE (J.): *Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et devonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Toléde*.—Bull. Soc. Géol. France; 2.º Sér., T. XII, pág. 964. 1855.
45. WEDEKIND (PH. R.): *Die Zoontharia rugosa von Gotland*.—Stoc-kolm, 1927.
46. WEISSERMEL (W.): *Korallen aus meist Kalkigem Oberdevon Ost-Thüringens*.—Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. Band. 95. Berlín, 1943.

47. WEISSERMEL (W.): *Korallem aus dem Unterdevon des östlichen und westlichen Schiefergebirges Thüringens.*—Z. d. Deut. Geol. Ges. Band 98, s. 163. Berlín, 1941.
48. ZALOÑA (M.) y SAMPELAYO (A. H.): *Investigaciones carboníferas. Sondeo núm. 1 de Boñar (León).*—Bol. Inst. Geol. y Min. de España; t. LVI. Madrid, 1943.





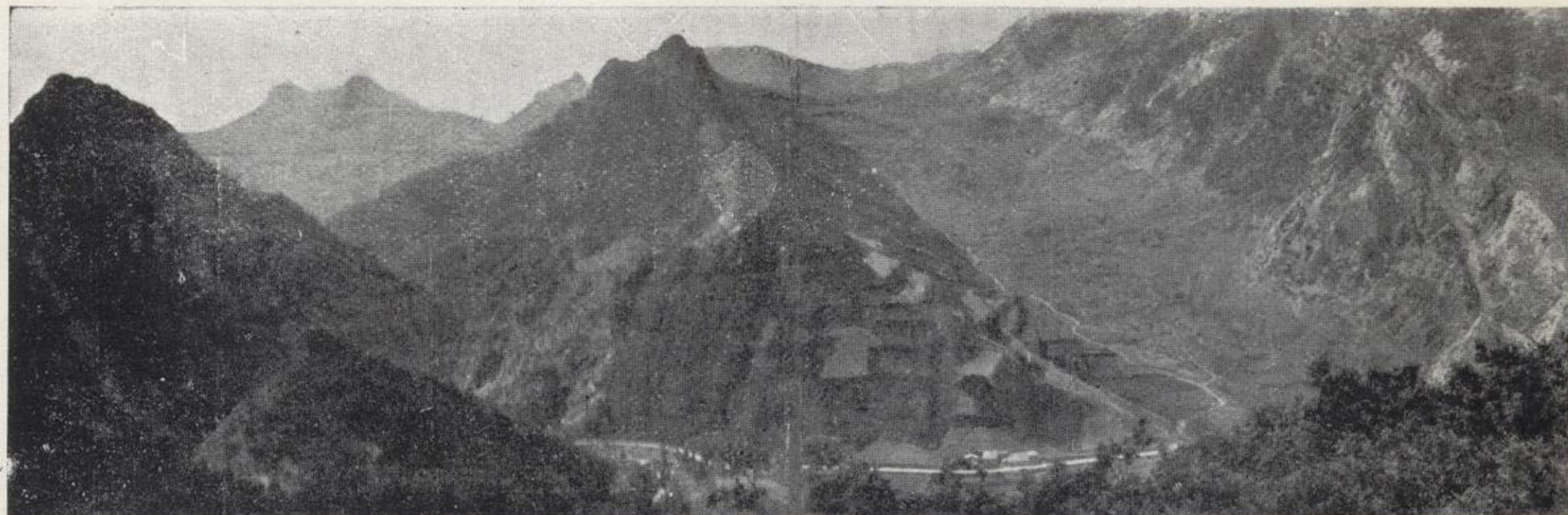
Fot. n.º 1.—Panorámica desde Peña Galicia hasta el E., que comprende los pueblos de Valdorria y La Vecilla.



Fot. n.º 2.—Panorámica desde Peña Galicia hacia el O. En segundo término cuenca carbonífera de Matallana.



Fot. n.º 3.—Pico Correcilla visto desde Peña Galicia (foto complementaria de la anterior, con la rama N. del sinclinal).



