

4/10 7/1

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO

DE

E S P A Ñ A

NÚMERO 31

MADRID
C. BERMEJO, IMPRESOR
GARCIA MORATO, 122.—TELEF. 33-06-19

1953

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.

Edad de las formaciones con facies estrato-cristalina
en la provincia de Badajoz

POR

FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO

FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO

EDAD DE LAS FORMACIONES CON FACIES
ESTRATO-CRISTALINA EN LA PROVINCIA
DE BADAJOZ

ANTECEDENTES

En diferentes regiones peninsulares y en relación con la presencia en ellas de formaciones de facies estrato-cristalina que fueron tomadas como arcaicas, al ser estudiadas más a fondo y detenidamente, se ha llegado a la conclusión de que tales conjuntos no representan terrenos pre-paleozoicos, sino que son transformaciones de sedimentos de la base o de las zonas inferiores del Paleozoico, que debido a procesos regionales intensos de metamorfismo, se ofrecen con tales características. Tal ocurre por ejemplo entre otras zonas, con el pretendido Estrato-Cristalino de la zona axial del Pirineo, donde estudios efectuados en época reciente y en la actualidad, han permitido deducir que este pretendido Arcaico no es en esta zona, sino el resultado de un intenso metamorfismo que ha afectado profundamente al conjunto pizarroso y calizo del Paleozoico inferior (12-14-17-18-20-21-24-25).

Teniendo esto en cuenta, pueden resumirse estos trabajos, en relación con la zona pirenaica y según datos que

me ha facilitado Fontboté, del siguiente modo: Bajo los estratos fosilíferos más antiguos del Paleozoico pirenaico, correspondientes al Ordoviciense superior, aparece un conjunto de estratos metamórficos que están más o menos afectados por el metamorfismo regional. Estos materiales son especialmente filadidos, pizarras cloríticas y sericíticas, micacitas y gneis.

Tal conjunto ha sido considerado de modo muy diverso por los diferentes autores. Así para Roussel, Dalloni y otros, los materiales comprenderían dos series diferentes, separadas por una discontinuidad, más bien que por discordancia. Los gneis y las micacitas representarían el resto de una masa continental arcaica, intensamente erosionada y sobre la cual, y después de larga emersión, se depositarían las series paleozoicas, cuyas zonas inferiores sufrieron intensa transformación por metamorfismo regional, de edad probablemente hercínica, dando así origen especialmente al conjunto pizarroso y de filadidos, con su facies estrato-cristalinas correspondientes, a un paleozoico inferior. Tal es lo que refleja en su interpretación el nuevo mapa geológico de España.

Para otros geólogos, Mengel, Llopis, en tal conjunto no existirían materiales arcaicos, y quizás ni el Cambriano deba de ser admitido (14). Así, pues, tales materiales más o menos metamorfizados no son sino niveles diferentes del Paleozoico, e incluso algunos bastante modernos. Así, por ejemplo, las calizas cristalinas del macizo del Puig-Canigó corresponden para dichos autores al Devoniano.

En el tercio oriental de la Cordillera Pirenaica, los estudios recientes de Fontboté permiten admitir en varios parajes, fenómenos importantes a este respecto y sin perjuicio incluso de extenderlos el resto de esta zona montañosa.

En primer lugar, no se observa ninguna laguna estratigráfica por debajo del Devoniano superior y menos aún discordancias, lo que está claramente de manifiesto debido a las bancadas calizas interestratificadas en los gneis y a la esfoliación de los mismos, en sus zonas altas. Es, pues, toda la formación seriada y concordante, siendo muy probable la continuidad estratigráfica, desde la base de este conjunto, hasta el Devoniano superior (18-20).

Por otra parte, el contacto entre los gneis y la serie pizarrosa, más o menos metamorfizada epizonal, no corresponde a un horizonte estratigráfico determinado, pues el «frente de los gneis» es oblicuo respecto a la estratificación, de tal modo que niveles o capas que en determinada zona se han transformado sólo en pizarras sericíticas, en otras dan lugar a gneis. Tal es lo que ocurre, según observaciones de Fontboté, en el Alto Freser (18).

Además, una zona importante de los gneis tiene, sin duda, origen sedimentario, es decir, son materiales originados a expensas de los estratos más antiguos de la serie paleozoica, lo que está apoyado, tanto por el estudio mineralógico, como petroquímico y, sobre todo, por las observaciones efectuadas sobre el terreno.

Basándose Fontboté en la semejanza de facies con el Paleozoico inferior de la Montagne Noire y en los cortes practicados en inmejorables condiciones en varias zonas del Alto Freser, llega a la conclusión de que esta serie pirenaica metamórfica basal, corresponde en parte al Ordoviciense y en parte al Cambriano superior, sin descartar la posibilidad de que lleguen a aflorar estratos aún más antiguos.

Recientemente, Cavet (25) ha encontrado arqueociátidos en el Col de Pimorén, en unas calizas del mismo tramo que el representado ampliamente en el Alto Freser, tramo

que se encuentra en algunos puntos a 500 metros y en otros llega a ponerse en contacto con el frente de los gneis. Debido a tal hallazgo, queda asegurada la presencia del Cambriano de modo indudable, y al mismo tiempo, y siempre teniendo en cuenta cortes geológicos de la Montagne Noire, parece relativamente probable que aun los gneis más inferiores de la zona del Puigmal-Canigó que afloran en superficie, no alcancen al Arcaico (21).

Así, pues, vemos que los materiales cambrianos y en parte los silurianos de la zona axial del Pirineo, han sido afectados por un metamorfismo regional de edad hercínica. No se rebasa en general la facies de epizona; ahora bien, a este metamorfismo regional en sentido estricto, según Fontboté, se superpone (al comenzar los plegamientos hercínicos) un proceso generalizado de migmatización que convierte en gneis, a los materiales más antiguos del Paleozoico, pero afectando tal proceso a niveles variables (18-20).

Por otro lado, ya es sabido que en el eje de las grandes cordilleras alpinas, sedimentos incluso de edad relativamente reciente, toman por metamorfismo aspecto de formaciones paleozoicas, como sucede en el Rif, con el flysch cretáceo del macizo del Tidiguin, cuyos materiales pueden fácilmente tomarse por pizarras del Paleozoico, como hemos podido observar en investigaciones hechas no hace mucho y que están aún inéditas.

El mismo fenómeno puede observarse en Sierra Nevada, donde todo parece que evoluciona, como ya se había sospechado (8-19), a admitir en el núcleo de aspecto cristallínico de sus zonas axiales, de las más altas cumbres, la presencia de una gran masa de materiales pizarrosos del Paleozoico inferior intensamente metamorfizada (26).

Basta con lo indicado para estar prevenido y estudiar

detenidamente las formaciones con facies de estrato-cristalino, antes de decidirse a admitir representado por ellas, la presencia del conjunto precambriano, por muy típicos que sean los complejos litológicos, en determinadas regiones, pues un proceso intenso de metamorfismo puede, como en los casos anteriormente citados, dar aspecto estrato-cristalino a sedimentos que no son más que un paleozoico inferior e incluso terrenos mucho más modernos, intensamente metamorfizados.

Se comprende la gran importancia que en las características geotectónicas de un país o región han de tener tales hechos, pues la edad de las más viejas formaciones y los movimientos orogénicos que puedan haberlos afectado, han de ser juzgados muy diferentemente, según existan o no conjuntos estrato-cristalinos de edad precambriana.

Este problema se nos ha presentado recientemente al recorrer los campos de Badajoz, situados al Sur del Guadiana, donde además del Paleozoico inferior y de grandes masas de rocas eruptivas de tipo granudo, granitos, sienitas, dioritas, etc., se viene admitiendo la presencia de grandes zonas de facies estrato-cristalinas, dadas como arcaicas, que vienen así a intercalarse muy frecuentemente entre los conjuntos típicamente sedimentarios del Paleozoico y los grandes batolitos, tan típicos y extensos en este país, situado en el Suroeste peninsular (1-2-3-5-7-9-10-11).

La presencia del Arcaico en los límites de Badajoz con Córdoba y Sevilla

Pese a lo indicado, y ya en plena Sierra Morena, formaciones con facies estrato-cristalina yacen bajo los niveles de base del Cambriano. De su estudio se ocupó a finales

del pasado siglo Macpherson, quien estudió las características geológicas de la zona Norte de la provincia de Sevilla (1).

Es interesante analizar con cuidado el trabajo de tan distinguido geólogo, pues en él y de modo indudable se deduce cómo el Cambriano viene a apoyarse sobre un complejo arcaico previamente replegado y metamorfozido. Además, tal estudio es de gran interés, pues nos hace ver cómo al separarnos ya de estas zonas de Sierra Morena, las formaciones con facies estrato-cristalina no corresponden al Arcaico, sino que son complejos sedimentarios intensamente metamorfozados, pero de edad indudablemente paleozoica y concretamente correspondientes al Cambriano.

En relación con estas cuestiones y analizando los datos de Macpherson, podemos indicar lo que sigue (1):

Respecto a los conglomerados de base del Cambriano de las zonas norte de la provincia de Sevilla, ya en los límites con la de Badajoz y según los cortes que se hicieron para las trincheras del ferrocarril de Mérida a Sevilla, cerca de El Pedroso, siguiendo el curso del Huesna, se aprecia que cubriendo a materiales pizarrosos precambrianos, descansa una formación también pizarrosa, «que si no fuera por los gruesos guijarros que encierra en su masa, sería muy difícil de diferenciar de las pizarras en que reposa; pero gracias a ellos, puede apreciarse la discordancia de estratificación que existe entre ambos sistemas de rocas y que estos conglomerados son el primer miembro de una formación distinta que desempeña un importante papel en toda la comarca». Tal formación es diferente a la que hasta allí domina, y que forma «la base de los terrenos estratificados de Sierra Morena».

La formación superior pudo datarse en tiempos de Mac-

pherson, gracias al geólogo de Breslau, F. Roemer, el cual clasificó el único resto fósil en ella encontrado hasta entonces, como archeociátido, que fué denominado *Archao-cyathus Marianus Roem* (*).

En horizontes superiores a esta formación, Tarin y Delgado, en la provincia de Huelva (2), encontró graptolites, comprobándose así la localización en el Cambriano de aquellos depósitos, que ofrecen potencia muy considerable. En toda la región tal conjunto aparece formado por dos miembros, que son muy constantes en su estructura y caracteres litológicos.

«En el inferior prepondera el elemento detrítico, mientras que en el superior existe un predominio marcado de elemento calizo.» El conjunto superior es el que más extensión superficial alcanza, mientras que el inferior sólo da origen a una faja de anchura variable en el contacto, tanto en su borde oriental, como en el occidental, con los depósitos arcaicos (fig. 1).

Como tal contacto se observa en sus zonas orientales, hacia los límites entre Sevilla, Badajoz y Córdoba, se aprecia en seguida que la formación adquiere no sólo gran desarrollo, «sino que los caracteres que presenta se prestan a deducciones de importancia suma». Cerca de El Pedroso «los primeros estratos de la base de la formación son conglomerados pizarrosos, constituidos por cantos en general cuarzosos, procedentes sin duda de la formación arcaica sobre que reposan, siendo curioso el ver la manera cómo estos conglomerados están adosados y retorcidos sobre las pizarras inferiores, hasta el punto de confundirse ambos sedimentos, y si no fuera por la diferencia de materiales

(*) Romer, F. — Zeitsch D. geol. Ges. XXX, 1878.

que los constituyen, no podían en muchos casos distinguirse ambas formaciones».

«A estos conglomerados suceden, con un espesor considerable, grawackas de grano menudo, formadas por pequeños fragmentos de cuarzo y algunos feldespatos, y siempre más o menos redondeados.»

«Sobre estas rocas aparecen grandes lechos de pizarras, generalmente de colores verdosos, los cuales hacia la parte superior se hacen calcíferos y pasan a verdaderas calizas.»

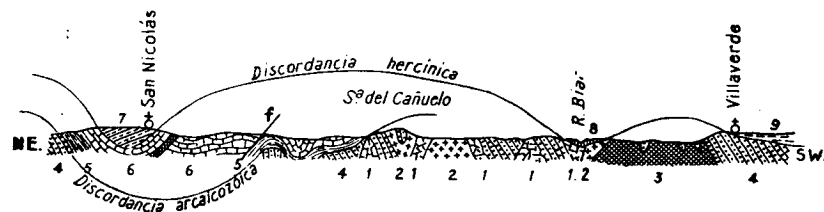


Fig. 1.—Corte geológico de San Nicolás del Puerto al Guadalquivir, según Macpherson, con la interpretación de Hernández-Pacheco, Ed., respecto a movimientos orogénicos y discordancias tectónicas. 1, granitos; 2, pórfidos; 3, diabasas; 4, micacitas arcaicas; 5, pizarras y grawackas cambrianas; 6, calizas y pizarras cambrianas acadienses; 7, Hullero; 8, Triásico; 9, Mioceno marino. y f, falla.

Ya en la provincia de Badajoz, entre Guadalcanal y Malcocinado, aflora el granito en zonas restringidas. Esta roca está muy alterada, y es atravesada por frecuentes diques de pórfidos y diabasas. Sobre este granito reposa el conglomerado de base del Cambriano, ya descrito, siendo aquí los cantos que lo forman de mayor tamaño que los que se descubren hacia El Pedroso.

«Estos cantos están íntimamente trabados por un cimientado de color verde oscuro, clorítico, y a veces es la trabazón tan íntima y presenta unas facies tan especiales que hace difícil en la roca recién fracturada reconocer en dónde

empieza el elemento empastado y dónde concluye el que le une. Otras veces parecen los cantos estar embutidos los unos en los otros, y aun en ocasiones se observa están carcomidos, presentando oquedades sumamente curiosas, fenómenos que atestiguan, a mi juicio, la gran antigüedad de estos sedimentos.»

«Estos depósitos de grandes elementos rodean al manchón granítico, y se extienden por ambos lados en una serie de estratos con circunstancias de interés (fig. 1), pasando por gradual disminución en el tamaño del elemento detrítico, los conglomerados de la base o las grawackas y pizarras. La graduación en el tamaño de los elementos constitutivos de tal nivel continúa gradualmente hacia arriba, pasándose desde los que en la base tienen cantos del tamaño de «balas de cañón» a almendra, sumamente menuda, y llegan a constituir la serie de grawackas y pizarras ya citadas.»

«Debe indicarse además que estos niveles detríticos se interestratifican, formando masas horizontales, hasta alcanzar el nivel superior de las calizas, tomando todo el conjunto un aspecto o facies especial, en la que se hace en extremo difícil, al disminuir el tamaño de los elementos, el diferenciar estas rocas detríticas de las adyacentes diabásicas; tan íntima es la relación entre ambas, porque el cimientado que une los elementos detríticos tiene color y aspecto muy parecido al dominante en los lechos intercalados de diabasas.»

Se hace destacar el hecho que en los conglomerados de la base del cambriano existen cantos rodados de granito, y como tal roca se compenetra con la formación arcaica inferior a los conglomerados, se puede admitir que la edad de la aparición del granito debe estar comprendida entre

la edad de las pizarras lustrosas, que pone fin al conjunto arcaico y los conglomerados de base del Cambriano. Además, en el conglomerado hay cantos de cuarzo, rocas cuarzosas y otras análogas a las diabasas y también elementos oscuros pizarrosos.

Para sintetizar en conjunto esta formación de la base del Cambriano, que descansa sobre el Arcaico, Macpherson levantó un corte geológico general de la provincia de Sevilla, desde las cercanías de San Nicolás del Puerto al Guadalquivir en Villaverde, del cual nos interesa mucho las zonas situadas más hacia el NE., o sea hacia San Nicolás, pues en tal corte se resume bastante aproximadamente la constitución geológica de toda esta comarca (fig. 1).

La zona más hacia el oriente, corta al conjunto de las formaciones de base del paelozoico, cuyos sedimentos son los que dominan casi exclusivamente, pues salvo afloramientos de detalle carboníferos y pequeños manchones de eufótidas y de diabasas, la totalidad está integrada por potente formación de pizarras y grawackas y masas calizas que representan al Cambriano. Tal conjunto está plegado, dando origen a repetidos y apretados pliegues orientados de NW. a SE., de los cuales sólo los fundamentales figuran en el corte. Un conjunto de importantes fallas desarticulan a la formación, lo que da lugar a que los materiales pizarrosos arcaicos, vengán aparentemente a cubrir a todo el conjunto cambriano.

Más hacia el SW., desde El Pedroso al valle del Biar, las formaciones cambrianas cesan y son sustituidas por materiales pizarrosos arcaicos, que están atravesados por masas de rocas graníticas que dan origen a importantes manchones. También abundan los diques de diabasas y

pórfidos felsíticos y cuarcitosos. El resto del corte no nos interesa para el problema que nos ocupa (fig. 1).

Así, pues, se aprecian en esta zona dos estructuras diferentes: una comprendida entre el Huesna y el Biar, que queda caracterizada por la presencia de grandes afloramientos graníticos que afectan a los materiales arcaicos, y la otra entre el Biar y San Nicolás del Puerto, en la que el granito casi no se presenta o queda formando el substrato, cubierto por los conglomerados de base del Cambriano y las grawackas, granito que forma también parte de los cantos del conglomerado.

«Queda, por lo tanto, fuera de toda duda que con anterioridad a este período había ya esta parte de Sierra Morena experimentado trastornos, cuyos efectos aparecen orientados de NW. a SE., estando caracterizados por las inyecciones de potentes masas de granito, que penetraron las pizarras antiguas—arcaicas, aclaramos nosotros—y acompañaron probablemente en aquella remota época a una intumescencia en el terreno, en una extensión de cuyo desarrollo es difícil hoy día poder juzgar.»

El Arcaico en las zonas portuguesas del Alentejo

Indica Carrington da Costa que en Portugal son las zonas del W. y SW. del Macizo Hespérico las que forman la unidad geológico-tectónica más extensa, quedando tal macizo encuadrado al W. y al S. por los rebordes cenozoicos del Bajo Alentejo y del Algarbe. En este Macizo Hespérico se encuentran los terrenos o formaciones más antiguas de Portugal, correspondientes al Agnostozoiico y al Paleozoico (15-23-27).

Durante mucho tiempo se han atribuido en Portugal al

Arcaico, amplios afloramientos de rocas metamórficas que hoy se reconoce que corresponden a formaciones mucho más modernas que en la mayoría de los casos representan conjuntos de edad indeterminada, en unos casos presilurianas y en otros postsilurianas, pero siempre paleozoicas.

Carrington opina que en ciertos lugares hay verdaderos testigos de formaciones arcaicas y muy probablemente algonkienses, pero no existen, como en el caso de Sierra Morena, elementos de juicio suficientes para reconocerlos específicamente y sólo se los admite como formando parte del Agnostozoico (23-27).

En ellos deben existir granitos muy antiguos, al menos presilurianos, pues se han reconocido arcosas de esta edad en la zona inferior del Ordoviciense. También se conocen ortogneis igualmente antiguos, lo que puede significar una granitización que pudiera ser incluso de edad agnostozoica.

Modernamente los terrenos de facies estrato-cristalina de España han sido estudiados en su conjunto, al hacer la descripción del nuevo mapa geológico. De ellos se ha hecho un análisis sucinto de tipo litológico y mucho más en relación con las formaciones de este tipo, que forman en parte el terreno en Extremadura (9).

Dominio probable de terreno arcaico y el de facies estrato-cristalina en estas comarcas

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, se deduce la presencia de la formación arcaica en amplios espacios del SW. peninsular. Dentro de Badajoz, tal terreno estaría representado quizá, por una gran corrida que se extendería con límites no bien determinados, al SW. de una línea jalonada por las localidades de Jerez de los Caballeros,

Fuente de Cantos, Montemolín, corrida que pasaría a la provincia de Sevilla, penetrando en ella. Por el contrario, hacia el NE. de la citada banda así jalonada, las rocas de acentuada facies estrato-cristalina no serían sino formaciones paleozoicas intensamente metamorfizadas y especialmente representadas por el extenso y monótono pizarral del postdamiense (3-4).

La gran mancha arcaica representaría en esta zona, la porción más central y profunda de un antiquísimo plegamiento prepaleozoico, es decir, los restos hoy reconocibles de una masa continental emergida, sobre la que vino a apoyarse y descansar, la base del Paleozoico que a veces y por metamorfismo puede ofrecer todo el aspecto de una verdadera formación arcaica, que es a su vez representativa de una zona axial, en los plegamientos fundamentales de la orogenia hercínica (fig. 2).

Característica geotectónica de Extremadura al Sur del Guadiana

En las zonas que nos preocupan y que quedan situadas en el espacio comprendido entre Badajoz, Mérida, Jerez de los Caballeros y Llerena, limitando al W. con la frontera portuguesa y al E. con el valle del Matachal, domina de modo marcado el paleozoico inferior, representado por el Cambriano calizo-pizarroso. Ocupa más extensión el Cambriano que se caracteriza aquí por los grandes manchones calizos acadienses intensamente metamorfizados (Lám. II, figura 1), que el resto del paleozoico inferior.

Además, y dando lugar a manchas irregulares y de no gran extensión, aparece el Devoniano de litología compleja y el Carbonífero, éste de muy variada litología y cuyas

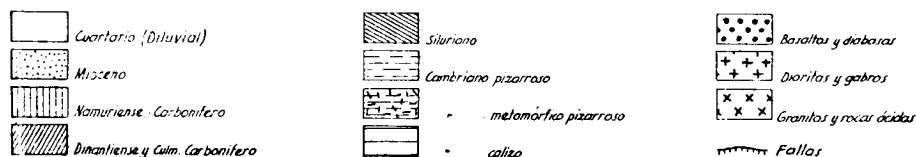
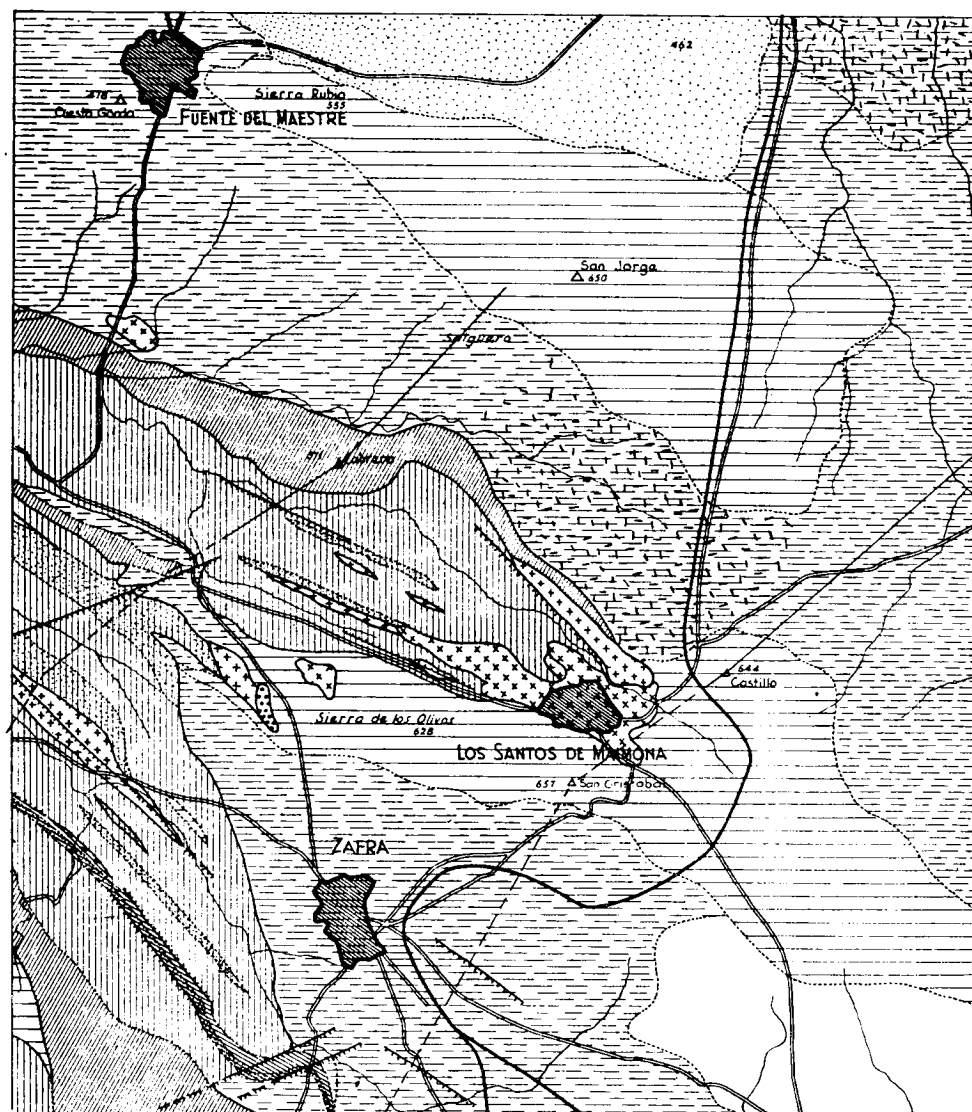


Fig. 2.—Mapa geológico de los parajes detalladamente estudiados, en los alrededores de Zafra, Los Santos de Maimona y Fuente del Maestro, Badajoz, mostrando la localización de las formaciones fundamentalmente potsdamienses, metamorfozadas.

manchas ocupan a veces espacios relativamente amplios y más localizados que el Devoniano (figs. 3 y 4).

Interrumpiendo al Paleozoico, y dando origen a bandas de gran irregularidad y a manchones y afloramientos frecuentes, forman el país también las rocas eruptivas granudas ya citadas, que pueden quedar en contacto directo con los sedimentos paleozoicos o estar separadas de ellos, por intermedio de materiales que presentan todo el aspecto de las formaciones estrato-cristalinas (Láms. I y II, figura 2).

En general, este complejo conjunto de terrenos queda arrumbado de NW. a SE. en corridas y bandas muy irregulares que alternan entre sí, denunciando desde un principio que fué la orogenia hercínica o variscica la que al plegar a las formaciones sedimentarias hizo que quedasen orientadas en su conjunto, con el rumbo indicado (Lam. I, figura 1).

Hay que indicar que esta arquitectura orogénica está arrasada hasta sus más profundas raíces, no quedando hoy de ella sino los fundamentales plegamientos, siempre desmantelados en sus anticlinales, pues el país en general está en amplias zonas reducido a penillanura, que sólo en determinados espacios ha sufrido un proceso de rejuvenecimiento, nunca muy acentuado, pero sí muy típico y peculiar de estas zonas (13-15-16-19-22) (figs. 5 y 6).

El país es, pues, relativamente monótono, pero no por ello deja de encerrar problemas de cierta importancia, en relación particularmente con las discordancias epigénicas y tectónicas, éstas a veces muy acentuadas que muestran así la historia y fases del proceso orogénico y epirogénico a lo largo de los movimientos hercínicos y caledónicos.

El complejo eruptivo es muy variado, siendo muy dife-

rentes los tipos de rocas que lo constituyen, tanto por el tamaño del grano, como por la relativa gran variedad, rocas que entremezclándose entre sí, dan origen a una zona de muy interesante petrografía.

Además, las grandes masas batolíticas y el Paleozoico también, están atravesados por gran variedad de diques y masas de rocas ácidas microgranudas y porfíroides, con dominio de aplitas y microsienitas, pórfidos cuaríferos y traquitas y otros de tipo básico, destacando las diabasas, así como manchones restringidos de basaltos, rocas microgranudas y efusivas que con su gran variedad dan peculiaridad a estas zonas y que han afectado por metamorfismo local de contacto muy intenso, muy especialmente al complejo arenoso-pizarroso del Namuriense, que se ofrece casi totalmente silicatizado, lo que nos demuestra que tales erupciones traquíticas y basálticas muy especialmente, así como algunas de tipo gábrico, son de época postcarbonífera, y muy probablemente en el caso de los basaltos, recientes (fig. 4).

En determinadas zonas, que constituyeron muy grandes depresiones, más erosivas que tectónicas, se depositaron masas de formaciones terciarias continentales que representan a dos conjuntos: al Oligoceno arcillo-arcósico, con potencia que puede llegar a unos 200 metros, y, sobre éste descansa el Mioceno, fundamentalmente arenoso-arcilloso, con espesores que no alcanzan al centenar de metros. Ambos conjuntos, separados por discordancia erosiva muy marcada, están sensiblemente horizontales y forman en gran parte los llanos del Guadiana y los de la Tierra de Barros, si bien tal zona no sea exclusivamente terciaria, pues en la superficie, al alterarse la formación, da origen a suelos típicamente cuaternarios. Carácter especial del conjun-

to terciario es el de faltar en él los niveles yesosos y calizos, tan típicos y extensos en el Terciario continental de Castilla (28).

Características de los conjuntos pizarrosos metamorfizados del Cambriano

Para el estudio que vamos a hacer sólo tendremos en cuenta las características que ofrecen los terrenos de facies estrato-cristalina que dan origen a amplias zonas dentro del espacio de terreno que anteriormente hemos delimitado al Sur del Guadiana y que queda comprendido entre El Matichel al E. y la frontera portuguesa al occidente, y muy especialmente la masa metamorfizada que se extiende al NE. de Los Santos de Maimona en dirección a Ribera del Fresno, donde el proceso de metamorfismo se ofrece muy claro hacia las zonas de Villalba de los Barros y Aceuchal, y en el valle del arroyo Hondo, al Norte y cerca de Los Santos de Maimona (fig. 2).

En estas zonas, tales materiales representan, sin duda, a potente formación pizarrosa cambriana que se apoya o engloba a veces, a las extensas masas de calizas acadienses (Lám. II, fig. 1); por ello, tal conjunto pizarroso, en ocasiones intensamente metamorfizado, pasa, cuando no existen niveles calizos, del Acadiense al Potsdamiense; pero sin dar origen a cambios bruscos de facies ni a contactos netos, sino que la evolución entre pizarras típicas acadienses-potsdamienses a típicos materiales gnéissicos, se efectúa sin discontinuidad y por un proceso continuo, gradual, que puede observarse en recorridos que pasan a veces de los 10 kilómetros.

En otros casos, el proceso es más brusco. Las pizarras

dan origen a rocas típicas migmatíticas que se han constituido en niveles de pizarras moteadas en tránsito ya hacia las micacitas, conjunto que, insensiblemente, pasa a masas de granitos de anataxia (fig. 8).

En estas zonas, las formaciones de pizarras cambrianas alcanzan potencias al menos de centenares de metros. Representan tales conjuntos la base del Paleozoico y se han acumulado en geosinclinales limitados muy probablemente hacia el Sur y SW. por tierras emergidas, pues hacia

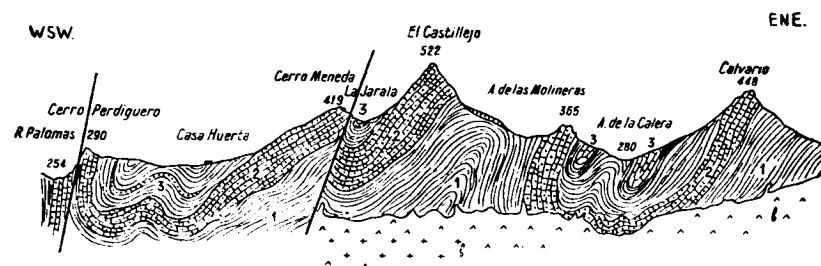


Fig. 3.—Tectónica hercínica afectando al Paleozoico de la Sierra de Peñas Blancas, al W. y cerca de Alanje, Badajoz. 1, pizarras cambrianas potsdamienses; 2, cuarcitas ordovicienses; 3, complejo del Deviano inferior, y b, substrato granítico-diorítico. Los materiales potsdamienses están bastante metamorfozados.

tales parajes se descubre a veces un conglomerado de baso, ya citado por Macpherson, conglomerado que se presenta intensamente metamorfozado, como toda la formación (1-26 bis).

Tal masa continental estaría constituida por determinadas formaciones algonkienses, admitidas con reserva por Carrington da Costa al Sur de Portugal. Así en el Alentejo, ciertos ortogneis indican una granitización pre-caledónica, quizá huroniana, y por lo tanto originada en el agnostozoico (23-27).

Pero así como en Portugal el Potsdamiense falta y hay discordancia, al menos erosiva, entre la base del Siluriano, formado por cuarcitas ordovicienses y el Cambriano inferior, admitiéndose una fase orogénica, salárica o bohémica, en estas zonas de Extremadura el Siluriano es continuación natural del Potsdamiense, que muy metamorfozado alcanza enormes potencias. De este modo, en la zona que estudiamos, las formaciones con facies estrato-cristalina, dadas como arcaicas, no son sino masas pizarrosas del Cam-

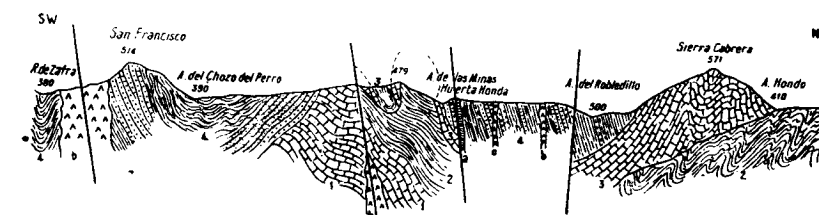


Fig. 4.—Corte geológico a través de los campos situados NW de Zafra, Badajoz, mostrando una arquitectura hercínica. 1, calizas cambrianas acadienses; 2, pizarras cambrianas potsdamienses; 3, calizas carboníferas dinantienses; 4, complejo carbonífero namuriense; a, diabasas; b, gabbros, y c, pórfidos traquíticos.

briano medio y superior, que han sufrido intenso metamorfismo y que pueden pasar a constituir verdaderas rocas gneísicas, como acontece hacia Ribera del Fresno y Aceuchal, donde el manchón de gneis es muy extenso (figs. 5-6 y Láms. I y II, fig. 2).

En otros parajes, antes de decidir la edad de estas formaciones, es necesario tener en cuenta, como hemos hecho, los datos que Macpherson da respecto a la base del Cambriano hacia las zonas límite entre Badajoz y las provincias de Córdoba y Sevilla, dando un conglomerado de base, sin duda correspondiente al Cambriano inferior, viene a apoyarse con marcada discordancia sobre materiales

típicamente de facies estrato-cristalina, atribuibles por Macpherson al Arcaico (1-26 bis).

También en otras ocasiones y en estas mismas zonas tal conglomerado descansa sobre materiales eruptivos graníticos o diabásicos, masas que bien pudieran haber formado parte de una zona continental sobre la que se depositarían, los primeros sedimentos cambrianos (26-bis).

Evolución de los materiales cambrianos pizarrosos entre Puebla del Maestre y Aceuchal

En Puebla del Maestre los materiales pizarrosos del potsdamiense cubren a las calizas de arqueociátidos del acadense, debido a que el conjunto calizo longitudinalmente y hacia el NW. tiende a rebajarse.

Estos materiales pizarrosos, en los alrededores del pueblo, están dando origen a pizarras francamente arcillosas, de tonos pardos verdosos sucios, muy variadas en detalle, pero en general constituyen una facie bastante homogénea. La disposición en esta zona es sencilla, siendo sus inclinaciones muy débiles y aun sensiblemente horizontales. A poco, dos o tres kilómetros en dirección a Villalba de los Barros, todo el pizarral tiende a arrumbarse hacia el NW., buzando de 40 a 45° hacia el NE. El campo con cerros y lomas de escaso relieve y débiles desniveles, denuncia la monotonía del material que lo constituye. Hacia el kilómetro 8 de la carretera que viene de Villalba de los Barros, las pizarras ofrecen ya, cuando no están muy alteradas, aspecto satinado y en ellas se notan finos y apretados plegamientos. Hacia los kilómetros 6-7 el pizarral es ya de tipo moteado, destacando los cristales de quiostolita y estaurótida acentuadamente, aunque tal mi-

neralización está formada por cristales de pequeñas dimensiones. Al mismo tiempo la riqueza de mica blanca en las pizarras se acentúa.

Hasta las inmediaciones del puente sobre la carretera, el pizarral se mantiene con características muy semejantes, siendo las pizarras de tipo moteado claramente dominantes. Poco a poco, en tal conjunto, se han ido presentando finas venas y filoncillos de cuarzo eruptivo, manteniéndose el arrumbamiento y dirección tectónica bastante constante, así como el buzamiento que es, en general, hacia el NE.,



Fig. 5.—Aspecto de la penillanura al NE. del Cerro del Castillo, mostrando el tránsito gradual desde las calizas cambrianas acadenses a los materiales con facies estrato-cristalina de micacitas y gneiss en las cercanías de Ribera del Fresno, Badajoz. 1, calizas cambrianas acadenses; 2, pizarras cambrianas potsdamienses; 3, los mismos materiales muy metamorfozados, y 4, micacitas y gneiss de la zona de Ribera del Fresno, por metamorfismo del pizarral cambriano.

pudiendo alcanzarse a veces valores fuertes de hasta 60-65° y aún como accidente buzando las pizarras hacia el SW. fuertemente y aun quedar sensiblemente verticales.

Pasado el puente y entre Villalba y las inmediaciones de Aceuchal, el pizarral, muy afectado por diques y venas de cuarzo que corren hacia el N.-NE. y hacia el NW., es ya más bien un material pizarroso micacífero, y entre el segundo puente sobre el Guadájira y las cercanías de Aceuchal los tipos de micacitas pizarrosas se ofrecen claros, en las pequeñas trincheras y desmontes de la carretera. En esta zona el arrumbamiento es al NW. y el buzamiento al NE. entre los 45 y 55° es muy constante (fig. 6).

En las inmediaciones del pueblo, entre las micacitas pizarrosas y micacitas francas, se intercalan, pero sin límites precisos, verdaderos gneis micáceos y microgneis, rocas que en el mismo pueblo de Aceuchal se ofrecen sumamente típicas, buzando al NE. unos 45-50° y corriendo claramente al NW. Este campo gneísico, muy monótono, sigue extendiéndose hacia el N. y NE. y en los parajes inmediatos, situados al SW. y S.-SW. de Almendralejo han pasado a constituir verdaderos gneis feldespáticos de tono rosado y de grano gordo. Así, pues, en un trayecto de 8 a 10 kilómetros el pizarral más o menos metamorfizado del Cambriano potsdamiense, ha pasado a micacitas, y gneis micáceos, gneis de grano fino y gneis de grano gordo feldespáticos rosados. Masas que se ocultan al NW. y N.-NW. de Almendralejo, bajo la cobertera, no muy potente, de la Tierra de Barros, rocas que, finalmente, se ponen en contacto mediante falla con las ecuarcitas ordovicienses, pero sin que ello quiera decir que hay otra formación intermedia (Lám. I).

Toda esta zona, como ya se ha indicado, está arrasada y convertida en penillanura levemente rejuvenecida.

Evolución del pizarral cambriano entre Los Santos de Maimona y Ribera del Fresno

Si partimos en dirección E.-NE. de Los Santos de Maimona y nos dirigimos a Ribera del Fresno, el pizarral cambriano potsdamiense evoluciona también hacia materiales gneísicos y gneis típicos. El corte puede iniciarse al pie y al N. del Cerro del Castillo, constituido por calizas acadienses con arqueociátidos (fig. 5).

Las calizas, fuera de algunos trastornos en la base del

cerro, se arrumban monótonamente hacia el SE., y buzanan uniforme y no acentuadamente hacia el NE. de 35 a 45-50°.

La evolución del pizarral puede seguirse a lo largo de la carretera que parte del kilómetro 397 de la general, hacia Ribera del Fresno.

En un principio, el pizarral, en terreno muy llano, aparece oculto por tierras arcillosas de decalcificación. A partir del kilómetro 2 el pizarral de tipo arcilloso se ofrece muy claro. Se arrumba monótonamente de NW. a SE. y buza en régimen isoclinal hacia el NE. de 40 a 60°. Hacia

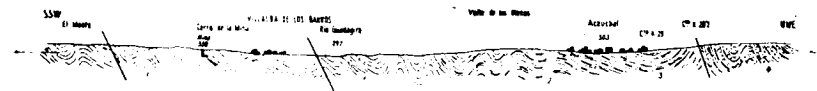


Fig. 6.—Corte geológico a través de la penillanura pizarrosa entre Villalba de los Barros y Aceuchal, Badajoz, mostrando la evolución por metamorfismo de los materiales de la base del Paleozoico. 1, pizarras potsdamienses; 2, los mismos materiales metamorfizados con estaurolita y chiastolita; 3, micacitas y gneis por metamorfismo de las pizarras de la zona de Aceuchal, y 4, gneis de aspecto granitoide de las zonas inmediatas a Almendralejo.

el kilómetro 5, las pizarras se ofrecen ya con un aspecto satinado, lo que no resalta bien por lo alterado de la roca. Se enriquecen de micas en el recorrido entre el kilómetro 7 y 9, siendo al final tipos micacíticos de grano muy fino los dominantes. Tal conjunto, con fuertes buzamientos al NE., está muy alterado. Al mismo tiempo que el material se ha cargado de micas, está recorrido por venillas y pequeños filoncillos de cuarzo. En el puente sobre el arroyo Gallinero y en cortes que el arroyo hace en el terreno (Km. 11), las micacitas, siempre muy pizarrosas por alteración, se ofrecen muy típicas, estando ya entremezcladas con masas y diques de cuarzo. En el puente sobre el Boloz, las pizarras alternan con gneis de grano

muy grueso, siguiendo la formación de gneis y micacitas; éstas muy descompuestas, hasta las inmediaciones de Ribera del Fresno, donde el campo aparece formado por micacitas gnésicas y de grano muy fino y muy pizarrosas, que, arrumbadas al NW. y con inclinaciones hacia el NE., a veces poco acentuadas, forman todo el campo hasta las inmediaciones del valle del Matachal, siendo hacia tal zona, como hacia el paraje de Acauchal, el campo gnésico muy extenso, monótono y típico.

El pizarral en la zona media del valle del Arroyo Hondo, al norte de Los Santos de Maimona

También entre Sierra Cabrera, formada por calizas dinantienses, y la Sierra de San Jorge, de calizas cambrianas acadienses de tipo marmóreo por metamorfismo, queda una ancha depresión erosiva formada por el pizarral potsdamiense. Tal conjunto pizarroso está muy intensamente metamorfozido, dando origen, muy especialmente a lo largo de un conjunto de lomas y cerros, que corren desde la fábrica del Portazgo o de San Antonio, situada en la carretera general—Km. 396—hacia el W.-NW., por los Altos de Cerro Villalba, 533 metros; Alto de los Almendros, 529 metros, y El Monte, 487 metros, a materiales de tipo micacífero sumamente replegados y silicizados, de gran coherencia y dureza, que no recuerdan ya el aspecto de las pizarras y grawackas de quien proceden (fig. 2).

En esta zona, y especialmente en el Alto de los Almendros, tales materiales se arrumban hacia los 310°, buzando a los 220° entre 45 y 50°. Este material, de tipo grawacka, pardo-rojizo y ferruginoso, ofrece frecuentes nódulos y filoncillos de cuarzo y recuerdan a los materiales mig-

matíticos por su intenso replegamiento de detalle. Es, en realidad, una masa pizarrosa triturada, impregnada en sílice y atravesadas por venas y filoncillos de cuarzo que corren en la dirección del replegamiento. En algunas zonas tales materiales quedan sensiblemente verticales (fig. 7).

El aspecto tectónico de estos conjuntos en tales parajes es el que muestra la Lám. II, fig. 2.

Tal conjunto representa la base del paleozoico, por intermedio de las pizarras potsdamienses.

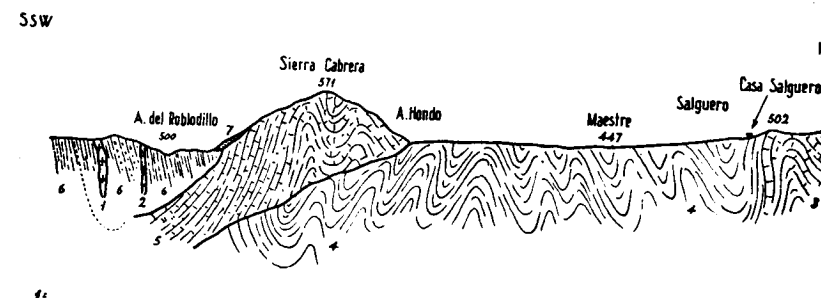


Fig. 7.—Corte desde la Sierra Cabrera, a la base de Sierra de San Jorge a través de Valle Hondo. 1, pórfidos traquíticos; 2, rocas gábricas; 3, calizas cambrianas acadienses; 4, pizarral cambriano potsdamiense; 4', la misma formación muy metamorfozada; 5, calizas dinantienses; 6, complejo carbonífero namuriense, y 6, derrubios.

Tanto hacia el N. como hacia el S., tales pizarras pierden esta característica, terminando, al superponerse al conjunto calizo de la Sierra de San Jorge, por ser ya una masa pizarrosa, siempre metamorfozada, pero sin las características descritas.

*Frente de migmatización en la trinchera del ferrocarril de
Zafra a Jerez de los Caballeros—Km. 11-12*

El cambriano, formado por el nivel de calizas marmóreas acadienses, es cortado en túnel por el ferrocarril de Zafra a Jerez de los Caballeros, al salvar éste el relieve de la Sierra de Alconera. A la salida del túnel, una gran trinchera corta a la formación cambriana, en el contacto del

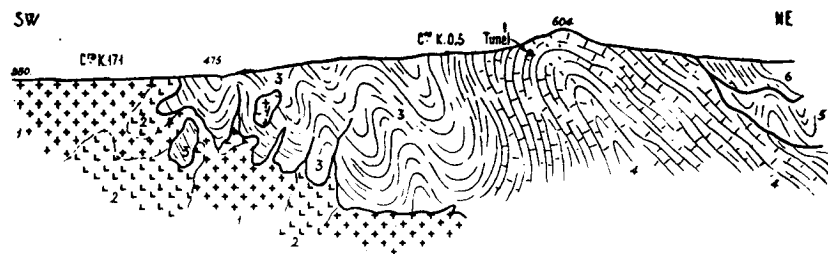


Fig. 8.—Corte geológico a través de la Sierra de Alconera a la altura del túnel del ferrocarril de Zafra a Jerez de los Caballeros, en la zona de migmatización del cambriano inferior. 1, granitos; 2, sienitas y rocas gábricas; 3, pizarras cambrianas potsdamienses migmatizadas; 4, calizas cambrianas acadienses; 5, dinantiense-culm, y 6, complejo naauriense.

conjunto calizo citado y las pizarras potsdamienses. Algo más hacia el W., y pasado el kilómetro 11 del ferrocarril, un frente de migmatización entre tales pizarras y rocas granudas granítico-sieníticas, se ofrece muy claro (fig. 8).

Las calizas cambrianas en esta zona se arrumban a los 320-330°, buzando entre 45-60° hacia los 50°. Las pizarras, en general, llevan el mismo arrumbamiento, pero debido a su mayor plasticidad están materialmente estrujadas contra el macizo calizo y dan por ello origen a un conjunto de pliegues más o menos fracturados por su charnela, fenómeno que pudiera interpretarse como una discordancia,

cuando en realidad no es debido sino al diferente comportamiento de dos materiales de distinta plasticidad.

Las pizarras, en un principio muy calíferas, pasan pronto a materiales moteados con estaurótida y quiasolita y a complejos pizarrosos intensamente silicatados, hasta el punto de dar origen a masas del tipo de las calcedonias, etc.

Este conjunto de pizarras metamorizadas da origen inmediatamente a una zona típica de migmatización, en donde el conjunto pizarroso y el de las rocas granudas eruptivas se entremezcla de tal modo que no hay manera de establecer un límite, pues ambos materiales aparecen difusamente compenetrados y al mismo tiempo, el material sedimentario, aparece intensa y finamente replegado, estado recorrido como el eruptivo, por una gran cantidad de venas y filoncillos de cuarzo, pegmatitas, aplitas y en ocasiones por masas y diques de mayor potencia de rocas gábricas.

Tal fenómeno se desarrolla entre las calizas cambrianas de la salida del túnel y la masa granítico-sienítica, en un espacio no mayor a 75 metros.

CONCLUSIÓN

El conjunto de fenómenos de metamorfismo hace ver que, al menos en amplias zonas, los grandes manchones de materiales de facies estrato-cristalina, tomados hasta hace poco como representativos del Arcaico, en tierras de Extremadura, situadas al S. del Guadiana y al N. de Sierra Morena, no son sino masas de pizarras del Cambriano potsdamiense y de niveles acadienses que han sufrido un intenso metamorfismo regional, pizarras que, incluso, pueden pasar a constituir rocas granudas ácidas, en virtud de típicos y claros procesos migmatíticos.

Más hacia el Sur, como ya se ha indicado, el Cambriano inferior, también metamorfizado y con un típico conglomerado de base, puede descansar mediante acentuada discordancia sobre formaciones arcaicas representadas por micacitas y otros materiales, según hemos visto, indica Macpherson, hacia los parajes de Malcocinado y de cuyas observaciones hemos hecho un resumen.

BIBLIOGRAFÍA

1. MACPHERSON, J.: Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla. Exp. Mapa Geol. de España Inst. Geol. de España, tomo VI. Madrid, 1879.
2. GONZALO Y TARÍN, J.: Reseña geológica de la provincia de Huelva. Inst. Geol. de España. Bol. V. Madrid, 1879.
3. — Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. Bol. Com. del Mapa Geol. de España, tomo VI. Madrid, 1879.
4. MALLADA, L.: Sistemas Cambriano y Siluriano. Explic. del Mapa Geol. de España, tomo I. Madrid, 1896.
5. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: Gneis de la Sierra de Montánchez. Ac. Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo XXVI. Madrid, 1897.
6. — Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol., núm. 7. Madrid, 1912.
7. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: El Cambriano en España. Memoria presentada al XVI Congreso Geol. Int. de Washington, 1933.
8. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. del Mus. de Cienc. Nat. Serie Geol., número 38. Madrid, 1934.
9. RUBIO, E.; MESEGUER, J.; ALVARADO, A., y HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: Rocas hipogénicas, terreno arcaico y sistema cambriano. Memorias del Inst. Geol. y Min. de España, tomo I. Madrid, 1935.
10. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: El sistema Cambriano. Memorias del Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1935.
11. — Explicación del nuevo Mapa Geol. de España. Memorias del Inst. Geol. y Min. de España, tomo I. Madrid, 1935.

12. RAGUIN: Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. France, t. (5) VIII. Paris, 1938.
13. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: Las Sierras Centrales de Extremadura. Las Ciencias, año IV, núm. 2. Madrid, 1939.
14. LLOPIS LLADÓ, N.: Problemas tectónicos de la zona axial pirenaica. Bol. del Inst. Geol. y Min. de España, t. LIX. Madrid, 1946.
15. SCHNEIDER, A.: Prospecção mineira e zonas geotectónicas da metalogenese Ibérica. Separ. da Técnica. Rev. Engenharia dos Alunos do I. S. T. Lisboa, 1947.
16. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: Ensayo de Morfogénesis de la Extremadura Central. «Notas y Comunicaciones» del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 17. Madrid, 1947.
17. HUPÉ: Sur l'age des migmatites dans les Pyrénées. C. R. Soc. Geol. Francia. París, 1947.
18. FONTBOTE MUSOLAS: Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el valle de Ribes (Pirineos catalanes) «Estudios geológicos», núm. 8. Madrid, 1948.
19. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: La tectónica peninsular y su relación con las aguas minero-medicinales. Real. Ac. Far. Dis. de Recp. Madrid, 1949.
20. FONTBOTE MUSOLAS: Observations au sujet du metamorphisme dans le haut bassin du Ter. C. R. Soc. Geol. de Francia. París, 1949.
21. GEZE: Etude geologique de la Montagne Noire et des Cévennes meridionales. Mem. Soc. Geol. Francia. T. XXIX, 1949.
22. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: El relieve de las zonas Hercínicas Peninsulares en la Extremadura Central. «Libro Jubilar» Inst. Geol. y Min. de España, t. I. Madrid, 1950.
23. CARRINGTON DA COSTA, J.: Quelques remarques sur la tectonique do Portugal. Bol. Soc. Geol. de Portugal. Vol. VIII. Fasc. III. Porto, 1951.
24. CAVET: Sur la stratigraphie du Paleozoique de la zone axiale des Pyrénées orientales. C. R. Ac. Sc., t. 232. Paris, 1951.
25. — Decouverte du Cambrien à Archaeocyathides dans la zone axiale des Pyrénées orientales et interpretation stratigraphique de cette zone. C. R. Ac. de Sc., t. 232. Paris, 1951.
26. MORENO CARBONA Y LINARES, A.: Hallazgo de *Trilobites*, en Sierra Nevada, Granada. Bol. de R. Soc. de Hist. Nat., t. XLIX, núms. 1, 2 y 3. Madrid, 1951.

- 26 bis. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: Paleogeografía del Solar hispano durante el Paleozoico. Bol. de la R. S. E. H. N., t. XLIX, núms. 1, 2 y 3. Madrid, 1951.
27. CARRIGTON DA COSTA: As movimientos caledónicos e preliminares hercinianos na Península Ibérica. Bol. de la R. S. Geol. de Portugal. Vol. X. Fasc. I. Porto, 1952.
28. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: Característica general del Terciario continental de la llanura del Guadiana. «Not. y Com.» Inst. Geol. y Min. de España, 1952.



Fig. 1.—Afloramientos de gneis granitoides en las inmediaciones y al Oeste de Aceuchal, Badajoz. La corrida de los materiales es claramente al NW., buzando 45° al NE. El tránsito de las pizarras potsdamienses a estos gneis es gradual, según muestra el corte geológico de la figura 6.

Fot. H.-Pacheco. VI-51.



Fig. 2.—Explotación en cantera de los materiales gneisicos, por metamorfismo regional del pizarral cambriano potsdamiense en el paraje de San Blas, inmediato y al Oeste de Almendralejo, Badajoz. Se aprecia bien los diferentes planos de las diaclasas que favorecen mucho la explotación de la cantera.

Fot. H.-Pacheco. VIII-51.



Fig. 1.—Conjunto de calizas cambrianas acadienses del cerro de San Cristóbal, en Los Santos de Maimona, intensamente metamorfizadas y convertidas en mármoles diversos, abundando los de tipo sacaroideo. Buzamiento general al NE., con valores de 20° a 45°.

Fot. H.-Pacheco, VI-52.



Fig. 2.—Amplia vallonada del Arroyo Hondo entre las estrivaciones de Sierra Cabrera y la de San Jorge que aparece al fondo. En primer término el pizarral cambriano potsdamiense intensamente metamorizado y dando origen a materiales micacíticos, intensamente replegados y buzando de 45° a 60° al NE.

Resumen y comentarios al estudio de Robert
Clemens Heim sobre el metamorfismo en la región
de Buitrago, de la Sierra del Guadarrama

POR

G. MARTIN CARDOSO

G. MARTIN CARDOSO

RESUMEN Y COMENTARIOS AL ESTUDIO DE
ROBERT CLEMENS HEIM SOBRE EL
METAMORFISMO EN LA REGION DE BUITRAGO,
DE LA SIERRA DEL GUADARRAMA

Los temas de Geología española que, después del XIV Congreso Geológico Internacional de Madrid en 1926, tanto sedujeron a los geólogos alemanes, sirviendo varios de ellos para la promoción al grado de doctor en jóvenes discípulos de la escuela de Stille, han merecido también la atención en los últimos años de los geólogos holandeses, publicándose diversas tesis doctorales sobre importantes zonas de la Península ; entre ellas debemos mencionar «La Geología de Camarena de la Sierra y Riodeva (Teruel)» de R. Martín, de la Universidad de Leiden ; «La Geología de Cascante del Río y de Valacloche» de L. Bakx, Leiden ; y últimamente el trabajo que aquí resumimos sobre la Sierra de Guadarrama, presentado por Robert Clemens Heim en la Universidad de Utrech, en 7 de julio de 1952. Este estudio de Clemens tiene la notable cualidad de ser uno de los primeros sobre España que se desarrollan bajo los nuevos métodos de la Petrografía estructural, por lo cual debemos mencionar para orientación de los no iniciados en este campo de las investigaciones litológicas el interesante

trabajo del Profesor Dr. A. San Miguel Arribas, de la Universidad de Barcelona, sobre «La Petrología estructural» (1).

Por lo que al título de la disertación de R. Clemens se refiere hay algo de imprecisión. La zona estudiada en gran parte, más que a la Sierra del Guadarrama corresponde ya al segmento de la Cordillera Central designado de antiguo como Somosierra, ya que se extiende desde Buitrago a La Cabrera de Norte a Sur y de Canencia a Robledillo de la Jara de Oeste a Este.