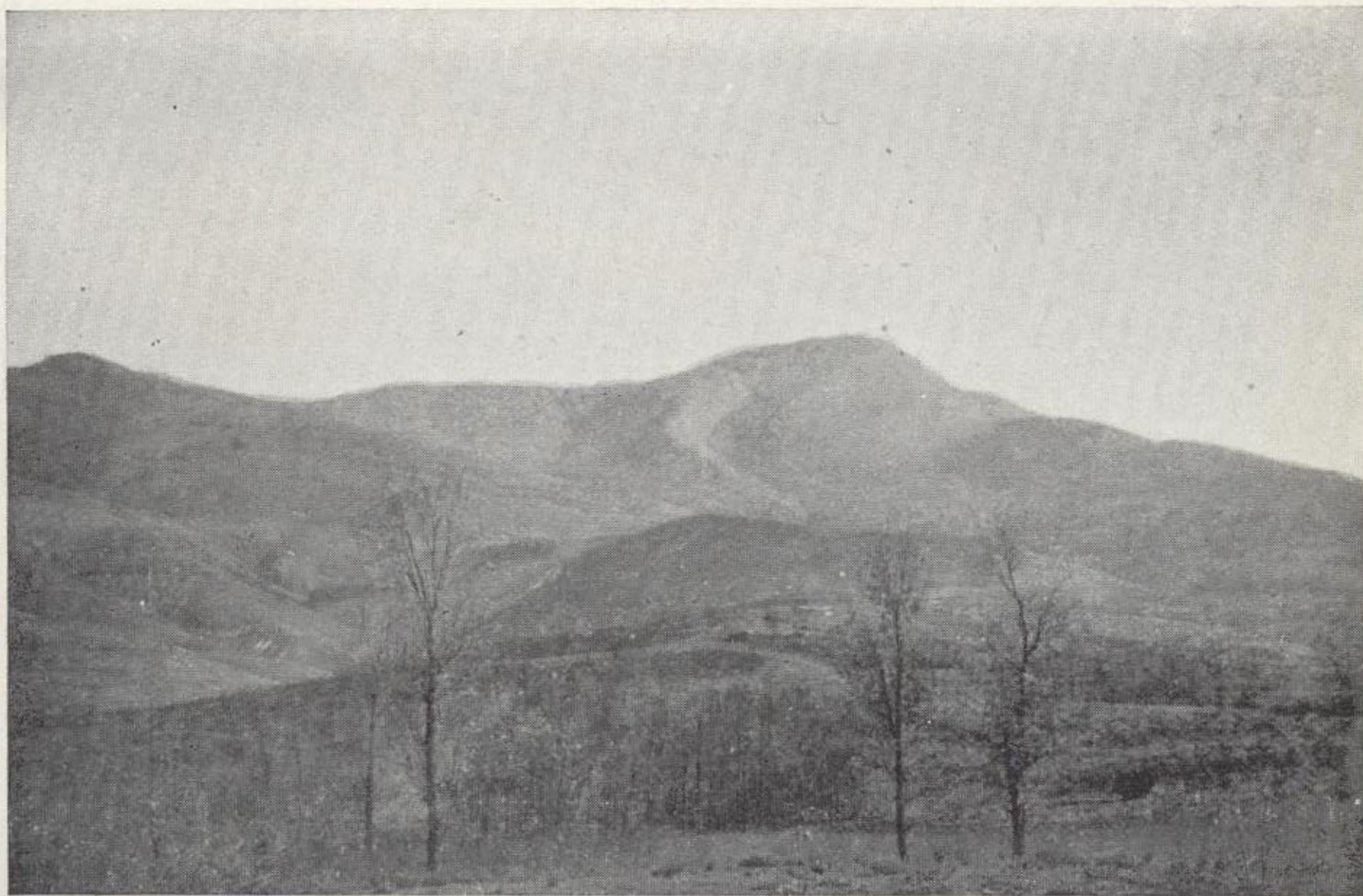
Fot. n.º 4. — Sinclinal de las cuarcitas silurianas al S. de Nocedo. Al fondo izquierda Peña Galicia, en donde se acusa el sinclinal, prolongación de éste.



Fot. n.º 5. — Cuarcitas silurianas en la carretera, al S. de Nocedo. (Detalle tomado en el extremo izquierdo de la foto anterior.)



Fot. n.º 6. — Peña Corada vista desde el SE.



Fot. n.º 7. — Peña Corada vista desde el Sur.



Fot. n.º 8. — Anticlinales devonianos en el Esla, al S. de Vegamediana.



Fot. n.º 9. — Anticlinal roto de la caliza devoniana. (Detalle de la foto anterior.)