La publicación está en inglés con resúmenes en español y en holandés. Por ser estos resúmenes excesivamente breves, comprendimos la totalidad del trabajo extractando los puntos de menor interés.

El estudio tiene dos partes: una referente a la Tectónica y la otra a la Petrografía. La primera distingue la Filotectónica de la Inotectónica. En la Petrografía se comprenden cuatro apartados: 1.º, descripción de las rocas; 2.º, gradación del metamorfismo; 3.º, petrogenia de las rocas feldespáticas, y 4.º, estudio especial de las corneanas silicocálcicas (cornubianitas) de Paredes de Buitrago, terminando con la consiguiente bibliografía. Acompañan al texto 15 fotografías de pequeño tamaño distribuidas en dos láminas, un mapa geográfico de conjunto a escala 1 : 100.000 de la región estudiada con curvas de nivel de 200 en 200 metros, cursos de agua y poblados, sin otras indicaciones que las carreteras; 18 figuras intercaladas en el texto, de las cuales 13 son diagramas polares y estructurales en proyección esférica; 12 cuadros, 6 cortes geológi-

(1) San Miguel Arribas, A. «La Petrología estructural». Universidad de Barcelona, Secretaría de Publicaciones, Facultad de Ciencias, 1953.

cos y 4 mapas: geológico, petrográfico, tectónico y del complejo de leptinitas y gneises glandulares. Como los 5 mapas no están trazados a la misma escala y, además, los datos geográficos de referencia sólo se indican en el primer mapa, los reproducimos superpuestos y reducidos a la misma escala para facilitar al lector su examen.

PARTE A: TECTÓNICA

1. Filotectónica

En este estudio, con las observaciones en el campo que, en su mayoría, se refieren a medidas de rumbos y buzamientos, se deducen la configuración de los planos de esquistosidad y el modelo tectónico, siendo la base principal para la discusión en la petrografía. Por esquistosidad se sobrentiende la aptitud de la roca para dividirse en planos paralelos, no haciéndose distinción entre los términos «foliación», «crucero» y «esquistosidad». No es necesario que ésta sea debida o esté acompañada de una textura visible macroscópicamente que induzca a suposiciones sobre su origen. Con el resultado de las medidas se llega a la conclusión de que la esquistosidad corre paralela a los planos de la estratificación originarios y se demuestra por qué debe ser así.

Esta conclusión no se invalida porque existan intercalaciones cuarcíticas y calcáreas en la parte oriental de la región.

Se recuerda la clasificación de Mead (1940) de las tres clases de esquistosidad: la *foliación*, resultante de la orientación de minerales arcillosos laminares durante la sedimentación; la *pizarrosidad de fractura*, causada por movimien-

tos a lo largo de los planos de ruptura debidos a deslizamiento, entre los cuales ni se ve foliación ni los minerales constitutivos se hallan orientados, y la *pizarrosidad de flujo*, en que los minerales se disponen paralelamente al deformarse la roca por flujo plástico, dando origen a estas superficies de pizarrosidad en la dirección en que se orientan los minerales.

En la Sierra del Guadarrama se ven claramente la pizarrosidad de origen y la de flujo en los gneises de la parte occidental. La presión tectónica se supone que es la causa del flujo plástico que produjo la pizarrosidad de flujo. Metamorfismo y esquistogénesis han precedido al plegamiento y los movimientos diferenciales que debieron acompañar a este último se hicieron sentir a lo largo de los planos de esquistosidad ya existente, dando lugar en algunos puntos a lineaciones.

Rasgos generales de la tectónica

En el mapa I (geológico) que se acompaña, van indicadas las 42 medidas de rumbos y buzamientos determinados directamente, junto con otros probables interpolados, los cuales, si bien no siguen fielmente la topografía, dado el pequeño relieve del terreno, deben representar a lo sumo un error despreciable.

Las medidas de rumbos y buzamientos que ofrecen absoluta seguridad van en el mapa con su símbolo ordinario; con símbolo ondulado los valores medios en zonas de rumbos y buzamientos variantes, y con símbolo intermitente si las medidas no son de confianza por estar hechas en asomos mal conformados.

De su examen conjunto, así como del corte anejo, se

ve que esta parte de la Sierra del Guadarrama está suavemente plegada con un buzamiento de 30 a 40° por término medio y con rumbo predominante N.-S.

Su estructura, de la mayor importancia para la discusión de la petrogénesis, es un amplio anticlinal cuya cresta se halla en la región de los gneises con granito intercalado que hay en la mitad occidental del mapa I.

En el flanco oriental de este anticlinal y a unos cuatro kilómetros al este de la cresta aparece un estrecho sinclinal y anticlinal que se debilita hacia el Norte. Más al Este aún, los estratos buzan verdaderamente hacia oriente, excepción hecha de algunas áreas muy limitadas, en las que aparecen pequeños pliegues con suave buzamiento. Por el lado opuesto de la charnela del amplio anticlinal, marchando hacia el Oeste, hay cierto número de pliegues de fuerte inclinación, cuyo buzamiento llega hasta 80°, llegando en el extremo Oeste de la región a un intrincado plegamiento de los gneises. El rumbo ofrece tendencia a dirigirse de SW. a NE.

El área gneísica en su parte oriental, inmediatamente al norte del plutón granítico, muestra una dirección NW.-SE. que vira al N.-S. marchando al Norte, y que todavía más al Norte, tiene tendencia al arrumbamiento SW.-NE. Todo ello da la impresión de que estamos en presencia de un sinclinal muy ancho con el eje de pliegue cayendo muy precipitadamente hacia el este.

Fidelidad del diseño tectónico

No pretende el autor que el diseño sea un modelo acabado de la tectónica de la región. Hasta admite la posibilidad de que se hayan pasado por alto algunos di-

minutos pliegues y de que parezcan imposibles mecánicamente otros, aunque, bien es verdad, que es muy difícil señalar qué es lo posible y qué lo imposible en tectónica, y que es preferible exponer los hechos observados, aunque extrañen, sin ofrecer una adecuada explicación, a omitirlos en absoluto; pero la existencia del amplio anticlinal señalado es indiscutible y se pueden sacar conclusiones sobre la relación entre profundidad y grado de metamorfismo, admitiendo, claro es, que el metamorfismo actuó antes que el plegamiento.

En la parte sur de la zona de los gneises con granito intercalado sólo se pudieron hacer muy pocas determinaciones referentes al verdadero carácter de la roca; tampoco debe ceñirse uno mucho al diseño, porque la exactitud de la estructura es aquí limitada.

Perfiles de los niveles estratigráficos

Como la esquistosidad de las rocas metamórficas coincide en esta región con los planos de los estratos, se pueden determinar los niveles estratigráficos partiendo de las numerosas medidas de rumbos y buzamientos y haciendo las interpolaciones necesarias dentro de una relativa precisión. Así se ha levantado el mapa II (1), que sirve de base para discutir el grado de metamorfismo, utilizando la representación vectorial con los componentes horizontales N y E para hallar los puntos P. Da el autor las normas para evitar posibles confusiones debidas a fracturas irregulares.

(1) En este mapa están refundidos dos, uno petrográfico y otro tectónico, que el autor publica por separado.

Edad del plegamiento

No habiendo fósiles en la región estudiada es difícil determinar la edad. Únicamente la presencia en la zona oriental de pizarras con cuarcitas intercaladas nos permite que se pueda identificar con la edad de las cuarcitas armorianas del ordovícico inferior.

Rápidamente recuérdanse las opiniones de Macpherson (1883 y 1901), Carandell (1914), Fernández Navarro (1945), Hernández Pacheco (1923), Tricalinos (1928), Staub (1926) y Schroeder (1931) sobre la edad del plegamiento.

De Macpherson discute el corte del norte de Buitrago y la discordancia que aparece bajo el siluriano en la parte oriental, la cual, a pesar de las detenidas mediciones tectónicas en las pizarras e intercalaciones de cuarcitas, no se ha podido comprobar. Esto indica que probablemente el plegamiento tuvo lugar después del depósito de pizarras y cuarcitas intercaladas, en época siluriana; Macpherson atribuye al precambriano el plegamiento; los gneises y esquistos infrayacentes al arcaico.

Carandell y Fernández Navarro suponen que la Sierra del Guadarrama ha sido sometida a dos orogenias, porque existen dos generaciones de minerales de metamorfismo en las calizas intercaladas en los esquistos y gneises; una arcaica y otra herciniana. Hernández Pacheco opina que el plegamiento de la Sierra es herciniano; Staub, que es precambriano, porque los gneises y esquistos los considera del arcaico. Finalmente Schroeder, como resultado de estudios en las montañas situadas al Este del Guadarrama, cuyos gneises tienen la misma apariencia que los de esta Sierra, concluye que debieron ser plegados durante la fase astúrica de la orogenia herciniana. Carlé, que ha estudiado

el substrato de las formaciones antiguas de Galicia, llega a la misma conclusión que Hernández Pacheco: el plegamiento hay que localizarlo entre siluriano y cenomanense.

Inotectónicas

Después de las determinaciones hechas sobre rumbos y buzamientos se procedió al estudio de las lineaciones, obteniendo los diagramas de orientación del cuarzo mediante el procedimiento de Nieuwenkamp (1952). Para ello se tomaron muestras de las rocas que presentan orientación y se hicieron muchas medidas de lineaciones (mapa II). Se pueden distinguir en el campo cuatro clases de lineación:

1.^a Rizos. Observados sólo en pizarras y esquistos. Consisten en pequeñas arrugas de 0,5 a 2 mm. de anchura sobre los planos de esquistosidad y son debidas a la orientación de laminillas de mica, que sin estar encorvadas forman pequeñas crestas y senos; se encuentran entre un mosaico de cristales desorientados de cuarzo. Son la mayoría de las alineaciones observadas.

2.^a Ejes de pliegues. Las ondas de estos pliegues alcanzan desde algunos decímetros a varios metros. El número medido es corto; a veces en un asomo sólo se veía un pliegue. Deben ser siempre, los ejes paralelos; pero en realidad divergían en ciertos casos hasta 25°.

3.^a Lineación mineral. Algunas veces el gneis no presenta esquistosidad, sino ordenación linear. Tallando un cubo en estos gneises, las caras normales a la lineación muestran manchas circulares u ovals de cuarzo-feldespatos de algunos milímetros, rodeadas de mica, y en las otras caras, fajas del mismo material. La lineación mineral no se

encuentra nunca en esquistos ni pizarras; es frecuente en las leptinitas. A veces combinada con foliación.

4.^a Estrías. Se observaron accidentalmente. Son surcos rectos en los planos de esquistosidad de pizarras, esquistos o gneises, de pocos milímetros de profundidad.

Para el estudio de la petroestructura y facilitar la descripción de los fenómenos, muchos autores emplean el sistema de tres ejes perpendiculares de referencia: *b*, que es la dirección del eje de los pliegues, que con *a* definen el plano del movimiento, y *c* normal a esta superficie (Sander, 1926). Para Turner (1948), el plano *ac* es el de deformación, y su normal *b* es el eje de rotación interna o externa coincidente con la línea de intersección de las superficies de deslizamiento (2), o sea el eje de cualquier pliegue o flexión que acompañe a la deformación; y para Billings (1942), es la dirección de lineación observada en las muestras recogidas.

Las tres definiciones tienen sus inconvenientes y originan un poco de confusión, especialmente la que define *b* como paralela al eje de pliegue, en aquellas regiones que, como la Sierra del Guadarrama, ofrecen más de una dirección de pliegues.

El autor adopta una nueva definición prescindiendo de los términos *a*, *b* y *c*. Se mantiene la denominación *eje de pliegue* para designar la dirección a que las capas de un pliegue cilíndrico son paralelas; su determinación hay que hacerla en el campo; si el pliegue es pequeño mediante la brújula, y si es grande, midiendo varios rumbos y buzamientos en los dos limbos. Establecidos los ejes de pliegues se puede ver la relación entre éstos y las lineaciones.

(2) Véase el interesante artículo de San Miguel Arribas «La Petrología estructural», loc. cit.

Estilo de la deformación

Carandell (1914) opinaba que durante el arcaico la Sierra de Guadarrama estuvo plegada isoclinalmente, sin afirmar si efectivamente observó tales pliegues. La sucesión de intervalos regulares de anticlinales y sinclinales no se encuentra en esta parte de la Sierra. En la parte oriental de la región, los planos de la esquistosidad son casi invariables en su rumbo Norte y buzamiento de 40° al Este, excepto algún que otro pliegue en cúpula; no se puede encontrar por lo tanto un eje de los pliegues.

Aunque los pliegues no sean estrictamente cilíndricos, se puede lograr algún resultado, anotando los rumbos y buzamientos de áreas limitadas y apropiadas para ello, y llevando los datos a diagramas polares separados. Se observa en los diagramas una *faja* estrecha donde caen los polos de los ejes; la dirección normal a esta *faja* es aproximadamente el eje del plegamiento; se seleccionaron aquellas áreas en las que las fajas son más apretadas. Así se dibujaron cinco áreas que mostraron una disposición zonar, y que se reproducen en las figuras 2 a 6, siendo la más exterior la que corresponde al porcentaje 50 por 100; los resultados se han llevado al mapa II como ejes de pliegue «estadísticos» y con el mismo número romano que tienen en aquellas figuras, contorneando las áreas a que se refieren con una línea de puntos.

Los diagramas de otras partes de la región aun son más imprecisos que el número V (fig. 6), que ya de por sí es poco claro. La estadística muestra que los ejes arrumban N.-S., excepto en el extremo sur que cambian un poco. La idea de que los ejes de pliegues anchos y estrechos corran paralelos salvo algunas excepciones, no se puede confirmar por fal-

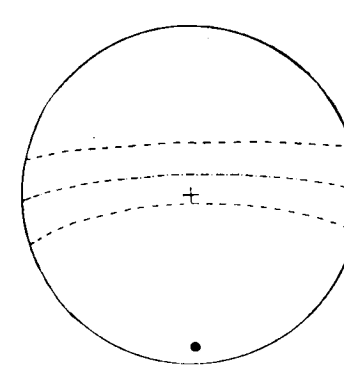


Fig. 1.—Zona de 30°; inclinación 10°.

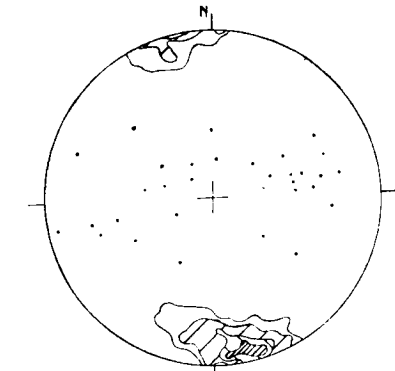


Fig. 2.—Diagrama estadístico del eje de pliegue I. Contornos de 77, 70, 63, 50%.

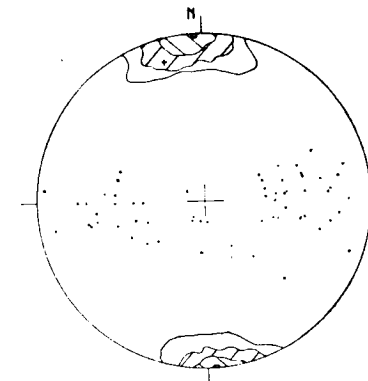


Fig. 3.—Diagrama estadístico del eje de pliegue II. Contornos de 85, 75, 63, 50%.

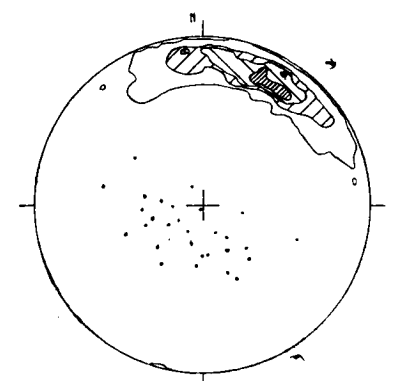


Fig. 4.—Diagrama estadístico del eje de pliegue III. Contornos de 79, 72, 64, 50%.

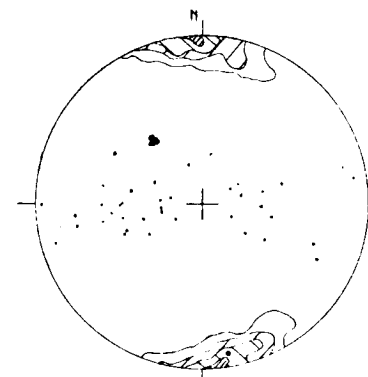


Fig. 5.—Diagrama estadístico del eje de pliegue IV. Contornos de 86, 76, 65, 50%.

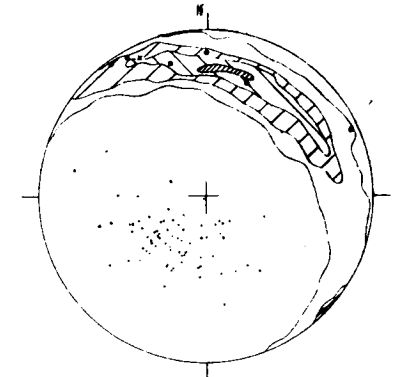


Fig. 6.—Diagrama estadístico del eje de pliegue V. Contornos de 89, 76, 63, 50%.

Hemisferio inferior.

· Plano de esquistosidad. ● Rizos. × Eje de pliegue. + Lineación mineral.

(De R. C. Heim)

tar medidas directas en las proximidades de los ejes reconocidos.

Las intrusiones graníticas son post-tectónicas; no tienen orientación, ni tampoco la tienen los diques que atraviesan, cerca del contacto, los esquistos y gneises plegados. En el contacto, el granito corta bruscamente a las rocas metamórficas plegadas. Es posible que influya la intrusión sobre el primitivo buzamiento de los gneises de tal modo que las pizarras que se inclinaban al E., ahora lo hacen al NE., como también sobre la pronunciada tendencia de las lineaciones cerca del borde norte del plutón a buzarse hacia ese punto.

Se han observado sólo dos casos de fallas indudables. No es de extrañar que en región como ésta, donde las rocas ofrecen gran uniformidad en grandes distancias, sea difícil encontrarlas. Dos zonas miloníticas muy próximas buzaron con ángulo de 55 y 65°, mostrando fenómenos de arrastre que indican fallas normales.

Demay (1934) y otros autores, al tratar de los rasgos generales del plegamiento herciniano en Europa, dan a la Sierra del Guadarrama una dirección WSW. a ENE., lo cual no está de acuerdo con el rumbo que hemos visto en las pizarras de la parte estudiada en esa Sierra, el cual va de NNW. a SSE. La dirección de los ejes de plegamiento no puede apartarse mucho de ese rumbo, salvo cuando dichos ejes son exageradamente pendientes. Bien es verdad que la zona cartografiada resulta demasiado pequeña para sentar conclusiones definitivas sobre el particular, y no está de más apuntar la opinión de Staub (1926) de que la razón de dar rumbo WSW.-ENE. a la parte cristalina de la Sierra del Guadarrama es sencillamente porque en el Mapa Geológico de España la mancha roja que la representa está alargada en esa dirección.

Interpretación de las lineaciones

Sabido es que las lineaciones son generalmente normales o paralelas a los ejes de los pliegues.

La mayor parte de las orientaciones medidas son rizados (ribs) que corren aproximada pero no exactamente paralelas al eje del pliegue.

Los rizados son una deformación del plano de esquistosidad y están relacionados con el plegamiento. La opinión más general es que los rizados se forman en la dirección normal a la del movimiento diferencial que acompaña al plegamiento a lo largo del plano de esquistosidad; pero dada la heterogeneidad de los materiales y la escala del plegamiento, debe variar la dirección del movimiento diferencial en los diferentes puntos del borde de tan amplio pliegue como es el anticlinal de la región que nos ocupa. Ello disminuye la utilidad del empleo de los rizados.

Los pequeños pliegues que se forman en dirección normal al principal no son tan fáciles de observar y, sin embargo, hay frecuentes citas en la bibliografía; en la Sierra del Guadarrama es difícil verlos. Pero el gran número de medidas que se han hecho sobre rumbos y buzamientos dan base suficiente para caracterizar el plegamiento.

Orientación de los granos de cuarzo

Las figuras 7 a 12 son diagramas polares de cuarzo obtenidos mediante la representación en la esfera, de la orientación óptica de los granos de cuarzo, que luego se lleva a un plano de proyección. Cada punto representa la proyección del eje óptico de un grano de cuarzo, es decir, del

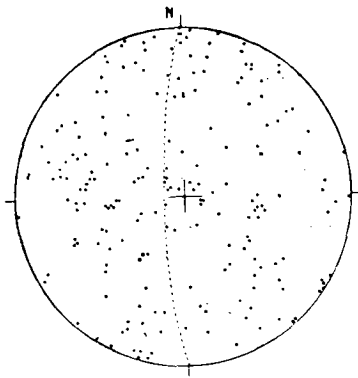


Fig. 7.—Diagrama I.

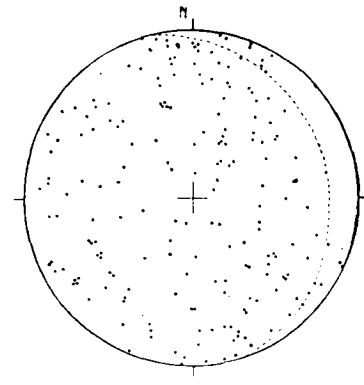


Fig. 8.—Diagrama II.

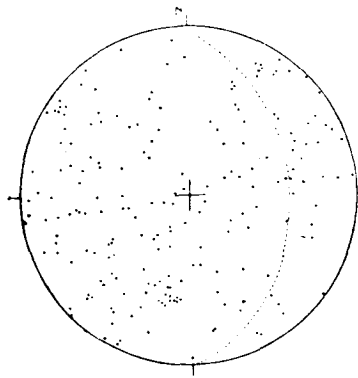


Fig. 9.—Diagrama III.

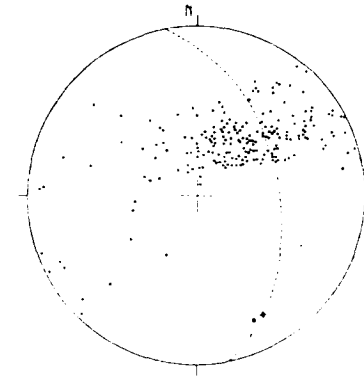


Fig. 10.—Diagrama IV.

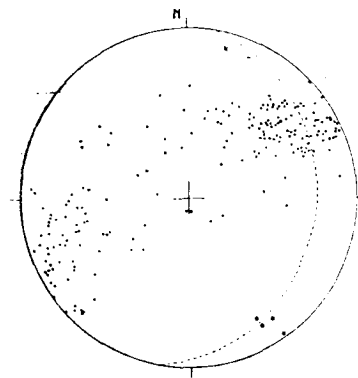


Fig. 11.—Diagrama V.

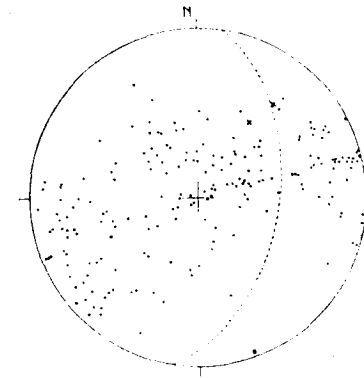


Fig. 12.—Diagrama VI.

• Orientación del cuarzo. 200 ejes c. Hemisferio inferior.

• Rizos × Eje de pliegue. -•- Estriás.

Curva de trazos: Plano de esquistosidad.

(De R. C. Heim)

eje C. Cada diagrama contiene 200 puntos. No es necesario distinguir los diferentes tipos de cristales de cuarzo. Lo importante es ver por la distribución de los puntos dónde hay una pronunciada orientación que nos permita interpretar la petroestructura y deducir las reglas, si existen, de las relaciones geométricas de los acúmulos máximos con los rasgos lineares y de superficie observados en el campo.

Los diagramas de las figuras 7, 8 y 9 pertenecen a cuarcitas del extremo oriental de la zona. En ellas coincide una fisibilidad más o menos clara con el plano de estratificación. En su superficie no se distinguen lineaciones. El número 10 ofrece una aglomeración de ejes C casi coincidente con la superficie de esquistosidad y perpendicular con los rizos y estrías medidas dentro de los 600 metros de distancia del punto en que fué tomada la muestra orientada. El máximo se halla un poco alargado en sentido normal al plano de las capas.

El diagrama 11 muestra una faja perpendicular al plano de la esquistosidad. A su vez los rizos medidos dentro de los 600 metros, como antes, son normales a la citada faja de los ejes del cuarzo; un eje de pliegue está a 40° de la dirección de los rizos y forma ángulo agudo con la faja de los cuarzós. El máximo de concentración dentro de esta faja coincide con el plano de esquistosidad perpendicular a los rizos.

Algo distinta es la orientación que aparece en el diagrama de la figura 12, pues si bien la zona de los ejes C del cuarzo no está tan bien definida como en el anterior, se acerca al ángulo recto con el plano de esquistosidad. Rizos y dos ejes de pliegues se han medido dentro de los 400 metros. Los rizos son casi normales a la faja de cuarzo, y los ejes de pliegue forman ángulo agudo con ésta. Entre sí, rizos y ejes de pliegues se cruzan en ángulo de 65° .

La orientación en los diagramas de cuarzo muestra una clara relación con los rasgos lineares y superficiales. Los tres últimos llevan una faja normal al plano de esquistosidad, la cual contiene la dirección del movimiento diferencial.

Tal modo de orientación encontrada aquí ha sido observada con frecuencia por Sander, Cloos y Hietanen, entre otros; si bien carecemos todavía de una explicación mecánica referente a la cuantía de tal orientación.

Es muy curioso que sólo las cuarcitas den diagramas orientados y que en cambio la orientación esté del todo ausente en los esquistos y gneises fuertemente metamorfizados. Si no fuese por el hecho de que los ejes se dirigen preferentemente según el rumbo en que parece haber tenido lugar el movimiento diferencial durante el plegamiento, estaría uno tentado a suponer la orientación de origen sedimentario. Pero es difícil explicarnos un origen sedimentario cuando las fajas de los diagramas se dirigen perpendicularmente a los planos de los estratos.

Las micas de los esquistos y gneises se hallan bien orientadas; pero encontramos, sobre todo en los gneises, signos numerosos de flujo plástico. Bien pueda ser que para la orientación de los cuarzos se precise un cierto grado de rigidez en el material, que sólo las cuarcitas pueden ofrecer.

PETROGRAFÍA

En el complejo metamórfico se han clasificado las siguientes rocas:

Pizarras.

Filitas.

Cuarcitas.

Micacitas.

Micacitas feldespáticas.

Gneises micáceos.

Gneises glandulares.

Migmatitas.

Leptinitas.

Cornubianitas.

El complejo se halla atravesado por un pequeño número de diques de pegmatitas, pórfidos graníticos y porfiritas. Al sur le bordea un gran macizo de granito. De esta roca hay también algunas manchas que ofrecen grandes feldespatos, situadas al norte del plutón.

A juzgar por su composición actual, todas las rocas metamórficas, excepto las cornubianitas, se depositarían probablemente como sedimentos arcillosos.

Descripción de las rocas (3)

Pizarras.—Se encuentran en la zona oriental de la región estudiada. Son de color gris muy oscuro, a veces pardo rojizo o violáceo, criptocristalinas y exfoliables fácilmente, pudiéndose partir a veces hasta con la mano por lo blandas que son; pero cerca de los bancos de cuarcitas intercalados, son más duras. Frecuentemente se presentan plegadas. La principal componente es la sericita, que al microscopio se ve formada por escamas verde amarillentas; entre ellas hay partículas incoloras de débil birrefringencia (cuarzo) y cristaloblastos pequeños de clorita, con esporádicas escamas de moscovita. En dos asomos del extremo este unos cristaloblastos de almandino con 20 por 100 de espesartina completan el contenido de las pizarras.

(3) Un resumen de la composición mineral y quimismo va expuesto en los cuadros 1, 2 y 3.

Cuarcitas.—Bancos hasta de 20 metros se encuentran intercalados entre las pizarras; su color es blanco o gris claro y se pueden partir según un determinado número de planos. Siempre contienen moscovita y titanita.

Filitas.—Al oeste de las cuarcitas, distinguiéndose de las pizarras por su grano algo más basto y su lustre. Es la moscovita su constante constituyente y a veces algo de biotita también.