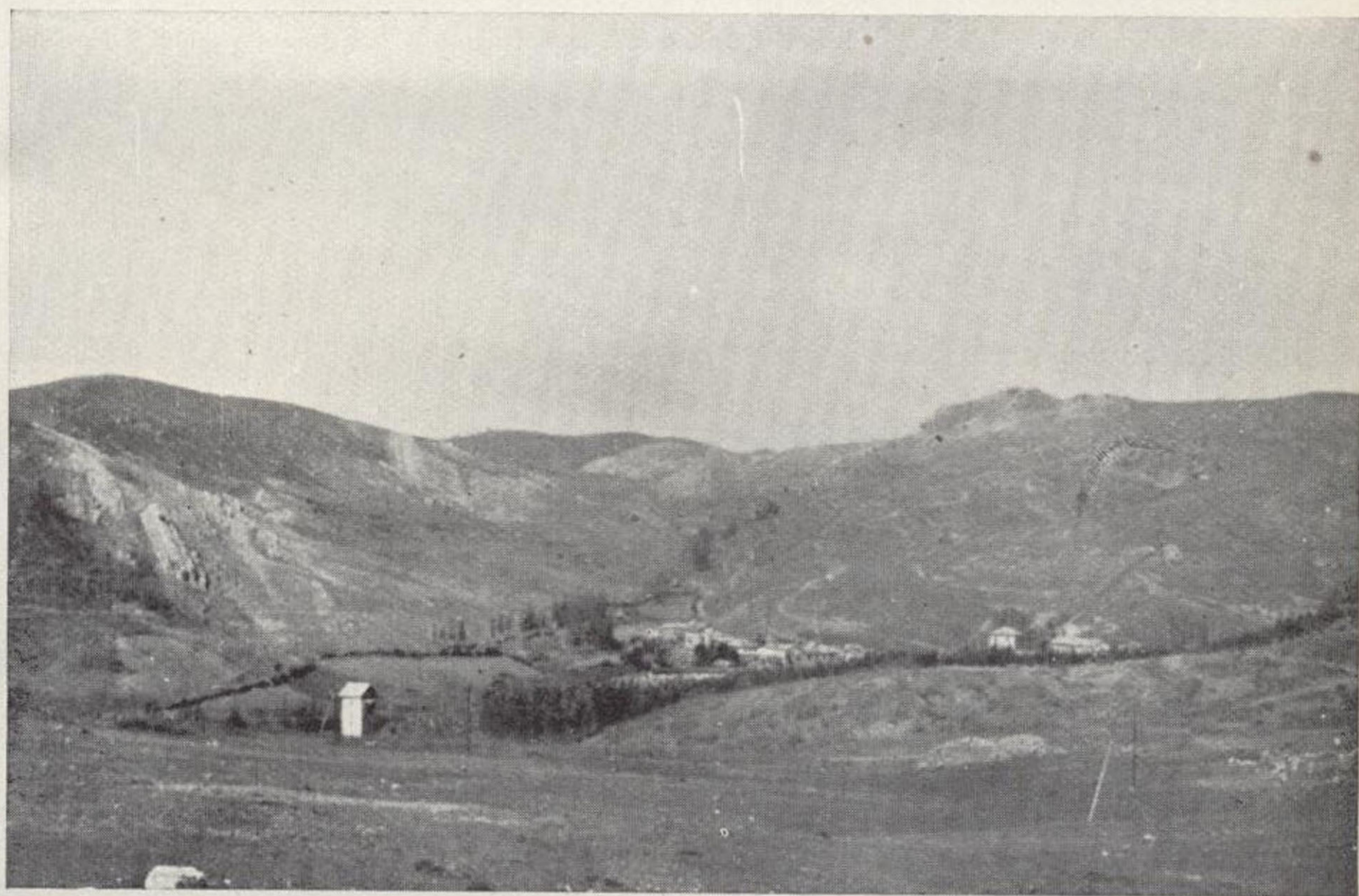
Fot. n.º 10.—Pozo de la Herrera y cantera de las minas de Fabero. En segundo término izquierda, Fabero.



Fot. n.º 11.—Iglesia de Colle, sobre el devoniano fosilífero, y a la izquierda (S.), el Cretáceo.