Tanto en las pizarras como en las filitas y cuarcitas pueden aparecer granos de epidota, de apatito y de titanita, probablemente detríticos.

Micacitas.—Marchando hacia el Oeste pasamos a estos esquistos. Las laminillas de mica alcanzan hasta 5 milímetros y se dividen fácilmente, si bien los planos de separación no son tan lisos como en las pizarras. Los cristoloblastos observados corresponden a estauroлита, cianita, cordierita y granate, éste más abundante en el contacto con el granito del Sur. A veces se ve al microscopio algo de plagioclasa ácida, y en un solo caso se vió un poco de ortosa. Zircón, apatito y esfena se ven de vez en cuando.

Micacitas feldespáticas.—Con feldespato visible a simple vista como puntos amarillentos aparecen las micacitas más al Oeste de las antes mencionadas, sin que lleguen a parecerse a gneises comunes.

En estas rocas y en las no feldespáticas aparecen a veces bancos de estructura más compacta.

Gneis micáceo (4).—Entre los gneises comunes de grano igual y los gneises glandulares hay todos los tránsitos.

(4) Damos este nombre conforme a la denominación consagrada por los geólogos españoles, siguiendo a Macpherson, para los «Flas. gneis» de los alemanes e ingleses, así como el de *gneis glandular* para los «Augengneis».

En el mapa I la línea de separación es imprecisa, acusándose en el gneis micáceo la proximidad del glandular por aparecer pequeñas glándulas de feldespato con algo de cuarzo, sin estar rodeadas por mica. Se exfolian bien estos gneises, pero los planos de separación son ondulados. En diversas muestras se ve al microscopio la característica estructura reticular que delata la presencia de la microlina; pero otras veces sólo se reconoce ésta empleando la platina teodolítica. Siempre aparece moscovita; muchas veces sillimanita y accesoriamente turmalina, sericita (en el feldespato), apatito, esfena y zircón. Están situados al oeste de las micacitas, entre éstas y los gneises glandulares, que son más occidentales todavía.

Gneis glandular.—Las glándulas de ortosa alcanzan algunos centímetros de tamaño a veces. No es tan fácil su escisión. Los lechos de biotita son más pequeños y fuertemente curvados. También son constantes la moscovita y la sillimanita como en el gneis común; la microlina frecuente, y más escasos: turmalina, apatito, esfena y zircón. El gneis glandular es abundante en los niveles tectónicos más profundos, con excepción de una mancha existente en el este de la región. A veces está plegado complicadamente como las pizarras mencionadas en el extremo oriental.

Migmatita.—Tan variada es la significación que dan los diversos autores al significado de «migmatita» que se produce confusión al adaptarla cada cual a su concepto de la petrogénesis; hasta algunos geólogos franceses llegan a considerar como tales rocas a algunas que no proceden del origen mixto a que alude la palabra introducida por Sederholm en 1907.

En el presente trabajo, y siguiendo a Scheumann (1936), se restringe el empleo de la palabra migmatita para apli-

carlo sólo a rocas que realmente parecen una mezcla basta de componentes sólidos y líquidos. Ello no implica que forzosamente haya sido así en el origen; solamente que lo parezca. «Migmatita» es un término típico de campo; y nadie en presencia de una muestra aislada debe asignarle ese nombre sin haber visto el afloramiento.

En la Sierra del Guadarrama hay variedades migmatíticas tanto del gneis micáceo como del glandular. En estos casos los gneises están recorridos por venas de color más claro y variable anchura más o menos paralelas a la esquistosidad. Si las venas llevan mica, ésta ofrece la misma orientación que en el gneis; pero si, como con frecuencia ocurre, sólo constan de cuarzo y feldespato, se hace muy difícil determinar la orientación mineral. Hay venas con grano más grueso que en los gneises, otras ofrecen el mismo aspecto que las leptinitas que serán descritas a continuación. Es frecuente la presencia de turmalina en cantidades apreciables; el feldespato es principalmente microclina peritítica.

Leptinita.—Roca de grano fino, con un poco de mica que es en su mayor parte moscovita. Se escinde muy bien y los planos de separación van cubiertos de película de mica. Al microscopio la estructura es poikilítica. Microclina abundante y frecuentemente peritítica. La plagioclasa muy a menudo contiene mirmekita. De vez en cuando aparecen fajas de biotita sobre los planos de la esquistosidad.

Granito.—En la región estudiada, el granito se presenta formando un amplio plutón al sur del complejo metamórfico (San Miguel de la Cámara, 1936), perfectamente delimitado en sus contornos con éste. Aparte hay otras manchas graníticas dentro del gneis con un diámetro que puede alcanzar hasta varios metros.

En el plutón la composición es bastante homogénea: ortoclasa, muchas veces peritítica y la plagioclasa zonar; en varios puntos del contacto, en fenocristales, se ven los granos de ortosa. Ni el cuarzo ni la mica aparecen orientados en lámina delgada; y tampoco se descubre orientación alguna en el campo.

Las manchas graníticas en el gneis se encuentran limitadas a una zona dirigida casi N.-S. señalada en el mapa I. Los bordes de cualquiera de estas manchas son bien claros y no porque se distingan diferencias de color con el gneis, sino por la ausencia completa de esquistosidad u orientación mineral en el granito y por el tamaño menor del grano en esta roca. En las manchas de mayor tamaño se ven accidentalmente inclusiones de gneis, a veces redondeadas.

El examen microscópico confirma la impresión que se saca sobre el terreno de que es similar la composición mineral en el gneis y en las manchas graníticas incluidas. Las pequeñas diferencias entre gneis y granito son del orden de las variaciones dentro del mismo granito o del mismo gneis. Tan sólo se marca la tendencia en el granito a contener algo más de feldespato potásico y menos de biotita. A su vez, entre el granito del plutón y de las manchas aisladas dentro del gneis, no hay diferencia excepto, por lo que a la turmalina se refiere, mucho más abundante en aquéllas, y en el plutón, en cambio, en escasa cantidad.

Por su composición y por la ausencia de orientación, las manchas graníticas difieren de las migmatíticas antes mencionadas. Y también porque al ser de contorno más o menos redondeado cortan transversalmente los estratos del gneis, mientras que las venas migmatíticas son concordantes con la esquistosidad. Lo mismo que el granito del plu-

tón cerca ya del gneis, las manchas graníticas en esta roca ofrecen en algunos puntos fenocristales de ortosa muy grandes (de más de 30 cm.)

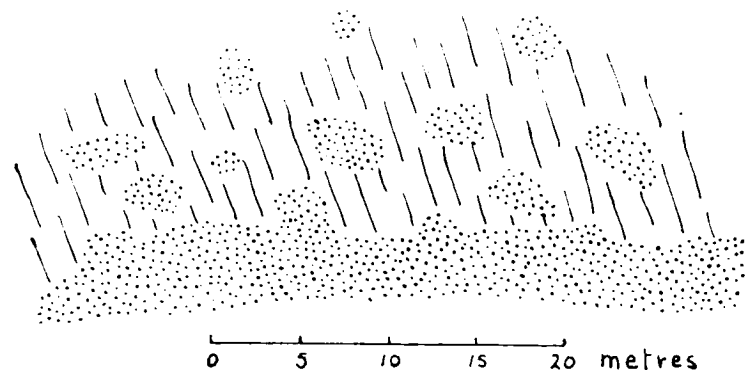


Fig. 13.—Esquema del contacto entre el granito y el gneis con manchas graníticas.

(De R. C. Heim)

Cornubianitas.— Son descritas más adelante, pero adelantamos aquí para servir de base a la discusión sobre el grado de metamorfismo que, en los dos afloramientos más importantes que existen en el NE., se ven las paragénesis siguientes:

Primer afloramiento (el más oriental): cuarzo, plagioclasa (85 por 100 anortita), hornblenda, diópsido, titanita.

Cuarzo, calcita, tremolita-actinota, diópsido, epidota, clinozoisita, granate, clorita.

Cuarzo, plagioclasa (65 por 100 anortita), hornblenda, granate, titanita.

Segundo afloramiento (al Oeste): Cuarzo, plagioclasa (80 por 100 anortita), diópsido, wollastonita, granate, titanita.

Calcita, diópsido, wollastonita, idocrasa, epidota, granate.

CUADRO I

Resumen de la composición mineral calculada de 33 muestras

| | | Cuarzo | Micro-clina | Ortosa Sericita | Plagioclasa | Sericita | Mosco-vita | Biotita | Clorita | Turma-lina | Granate | Cianita | Estauro-lita | Silima-nita | Andalu-cita | Cordie-rita | Clinozoi-sita | Hipers-tena |
|-------------------------------------|----|--------|-------------|-----------------|-------------|----------|------------|---------|---------|------------|---------|---------|--------------|-------------|-------------|-------------|---------------|-------------|
| Pizarra..... | 1 | 3 | | | | 3 | . | . | . | . | 4 | | | | | | | |
| | 2 | 3 | | | | 7 | . | . | . | . | | | | | | | | |
| | 3 | 2 | | | | 7 | | | 1 | | | | | | | | | |
| | 4 | 6 | | | | 4 | | | . | | | | | | | | | |
| Filita..... | 5 | 7 | | | | 3 | | | . | | | | | | | | | |
| | 6 | 4 | | | 2 | | | 4 | | | | | | | | | | |
| Cuarcita..... | 7 | 3 | | 1 | 2/15 % an | | . | 4 | | | | | | | | | | |
| | 8 | 9 | | | | | 1 | | | | | | | | | | | |
| Micacita..... | 9 | 3 | | | 1/5 % an | 2 | 1 | 1 | . | | | 1 | | | | | | |
| | 10 | 5 | | | | | 2 | 3 | | | | | | | | | | |
| Bancos en la micacita..... | 11 | 4 | | | | | 4 | 2 | | | | | | | | | | |
| | 12 | 4 | | 1 | 2/15 % an | | . | . | 3(1) | | | | | | | | | |
| Micacita feldespática..... | 13 | 5 | | | 1/10 % an | | 2 | 2 | | | | | | | | | | |
| | 14 | 5 | | | 2/15 % an | | 1 | 2 | | | | | | | | | | |
| Banco en la micacita feldespática.. | 15 | 3 | | 5 | 0/35 % an | | | 2 | | | | | | | | | | |
| | 16 | 2 | | | 3/15 % an | | 2 | | 2(1) | | | | | 1 | | | | |
| Gneis micáceo..... | 17 | 4 | | | 3 an | | 1 | 1 | 1 | | | | | | | | | |
| | 18 | 3 | | | 2/15 % an | | 1 | 2 | | | 2 | | | | | 1 | | |
| Gneis glandular..... | 19 | 2 | 1 | 1 | 1/15 % an | | 1 | 3 | | | | | | | | 1 | | |
| | 20 | 3 | 1 | 2 | 0/5 % an | | 1 | . | 2(1) | | | | | | | | (2) | |
| Migmatita..... | 21 | 3 | . | 2 | 2/15 % an | | 1 | 1 | | | | | | | | | | |
| | 22 | 3 | | 2 | 2/15 % an | | . | 3 | | | | | | | | | | |
| Leptinita..... | 23 | 4 | | 1 | 2/12 % an | | 1 | 1 | 1(8) | | | | | | | | | |
| | 24 | 3 | 2 | 1 | 0/10 % an | | 1 | 2 | | | | | | | | | | |
| Granito (plutón)..... | 25 | 4 | 1 | . | 2/5 % an | | 1 | . | 2(8) | | | | | | | | | |
| | 26 | 4 | 4 | | 1/15 % an | | 1 | 1 | | | | | | | | | | |
| Granito (manchas)..... | 27 | 3 | 1 | 2 | 2/15 % an | | 1 | 1 | | | | | | | | | | |
| | 28 | 4 | 1 | 2 | 1/5 % an | | 2 | . | | | | | | | | | | |
| Granito de grandes ortosas..... | 29 | 4 | 2 | 1 | 1/15 % an | | 1 | 1 | | | | | | | | | | |
| | 30 | 3 | | 3 | 3/5-25 % an | | | 1 | | | | | | | | | | |
| Granito de grandes ortosas..... | 31 | 4 | 2 | 1 | 2/10 % an | | 1 | . | | | | | | | | | | |
| | 32 | 4 | 3 | 2 | 1/5 % an | | | . | | | | | | | | | | |
| | 33 | 4 | | 2 | 2/5 % an | | 2 | . | | | | | | | | | | |

(1) Anchas hojuelas, procedentes de biotita con toda probabilidad.

(2) Granos pequeños, probablemente producto de retrogradación de la plagioclasa.

(3) Unida en asociación a la biotita.

Los números de cada casilla indican porcentajes, y el punto, una proporción no fijada pero inferior al 5 %.

Calcita, plagioclasa (70 por 100 anortita), wollastonita, granate, titanita.

Diques.—Un corto número de diques de pórfido granítico y pórfido tonalítico se han localizado; los últimos, en el extremo Este, cortando a las pizarras; los primeros por doquier, en el mismo plutón o cerca de él.

El pórfido tonalítico es una roca densa, gris verdosa, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa (45 por 100 anortita), biotita y augita sobre una base muy fina. No es raro ver algo de calcita y zoisita.

El pórfido granítico es de color claro, con fenocristales de cuarzo y de ortosa, plagioclasa ácida y biotita con mucha clorita en una base de cuarzo, feldespato y filosilicatos de colores débiles.

Diques derechos o irregulares de pegmatitas con cristales de moscovita son numerosos en toda la región de Buitrago. Se hallan abundantes cerca de las cornubianitas.

En el cuadro I se resume la composición mineral de las rocas enumeradas.

Análisis químico.—De cada uno de los cinco componentes de las series metamórficas, es decir, pizarras, micacitas, micacitas feldespáticas, gneis micáceos y gneis glandulares se hizo el análisis de una muestra representativa de acuerdo con el método de Grout (1932), que prefiere esta elección a la mezcla de fragmentos de diferentes afloramientos.

El orden enumerado es el de profundidad creciente. Si se pudiese probar, lo cual es difícil, que la composición primitiva era la misma todo a lo largo de las cinco series sedimentarias, entonces cualquier cambio en la composición química debida al metamorfismo debiera aparecer en todos los análisis.

CUADRO II
Análisis químico

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------------|-------|------|-------|------|------|
| SiO ₂ | 55,3 | 59,8 | 64,4 | 64,7 | 68,4 |
| TiO ₂ | 1,0 | 1,1 | 0,8 | 0,9 | 0,6 |
| Al ₂ O ₃ | 23,0 | 20,6 | 20,3 | 17,4 | 16,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,0 | 0,9 | 0,7 | 1,9 | 1,0 |
| FeO..... | 4,4 | 4,6 | 4,1 | 3,6 | 2,2 |
| MnO..... | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,0 |
| MgO..... | 2,5 | 2,3 | 2,1 | 1,7 | 1,4 |
| CaO..... | 0,5 | 1,0 | 1,0 | 1,2 | 1,1 |
| Na ₂ O..... | 1,3 | 3,3 | 2,9 | 3,8 | 4,1 |
| K ₂ O..... | 3,2 | 3,7 | 2,8 | 2,0 | 3,4 |
| P ₂ O ₅ | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| H ₂ O +..... | 4,5 | 2,0 | 2,1 | 1,5 | 0,9 |
| H ₂ O -..... | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| | 100,1 | 99,5 | 101,5 | 99,9 | 99,4 |

| | |
|------------------------------|----------------------------|
| 1 Pizarra..... | Analista: Señorita Hageman |
| 2 Micacita..... | Analista: Heim |
| 3 Micacita feldespática..... | Analista: Heim |
| 4 Gneis micáceo..... | Analista: Heim |
| 5 Gneis glandular..... | Analista: Heim |

CUADRO III
Valores de Niggli

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Si..... | 201 | 215 | 260 | 280 | 320 |
| Al..... | 49 | 44 | 49 | 44 | 45 |
| Fr..... | 37 | 31 | 28 | 26 | 20 |
| C..... | 2 | 4 | 4 | 6 | 5 |
| Alk..... | 12 | 21 | 10 | 24 | 30 |
| K..... | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,3 |
| Mg..... | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,5 |
| al-(alk + c)..... | 35 | 19 | 20 | 14 | 10 |

| | |
|------------------------------|----------------------------|
| 1 Pizarra..... | Analista: Señorita Hageman |
| 2 Micacita..... | Analista: Heim |
| 3 Micacita feldespática..... | Analista: Heim |
| 4 Gneis micáceo..... | Analista: Heim |
| 5 Gneis glandular..... | Analista: Heim |

Por esta razón, si se ve que ciertos componentes muestran un aumento o disminución con la profundidad, hay que interpretarlo como indicio de que el metamorfismo fué acompañado de metasomatismo. En los cuadros adjuntos II y III se expresan los análisis y los números de Niggli. En el cuadro IV, de Barth (1948), la célula unidad se refiere a un volumen de la roca que contenga 160 átomos de oxígeno. Este elemento integra la mayor parte del total. En la hipótesis de que el metasomatismo obre sin producir cambio de volumen, los cambios de la composición química irán dados al mismo tiempo por la diferencia en cation contenido en la célula unidad. El cuadro IV ofrece bien claro la participación del metasomatismo en calidad y cantidad.

CUADRO IV
Composición de las células tipo (Barth, 1948)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | | | |
|---------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|
| Si..... | 49,0 | + 5,1 | 54,1 | + 1,5 | 55,0 | + 1,5 | 57,1 | + 3,4 | 60,5 |
| Ti..... | 0,8 | | 0,8 | - 0,3 | 0,5 | + 0,1 | 0,6 | - 0,2 | 0,4 |
| Al..... | 23,0 | - 1,5 | 21,5 | - 0,7 | 20,8 | - 2,5 | 18,3 | - 1,8 | 16,5 |
| Fe..... | 2,8 | - 2,2 | 0,6 | - 0,3 | 0,3 | + 1,0 | 1,3 | - 0,6 | 0,7 |
| Fe..... | 3,1 | + 0,3 | 3,4 | - 0,3 | 3,1 | - 0,5 | 2,6 | - 0,6 | 1,0 |
| Mg..... | 3,1 | + 0,1 | 3,2 | - 0,5 | 2,7 | - 0,5 | 2,2 | - 0,4 | 1,8 |
| Ca..... | 0,5 | + 0,4 | 0,9 | | 0,9 | + 0,2 | 1,1 | - 0,1 | 1,0 |
| Na..... | 2,0 | + 2,4 | 4,4 | + 0,2 | 4,6 | + 2,0 | 6,6 | + 0,4 | 7,0 |
| K..... | 3,8 | + 0,4 | 4,2 | - 1,0 | 3,2 | + 0,2 | 3,4 | + 0,4 | 3,8 |
| H..... | 20,0 | - 4,4 | 11,6 | + 0,4 | 12,0 | - 3,4 | 8,6 | - 3,4 | 5,2 |
| P..... | 0,2 | - 0,1 | 0,1 | | 0,1 | | 0,1 | | 0,1 |

| | |
|------------------------------|----------------------------|
| 1 Pizarra..... | Analista: Señorita Hageman |
| 2 Micacita..... | Analista: Heim |
| 3 Micacita feldespática..... | Analista: Heim |
| 4 Gneis micáceo..... | Analista: Heim |
| 5 Gneis glandular..... | Analista: Heim |

GRADO DE METAMORFISMO

Zonas metamórficas.—La región que nos ocupa constituye una serie metamórfica con suaves plegamientos de enorme amplitud; ni pliegues tumbados ni intrusiones importantes se encontrarán por ninguna parte. Una vez conocido por medidas directas gran número de direcciones y de buzamientos, se pueden trazar con bastante precisión los contornos del fondo estratigráfico, base necesaria para establecer las correlaciones entre profundidad y grado de metamorfismo. Repetimos lo que ya quedó dicho anteriormente: que salvo alguna leptinitas, todas las rocas estudiadas tienen origen sedimentario. Si existe alguna divergencia local en el gradiente geotérmico regional, no quiere decir que se invaliden las conclusiones.

El inconveniente más grave para concretarlas radica en que el contenido mineralógico y el análisis petroquímico no permiten establecer claramente las facies metamórficas. La paragénesis, tan común, de sólo cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida y las dos micas, no dice mucho del grado metamórfico. Un poco más de calcio habría sido muy útil.

Zonas metamórficas.—Ya Barrow, en 1893, estableció para Escocia relaciones de minerales indicadores de zonas de progresivo metamorfismo. Las listas-índices se han rectificado después. Harker (1932) da un buen resumen.

En los sedimentos arcillosos son seis las zonas clasificadas:

- | | |
|---|----------------------|
| (0) Zona de la mica clástica | } Zona de la clorita |
| (1) Zona de la mica clástica digerida ... | |
| (2) Zona de la biotita. | |

- (3) Zona del granate.
- (4) Zona de la estaurolita.
- (5) Zona de la cianita.
- (6) Zona de la sillimanita.

En la parte estudiada de la Sierra del Guadarrama no hay rocas de la zona (0). Quizá esté representada esa zona mucho más al este de la región, pero lo probable es que la mica clástica nunca haya entrado en las arcillas primitivas.

El isógrado entre (1) y (2) se puede reconocer hacia los 200 metros. El constituyente más importante es la sericita por encima de este isógrado estratigráfico y, por debajo, la biotita pardo-rojiza, primero en escamas, luego más al oeste, en laminillas más anchas. De los restantes minerales acompañantes de la zona biotítica (moscovita, clorita y albita), se encuentran con frecuencia los dos primeros.

La zona del granate no se ha podido establecer, pues los pocos granates encontrados en raras localidades están muy esparcidos y no permite su falta de constancia el señalamiento de un isógrado granatífero. Los porfiroblastos del extremo oriental ya citados como compuestos de moléculas de espesartina están en zona clorítica.

Algo semejante hay que decir de la zona (4). Las pocas muestras de roca con estaurolita que han podido hallarse se recogieron entre los 2.000-3.000 metros, por debajo del isógrado de la biotita, y su pequeño número no justifica el señalamiento de un isógrado de estaurolita.

No se ha podido probar tampoco la presencia de la zona de la cianita (5), a pesar de haber sido encontrada en un punto a —2.000 metros, encima del isógrado de la biotita, en otro a —3.000 metros por debajo de éste, y finalmente

un tercero a —7.000 metros en el gneis micáceo, en lo más profundo de toda la región.

Es la sillimanita (6) el mineral más abundante entre los metamórficos. Su isógrado está claramente determinado excepto en la parte norte del área, donde no hay rocas que la contengan. Su isógrado se encuentra entre los —3.500 y los —5.000 metros.

En la Sierra del Guadarrama, la zona estudiada contiene rocas ricas en calcio y magnesio a profundidad de —3.500 y —5.500 metros (véase mapa II). Su presencia a los —3.500 metros está debajo del isógrado de la biotita y no lejos del de la sillimanita. La más profunda de 5.500 metros está formada por yacimientos de cornubianitas. En la primera vemos zoisita, tremolita-actinota, plagioclasa cálcica; pero no aparecen ni la idocrasa ni la wollastonita; cuarzo y calcita están los dos en contacto. El segundo yacimiento, el más profundo, lleva diópsido, wollastonita e idocrasa; no hay zoisita, y el cuarzo no acompaña a la calcita; todo lo cual le da el carácter de un mayor grado de metamorfismo que el experimentado en la primera.

Como es frecuente que las rocas calcáreas sean más sensibles a los grados de metamorfismo (Kennedy, 1949), es lástima que la clasificación de los geólogos británicos no alcance más que a los sedimentos arcillosos, y que otras clasificaciones sobre los sedimentos ricos en magnesio no sean muy claras.

Harker estima que la zoisita con la tremolita-actinota debe aparecer en el mismo nivel de los esquistos que la biotita, y en la zona del almandino se formarán grosularia, diópsido, idocrasa y wollastonita. Al aumentar el metamorfismo, la zoisita deja paso a la plagioclasa cálcica y desaparece la wollastonita.

Clasificación de las facies.—Eskola, Barth y Corréns (1946) señalan facies para las rocas metamórficas, de las ocho facies de Eskola tres se reconocen en la Sierra: la facies de los esquistos verdes, la de las anfibolitas y la de las corneanas, que se suceden por este orden, yendo de Este a Oeste, lo que está de acuerdo con el incremento de profundidad estratigráfica en el mismo sentido (véase mapa II) y con la temperatura creciente según Eskola.

La facies de los esquistos verdes de Eskola es análoga a la zona clorítica de la clasificación británica. Coincide aquí su horizonte con el isógrado de la biotita (mapa II).

Eskola reconoce una *subfacies epidoto-anfibolifera* y otra *anfibolifera*; la característica asociación de hornblenda, epidota y albita para la primera, no se ha encontrado en la Sierra. Pero sí aparece la segunda de tremolita asociada con plagioclasa básica, la cual es inestable en la zona epidoto-anfibolifera. La tremolita se halla, además, en la parte más alta de las cornubianitas a —3.500 metros; es decir, que se extiende a las dos facies.

La asociación mineral es la misma en las cornubianitas que la que aparece en los «skarn» de la región de Orijärvi, caracterizando la facies anfibolita: tremolita, hornblenda, diópsido y granate. La wollastonita aparece a —5.500 metros con cuarzo o calcita e idocrasa (asomo oeste en la Sierra), y el diópsido, estable a menor temperatura, en las dos manchas: oriental, que es la menos profunda y occidental. Para precisar más y justificar el trazado sobre el mapa de las líneas de contacto se ha tenido en cuenta que si bien no existe un límite claro que separe dos facies sucesivas, puede ser un hecho que marque el comienzo de una nueva, la aparición de ciertas reacciones que se producen entre los minerales a temperatura determinada cuando ésta crece;

las reacciones se van sumando, hasta que, por último, se forma una paragénesis que pueda clasificarse de característica para la facies siguiente.

En región esquistosa como es ésta, parece muy acertado señalar la primera aparición del feldespato potásico como el techo de la facies anfibolítica, puesto que la composición química de los sedimentos arcillosos permiten generalmente la formación de dicho feldespato.

En cambio, si tales rocas llevan impurezas calcáreas parece más razonable considerar al isógrado de la anortita como el límite superior de la facies anfibólica. Bien entendido que este isógrado representa sin duda una temperatura diferente de la del isógrado del feldespato potásico en toda región esquistosa.

En el W. de la parte más profunda del área cartografiada (véase mapa II), el feldespato potásico se asocia a la biotita, cordierita y silimanita. La combinación feldespato potásico-cordierita no es frecuente. La normal es la siguiente:

a) En un esquisto rico en K_2O se forma primero la biotita hasta agotar el $(Mg, Fe)O$ que exista; el exceso de K_2O pasa al feldespato potásico. Cualquier resto de Al_2O_3 se encontrará constituyendo un alumosilicato tal como en la silimanita.

b) Si los esquistos poseen poco K_2O , se empleará todo en la formación de la biotita; el remanente de $(Mg, Fe)O$ se va a la cordierita; de la cantidad relativa de Al_2O_3 y MgO depende el que se forme silimanita o antofilita como tercer mineral. Parece inverosímil que la cordierita vaya junto al feldespato potásico. Y, sin embargo, algunas veces se ha encontrado así. Eskola (1946) ha pretendido aclararlo por medio de una ecuación química en la que la bio-

tita, moscovita y cuarzo dan feldespato potásico, cordierita y agua solamente a temperatura algo elevada.

No está claro qué clase de pruebas conducen a esa conclusión. Sin embargo, está conforme con la observación en la zona estudiada, donde la asociación del feldespato potásico y de la cordierita se ve en la parte más profunda de la facies de la anfibolita, entre los —5.000 y los —7.000 metros.

En las cornubianitas inferiores hallamos la asociación wollastonita, plagioclasa cálcica, granate; según Eskola (1946), no debieran estar en presencia los dos primeros sin formar grosularia. Yoder (1950) no excluye la posibilidad de equilibrio en la asociación wollastonita-anortita.

A —8.000 metros, la mayor profundidad de la región, una muestra del gneis glandular lleva los minerales ortosa, plagioclasa, biotita e hiperstena. Están ausentes la cordierita y el diópsido. Corneanas de análoga composición encontró Tilley (1924) en Escocia.

En resumen, en la región de Buitrago se han determinado las cuatro facies:

- 1.^a Esquistos verdes a niveles superiores a —2.000 metros.
- 2.^a Epidotanfíbolítica entre —2.000 y —3.500 metros.
- 3.^a Anfibolítica entre —3.500 —7.500 metros.
- 4.^a Cornubianita a más de 7.500 metros.