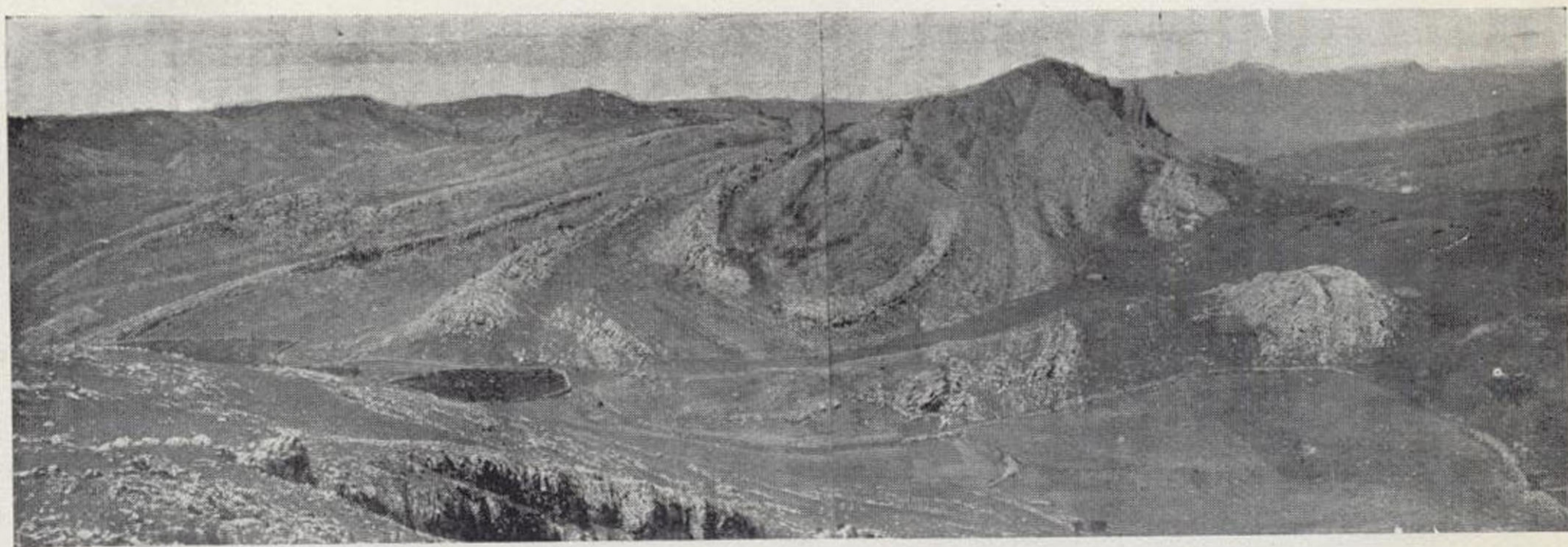
Fot. n.º 12.—La Ercina. Primer término derecha, cuarcitas devonianas verticales. Segundo término, corrida de calizas cretáceas. Tercer término, terciario.



Fot. n.º 13.—Cuenca carbonífera de Oveja y a la izquierda (S.) y fondo (O.) caliza devoniana.