Los límites más precisos obtenidos por medidas tectónicas son los que separan la base de los esquistos verdes y la parte superior de la facies anfibolítica; se puede concluir por todos los datos recogidos que el metamorfismo precedió al plegamiento.

Es de advertir que las cifras que se dan para las profundidades son solamente relativas; se refieren al nivel cero

en el extremo este de la región, el cual, durante el metamorfismo, se hallaba profundamente situado bajo la superficie.

Temperatura y profundidad del metamorfismo.—Son raros los valores absolutos sobre las temperaturas y presiones del metamorfismo; acaso sea Bowen (1940) el único autor que publicó curvas P-T para una serie de reacciones minerales referentes a la decarbonatación progresiva de la dolomía silícica. Aunque no aparece claro en qué se basan esas curvas, lo que sí se confirma es la sucesión de las reacciones por estar de acuerdo con lo que se observa en los yacimientos. Las observaciones geológicas y el camino experimental son los que pueden contribuir a la resolución del problema.

Según Rittman, el gradiente geotérmico en las regiones subpacíficas viene a ser de 1° por 24 metros. Para la Sierra de Guadarrama es de suponer que sea menor.

CUADRO V
Temperaturas calculadas para el metamorfismo

| EN LA REGIÓN DE BUITRAGO, POR R. CLEMENS HEIM | | | EN OTROS LUGARES POR DISTINTOS AUTORES | |
|---|--------------------------------|------------------------------------|--|--|
| | Profundidad relativa en metros | Profundidad absoluta en Kilómetros | Temperatura | |
| I Cornubianitas de la parte occidental..... | — 5.500 | 15 | 620° | < 850° (Bowen) < 725°; > 560° (Yoder) |
| II Cornubianitas de la parte oriental..... | — 3.500 | 13 | 540° | < 580° (Bowen) < 560°; > 300° (Yoder) |
| III Facies de las corneanas..... | — 8.000 | 17,5 | 725° | < 750°; > 700° (Turner) |

Durante el metamorfismo el aumento de temperatura fué del orden de 1° por 24 metros (como en las regiones subpacíficas). El isógrado de la sillimanita (560°) se encuentra a —4.000 metros; la profundidad absoluta de ese isógrado, a 13,5 kilómetros; el punto más alto de la región se localiza en —9,5 kilómetros, y el más bajo, alrededor de —18 kilómetros. En el cuadro V se indican las temperaturas del metamorfismo evaluadas para la región de Buitrago y se comparan con las publicadas por otros autores, y en el cuadro VI se resumen las condiciones de P. T. para el metamorfismo en la región de Buitrago.

CUADRO VI

Condiciones de temperatura y presión del metamorfismo en la región de Buitrago. (R. Clemens Heim)

| | Km. | Grados Celsius | Atmósferas |
|--|------|----------------|------------|
| Parte más elevada, facies de los esquistos verdes..... | 9,5 | 400 | 2.600 |
| Isógrado de la biotita, techo de la facies epidoto-anfibolítica..... | 11,5 | 480 | 3.165 |
| Isógrafo del feldespato potásico, techo de la facies anfibolítica..... | 13 | 540 | 3.575 |
| Isógrafo de la sillimanita..... | 13,5 | 560 | 3.715 |
| Cordierita compatible con feldespato potásico..... | 14,5 | 600 | 3.985 |
| Techo de la facies corneánica..... | 17,5 | 725 | 4.815 |

La extensión que a estos valores pueda darse en la representación del metamorfismo regional, es difícil de fijar, a no ser que se hagan varias investigaciones en regiones diversas y, a ser posible, sobre casos tectónicos sencillos. Sólo así será posible formarse una idea acerca de la variabilidad de las condiciones de temperatura señaladas en el cuadro.

PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS FELDESPÁTICAS

A modo de introducción el autor pasa una rápida ojeada sobre las opiniones acerca del origen del gneis y del granito, apuntando al trabajo de Niggli (1942), quien habiendo comprobado que muchos esquistos tienen el mismo quimismo de los gneises, llega a la conclusión de que la «feldespatización» no implica necesariamente un cambio en la composición química de la roca. Esto desvirtúa en parte la hipótesis generalmente admitida de que se diferencian las pizarras y esquistos por derivar de sedimentos sin adición de nuevos componentes químicos, mientras que los gneises han recibido el aporte de los álcalis y el silicio durante el metamorfismo. Por otra parte, Barth (1936) considera a los gneises glandulares de Duches County (N. Y.) como derivados de esquistos sin aporte, y Roques (1941) establece la distinción entre «migmatitas» rocas con aportación de compuestos químicos y «ectinitas» gneises con la composición originaria, situadas lejos del manantial de aporte, y que en su fino grano sólo hay una pequeña proporción feldespática.

Las micacitas de la Sierra del Guadarrama parecen comparables más a los mencionados gneises glandulares de Barth y actinitas de Roques que a los gneises de toda clase muy feldespáticos.

Si se trata de aplicar el argumento químico para demostrar el papel de las emanaciones graníticas en el aporte que produce diferencias en la composición química, tropezaremos con grandes dificultades: el análisis químico no puede revelar nada acerca de la composición de la roca madre. Y, de suponer que ésta tenía otra composición diferente,

habrá que partir para ello de sólidos fundamentos geológicos.

No existe un argumento químico; sólo hay un argumento geológico. ¿Cuántos sedimentos hay con la misma composición de un gneis y cuántas areniscas feldespáticas que se pueden considerar como arcosas! ¿Por qué han resistido a la acción de las emanaciones los «septa» de esquistos intercalados en el gneis de algunas regiones, «septa» que Roques (1941) considera como sedimentos originales?, y ¿por qué sólo una parte de la roca ha sido alterada en las intercalaciones gneísticas de los esquistos que Goldschmidt (1920) analizó? La cosa es difícil de aclarar.

Los mismos gabarros oblongos de extremos rasgados en que se distinguen capas estratificadas y que pueden considerarse como arrastres de niveles inferiores al surgir el granito, quedando incluidos en éste, no deben ser equiparados, a pesar de su mayor contenido en feldespato, con las rocas de la comarca que están en contacto con el granito, donde puede haber una verdadera feldespatización. Y no digamos nada de los otros gabarros, los redondos, de colores oscuros, que se sospecha son una segregación magmática.

Hacen falta, según Clemens, multiplicar las observaciones y medidas en el campo para seguir el único camino posible en la demostración de que existe una verdadera feldespatización: la cartografía detallada. Se verá que Holmquist (1921) tiene razón al opinar que la feldespatización en los contactos graníticos es un fenómeno raro. Y si en el contacto entre granito y esquistos hallamos un complejo de gneis, debemos pensar, mientras no se demuestre lo contrario, que en su origen fueron sedimentos cuya parte más profunda, el granito, perdió la hojiosidad por recristaliza-

ción. No es necesario hacer comparaciones con contacto de granito intrusivo.

Llega el autor a la conclusión de que la feldespatización por aporte procedente de un magma granítico es sólo una hipótesis y que debe dejarse vía expedita para juzgar otras posibilidades, mirando a la del aporte con la misma reverencia que a la del misterioso «*icor*».

Origen sedimentario del gneis.—De la serie metamórfica de Macpherson (1883) faltan en la región de Buitrago los granitos gneísicos. Los gneises son considerados como de origen sedimentario por la presencia de intercalaciones calizas.

La intercalación mencionada al principio (mapa I) está en la parte oriental del gneis micáceo. La transición de éste al glandular es gradual, sin discordancia en la pizarrosidad; todo lo cual parece indicar un origen sedimentario para todo el complejo gneísico, es decir, que se trataría de paragneis en el sentido de Rosenbusch (1932); pero no hay que olvidar que en gneises de tan señalada orientación mineral como los dos tipos de gneis glandular y micáceo de Macpherson, está por probar definitivamente que procedan de rocas no orientadas. Los dos criterios que con frecuencia se aplican para discernir entre ortogneis y paragneis son: el reconocimiento en las ortorocas de efectos de contacto y presencia de diques gneísicos cortando a los esquistos. En la región de la Sierra del Guadarrama que se estudia en este trabajo, sólo las leptinitas exhiben tal carácter. De Waard (1950), durante una rápida excursión a unos 5 kilómetros al oeste de la región aquí cartografiada, observó un dique atravesado en las micacitas, lo que le hizo atribuir como de origen orto a los gneises glandulares de la zona oriental de la Sierra del Guadarrama.

El autor, R. Clemens Heim, ha comprobado que tal dique no guarda relación con los gneises que están más al este; que no se asemeja tampoco a los gneises glandulares ni a los micáceos, sino más bien, con su mal desarrollada esquistosidad y extraña forma de las glándulas, tiene cierto parecido a los granitos gneísicos del 4.º grupo de Macpherson, que están ausentes en la zona de Buitrago.

Desarrollo del gneis, migmatitas y leptinitas.—En la Sierra del Guadarrama, lo mismo que en otras regiones metamórficas, los gneises yacen bajo los esquistos. Descendiendo de 3.000 a 7.000 metros, la roca aumenta en feldespato notable e invariablemente. Con el cambio en la composición mineralógica, la composición química experimenta un incremento considerable en SiO_2 y disminución en Al_2O_3 y MgO (cuadro II). Menos regular es la variación en N_2O y CaO que crecen, y en FeO y H_2O que disminuyen. El exceso de Al (cuadro III) que es $\text{al}-(\text{alk}+\text{c})$ es mayor en las pizarras que en el gneis. En la composición de la célula standard (cuadro IV) vemos un incremento en Si y Na; disminución en Al.

Como las altas temperaturas favorecen la formación del feldespato potásico a expensas de las micas, puede explicarse en parte ese incremento del feldespato con la profundidad.

Pero aparte esta consideración no cabe duda que siendo las series superiores arcillosas y las rocas profundas de carácter gneísico, el aumento en ellas del contenido en Si y Na conduce a suponer, en esta y otras regiones metamórficas similares, un aporte en muchos casos de sustancias procedentes de niveles profundos de las que el Si y el Na son los principales constituyentes. La vía utilizada para el aporte es objeto de constante discusión. Las expli-

caciones que se dan no hallan en el campo la más mínima comprobación.

Sería tentador el considerar a las venas de color claro de las migmatitas como los canales de aporte de sustancias, si no fuera por la escasez de asomos de migmatitas y su irregular distribución por el área gneísica y además por el hecho, frecuentemente observado, de que allí donde los gneises recorridos por venas tienen gran abundancia de mica (lo que les hace semejantes a las micacitas feldespáticas), más parecen ser las venas exudaciones del mismo gneis que vías de aporte.

Las exudaciones podrían ser sencillamente un efecto de la temperatura a que están sometidas las rocas del fondo de un geosinclinal, obligando a los tectosilicatos (moléculas de los feldespatos) a hacerse móviles los primeros. (Idea ya expuesta por Holmquist en 1921.)

Buscando siempre una explicación satisfactoria, y supuesto que las zonas profundas, tanto en la Sierra del Guadarrama como en otras regiones metamórficas, han debido de tener en sus sedimentos bastante más Si y Na que las zonas altas antes de que el metamorfismo principiase, Nieuwenkamp (1948) por consideraciones geoquímicas concluye que los sedimentos marinos deben de contener una proporción grande de ClNa, lo cual se ha confirmado en los manantiales de profundidad. Entonces la temperatura puede llegar a ser lo suficientemente elevada para que el Na sea atrapado por el feldespato y eliminado más arriba por lixiviación. Pero esto deja sin explicar las proporciones de Si altas y las de Al bajas en las series sedimentarias profundas.

El examen de las leptinitas nos enfrenta con un problema semejante. Sus asomos corresponden a masas lacoli-

tiformes, estrechas concordantes no bien circunscritas, ofreciendo un contacto con las rocas circundantes vago y gradual, con pequeñas glándulas feldespáticas en su borde, y aunque esas masas sólo en parte están al descubierto, se sospecha que tienen una aureola de gneis glandular. Gneis glandular muy parecido al de las partes más profundas de la región investigada, aunque con mayor contenido en mica.

En el mapa I se señalan como manchas ovales o redondas debido a su suave buzamiento. A primera vista nada se opondría a considerar a las leptinitas como intercalaciones sedimentarias de composición algo diferente al resto. Pero hay pruebas de que su temperatura debió ser más alta en otros tiempos que la de las rocas circundantes (observadas en los puntos 0° 9,4' E. y 40° 58,2' N., mapa I). Una de ellas es la presencia del feldespato potásico a —2.200 metros, en enclaves de rocas a más alto nivel que el de los —3.500 metros, que corresponde al isógrado del feldespato potásico, y otras es la aureola del referido gneis glandular alrededor de la masa de la leptinita.

No están bien conocidos los factores que influyen en la formación de las glándulas feldespáticas.

Se puede pensar, cuando se trata de un orto-origen, que las glándulas fueron primero fenocristales procedentes de la cristalización del magma (De Waard, 1950), pero en la mayoría de los casos ocurre lo que en la Sierra del Guadarrama: que las glándulas feldespáticas se hallan atravesadas por fajas de inclusiones de biotita que atestiguan su formación posterior al momento en que la roca adquirió esquistosidad (Oulianoff, 1932; Anderson y Haunmerand, 1940; King, 1950).

Aunque no se conoce bien la causa de que en unos gneises las glándulas aparezcan desarrolladas y en otros no, el

examen detenido de los gneis glandulares de la parte del Guadarrama, aquí estudiada, sugiere una respuesta sencilla a la cuestión. Esos gneis tienen la misma composición que los micáceos, pero se encuentran debajo de éstos; luego es probable que las altas temperaturas a que fueron sometidas las partes más profundas produjeran las glándulas feldespáticas.

Este supuesto apoyaría la hipótesis de que las leptinitas alcanzaron en otro tiempo temperatura mayor que las rocas circundantes, representando una masa intrusiva, y los gneises glandulares un efecto de contacto. Este contacto de gradual transición entre leptinita y gneis no está en contradicción con el carácter intruso de aquélla, si por masa intrusiva entendemos que no toda, sino la mayor parte de su cuerpo, deriva de un magma o de soluciones ascendentes. Es razonable admitir que la masa de la leptinita se originó por la penetración en un esquivo de un magma acuoso a elevada temperatura, que produjo un gneis rico en cuarzo y feldespato con una aureola de contacto semejante a un granito intrusivo.

Desarrollo del granito.—En el núcleo anticlinal del oeste de la región hay en el gneis manchas graníticas de dimensiones variables sin pizarrosidad, que se han mencionado antes y que se creyó fuesen debidas a fusión del gneis antes del plegamiento, pues corresponde a las áreas más profundas y por lo tanto sometidas a temperatura elevada; su composición es semejante a la de los gneises de alrededor, de los que contienen fragmentos rodados.

Las manchas del granito están limitadas a una estrecha zona N-S. mientras que el contacto con el granito corre de SW. a NE. Donde esta línea corta a la dirección N-S. se encuentra el acúmulo de manchas.

Admitiendo que estas manchas graníticas sean el resultado de la fusión local del gneis, es lógico que a más profundidad la temperatura fuese lo suficientemente elevada para fundir totalmente al gneis transformándole en un magma. De este modo, cuando el geosinclinal se hubo hundido bastante se formaría una capa de materia de relativa movilidad, acaso de densidad algo menor que las rocas subyacentes. Las presiones causantes del plegamiento regional pudieron muy bien haber favorecido después el comportamiento diapírico de la masa móvil. De este modo, el plutón granítico originado se abrió paso cortando el techo de la capa fundida. Antes del plegamiento ese techo se hallaría a —16,5 kilómetros de profundidad (mapa II), con 700° de temperatura. Goranson (1931) establece valores para la fusión del granito y del gneis que dependen estrechamente del contenido en agua; en el gneis una proporción del 6 por 100 de agua produce la fusión a 700°. Ambas condiciones se dan en las regiones geosinclinales, puesto que sólo un geosinclinal en hundimiento puede tener en sus sedimentos la humedad suficiente.

Las «crocidas» de De Waard (1950) que son manchas radiadas o alargadas de granito en el gneis glandular han sido encontradas en algunos puntos del oeste de la región estudiada; se producen en zonas limitadas de movilidad. Tienen, pues, cierta semejanza con las redondeadas que hemos descrito.

CORNUBIANITAS DE PAREDES

Las cornubianitas y los mármoles con ellas relacionados fueron ya descritos en la Sierra del Guadarrama por Casiano del Prado (1864), Macpherson (1883-1884) y Caran-



(De R. C. Heim)

Fig. 14

CORTES PARALELOS TRANSVERSALMENTE
AL AFLORAMIENTO DE LAS CORNUBIANITAS DE
PAREDES.
(DISTANCIA ENTRE LAS SECCIONES 20 m.)

EXPLICACIÓN

| | |
|--------------|-------|
| Gneis | |
| Cornubianita | |
| id azulada | |
| Pegmatita | |
| Leptinita | |
| Mármol | |

dell (1914). Fernández Navarro (1915) menciona un gneis anfibólico cerca de El Cuadrón (mapa I) que considera como orto-gneis: se trata de un pequeño asomo en una dehesa que no ha podido localizar ahora R. C. Heim.

Con los caracteres más típicos las cornubianitas se presentan aquí en un pequeño arroyo aguas abajo de Paredes (mapa I, $0^{\circ} 7' E.$ y $40^{\circ} 58,8' N.$), cerca de su desembocadura en el río Lozoya y al mismo pie de la presa de Puentes Viejas. Es el único punto en que la cornubianita va acompañada de mármoles y merece ser detallado el asomo.

El citado afloramiento no mayor de 100×60 metros de extensión forma un complejo de rocas que cambian tan rápidamente que ni aun bajo una escala de $1:250$ se podría hacer otra cosa que una cartografía esquemática. El autor ha preferido sustituir el bosquejo geológico por seis cortes paralelos que cruzan el escarpado cauce del arroyo casi normalmente a su curso: cuerdas y clinómetros sirvieron para marcar las diferencias de altitud y de distancias. Los perfiles se dibujan en la figura 14 y han servido de base para interpretar la geología y la topografía.

ROCAS QUE FORMAN EL AFLORAMIENTO

Cornubianita.—Roca tenaz, densa, formada esencialmente por epidota, granate, diópsido o augita, y cuarzo en variadas proporciones. En algunas láminas delgadas se encuentran calcita, clinzoisita y tremolita-actinota. El granate es rosa: por su composición y medidas roentgenográficas de la célula unidad ($11,7 \text{ \AA}$ determinados por el Profesor Niggli de Leiden) corresponde a una variedad inter-

media entre las especies almandino y grosularia. La roca es de grano igual y muestra bandas de distinta tonalidad con anchuras que se pueden medir por centímetros; verdosas cuando contienen mucha epidota o augita, pardorrojizas si domina el granate y blancas cuando el cuarzo y feldespato se concentran. Las superficies pulidas por el arroyo tienen una tonalidad azul.

Blastofita.—Se presenta en algunas fajas de 1/2 a 5 centímetros de anchura de un color gris azulado, con plagioclasa de 85 por 100 de anortita en forma de un entrecruzamiento de varillas que llegan a medir 10 centímetros de longitud y que tienden a orientarse en una dirección. Hornblenda, diópsido y cuarzo con algo de titanita son los componentes de la parte azul de la roca, los cuales también se presentan a modo de inclusiones poikiliticas en cristaloblastos de plagioclasa.

Mármol.—Concordante con las cornubianitas existe una faja marmórea de unos 30 centímetros de anchura y 30 metros de longitud. Termina de un modo brusco por el extremo sur en la cornubianita. Por el otro extremo se estrecha y pierde en la ladera. Recorren el mármol algunas fajas oscuras de algunos centímetros de espesor, integradas por diópsido, mica parda clara y calcita.

Pegmatita.—Aparece abundante en pequeñas bolsadas. Pocas veces lleva sólo feldespato potásico, plagioclasa ácida, cuarzo y algo de moscovita; casi siempre en su composición entran también cristales grandes de hornblenda gris, granate rosa y, además, en menor proporción, diópsido, actinota, clorita, calcita y en algunas pequeñas bolsadas, axinita violácea. La pegmatita, que se puede clasificar como de tipo anfibólico-granatífero, se ve con mucha frecuencia en las cornubianitas de Paredes.

Todas estas rocas se destacan sobre un gneis micáceo que cubre la región de Paredes y que es relativamente pobre en feldespato. En su contacto con la cornubianita es a menudo muy rico en biotita.

Al sur del afloramiento de la cornubianita hay inmediata una masa lacolitiforme de leptinita concordante con el gneis; es de grano algo más grueso que lo corriente; su extremo norte asoma en el perfil más meridional de la figura 14.

Rasgos tectónicos de la cornubianita.—En tanto que los gneises de la vecindad de las cornubianitas ofrecen un buzamiento bastante uniforme, de 20° a 30° al Este, las cornubianitas no guardan regularidad alguna y en pequeñas áreas pasan de la horizontal hasta hacerse verticales, como puede verse en los cortes (fig. 14).

Otro carácter importante es la frecuencia de la estructura en «boudinage». Se trató de comprobar si el eje del «boudinage» coincide con el del plegamiento, coincidencia frecuente por lo que la mayoría de los geólogos considerarla como prueba de que su origen es simplemente tectónico. Parece ser que en Paredes no hay una relación estrecha entre ambas direcciones; pues de las medidas hechas con detenimiento en el pequeño afloramiento de esa localidad, llevadas después a un diagrama, no permiten observar otra cosa que la distribución esparcida en un cuadrante de los ejes del «boudinage».

Origen de las cornubianitas.—Los autores españoles en su mayoría atribuyen las cornubianitas de la Sierra del Guadarrama a un origen sedimentario. En Paredes, la forma oblonga del afloramiento y la presencia de una banda intercalada de mármol apoya esta opinión.

El problema consiste en saber en cuánto difiere la com-

posición química de las cornubianitas respecto a los sedimentos primitivos; que existe diferencia es evidente, pues no se conocen sedimentos que contengan poco CO_2 al lado de mucho calcio y mucho magnesio. Para llegar a explicar el cambio hay que admitir: una pérdida del CO_2 por simple desplazamiento fuera de los sedimentos, o bien, que nuevo material llevando principalmente SiO_2 y Al_2O_3 haya sido suministrado por soluciones ascendentes o por difusión, reemplazando a una parte del CO_3Ca , CO_3Mg o sólo al CO_2 , que expulsó.

La explicación más sencilla consiste en suponer que los sedimentos primitivos estaban formados por calizas dolomíticas impuras, que contenían una capa caliza más pura cerca de la coronación del paquete de estratos. Actuando sobre ellos una temperatura elevada se produjo descarbonatación de las calizas magnesianas; pero no de las calizas puras, que resisten a su acción. Van der Sijp (1951) ha encontrado pruebas de un origen semejante en las cornubianitas del Montseny-Guillerias en el NE. de España.

El CO_2 , al ser expulsado en parte con el agua como vehículo, pudo arrastrar una apreciable cantidad del Ca y Mg, debido a la solubilidad del carbonato cálcico en el agua. La pérdida del CO_2 implica una gran disminución de volumen, lo cual explica el por qué de la caótica disposición de los planos de estratificación en las cornubianitas de Paredes, en contraste con la regularidad en los gneises vecinos. Por tratarse de un fenómeno limitado a una pequeña área, la causa es puramente local y los efectos semejantes a la contracción señalada por Grogam (1949). El mármol aparece en muchos puntos muy plegados; lo cual puede explicarse por su grado de plasticidad y por haberse adop-

tado al espacio evacuado al perderse una parte de la cornubianita mediante disolución a que el mármol resiste.

Desarrollo del «boudinage».—La palabra «boudinage» fué introducida por Lohest, Stanier y Fourmarier en 1908 para la estructura que con simetría ortorrómbica y mirándola en el plano normal a la estratificación semeja a una sarta de salchichas con manchas lenticulares o irregulares de cuarzo o de pegmatita entre ellas. De la discusión sobre el origen de una tal estructura se ha llegado en la actualidad a la conclusión sostenida por la generalidad de los geólogos, de que se trata de fuerzas tectónicas, es decir, de tensiones, combinadas con movimientos diferenciales en los flancos de los pliegues. Ello engendra en las capas homogéneas primero una tracción que daría lugar a la formación de lentes de cuarzo y después, en un estado más avanzado, a que las lentes separadas y aisladas se redondeen tomando la forma de salchichas.

Pero Quirke (1923) resta importancia a los movimientos diferenciales y Wegman (1932), Corin (1932), Ssudownikow (1947) y E. Cloos (1947) se inclinan a un origen puramente tectónico del «boudinage». Cloos tampoco concede importancia a las consideraciones basadas en la simetría.

La observación detenida de lo que ocurre en Paredes permite algunas objeciones a las opiniones corrientes sobre la formación del «boudinage».

1.ª Que los ejes de los «boudinages» no guardan relación con los ejes tectónicos, si bien tampoco hay que pensar que se deba su dispersión al continuo cambio de dirección de las fuerzas tectónicas, como antes se apuntó.

2.ª Que si lo miramos bien, el efecto de una tensión sobre los «boudines» más bien que conducir al modelo biconvexo debe ocasionar una forma bicóncava.

3.^a Sin meternos en la vaga definición del término «competente» es difícil comprender cómo una capa competente pudo ser rota por tensión y después deformada por plasticidad. Y en Paredes se ve claro que no es preciso exista una capa competente en el interior de una serie incompetente para que se produzca el «boudinage». Se observan «boudines» de una cornubianita homogénea que encierran otros más pequeños. La teoría corriente no explica de modo sencillo este doble «boudinage».

En la explicación debe predominar el argumento intuitivo y buscar interpretaciones alternativas para los diversos casos observados.

El autor encuentra en las cornubianitas de Paredes numerosas pruebas de solución del material sílico-cálcico y su circulación y extracción.

Es muy significativo que en varios casos el granate y la hornblenda ocupan el lugar del cuarzo en medio de los «boudines». Los líquidos circularían por estrechas venas, removiendo parte del material circundante y dando origen así al «boudinage».

En este supuesto, la causa de la estructura del «boudinage» reside en las lentes de cuarzo de que siempre va acompañado, las cuales no hay que considerar como un efecto secundario.

Es posible establecer en Paredes tres etapas sucesivas en la génesis del mismo.

En la primera aparecen bolsas de cuarzo que facilitarán la remoción del material disuelto; a su lado se observa bien que las capas de cornubianitas se inclinan un poco hacia aquéllas indicando un principio de extracción del material.

En la segunda, la sustitución del material progresa has-

ta el punto de que ya aparece el «boudinage», aunque todavía las capas opuestas no se hayan puesto en contacto.

En la tercera se modela ya la clásica forma de salchichas y las capas inmediatas se ajustan unas contra otras, de tal modo que si no fuesen tan claramente acintadas podrían dar la impresión de estar en presencia de un pliegue.

Es probable que procesos semejantes se encuentren en otros casos. Descripciones gráficas de Corin, Wagmanm y Ssudowikow recuerdan mucho lo observado en esta región del Guadarrama.

Para terminar con este resumen y comentarios hemos de señalar lo limitado de la zona a que R. Clemens Heim ha dedicado su estudio. Sin restar mérito al trabajo, hemos de preguntar por qué no extendió sus investigaciones más al N. y al E., incluyendo la interesante región que se halla comprendida entre Madarcos, Montejo de la Sierra y El Cardoso, que hubiese aportado seguramente numerosos datos para las conclusiones a que llega en su interesante disertación.

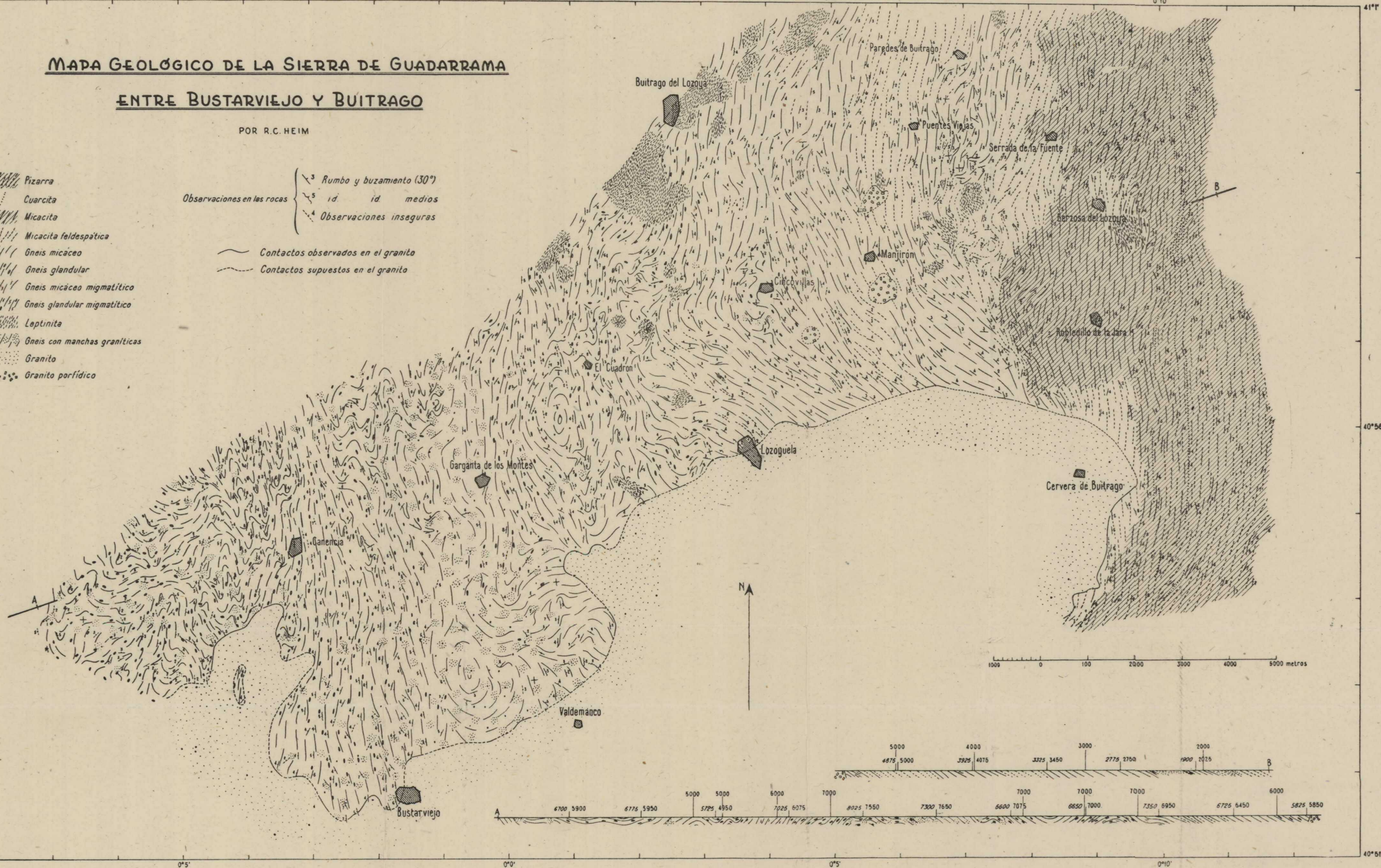


MAPA GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE GUADARRAMA ENTRE BUSTARVIEJO Y BUITRAGO

POR R.C. HEIM

- Pizarra
- Cuarcita
- Micacita
- Micacita feldespática
- Gneis micáceo
- Gneis glandular
- Gneis micáceo migmatítico
- Gneis glandular migmatítico
- Leptinita
- Gneis con manchas graníticas
- Granito
- Granito porfídico

- Observaciones en las rocas
- Rumbo y buzamiento (30°)
 - id id medios
 - Observaciones insiguas
- Contactos observados en el granito
 - - - Contactos supuestos en el granito



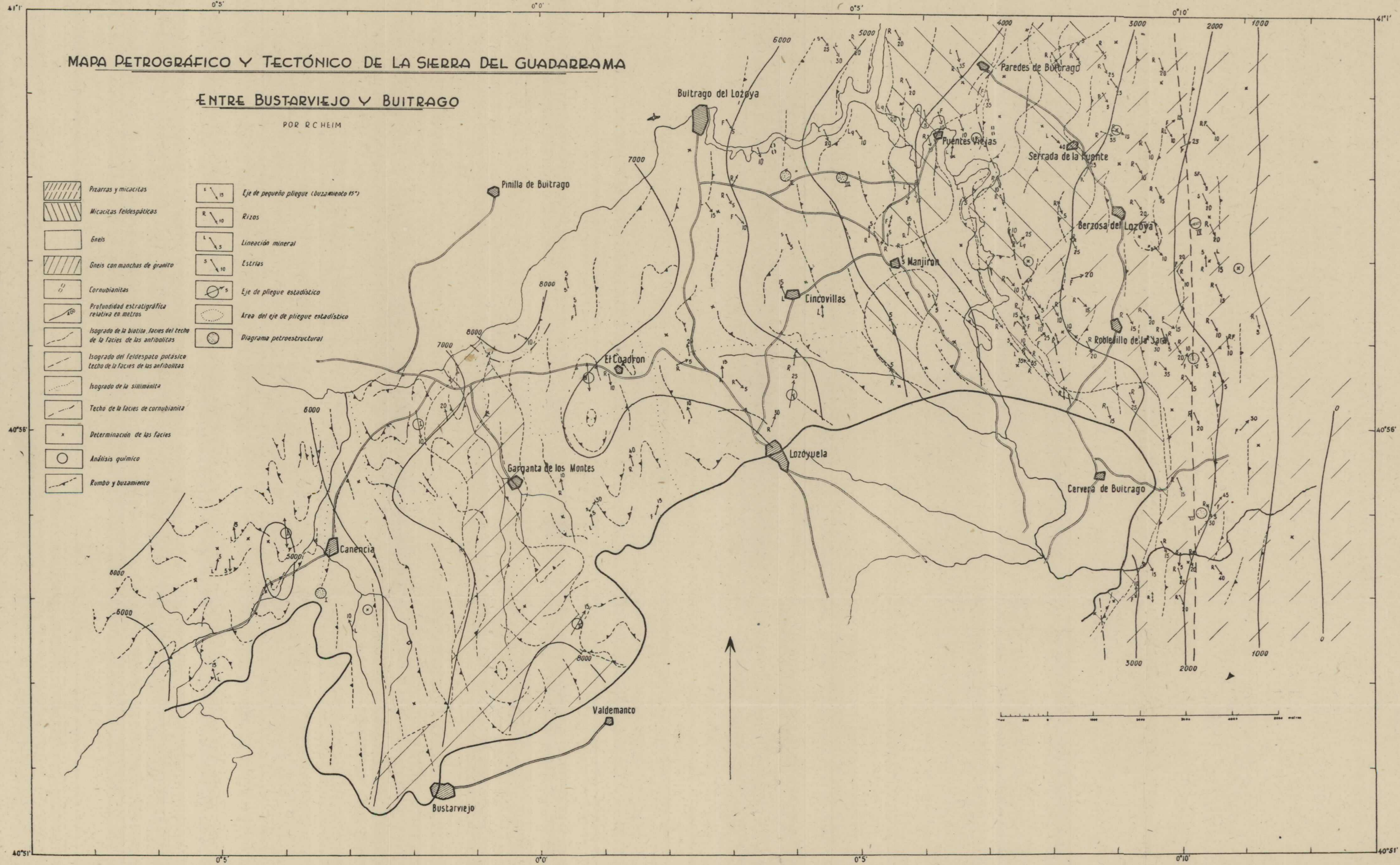
Mapa I.



MAPA PETROGRÁFICO Y TECTÓNICO DE LA SIERRA DEL GUADARRAMA

ENTRE BUSTARVEJO Y BUITRAGO

POR R. CHEIM



- Pizarras y micacitas
- Micacitas feldespáticas
- Gneis
- Gneis con manchas de granito
- Cornubianitas
- Profundidad estratigráfica relativa en metros
- Isogrado de la biotita, facies del techo de la facies de las anfibolitas
- Isogrado del feldespato potásico, techo de la facies de las anfibolitas
- Isogrado de la sillimanita
- Techo de la facies de cornubianita
- Determinación de las facies
- Análisis químico
- Rumbo y buzamiento
- Eje de pequeño pliegue (buzamiento 15°)
- Rizos
- Lineación mineral
- Estrias
- Eje de pliegue estadístico
- Área del eje de pliegue estadístico
- Diagrama petroestructural

Mapa II.

Sobre el metamorfismo y las facies de los carbones
del cretácico inferior de Hernani (Guipúzcoa)
y Utrillas y Estercuel (Teruel)

POT

MARLIES TEICHMÜLLER
Amt für Bodenforschung, Krefeld (Alemania)

MARLIES TEICHMÜLLER
Amt für Bodenforschung, Krefeld (Alemania) (1)

SOBRE EL METAMORFISMO Y LAS FACIES
DE LOS CARBONES DEL CRETACICO INFERIOR
DE HERNANI (GUIPUZCOA) Y UTRILLAS
Y ESTERCUEL (TERUEL)

En las investigaciones que venimos haciendo sobre los carbones del cretácico inferior del Norte de Alemania hemos visto que muchos de ellos son lignitos, pero que otros constituyen típicas hullas e incluso en parte antracitas. La comparación del metamorfismo de estos carbones con el espesor de las capas sedimentarias que los recubren hace ver que este recubrimiento o la máxima profundidad alcanzada por ellos y el consiguiente calentamiento a que han estado so-

(1) Traducción del trabajo original en manuscrito titulado: «Zur Metamorphose und Fazies der Unterkreidekohlen von Hernani (Prov. Guipúzcoa) y Utrillas y Estercuel (Prov. Teruel)», por J. G. de Larena.

Agradecemos a la autora la presente nota, que a ruegos nuestros ha redactado en forma publicable una vez que hubo examinado las muestras a ella remitida, por parte nuestra y del Prof. E. Alastrué (Zaragoza), atendiendo el deseo del Profesor F. Lotze (Münster, Alemania) de hacerle llegar algunos ejemplos de carbones cretácicos de España para su estudio por la distinguida especialista en investigaciones microscópicas de carbones.

metidos desde su depósito, desempeñan un papel importante en su metamorfismo. Como en España se encuentran capas de carbón en distintos puntos de sus formaciones del cretácico inferior, nos interesaba comprobar estos resultados, tratando de ver si tales depósitos carboníferos presentan grados distintos de maduración y si ésta o el metamorfismo adquirido no podría referirse, asimismo, a un diferente ahondamiento de sus capas. Nos interesaba, además, averiguar el tipo de turberas de las cuales proceden los carbones del cretáceo inferior español, si eran abundantes en vegetación arbórea o estaban desprovistas de ella.

Las muestras que nos han servido para las investigaciones cuyos resultados exponemos a continuación las debemos agradecer a los Profesores Gómez de Llarena y Alastrué; asimismo, agradecemos al Profesor Lotze el habernoslas cedido para su estudio. Este lo hemos realizado en el laboratorio de Petrografía del Carbón del Instituto Geológico (Amt für Bodenforschung) de Krefeld.

1. EL CARBÓN WEALDENSE DE HERNANI

El metamorfismo.

Como en las investigaciones sobre la carbonificación sólo puede utilizarse la *vitrita* (2), esto es, el carbón bri-

(2) Aunque innecesario para los especialistas, creemos conveniente señalar la distinción entre los términos vitrita y vitrinita, fusita y fusinita, según carta del Prof. Lotze (28-5-1951):

Vitrinita y fusinita son elementos componentes del carbón, comparables a los minerales componentes de las rocas, en tanto que vitrita y fusita equivalen a estas mismas y forman a modo de rayas paralelas a la estratificación del carbón. Vitrita se

llante lo más pobre posible en cenizas, hemos elegido muestras exentas de minerales destinadas al análisis. Como medida de la carbonificación hemos empleado, según costumbre, la cantidad de componentes volátiles, referida a la sustancia libre de agua y cenizas. El análisis breve da el siguiente resultado:

| |
|--------------------|
| % |
| 0,5 agua. |
| 4,8 cenizas. |
| 7,6 volátiles. |
| 87,1 carbono fijo. |
| 100,0 % |

Este carbón contiene, según se ve, 8,0 por 100 de materias volátiles, cantidad referida a la materia sin agua y cenizas. El cok residual del crisol es pulverulento, lo que indica que el carbón es una antracita.

El examen óptico del carbón en superficie pulimentada y con luz incidente vertical, confirma este resultado. El carbón muestra un fuerte poder reflexivo, el color amarillento de la vitrita y los efectos anisotrópicos de la antracita típica. Como la muestra examinada está en parte meteorizada, según se deduce por las orlas, grietas y poros de oxidación, suponemos que este carbón ha absorbido oxígeno y agua y que, probablemente, inalterado, contendría menos del 8 por 100 de componentes volátiles.

compone, sobre todo, de cuarzo. Clarita y durita forman también delgados lechos o rayas; clarita se compone, en esencia, de los componentes vitrinita y exinita (esporas, epidermis de hojas, etc.

La facies.

Las muestras de Hernani son ricas en arcilla. En realidad son más bien pizarra o arcilla carbonosa que carbón propiamente dicho. La parte carbonosa aparece como un detrito fino, si bien su mezcla con la arcilla es bien íntima, como muestra la figura 1. Sólo hemos podido descubrir un limitado enraizamiento *in situ*, por lo que deducimos que la mayor parte de estas partículas carbonosas ha sido arrasada y aglomerada luego por sedimentación. Además de este detrito carbonoso fino aparecen bandas de vitrita alargadas, paralelas a la estratificación, que pueden referirse a secciones transversas de hojas. Los estratos de algún grosor (más o menos de un cm.) intercalados en las arcillas son vitritas que, examinadas entre nicoles cruzados, no muestran estructura alguna. La fusita apenas se encuentra en el carbón de Hernani. La pirita es abundante, sobre todo en concreciones esferoidales de diminutos cristales; su origen es singenético o epigenético antiguo. A trechos se encuentran concentraciones elevadas de pirita. Se reconocen también restos de madera e coníferas, por completo piritizados, así como nódulos de siderita piritizados ya en gran parte limonitizados.

Por su facies, el carbón de Hernani recuerda el de su misma edad de Minden, del interior de la cuenca wealdense de la Baja Sajonia, rico también en arcilla y pirita.

2. EL CARBÓN ALBIENSE DE UTRILLAS

El metamorfismo.

Las muestras dan una raya negra o pardo-negruzca. La lejía de potasa cáustica y el ácido nítrico sólo se colorean muy débilmente al hervir en ellos las muestras, lo que permite deducir que los ácidos humínicos solubles y el metoxilo han desaparecido ya en gran proporción, y que, por tanto, se trata probablemente de una hulla con escasa carbonificación. El análisis breve de una vitrita nos da el siguiente resultado:

| % |
|--------------------|
| 5,8 agua. |
| 2,1 ceniza. |
| 38,5 volátiles. |
| 53,6 carbono fijo. |
| 100,0 % |

Se ve que este carbón contiene 41,8 por 100 de volátiles referido al material sin agua y ceniza. El cok residual es pulverulento, por lo que deducimos que se trata de un carbón de llama. El examen de la superficie pulida muestra el escaso grado de metamorfismo, como lo muestran las esporas de los protobetunes, que tienen un color gris oscuro. Además, la vitrita da una reflexión débil y muestra muy bien estructuras celulares (fig. 3).

La facies.

Las muestras del carbón utrillense son bastantes más libres de impurezas minerales que las de Hernani, aunque entre ellos hemos encontrado pizarras carbonosas y carbones mates (durita y clarita) cargados de arcilla, como muestran las figuras 2 y 3. Pero, en general, dominan los carbones brillantes vitríticos y los mates claríticos y duríticos. La durita es frecuente, en contraste con los carbones infracretácicos de Alemania, muy pobres en ella. La figura 2 muestra una durita con las típicas partículas fuertemente reflejantes, de fusinita y semifusinita y con los protobetunes oscuros. La clarita del carbón utrillense es relativamente rica en partículas inertes y de fuerte capacidad reflejante (fig. 3). Son frecuentes los grados de transición de la clarita a la durita. Los protobetunes, entre ellos las esporas y los pólenes, son muy abundantes en los carbones de Utrillas, así como las partículas bituminosas oscuras sin contorno definido.

Como estos carbones contienen, por un lado, vitritas leñosas y, por otro, duritas y claritas ricas en arcilla, debemos suponerlos formados, en parte, en turberas de árboles, pero en parte también en turberas carentes de éstos.

3. EL CARBÓN ALBIENSE DE ESTERCUEL

El metamorfismo.

Este carbón da una raya que varía del negro al pardo oscuro. Al hervirlo en la lejía potásica se forma una solución pardo oscura; con el ácido nítrico, esta solución es de color pardo rojizo oscuro, con lo que se demuestra así

que este carbón es un lignito. No hemos podido aislar la vitrita. El análisis da el siguiente resultado:

| |
|--------------------|
| % |
| ----- |
| 6,7 agua. |
| 18,7 ceniza. |
| 34,4 volátiles. |
| 40,2 carbono fijo. |
| ----- |
| 100,0 % |

El cok residual es pulverulento. La escasa cantidad de agua que contiene este carbón hace ver que se trata de un lignito duro. Asimismo, la escasa potencia reflejante de la vitrita y el color oscuro de los protobetunes muestran la escasa intensidad relativa de la carbonificación. En parte, estos protobetunes son tan translúcidos que a la luz reflejada se producen irisaciones en su interior. Típicos caracteres del lignito son también las numerosas grietas finas que se forman al secarse este carbón.

La facies.

Las muestras examinadas comprenden en parte clarita, rica en protobetunes y en fusinita (figs. 4 y 5) y en parte fusita, relativamente frecuente (figs. 5 y 6). Se reconoce además la pizarra carbonosa clarítica, rica en pirita singenética y en hojas flotadas. Según esto, el carbón de Estercuel, a juzgar por las muestras examinadas, se ha debido formar en su mayor parte en medio subacuático.

A ruegos míos, el Profesor Thomson ha sometido a maceración en agua oxigenada las muestras de Estercuel, hallando luego en la preparación microscópica una relativa abundancia de polen y esporas. Según sus investiga-

ciones, la flora de la cual procede el polen no se diferencia apenas de la wealdense. Se reconocen esporas tetraédricas de helechos, polen alado y áptero de coníferas y ciertas formas polínicas que corresponden a las ginkgofitas, cicadofitas o benetínáceas.

La causa de los diferentes grados del metamorfismo.

Los carbones albienses de Utrillas y Esterciel proceden de las, probablemente, turberas costeras que durante el cretácico inferior avanzaron hacia los depósitos litorales de la gran cuenca sedimentaria celtibérica. Las capas de carbón sólo han debido quedar recubiertas por algunos cientos de metros de depósitos cretácicos y terciarios. Es posible que el lignito de Esterciel haya alcanzado menor profundidad que el de Utrillas, el cual ha llegado al grado de carbón de llama.

El carbón wealdense de Hernani procede de la cuenca cretácica de los Pirineos occidentales. La potencia total de los terrenos cretácicos (infra y supracretácicos) que lo recubren, la calcula el Profesor Lotze entre 6.000 y 7.000 metros. La profundidad tan grande que esto significa y con ella el calentamiento continuo a que han estado sometidos desde su constitución explicaría la fase de antracita que han alcanzado.

Lo mismo que se reconoce en los carbones infracretácicos de Alemania, la intensidad orogénica no ha tomado parte decisiva en el metamorfismo de los carbones españoles de esta edad. Por lo menos, el examen microscópico del carbón wealdense de Hernani no muestra huella alguna de intensa remoción tectónica.

R E S U M E N

Se han investigado química y microscópicamente muestras de carbones albienses de Utrillas y Esterciel y de carbón wealdense de Hernani, en relación con su metamorfismo y facies. Los carbones albienses han alcanzado sólo el grado del carbón de llama (Utrillas) o de lignito brillante (Esterciel). En cambio, el carbón wealdense de Hernani ha llegado al grado de antracita. Estas diferencias en la carbonificación se deben referir a la distinta profundidad alcanzada por los estratos de carbón después de su depósito.

Todos los carbones investigados son relativamente ricos en arcilla y a menudo en pirita singenética. Este hallazgo, junto con la disposición en finos estratos indica que se han formado en turberas planas y abiertas, con frecuencia inundadas, con escasa vegetación arbórea.

L I T E R A T U R A

- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abh. der Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen. Mathem. Physik Klasse, III Folge, Heft 8, Berlin 1933.
- TEICHMÜLLER M. UND R.: Das Inkohlungs bild des Niedersächsischen Wealden-Beckens. Z. deutsch. Geol. Ges. 1948, 100, S. 498-517, Stuttgart 1948.

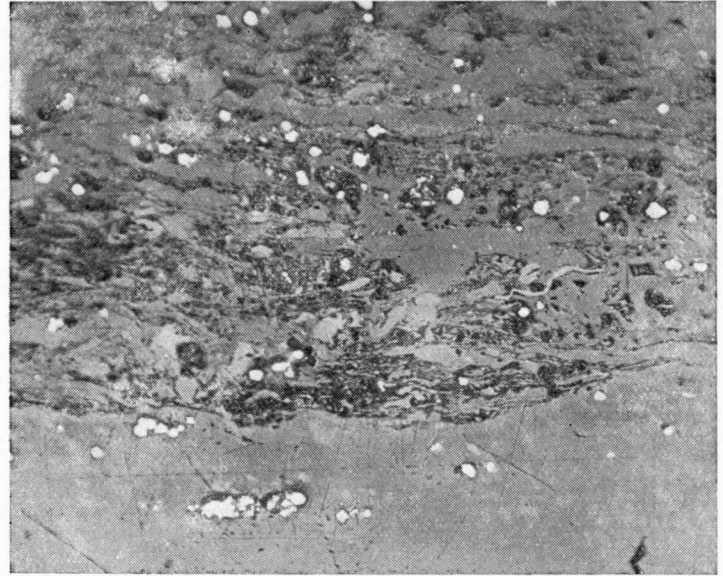


Fig. 1.—Antracita de Hernani. Arriba, pizarra carbonosa, rica en pirita; abajo, vitrita (pirita blanca, arcilla negra, carbón gris). Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.

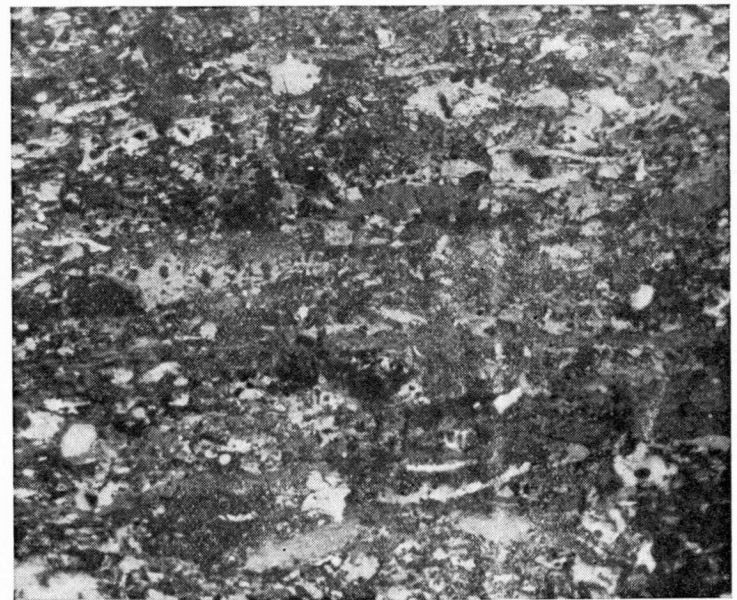


Fig. 2.—Carbón de Utrillas. Durita arcillosa (fusinita blanca, protobetunites y arcilla negra, vitrinita gris). Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.





Fig. 3.—Carbón de Utrillas. Arriba, vitrita; abajo, clarita con inclusiones finas de arcilla (en negro); (fusinita blanca, esporas y otros protobetunes gris oscuro). Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.

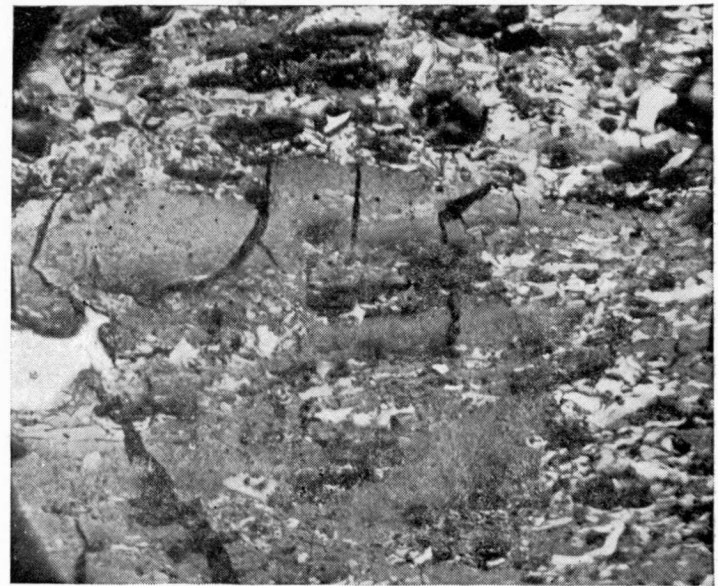


Fig.4. —Carbón de Estercuel. Transición de la clarita a la durita con partículas finas de fusinita (blancas), protobetunes (negros) y vitrinita (gris). Las grietas de desecación son características de la escasa carbonificación. Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.





Fig. 5.—Carbón de Estercuel. Clarita rica en esporas (en el centro) y fusita (arriba y abajo). Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.

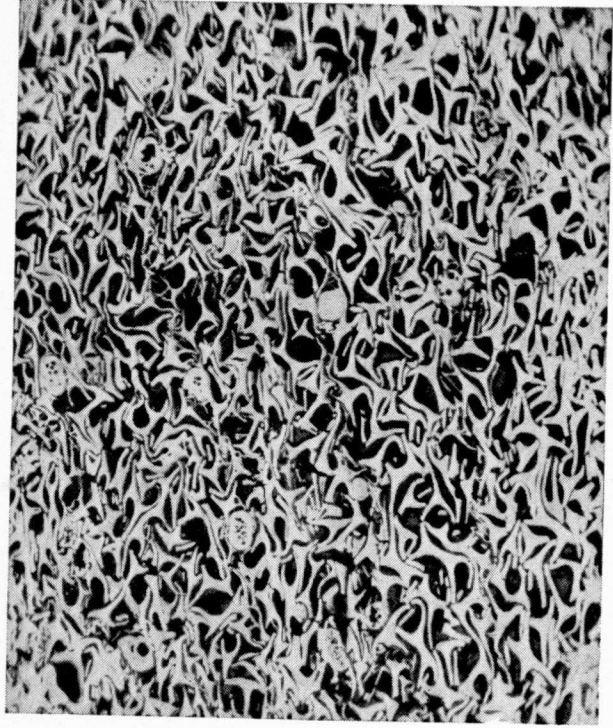


Fig. 6.—Carbón de Estercuel. Fusita con madera de conífera y partículas de resina. Las paredes celulares están rotas y comprimidas, tomando esta típica disposición arqueada. Superficie pulimentada, inmersión en aceite, 250 aumentos.

Notas sobre el límite inferior del Pontense
en Castilla la Nueva

POR

JUAN A. KINDELAN

JUAN A. KINDELAN

NOTAS SOBRE EL LIMITE INFERIOR DEL PONTIENSE EN CASTILLA LA NUEVA

I. INTRODUCCIÓN

Exposición.—Así como en las calizas superiores miocenas existe unanimidad de criterios al considerarlas como pontienses, en la geognosis de los horizontes que se observan bajo dichas calizas, la diversidad de opiniones es notoria.

Para unos geólogos sólo existe el Tortoniense; otros aprecian este tramo y el Sarmatiense; por último, eminentes geólogos no encuentran base de diferenciación y dejan el Vindoboniense indiferenciado.

En estas notas no pretendemos entrar en la totalidad de la discusión (aunque necesariamente hemos de rozarla), sino únicamente determinar los límites del Pontiense, con lo cual podemos adelantar en la geognosis del Mioceno en estas cuencas, pues, como veremos, eliminamos del Vindoboniense un horizonte que podríamos calificar de «perturbador».

Bosquejo general de los horizontes.—*Calizas.*—La presencia de las calizas superiores es destacada, aunque su arrasamiento en la zona occidental hace que no se extiendan por toda la región: más bien quedan reducidos a la zona

oriental y se desarrollan principalmente por las provincias de Guadalajara y Cuenca (en éstas más extensamente al Oeste de la Sierra de Altomira), alcanzando también las llanuras de La Mancha, en donde se recubren por un manto cuaternario de poco espesor.