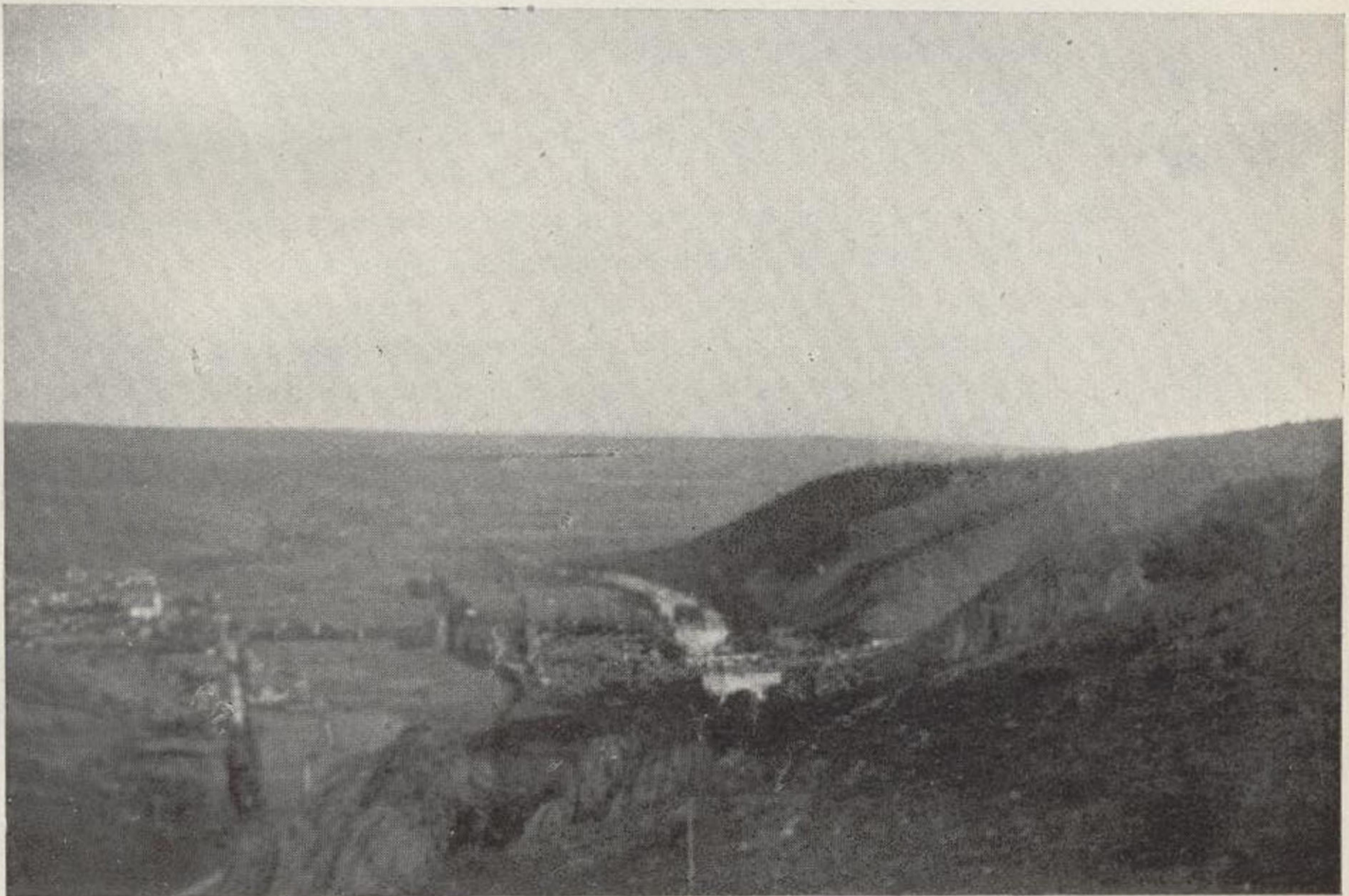
Fot. n.º 14.—Arenas cretáceas blancas y al fondo la caliza devoniana de La Peñota, vista desde el NO.



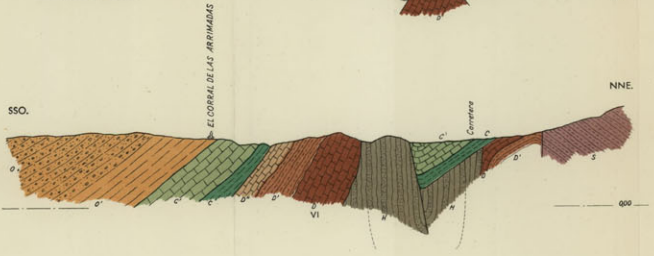
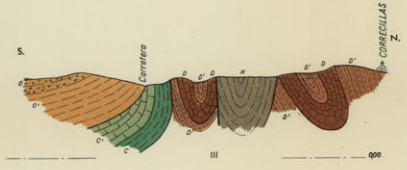
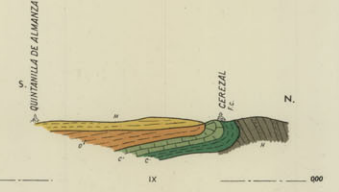
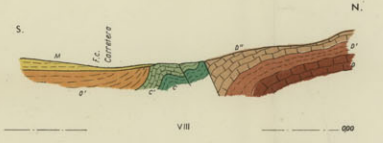
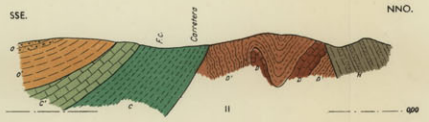
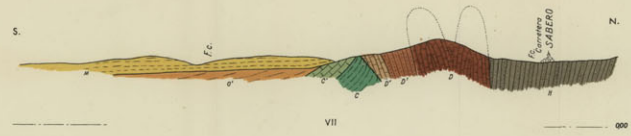
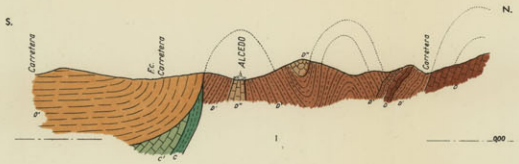
Fot. n.º 15.—Pliegues violentos de la caliza devoniana de La Peñota, en contacto con el Carbonífero.