Por debajo de estas calizas se presentan horizontes de facies detrítica y química, en las cuales se localiza la discrepancia de criterios.

Arcillas-sabulosas.—Inmediatamente debajo de las calizas encontramos bajo la formación calcárea un horizonte arcillo-sabuloso, poco uniforme lateralmente; pero indudablemente continuo.

En la zona oriental (Hojas de Pastrana, Mondéjar, Tarancón) los depósitos, si bien sabulosos, contienen alguna cantidad de arcillas, y asimismo son algo margosos; semejantes a ellos son los de la provincia de Guadalajara, allí donde aparecen.

Más hacia Poniente, a lo largo del Henares, los depósitos son menos arcillosos y todavía menos en la región de Madrid y hacia el Sur, por las Hojas de Lillo, Mora de Toledo, Villacañas, Campo de Criptana.

En la zona oriental, hacia el Guadarrama, son los sedimentos francamente sabulosos. Bien es verdad que modernamente algunos geólogos creen ver el Plioceno entre el Guadarrama y Madrid, en lo cual no entramos por el momento, sino únicamente para hacer observar que en todo caso el límite entre el Plioceno y los sedimentos arcillo-sabulosos miocenos, no se determina en dicha hipótesis, y por tanto nos es permitido afirmar que al Oeste del meridiano de Madrid, en mayor o menor extensión, se continúa el horizonte inmediatamente inferior a las calizas, con constitución francamente sabulosa.

Además de las diferencias laterales arcillo-sabulosas y aun margosas, se destaca una notable diferencia: presencia de yesos, los cuales se presentan esporádicamente. Son escasos o nulos al Oeste del meridiano de Madrid; más profusos en la zona del Henares y en menor proporción en la región de Altomira.

Ahora bien, estos yesos son sistemáticamente cristalinos y especulares, como de segunda formación: recristalizados. Su diferencia es notoria con los yesos del horizonte más inferior de la provincia de Cuenca, por ejemplo, compactos y casi alabastrinos, en bancos potentes indudablemente de primera formación (probablemente por sustitución del radical de las calizas) y con los reconocidos en el renombrado sondeo de Alcalá de Henares, y más aún con las anhidritas señaladas en este sondeo.

De todo lo anterior deducimos que, inmediatamente debajo de las calizas, se extiende de un modo uniforme un horizonte, esencialmente arcillo-sabuloso, con yesos de segunda formación y muy variable lateralmente de constitución.

Para el autor, este horizonte es esencialmente detrítico pese a la presencia de los yesos. En efecto: los sedimentos arcillo-sabulosos lo son esencialmente. En cuanto a los yesos, no están formados «in situ» como los de primera formación: su cristalización indica una previa disolución indudable y necesariamente han de provenir de terrenos más antiguos (probablemente el Trías) en donde los yesos han sido disueltos por las aguas y trasladados en disolución aguas abajo, donde han recristalizado.

Ahora bien, el que el efecto erosivo se haya realizado por disolución, el transporte en esta misma forma y el depósito por recristalización, no desvirtúa la característica de-

trítica de estos sedimentos, pues todos ellos son fenómenos físicos y totalmente semejantes al transporte en suspensión o hidrodinámico.

Por tanto, consideramos un primer horizonte infracalcareo, constante en su gran extensión, de constitución variable lateralmente y esencialmente detrítico.

No debemos terminar la descripción de este horizonte sin señalar algunos episodios de su contacto con las calizas.

En este contacto, prácticamente desaparecen el carácter sabuloso, y son las arcillas, frecuentemente de grano muy fino (Chinchón), las que predominan; pero además en ellas se citan por todos los geólogos la presencia de concentraciones de sílice, bien en forma zonal como ópalos o ágatas, bien en forma menos organizada, como sílex y pedernal, las cuales se presentan en casi todos los parajes.

Asimismo, en el límite superior de este horizonte se encuentran algunos minerales, que a veces forman yacimientos, como la sepiolita del Cerro de Almodóvar y NE. de Madrid; la magnetita de Madrid y Ciudad Real; los yacimientos manganesíferos de Almagro (Ciudad Real).

Otra particularidad es que no se pasa directamente a las calizas, sino que éstas en la base son esencialmente margosas y con la máxima frecuencia muy ferruginosas.

Las calizas más puras y compactas se encuentran más arriba; pero a veces, como ocurre en la provincia de Guadalajara (Hoja de Ledanca), los episodios se repiten y sobre las calizas compactas se presentan de nuevo arcillas (con concreciones de sílice) y encima margas y calizas.

Horizonte arcillo-yesífero.—Por debajo del horizonte arcillo-sabuloso, detrítico de que acabamos de ocuparnos, se comprueba otro de distintas características.

En la coronación se aprecia una faja de arcillas que muy

pronto dejan paso a los yesos, compactos e indudablemente de primera formación.

Este horizonte inferior está a la vista en grandes extensiones en la zona occidental de la Sierra de Altomira (principalmente en la Hoja de Pastrana) y asimismo en la provincia de Guadalajara.

Para nosotros, las arcillas con yesos y anhidritas reconocidos en el sondeo de Alcalá de Henares, corresponde al mismo horizonte, hinchado por compresión, debido a un accidente geotectónico existente a lo largo del Henares; pero no queremos insistir en esto, pues sería objeto de discusión que nos distraería de nuestro propósito.

En la zona de Madrid se ha alcanzado el episodio arcilloso de coronación de este segundo horizonte, en donde se ha localizado la llamada «fauna de Madrid».

Resumen de sedimentación del Mioceno.—De todo lo dicho, deducimos los siguientes horizontes Miocenos en la región que nos ocupa (de arriba a abajo):

1.º Horizonte calcáreo; unánimemente clasificado como pontiense, que en la base presenta formaciones margosas.

2.º Sedimentos arcillo-sabulosos, con yesos de segunda formación; muy variable lateralmente y esencialmente detrítico, incluyendo los yesos.

Entre este horizonte y el anterior se encuentran arcillas finas con concentraciones de sílice y otros minerales, episodio que se repite a veces hacia arriba.

3.º Formaciones arcillosas con grandes bancos de yesos compactos y en algún caso alabastrinos, de primera formación (anhidritas en profundidad).

II. GEOGNOSIS

Punto de vista del autor.—Consideramos incluídos en el Pontense no sólo el horizonte superior de calizas, sino también el infrayacente detrítico, por las razones que se exponen a continuación.

Razones de sedimentación.—El horizonte más inferior es esencialmente químico, con algunos episodios psamíticos.

Los yesos compactos y las anhidritas así lo indican, considerando la formación de los sulfatos por sustitución del ión carbónico por el sulfúrico, extremo que el autor se propone analizar en otra ocasión.

Sobre este horizonte yace otro eminentemente detrítico, modificándose el régimen en forma brusca.

Por otra parte, en este segundo horizonte se pasa progresivamente sin solución de continuidad al de coronación.

Podemos imaginarnos la deposición en la forma siguiente: una primera fase de régimen químico, con deposición de las rocas originarias de los sulfatos (probablemente calizas, con transformación posterior en época que no nos interesa de momento); cambio del régimen químico al detrítico, durante el segundo horizonte; quietamiento de las aguas cargadas de suspensiones coloidales (sílice, sepiolita, magnetita, etc.) y bicarbonato de cal, éste a expensas del ión carbónico; precipitación de los coloides; comienzo de precipitación del carbonato de cal, por pérdida de anhídrido carbónico, formándose calizas arcillosas (margas); precipitación final de las calizas al agotarse las arcillas coloidales; retrocesos de sedimentación, repitiéndose los episodios.

Esta forma de deposición indica que sólo existe una solución de continuidad entre el régimen químico del horizonte inferior y el detrítico de segundo horizonte. En cambio, entre éste y el superior calcáreo el tránsito es progresivo.

Ello nos induce a considerar que si bien entre el segundo y el tercero puede apreciarse un cambio de piso, el primero y el segundo constituyen sólo episodios de un mismo tramo.

Razones geotectónicas.—De un modo general parece que el Mioceno de la región no ha sufrido movimientos geotectónicos; pero esto no es una realidad.

El «enigmático» sondeo de Alcalá es difícil relacionarlo con las formaciones de Levante si no es admitiendo una compresión de los estratos plásticos, como parece haber ocurrido en un sondeo para hidrocarburos en Oliana (Lérida), en donde se ha encontrado un espesor de arcillas incomparablemente superior al previsto, que sólo es explicable por hinchamiento de las arcillas plásticas por compresión.

Los autores de la Hoja de Alcalá de Henares encuentran algunas anomalías geotectónicas y citan efectos de dirección N.-NE. al S.-SO, es decir, aproximadamente en la dirección del Henares.

Estos efectos se notan también en la Hoja de Algete, en donde las calizas se encuentran a cotas muy distintas, en parajes próximos.

Pero sobre todo en la cabeza del Henares, en Baides (Guadalajara), mientras que las calizas y las formaciones arcillo-sabulosas infrayacentes permanecen horizontales, los yesos del horizonte inferior se encuentran muy levantados,

en franca discordancia con los otros dos horizontes (Hoja de Sigüenza; reconocimientos de Royo Gómez (J.).

Es decir, que a lo largo del Henares se observa un trastorno que por las observaciones de Baidés se encuentra situado entre el tercer horizonte y el segundo, y como durante el Mioceno superior sólo existen los empujes geotectónicos de la segunda fase Stáirica comprendida entre el Vindoboniense y el Pontiense (Ríos, J. M.), parece indicado concluir que el Vindoboniense termina en el tercer horizonte, siendo Pontienses el segundo y el primero, ya que aquéllos han sido levantados por los citados empujes, mientras que éstos permanecen horizontales, debido a haberse depositado después de dicho movimiento.

Razones paleontológicas.—En el horizonte inferior se citan (fauna de Madrid) «Mastodon angustidens», «Anchiterium aurlense» y otros restos, que hacen opinar a Hernández Sampelayo (P.) que este horizonte se debe incluir en el Tortonense, atribuyendo a los yacimientos de la región de los Sarmatas una fauna más joven. El sincronismo sólo se alcanza con «Hipparion grácile».

Ello parece coincidir con las observaciones geotectónicas; pero en todo caso, como ya hemos indicado, no es nuestro objeto entrar en este extremo de la discusión.

Ahora bien, no es precisamente en las calizas donde se ha encontrado principalmente «Hipparion», y tanto es así que el hecho hace decir a Royo Gómez (J.) que hasta el hallazgo de «Hipparion grácile» realizado por él en las calizas de Candejas de la Torre (Guadalajara), no se podía afirmar que las calizas superiores fueran Pontienses, pues los restos anteriormente encontrados de dicho fósil yacen más abajo.

En efecto, es en el horizonte arcillo-sabuloso donde se

ha encontrado «H. grácile», y entre otros parajes destaca por su situación estratigráfica, los restos hallados y clasificados por el Profesor Hernández Pacheco (E.) en la Puebla de Almoradier (Toledo).

Estos restos se encontraron en un pozo a 13 metros de profundidad, entre arcillas y arenas con yesos cristalinos en un lecho, en cierto modo brechoide.

Se encuentran en el segundo horizonte arcillo-sabuloso que hemos descrito y debajo de las calizas, que se encuentran sobre él hacia Levante y NE. (por Villanueva del Cardete, por ejemplo).

Pero además este yacimiento se encuentra muy bajo en relación a las calizas a unos 80 metros por debajo de ellas (medidas geológicas), y por tanto casi en el fondo del horizonte detrítico, cuyo espesor es poco mayor de 100 metros.

Otros restos se han encontrado más altos y teniendo en cuenta también el yacimiento en las calizas de Candejas de las Torres, antes citado, podemos concluir que desde el comienzo del tramo detrítico hasta las calizas de coronación se repite «Hipparion grácile».

Por tanto, desde el punto de vista paleontológico, todo el paquete detrítico y calcáreo debemos incluirlo en el Pontiense.

Conclusión.—Teniendo en cuenta las razones sedimentarias, geotectónicas y principalmente paleontológicas que hemos analizado, concluimos que el Vindoboniense termina en el horizonte inferior yesífero, con «Mastodon Angustiduns» y debe incluirse en el Pontiense, con «Hipparion grácile», todos los depósitos superiores detríticos y calcáreos.

Generalización.—Es arriesgada en geología la generalización, pero por lo descrito por diferentes geólogos sobre

el Mioceno de Castilla la Vieja, nos inclinamos a generalizar las conclusiones a todo el Mioceno central español. Ahora bien, como no hemos estudiado personalmente estos terrenos con suficiente detalle, sólo proponemos esta generalización como probable.

Nomenclatura.—Indudablemente se aprecian dos subpisos en el Poniente central, desde el punto de vista litológico y de régimen y parecía conveniente distinguirlos.

Con este criterio, ¿podríamos proponer una nomenclatura española? No parece que haya en ello inconveniente, y por ello nos atrevemos a proponer la siguiente subclasificación del Pontiense.

Alcarriense.—Horizonte calcáreo superior que recubre principalmente los páramos de la Alcarria.

Castellaniense.—Horizonte detrítico inferior con gran extensión en Castilla y que quizá podría sincronizarse con determinados «testudos».

Abril, 1953.

Actualidades geológicas

POR

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

ANTONIO DUE ROJO, S. I.
Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

ACTUALIDADES GEOLOGICAS

I. CAUSAS DE LAS GLACIACIONES

Tres teorías, acaso no del todo nuevas, se han discutido hace pocos meses entre las ya numerosas que se han propuesto hasta hoy para dar razón de los períodos glaciales que registra la Geología; en esta reseña nos limitaremos a exponer brevemente las razones aducidas en pro y en contra de ellas.

a) *Variaciones del giro y órbitas terrestres* (George Gamow, profesor de Física en la Universidad de George Washington).—El cálculo de la precesión de los equinoccios y de las perturbaciones debidas a los grandes planetas Júpiter y Saturno permite determinar para tiempos muy remotos, así pasados como futuros, las variaciones de excentricidad de la órbita de la Tierra y de la inclinación de su eje respecto del plano de la eclíptica, de donde se siguen notables diferencias, así en la oscilación térmica de verano a invierno para todo el planeta en el primer caso, como en la del hemisferio Norte respecto del Sur en el segundo. Es de notar la aparente paradoja de que no son los inviernos más rigurosos, sino los más templados, los responsables de las glaciaciones; porque, en efecto, en un

invierno caliente la temperatura es siempre suficientemente fría para que se produzca la precipitación en forma de nieve en las altas latitudes; mas como a tal invierno corresponde, por hipótesis, un verano frío, no habrá lugar a un deshielo total y los glaciares persistirán hasta el invierno siguiente, en que se añadirán nuevas capas de nieve, y así sucesivamente.

La correlación entre el efecto de estos factores sobre el clima terrestre y los datos geológicos ha sido publicada en una gráfica muy sugestiva por el profesor Milankovitch, yugoeslavo, para las glaciaciones de hace 600.000 años en adelante y extrapolada para dentro de otros 100.000; hay, en efecto, coincidencia bastante buena en la mayor parte de los casos y se predicen para los años inmediatos futuros un largo período interglacial al que seguirán dos glaciaciones importantes hacia los años 50.000 y 90.000.

Contra estas apreciaciones se ha objetado que la inclinación del eje de rotación de la Tierra significaría períodos glaciales alternativos en el Norte y en el Sur, pero no simultáneos, como consta haber ocurrido; y en cuanto a la excentricidad de la órbita, aunque ciertamente satisface a esta dificultad, no responde en cambio a la más grave, de la ausencia de glaciaciones durante los largos períodos geológicos anteriores.

b) *El ciclo radiación solar-orogénesis-glaciario* (Richard F. Flint, profesor de Geología de la Universidad de Yale).—Partiendo de la conocida influencia que las montañas altas tienen en la acumulación de nieves, y de la sucesión de paroxismos orogénicos de carácter general en la historia geológica, el autor hace notar la coincidencia de ambas series de fenómenos, de orogénesis y glaciario, sobre un gráfico que comprende los últimos quinientos

millones de años. La extensión de las capas de hielo sobre los continentes sólo es posible cuando la formación de montañas altera el régimen de permanencia de las nieves; asimismo, la emersión de continentes impide el calentamiento de las regiones polares por medio de corrientes marinas templadas, del mismo modo que oponen las cordilleras una pantalla a la circulación de los vientos. Por otra parte, para explicar las glaciaciones secundarias, acude a las fluctuaciones en la radiación solar, que afirma pudieron ser del orden de ese mínimo del 10 por 100 que suele exigirse para tan profundos cambios climatológicos, y que únicamente cuando coincidían con grandes levantamientos orogénicos fueron suficientemente poderosas para producir tal efecto, al sumarse uno y otro factor.

En este punto no faltan contradicciones fundadas en lo que hoy se sabe acerca del origen de la radiación estelar, mediante el ya clásico ciclo del carbono; semejante proceso termorregulado se considera difícilmente compatible con tan amplio margen de variación. El profesor Flint reconoce esta dificultad y cita en su defensa las pequeñas fluctuaciones del orden de un 3 por 100 que desde 1918 se han comprobado en las estaciones de altura montadas por la Smithsonian Institution; asimismo admite el influjo simultáneo de otros factores secundarios, entre otros el que propugna la teoría siguiente.

c) *Cenizas volcánicas* (Harry Wexler, del Weather Bureau de Washington).—Comparando las fechas de las cinco erupciones ocurridas en los últimos veinte años del pasado siglo (Krakatoa, 1883; Tarawera, 1886; Bandai San, 1888; Bugoslof, 1890, y Awoe, 1892), con las observaciones de radiación solar hechas en el observatorio de Montpellier, se aprecia en los años siguientes a cada una de ellas

una disminución notable y proporcional a las intensidades de las explosiones y subsiguiente permanencia en las altas capas atmosféricas de las cenizas emitidas; en el caso del Krakatoa, unos 55 km.³ de rocas, cenizas y polvo fueron lanzados al aire y sus últimos restos llegaron a una altura de 30 kilómetros, esparciéndose luego por todas las regiones del globo terrestre; unos cuatro años duró la absorción de radiaciones solares observada en Montpellier, con un valor medio del 10 por 100 inferior a lo normal.

Otros efectos de estas partículas en la alta atmósfera son la alteración de las corrientes de aire estratosféricas (cuyo influjo climatológico se ha puesto recientemente de manifiesto) y la formación de cristales de hielo, a los que sirven de núcleos de precipitación; todo ello evidentemente puede ser causa de alteraciones climatológicas de importancia, si se admite una frecuencia e intensidad correspondientes en las erupciones volcánicas de los tiempos geológicos en que tienen lugar las glaciaciones. Se ha objetado que los estratos no acusan restos volcánicos proporcionales a estas grandes alternativas climatológicas; pero hay que tener en cuenta, en primer lugar, que semejante proporción no es la que a primera vista pudiera exigirse: según los cálculos de Humphries, la cantidad de cenizas capaz de rebajar en un 20 por 100 el nivel térmico general y emitida por los volcanes durante cien mil años, apenas formarían al posarse una capa de cinco milímetros; y en segundo lugar, no se ha de buscar correspondencia con la actividad volcánica en general, sino con la del tipo especial de erupción que da lugar a la difusión de cenizas a la altura suficiente y a la clase de partículas aptas para los efectos citados. En confirmación de esta teoría se aduce el hecho de que desde 1912 apenas ha habido erupción notable en el

hemisferio Norte, y en estos cuarenta años, cual si se hubiese aumentado cada vez más la transparencia, ha crecido la temperatura media mundial de un modo bastante conspicuo.

Como se ve, ninguna de estas soluciones al problema del glaciario es definitiva, y sólo cabe esperar que el crecido número de estaciones meteorológicas dotadas de buenos aparatos registradores facilite nuevas aportaciones que confirmen estas hipótesis o sugieran otras más acertadas.

2. MOVIMIENTOS DE BÁSCULA DE LOS GRANDES LAGOS

Cruzando la mitad Norte del lago Michigán y siguiendo una línea imaginaria que pasa cerca de Standish, Mich., y de Kewaune, Wis., se halla el eje sobre el que gira actualmente el territorio de los Grandes Lagos, alzándose la parte septentrional y hundiéndose la meridional; así lo manifiestan las variaciones de nivel de los lagos Superior, Michigán, Erie, Ontario y Hurón, con velocidad que se calcula en unos 30 centímetros por siglo; ello significa que llegará un día en que el sobrante de las aguas se verterá por el Sur en la cuenca del Mississipi, y la ciudad de Chicago desaparecerá bajo las aguas dentro de tres mil años.

Los extensos glaciares que cubrían esta región y dejaron una parte de sus aguas en los lagos actuales, al aliviar de su enorme peso la corteza subyacente, provocaron como reacción este movimiento bradisismico, sobre cuyas perspectivas se discute al presente entre los geólogos norteamericanos. No faltan quienes niegan la continuación futura del fenómeno, y atribuyen a otras causas exclusivamente meteorológicas las variaciones recientes de nivel; con todo

parece prevalecer la opinión contraria y hasta se ha llegado a asignar como causa de un fuerte terremoto cerca de Racine, Wis., hace pocos años, al exceso de nieve que impulsó hacia abajo la porción basculante y venció la resistencia crítica, provocando la ruptura.

Se están haciendo no pocos cálculos sobre las consecuencias que en el orden económico tendrían estos fenómenos, en cuanto a la navegabilidad y utilización de los puertos del Norte, que habrían de ser dragados con más frecuencia, y otros aspectos del problema de las comunicaciones; hay que tener presente que estos lagos constituyen el mayor depósito de agua dulce de todo el globo, pues contienen casi la mitad de la existente.

3. TECTITAS DE ORIGEN LUNAR

Tan sólo en media docena de lugares privilegiados de la Tierra se han hallado ejemplares de estos extraños cuerpos de estructura vítrea, color variable (castaño, verde o negro) y tamaño que puede llegar a 7 centímetros de diámetro, con forma oval, cilíndrica y otras semejantes; todo su aspecto indica una solidificación a partir de un estado plástico primitivo. En Checoslovaquia son llamadas *moldavitas*, por hallarse en las riberas del río Moldava; *filipinitas*, en las montañas volcánicas de la isla de Luzón; *australitas*, en la región desértica central y en los campos auríferos del Sur de este continente, y, finalmente, *tectitas*, nombre más generalizado, en la parte oriental del Estado de Texas. Todas las especies coinciden en el análisis químico, cuyo resultado no corresponde a las formaciones geológicas terrestres ordinarias.

Entre las múltiples teorías discurridas para explicar su

presencia (piedras de la molleja de aves desconocidas, vidrios prehistóricos debidos a la industria humana, fulguritas formadas por el rayo, bombas volcánicas, etc.), sólo han resistido a la crítica dos más recientes, que están de acuerdo en asignarles un origen extraterrestre: la teoría *cometaria* y la *lunar*, y aún éstas difícilmente dan razón de la extraña localización de sus escasos yacimientos. La primera cree hallar la solución en el hecho de que algunos cometas de perihelio muy próximo al Sol podrían perder parte de su masa, vaporizándose las sustancias más volátiles y fundiéndose las menos; estas últimas serían las tectitas. La segunda es más atrevida, pero en manera alguna inverosímil, y es la más recientemente propuesta de todas: la lluvia de astrolitos que constantemente cae sobre la Luna, difiere de la terrestre en que falta el freno atmosférico, que modere su velocidad, del orden de los 70 km./seg., lo que supone un violentísimo impacto sobre el manto de *lunita*, como se ha llamado a las rocas pulverizadas que cubren la superficie de nuestro satélite; como por otra parte la velocidad de escape que permite liberarse de la atracción lunar es solamente de 2,4 km./seg., no hay dificultad en admitir que algunos fragmentos de la explosión salgan despedidos con velocidad igual o mayor que ésta y puedan así llegar hasta la Tierra.

Conviene aquí recordar que hace pocos años Haas y Walter, en ciento setenta horas de observación de la parte de Luna opuesta al Sol (observación difícil, por la proximidad inevitable de la luz solar), de entre doce fenómenos luminosos vistos sobre el disco de la Luna, creyeron identificar dos de ellos como impactos astrolíticos, que para ser visibles en estas condiciones hubieron de ser importantes; por lo demás, a las dificultades apuntadas hay que unir la

escasa proporción de astrolitos de gran masa que las estadísticas terrestres obligan a admitir también para la Luna.

4. DEPÓSITOS DE HIELO EN EL DESIERTO

En un artículo reciente del «Nature Magazine» se recogen algunos datos interesantes sobre grandes depósitos subterráneos de hielo en los lechos de lava del Modoc, al NE. de California; junto al cráter de Sunset, al N. de Arizona, y cerca de la boca del cráter de Bandera, en el distrito de Nuevo México llamado Valencia; este último es el grupo de cavernas más importantes, abiertas todas bajo lavas muy antiguas; la formación de estos depósitos no está aún bien explicada por los geólogos y constituyen un vivo contraste con la temperatura tórrida de la región durante el verano.

En la mayor de las cuevas, la del rancho de Candalaria, cerca del cráter Bandera, el hielo presenta un color de agua-marina con franjas oscuras horizontales; aunque expuesto al aire, por hallarse a menos de 7 metros bajo el nivel exterior del lecho volcánico, consta que nunca se ha derretido, aun en los días más calurosos; además del manto helado que forma el suelo de la caverna, hay al fondo de ella un bloque de unos 16 metros de ancho por tres o cuatro de altura; se desconoce la profundidad a que penetra este río de hielo.

Desde tiempos muy remotos se han utilizado estos depósitos por los colonos de las cercanías para proveerse de tan precioso elemento, así para la refrigeración como para el abastecimiento de agua potable, en una región donde las corrientes superficiales son prácticamente inexistentes. Según el Dr. H. P. Mera, del Laboratorio Antropológico de

Nuevo México, la antigüedad de ciertos instrumentos indios encontrados en cuevas cercanas se remonta al siglo XI de nuestra Era; pero no se sabe si en tiempos de estos aborígenes eran usados los depósitos como el día de hoy, ya que las condiciones climatológicas de la región parecen haber sido muy diferentes.

Proyecto de Investigación y Estudio de los yacimientos Wolframo-estanníferos de España

POR

ENRIQUE RAMIREZ Y RAMIREZ

Licenciado en Ciencias Naturales

S U M A R I O

1. Localización de las zonas wolframíferas y estanníferas de España.—
2. Geología de los granitos en los que se encuentran los yacimientos de wolframo-estanníferos. Sus aureolas de metamorfismo y las relaciones con las posibilidades de metilización.—
3. Características esenciales de los yacimientos. Minerales de interés industrial o estratégico a ellos asociados.—
4. Rendimientos medios de las explotaciones actuales. Métodos de explotación. Transportes y comunicaciones.—
5. Posibilidades inmediatas de los yacimientos. Intensificación de trabajos, su racionalización.—
6. La investigación de las arenas de interés minero.—
7. Procedimientos de investigación. Labor previa de prospección geológica. Empleo de procedimientos geofísicos de prospección con métodos eléctricos en zonas localizadas. Uso de detectores metálicos.—
8. Aluviones wolframíferos. Sus posibilidades.—
9. La investigación de estos aluviones. Procedimiento a emplear. Cubicación de masas aluvioneras. Rendimientos medios. Lavados de muestras seriadas. Eluviones de interés minero.—
10. Realización del proyecto.—
11. Conclusiones finales.

ENRIQUE RAMIREZ Y RAMIREZ

PROYECTO DE INVESTIGACION Y ESTUDIO DE LOS YACIMIENTOS WOLFRAMO-ESTANNIFEROS DE ESPAÑA

1. LOCALIZACIÓN DE LAS ZONAS WOLFRAMÍFERAS Y ESTANNÍFERAS DE ESPAÑA

La minería de estaño tiene en España cierta raigambre que proviene de la serie localizada de yacimientos que desde tiempos muy remotos se explotan con mayor o menor intensidad en dependencia con diversos factores. El wolframio, descubierto en el siglo pasado, ha sido en estos años bastante explotado.

Cotelo Neiva ha querido definir concretando la existencia de una provincia metalogenética ibérica de wolframio en España, limitándola de la siguiente manera: Límite Norte, próximo a Santiago de Compostela y en Salabe, al Este de Ribadeo, provincia de Oviedo, cruzando la provincia de Pontevedra, Orense y Zamora, ocupa en Portugal las zonas de Braganza, Villarreal, Viana do Castelo, Braga, Porto, Aveiro, Vizeu, Guarda, Castelo Branco, parte del distrito de Portalegre, provincias de Salamanca, Cáceres y Badajoz, avanzando hacia el SE. hasta la falla del Guadalquivir. Algunos yacimientos se encuentran en las provincias de Valladolid, Segovia, Madrid y Toledo.