Fot. n.º 16.—Cistierna, y al fondo contacto entre el Devoniano y las arenas blancas del Cretáceo.



Fot. n.º 17.—El Esla a su paso por Cistierna y al fondo la cuenca miocena de León.



ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA RESERVA CARBONÍFERA DE LEÓN
CORTES GEOLÓGICOS
ESCALAS HORIZONTAL Y VERTICAL 1:50.000

- Mioceno Conglomerados y margas
- Oligoceno Areniscas y margas
- Conglomerados
- Neocretáceo Calizas y margas
- Arenas y caolín
- Carbonífero Pizarras, areniscas y conglomerados

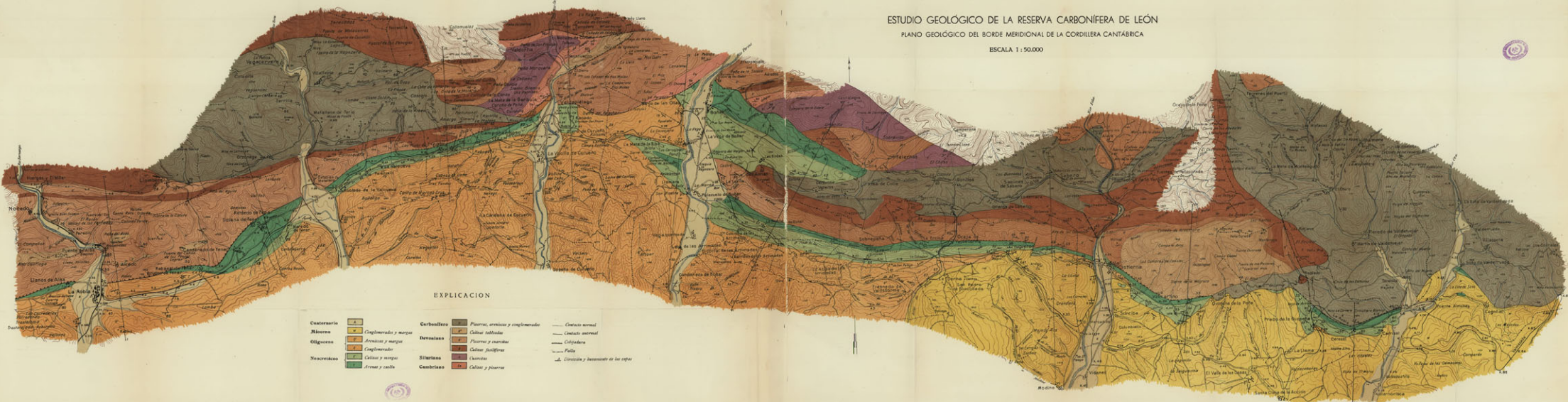


- Devoniano Calizas tabulares
- Pizarras y cuarcitas
- Calizas fósilíferas
- Siluriano Cuarcitas
- Cambriano Calizas
- Pizarras

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA RESERVA CARBONÍFERA DE LEÓN

PLANO GEOLÓGICO DEL BORDE MERIDIONAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

ESCALA 1 : 50.000



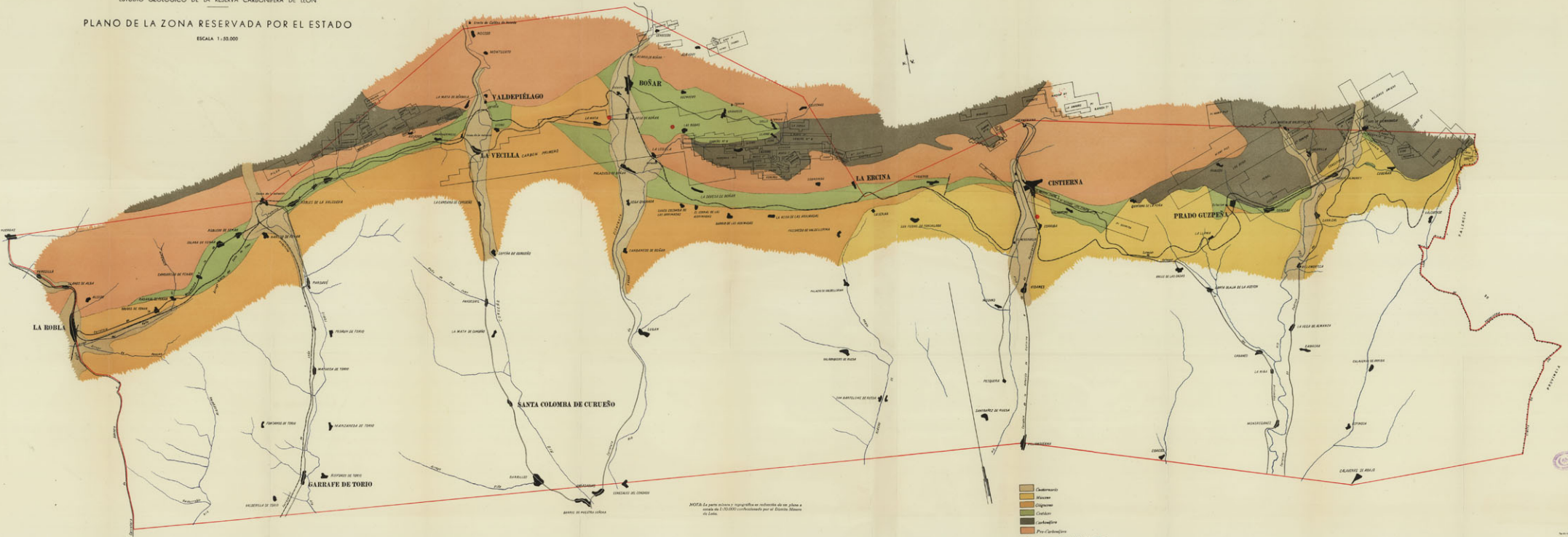
EXPLICACION

Cuaternario	A	Carbonífero	Plumas, areniscas y conglomeradas	—	Contacto normal	
Mioceno	B	Calizas tabuladas	—	—	Contacto anormal	
Oligoceno	C	Plumas y margas	—	—	Colifadura	
Neocenoico	D	Calizas finifloras	—	—	Falla	
	E	Calizas y margas	—	—	Δ	Dirigida y basamento de las aguas
	F	Arenas y calizas	Siluriano	—		
	G		Cambrico	—		



PLANO DE LA ZONA RESERVADA POR EL ESTADO

ESCALA 1:50.000



- Cuaternario
- Mioceno
- Oligoceno
- Cretácico
- Jurásico
- Carbonífero
- Pre-carbonífero
- Suelos reservados por el I.G.M.E.
- Límite de la zona reservada

NOTA: La parte mínima y topográfica es referencial de un plano a escala de 1:50.000 confeccionado por el Instituto Geológico y Minero de España.



ÍNDICE GENERAL

	<u>Páginas</u>
INTRODUCCIÓN, por José García Siferiz	5
ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS CADENAS COSTERAS AL OESTE DE MÁLAGA, ENTRE EL RÍO GUADALHORCE Y EL RÍO VERDE, por Moritz M. Blumenthal	11
LAS UNIDADES ESTRUCTURALES DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS SEGÚN LOS ESTUDIOS DEL DOCTOR BLUMENTHAL, por Eduardo Alastrué... ..	205
ESTUDIOS SOBRE PROLONGACIÓN DE CUENCAS HULLERAS. NOTAS SOBRE EL MIOCENO DEL VALLE BÉTICO (SONDEO DE BUJALANCE), por Ildelfonso Prieto Carrasco y Juan de Lizáur y Roldán	273
CUENCA ANTRACÍTERA DE FABERO. NOTAS GEOLÓGICO-INDUSTRIALES, por A. de Alvarado.....	297
DATOS PARA EL CONOCIMIENTO DE LOS YACIMIENTOS PRIMARIOS DEL PETRÓLEO EN LAS REGIONES IBERO-CANTÁBRICAS, por Ruperto Sanz	325
FUNDAMENTOS DE UNA MORFOLOGÍA ASTURIANA. ESTRUCTURA DE PLIEGUES DE AGRUPACIÓN, por Primitivo H.-Sampelayo.....	351
ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA RESERVA CARBONÍFERA DE LEÓN, por Antonio Almela	401