Más taxativamente, las zonas españolas wolframíferas y estanníferas son: Provincias de Coruña. Pontevedra, Orense, Zamora, Salamanca, Cáceres, Badajoz, Córdoba, León, Asturias, Murcia, Jaén y algunos yacimientos de Cartagena. Aún quedan por citar alguna otra provincia con algunos criaderos de menor importancia, aunque en ocasiones aporten a la economía nacional buenas partidas de mineral, de estaño o wolframio.

Figuran entre las primeras provincias productoras, tanto por el rendimiento de sus yacimientos como por la amplitud de las zonas mineras, Zamora, Salamanca y Galicia, que poseen provincias como La Coruña, con ricos y prometedores criaderos de estos metales.

La provincia de Cáceres, en estos últimos años, ha dado una gran producción de estaño y wolframio, habiendo de tenerse en cuenta que aún está poco explorada, lo mismo que la de Badajoz, añadiendo por otra parte que algunos de los yacimientos que se explotan poseen metalizaciones de gran consideración. Otras zonas de esta provincia están aún sin conocer, existiendo únicamente pequeñas explotaciones de poca trascendencia. Tiene esta provincia el gran interés de la exploración de algunas comarcas, especialmente las situadas hacia Oliva de Jerez, Valle de la Serena, Mérida y Alange.

La provincia de Cáceres en estos últimos años ha sido objeto de algunos reconocimientos geológico-mineros por nuestra parte y en ella, además, han desplegado bastante actividad verdaderas brigadas de aventureros en busca de estos codiciados metales. No por ello dejan de existir muchas comarcas aún poco estudiadas bajo estos aspectos y otras en las que ha alcanzado la minería cierto desarrollo como es la región de Gata; sus posibilidades no están

aún agotadas. En ella ponemos muchas esperanzas, teniendo en cuenta las características de muchos de los yacimientos visitados por nosotros, el tipo de labores que en ellos se ha realizado y la existencia de áreas filanianas que no se explotaron sino muy someramente.

Zamora y Salamanca son provincias de amplio desarrollo en esta minería y hace ya casi medio siglo que en años diversos, pero intermitentemente, se explotaron sus yacimientos, teniendo en cuenta los precios que en el mercado mundial de metales alcanzaban estos que nos ocupan. En ellas existen yacimientos que proporcionan y proporcionaron muy buenos rendimientos. Por otra parte, hay zonas aluvionares que, explotadas racionalmente, pueden suministrar importantes cantidades de estos metales a precios de coste bajos. Tal es lo que sucede, por ejemplo, en la provincia de Salamanca, en su línea con la de Cáceres, donde ríos como el Agueda, Huebra, Yeltes, Mameco, Tormes y algunos valles como son los del Rubias, Santa Clara y Peñagrajera son muy prometedores.

La cubicación de estas masas de aluviones y el cálculo de rendimiento por tonelada es un trabajo a realizar y de alto porvenir.

En la provincia de Zamora son dignos de citar como localidades donde se explotan o se explotaron estos minerales las siguientes: Zafara, Cerezal, Muga de Sayago, Villar de Ciervos y otras.

En Salamanca tenemos las zonas de Saucelle, Barrueco Pardo, Fregeneda, Hinojosa de Duero, Sibradillo, Lumbrales, San Felices de los Gallegos, Puertoseguro, Encinasola de los Comendadores, Cerralbo, San Pedro de Ro-

sado, además de la Sierra de Jálama, Navasfrías, El Payo, Guadamoso y La Redonda.

La Coruña es de las provincias españolas donde se explotó el estaño desde tiempos muy remotos, incluyéndosela con Orense y la restante región gallega en las antiguas Casitérides. El wolframio, igualmente ha sido objeto de activa explotación desde finales del siglo pasado y especialmente durante la contienda de 1914-18 y en la pasada guerra mundial. El estaño, con mayor o menor intensidad, lleva más de treinta años de explotación ininterrumpida en esta provincia, en donde existe una de las más ricas regiones del mundo en wolframio y estaño, y esta riqueza se prolonga a Orense, Pontevedra, Zamora y Salamanca, que juntamente con la región Norte de Portugal poseen reservas muy considerables.

En Coruña hemos de citar las siguientes localidades donde se explota el estaño: Noya, Cruído y Lausame, Lage, La Puebla del Caramiñal, etc.

En Orense merece que citemos Lebosán, Beariz, Linares, Couso, Carballino, Forcarey, Puentecondelas, Arniceiros, Arnoya, Penoreta, Porqueira, Calvos de Randín, Baltar, Ribadavia, Mondín y Verín.

Ya en Pontevedra existen yacimientos como los de La Estrada, Silleda, Merza, Cardia, Lalín, etc.

La zona de Córdoba está muy poco explotada en relación con el área de interés minero que posee. En la actualidad se empezaron a trabajar una serie de minas, algunas ya conocidas, que pronto alcanzaban relativa gran importancia, teniendo en cuenta el alto precio que alcanzó (actualmente ha bajado un poco el precio) el wolframio. Se hayan localizados estos yacimientos en las comarcas

del Norte de Montoro, Villanueva de Córdoba, Aldea de Ardeño y zona de Andújar.

En Cáceres hay localidades de gran tradición minera como son Acebo, Gata, Torre de D. Miguel, Cadalso, Monte Hermoso, Torrecilla de los Angeles, Santibáñez el Bajo y Garrobillas. Por otra parte, se encuentran yacimientos de gran rendimiento en la vertiente meridional de la Sierra de Jálama, colindantes con Navasfrías y El Payo.

Más hacia el centro de la provincia y hacia Extremadura central se han explotado recientemente: Cáceres (varios yacimientos), Almoharín, Montánchez, Casas de Don Antonio, Arroyomolinos de Montánchez y Albalá. Parece que la provincia de Cáceres posee aún reservas considerables.

En la provincia de Badajoz hemos de citar los yacimientos de Mérida, Oliva de Jerez, Campanario, el famoso por su enorme producción del Valle de la Serena, Jerez de los Caballeros, etc.

En Jaén se ha extraído alguna cantidad en el límite con Córdoba y Ciudad Real y en León existen algunos yacimientos especialmente de Scheelita en Ponferrada y además se ha explotado en mayor o menor cantidad en Cartagena, El Espinar, Torrelodones y Hoyo de Manzanares (Madrid), Sierra Almagrera, Sierra de Mijas en Málaga, con algunas otras localidades en Murcia.

Un examen del mapa geológico de España nos dice inmediatamente que las relaciones de los yacimientos de wolframio y estaño en España con los bordes de las masas graníticas son más que evidentes. En efecto, encontramos que la distribución geográfica de estos criaderos quedan localizadas siguiendo las líneas que nos marcan los

límites de los grandes plutones que han aflorado en mayor o menor extensión.

En Galicia hemos de considerar la mancha fronteriza de San Martín de Mosqueta, Puebla de Sanabria, Lagunilla, Puebla de Tribes y el Barco de Valdeorras, con disposición en conjunto hacia el NW. Hacia la frontera portuguesa y en su límite hacia el río Miño y su prolongación al NE. se encuentra un gran plutón que se extiende ampliamente hacia el Sur, bordeado por la frontera y limitado por localidades como Monterrey, Verín, San Salvador, Porqueira, San Esteban, Ayasu, Taboa de los Baños, Nogueira, Carballinos, etc., prolongándose hacia el Norte para llegar hasta Lugo, Betanzos, Puente deume hasta El Ferrol.

Más hacia el Oeste encontramos los granitos de Puente Candelas, Rivadabia, La Cañiza, Redondela, Caldas de Reyes, La Estrada, Lalín, Padrón, prolongándose hacia el Norte por Negreiro y Carballo ya limitados por las costas gallegas.

En conjunto, casi todos los granitos gallegos son continuación de los portugueses, mostrándose en contacto con un estrato cristalino muy dudoso que los geólogos alemanes consideran silúrico y cámbrico muy metamorfoseado.

La orientación de todos ellos parece corresponder al NO.-SE. con unos bordes muy sinuosos, lo que amplía el área del territorio explorado y a estudiar. Por otra parte, como las áreas de metamorfismo son muy extensas, las posibilidades de ampliar el campo minero son enormes. Hay que tener en cuenta, además, que en las costas gallegas se encuentran a veces arenas que, investigadas convenientemente, pueden dar lugar al hallazgo de metales del más alto interés, y las masas de éstas son incalculables.

El manchón de Zamora comprende la zona que, limitada por la frontera portuguesa, queda hacia Fuenfría, Almaraz, San Román, Peñansende, penetrando hacia el Oeste por Bermillo de Sayago y Fermoselle y prolongándose hacia Almeida, Santiz, Ledesma, para penetrar en la provincia de Salamanca por Rollán, Villavieja, Vitigudino, Lumbraies, Saldeana, y más hacia el Sur El Isleo de San Felices de los Gallegos.

En la provincia de Cáceres, el gran macizo de Béjar se prolonga hacia el Oeste por la Sierra de Gredos hasta Plasencia, con manchones tan importantes como los de Hoyos, San Martín de Trebejos y Peñaparda.

Encontramos otros grandes macizos en la Extremadura central que constituyen las sierras centrales graníticas extremeñas, que se extiende hasta Cáceres y comprenden las Sierras de Montánchez, San Cristóbal, Robledillo y Santa Cruz.

En la provincia de Badajoz, el gran manchón de la Serena, que se prolonga hasta la provincia de Córdoba por Pozoblanco, Hinojosa del Duque. Gran interés poseen los pequeños isleos de Montoro, Ovejo, Villaviciosa, y los de la Cardenchoa, Posadilla, Argallón, Coronada, al S. de Fuenteovejuna.

No tenemos noticias que los granitos del Pirineo den lugar a yacimientos del tipo de los que nos ocupamos.

2. GEOLOGÍA DE LOS GRANITOS EN LOS QUE SE ENCUENTRAN LOS YACIMIENTOS VOLFRAMO-ESTANNÍFEROS

La mayor parte de los batolitos graníticos que tienen interés metalogenético poseen características petrográficas normales en cuanto a su composición, textura y condicio-

nes tectónicas de posición espacial. En algún caso hay que destacar un diapirismo más o menos acentuado que guarda relaciones muy estrechas con mejores condiciones de metalización. Tal es lo que sucede con el yacimiento de Logrosán (Cáceres).

Predominan en estos granitos la mica blanca como elemento hojoso, pero son frecuentes los granitos con dos micas e incluso algunos con la biotita como mica predominante o exclusiva; también se encuentran los tipos anfibólicos.

Muchos de ellos son referibles al tipo granulita, otros son de grano fino, porfiroides y de facies pegmatíticas.

Parece haber una cierta tendencia a la presencia de granitos de textura pegmatítica y porfiroide con relación a los que se encuentran conteniendo yacimientos de wolframio y estaño, carácter este de gran interés en cuanto a los trabajos de prospección geológico-minera.

La edad de tales masas intrusivas están referidas con mayor frecuencia a la fase saálica del movimiento orogénico hercínico. Sin embargo, se encuentran otros granitos que corresponderían posiblemente al movimiento caledoniano y otros de las fases más modernas de la orogenia varisca.

Por lo que a Extremadura se refiere, los granitos se muestran con tipos porfiroides predominantes, escaseando los de granos finos y aplíticos. Pero en ciertas zonas es posible observar tipos granulíticos muy desarrollados donde encajan los yacimientos de wolframio y estaño con tendencias a los de facies pegmatoide. En algún caso son micropórfidos graníticos en los que arman estos filones cuarzoso-wolframífero-estanníferos.

Lo esencial, sin embargo, es señalar, como ya lo hici-

mos en algún otro trabajo (1), un diaclasado NE.-SO. en todos los batolitos extremeños que están directamente relacionados con la génesis de estos yacimientos.

Los granitos gallegos están caracterizados por sus tipos geneísicos; en algunos predominan los elementos síalicos sobre los fémicos, lo que da lugar al predominio de la moscovita y los feldespatos alterados. Otros granitos de esta región poseen las dos micas en la misma proporción; son de textura granuda y con numerosos diques de pegmatitas que dan origen a muchos yacimientos de berilo, casiterita, wolframita, espodumena, etc. Otros tipos de granitos presentan los feldespatos menos alterados, blancos o rojizos con fenocristales que les hacen tomar facies porfídica y con biotita exclusiva. En todos los granitos de la región que nos ocupa hay que ver una solidificación en zonas profundas del magma, a veces en la zona abisal, de gran acidez. Posteriormente a la consolidación, estas masas intrusivas han sufrido efectos de diastrofismo en algunos casos de gran intensidad.

Pocos estudios petroquímicos se han llevado a cabo hasta ahora en estos granitos, siendo ésta una tarea a realizar en relación con el proyecto que bosquejamos y de los cuales se pueden esperar importantes conclusiones para llegar a un mejor conocimiento de la metalogenia granítica.

De algunos análisis químicos realizados se deduce que una gran parte de los granitos de Galicia entran en el tipo magmático engadinítico de Niggli. Otros del macizo central ibérico se consideran del tipo magmático yosemítico de quimismo típicamente pacífico.

(1) Ramírez (E) Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. Los yacimientos Wolframio-estanníferos de la Extremadura Central. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España N.º 28. Madrid, 1952.

En conjunto, salvo determinadas zonas intrusivas localizadas, es muy evidente el carácter pacífico de la provincia granítica que forma una gran mayoría de los manchones que nos ocupan, acompañado de un cortejo de diques de pegmatitas de gran interés minero; algunos lampródidos y otras formaciones hidrotermales con mineralizaciones muy interesantes.

En los granitos de la provincia de Salamanca y Norte de la de Cáceres, los estudios del geólogo alemán Smidt-Thomé (2) nos los presenta como granitos de tres épocas diversas, que localiza entre el Duero y Tormes con granitos más viejos y apizarrados en la zona occidental a lo largo de la frontera portuguesa con granito viejo y los de la Sierra de Béjar y Gredos con granito joven porfídico que en la tectónica los integra en tres intrusiones: un granito sinorogénico precoz, un granito sinorogénico de culminación y granitos sinorogénicos tardíos. Se encuentran en ellos tipos de rocas apizarradas con turmalina y feldespatos fragmentados y otros con textura pegmatítica y ordenación de los feldespatos.

SUS AUREOLAS DE METAMORFISMO Y LAS RELACIONES CON LAS POSIBILIDADES DE METALIZACIÓN

Los bordes de los granitos están caracterizados por la aparición en ellos de una doble aureola de metamorfismo, interna y externa. La interna corresponde al borde del macizo y en él aparecen influencias derivadas de la presencia

(2) Schmidt-Thomé (P) Basamento palcozoico y cobestera sedimentáica en la parte occidental de España central (prov. de Salamanca y Cáceres). Tra. I. M. Ríos, Publicaciones extranjeras sobre geología de España. Inst. Lucas Malloda. T. V.

de las pizarras, filadidos o materiales sedimentarios plegados en que encajan los granitos. Es en esta región marginal donde con más frecuencia aparecen los yacimientos wolframo-estanníferos.

Hemos estudiado detenidamente zonas en la Extremadura central donde hemos deducido algunas conclusiones que figuran en un trabajo nuestro publicado por el Instituto Geológico y Minero de España, número 28, NOTAS Y COMUNICACIONES.

Diques de pegmatitas se ven a veces localizados con profusión en estos parajes que pasan a la aureola externa y muchas veces evolucionan hasta filones cuarcíferos, grandes enclaves de materiales sedimentarios no terminados de digerir son frecuentes de observar. Otras veces son estas pizarras pintadas las que penetran como espolones derivados de la aureola externa y la mayor parte de las veces los filones cuarcíferos se encuentran como hemos dicho en estas zonas.

La aureola externa queda caracterizada en general por un metamorfismo que es muy amplio tanto en términos de él como en desarrollo espacial. En efecto, se encuentran desde zonas donde los filadidos, pizarras, etc., parecen no afectados por la masa intrusiva a pesar de ser éstas anteriores a él, hasta zonas donde se halla una banda de migmatización muy intensa con una serie completa de migmatitas, pasando por otras donde son observables aquellos materiales con los típicos minerales de metamorfismo con mayor o menor desarrollo, granate, chiastolitas, estaurótidas, distenas, micas, etc.

A nuestro modo de ver, las posibilidades de metalización son tanto más probables cuanto más intensas sean estas aureolas de metamorfismo y su tendencia a la apari-

ción de inyecciones de diversos materiales derivados de la zona magmática. En los granitos hay una relación muy evidente entre la presencia y predominio de la mica blanca con la existencia de este tipo de yacimiento y buenas metalizaciones.

En una aureola de gran desarrollo en potencia y con una serie variada de migmatitas, las metalizaciones serían más posibles que en otras de escasa intensidad, donde el metamorfismo haya sido escaso. Pero hay que advertir que a veces existe un nivel definido de influencia directa de los granitos sobre las pizarras, por encima del cual éstos aparecen con escasas modificaciones. Hay que advertir, además, que la mayor acidéz de los granitos y rocas a ellos asociadas favorece la metalogénesis de wolframio y estaño.

3. CARACTERES ESENCIALES DE LOS YACIMIENTOS. MINERALES DE INTERÉS INDUSTRIAL O ESTRATÉGICO A ELLOS ASOCIADOS

La mayor parte de los yacimientos de estaño y wolframio españoles arman en filones de cuarzo o diques de pegmatitas, éstos especialmente situados en la región gallega en donde se encuentran la wolframita y la casiterita como menas fundamentales de estos yacimientos.

Otros tipos de yacimientos, especialmente los aluvionares y eluvionares, hemos de considerar en este proyecto, denominándoles secundarios y llamándose primarios a los que primero hemos citados.

A veces un dique de pegmatita mineralizada evoluciona hasta dar un filón cuarzoso por disminución de los feldspatos y las micas.

Los filones cuarcíferos en general se disponen paralelamente, existiendo algunos casos de «steckwork». La poten-

cia de los filones es por lo general pequeña, siendo de 10 a 80 centímetros lo más frecuente. Son de pocas posibilidades los filones de mayor potencia porque en general éstos corresponden a una fase de hidrotermalismo en los que no suelen aparecer estos minerales, que son más de origen neumatolítico.

La verticalidad es muy frecuente en estos filones, existiendo buzamientos de poco valor con relación a esta posición; sin embargo, el buzamiento grande es favorable para las buenas metalizaciones.

Es normal en todo yacimiento filoniano los desfleques, encontrándose por lo general la casiterita en las salbandas de la masa cuarzosa, mientras que el wolframio se da en el centro del filón.

La schelita se asocia con frecuencia bien a la casiterita o a la wolframita o a veces es ella la que predomina.

Las paragénesis son bastante variadas, pero muy constante es la asociación de pirita, arsenopirita, calcopirita, ferberita, hubnerita, ambligonita, turmalina. En ocasiones se encuentran blenda, galena, molibdenita, oro, fluorita, antimonita, siendo más raros la bournonita, ulmanita, narita, cuproschelita, plumboestatita, hematites, magnetita, bornita, guadarramita, calcita, fosforita, etc.

Algunos yacimientos poseen asociaciones que permitirían con un sistema de explotación adecuado, el aprovechamiento de dos o más minerales. Por ejemplo, en el valle de la Serena (Badajoz) aparece, junto con la wolframita, ocos de bismuto en cantidad para ser beneficiados como menas de este metal (3). Al parecido sucede con otras menas de las proximidades de Montoro.

(3) Ramírez (E) Una excursión geológica a las minas del Valle de la Serena (Badajoz). Bol. de la Real Soc. Esp. de His. Nat. T. L. N.º 1. 1952.

Cuando son diques de pegmatitas las que se explotan, es muy frecuente que en ellos aparezcan minerales de alto valor estratégico o industrial, además de los que constituyen la mena principal. Son, por ejemplo, de gran interés ciertas pegmatitas uraníferas, litiníferas, etc.

4. RENDIMIENTO MEDIO DE LAS EXPLOTACIONES ACTUALES

Teniendo en cuenta los métodos de explotación de los que después nos ocuparemos, los rendimientos que se obtienen en muchas de las explotaciones son muy alentadores.

Como término medio se puede calcular un promedio de dos toneladas mensuales para una concesión en la cual trabajan unos cincuenta obreros que suelen realizar a destajo la tarea comprándoseles después el mineral obtenido. En todo caso es el precio del mineral el que hace oscilar la producción.

Para una mina de características normales en este tipo de yacimiento, es decir, con metalizaciones esporádicas e irregulares, el rendimiento suele ser de unos dos kilos de mineral por obrero y día, aun careciendo éstos de utensilios adecuados de trabajo. Cuando las explotaciones de filones se complementan con lavado de aluviones, las cifras de producción son más variables, porque es de hacer notar que muchos yacimientos no poseen agua suficiente para llevar a cabo los lavados con regularidad.

Cuando en un yacimiento aparece la wolframita unida a la schelita, las cifras de producción son complementadas, pero las oscilaciones en algunos casos son más intensas. Cuando la schelita se presenta asociada a la casiterita, la separación de estos minerales plantea un problema grave, ya que los procedimientos electromagnéticos no son apli-

cables. Pero siempre hay un predominio de uno de ellos, lo cual facilita su solución porque las metalizaciones guardan relaciones espaciales que permiten sacarlos ya con una separación muy aceptable para ser admitidos en fundición.

Los yacimientos salmantinos dieron buenos rendimientos, llegando a alcanzar algunos las 15 toneladas mensuales; otros producían 5 toneladas, y muy pocos pasaban de tres. En general, en los primeros momentos de los trabajos, la producción es mayor que al cabo de un cierto tiempo, pero ésta llega a estabilizarse con una cifra de rendimiento que indica ya la riqueza del criadero. El número de obreros que permanecen fijamente una vez pasada la primera etapa indica la riqueza, y «grosso modo» nos dice bastante de sus posibilidades.

En el Norte de la provincia de Cáceres existen yacimientos bastante explotados, pero que permanecen con una producción de una a dos toneladas mensuales y con ciertas posibilidades de mejorarla; más al Sur de esta provincia, ya en la Extremadura central, como por ejemplo en Almocharín y Mérida, conocemos algunas instalaciones que llegan a las 5 a 6 toneladas mensuales, con unos 40 obreros fijos en las labores.

Las minas gallegas de wolframita y casiterita dan cifras de producción muy de tener en cuenta, ya que las 5 ó 6 toneladas mensuales son frecuentes. Sin embargo, la producción más regularizada y más frecuente para un yacimiento pobre oscila entre la media a una tonelada con unos 30 obreros trabajando en ella. Si el obrero obtiene un kilo diario de producción, caso muy frecuente, la explotación es aceptable y sigue una marcha muy regular, pero también es corriente que una pequeña brigada integrada por 6 ó 7 obre-

ros obtengan una producción de 10, 12 kilos de producción mineral.

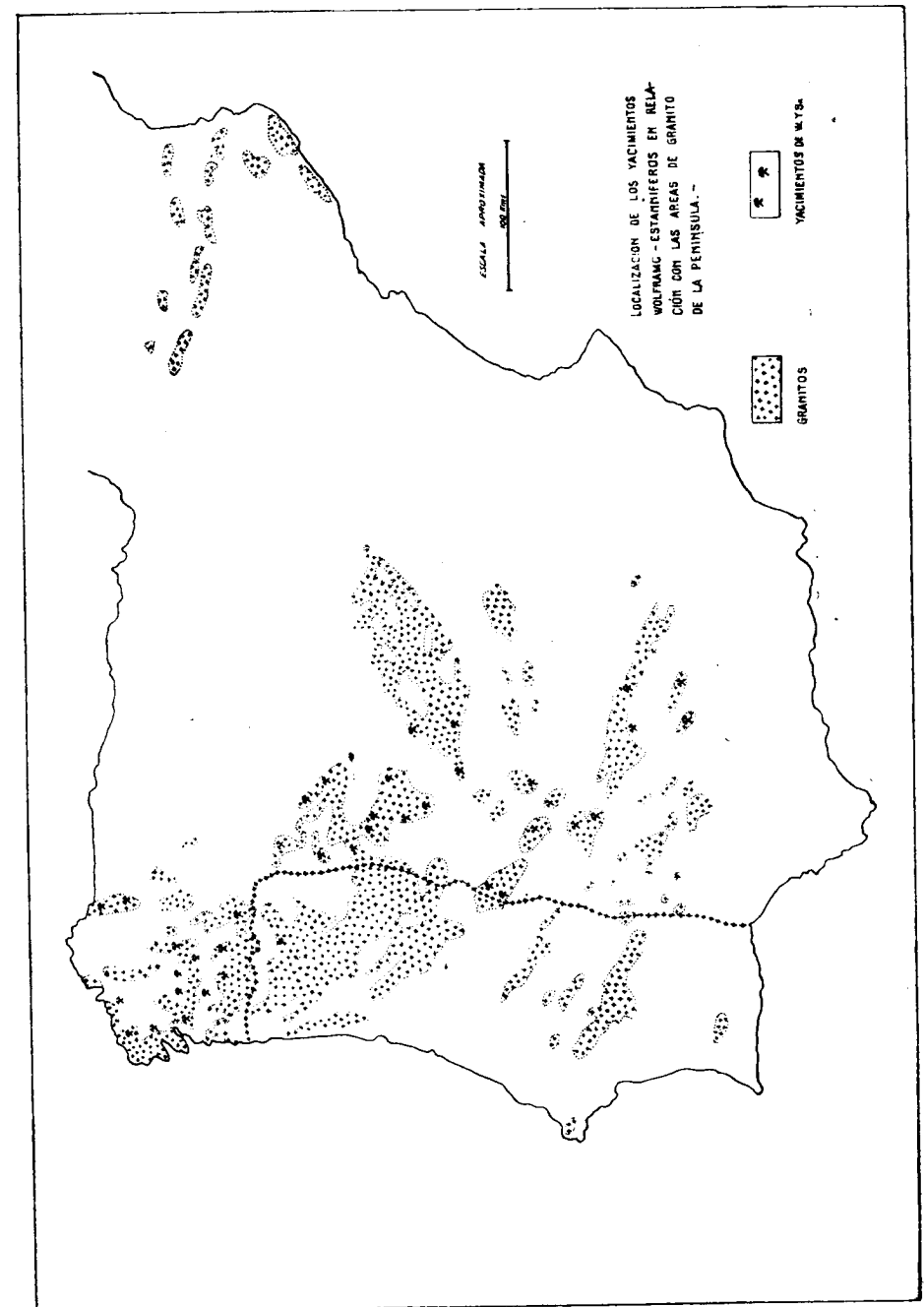
Ahora bien, estas cifras que damos, y que muchas de ellas son datos personalmente obtenidos, no son las que oficialmente se conocen, pues es bien sabido que el contrabando reina en esta actividad humana más que en otras muchas, por lo cual los datos que se conocen no responden a la realidad.

Las explotaciones que se agotan rápidamente, al menos por los procedimientos de trabajo que se realizan, producen una o dos toneladas en tres y cuatro meses para decaer su explotación verticalmente al buscar infructuosamente durante varios días nuevos filones metalizados. En todo caso, los rendimientos que se obtienen oscilan o son menores de los que realmente se pueden obtener, debido al sistema de explotación anárquico y rudimentario que en ellos se dan.

MÉTODOS DE EXPLOTACIÓN ACTUALES

Son muy pocas las explotaciones que disponen de procedimientos adecuados de trabajo como molinos, quebrantadoras, trituradoras, mesas lavadoras, perforadoras, etcétera. La mayor parte de ellos poseen un utillaje de lo más rudimentario.

El sistema de trabajo más empleado es el que permite a los dueños de las concesiones una mínima exposición de capital, por lo cual imponen el trabajo por cuenta y riesgo de los obreros. El dueño de la demarcación se limita a comprar a los obreros el mineral obtenido a un precio más o menos variable y a la vigilancia de la concesión para evitar la sustracción de mineral, que evitan más o menos, pero nunca totalmente.



Es normal que en un grupo minero haya demarcaciones que deben su existencia a que se dedican a la compra del mineral que los obreros sustraen de las explotaciones vecinas, pagándoles a un precio un poco más elevado.

La técnica que se sigue más corrientemente es la de abrir calicatas y zanjas lateralmente a los filones, que de ser productivos se prolongan, siguiendo la dirección del filón y profundizándola muy limitadamente, ya que se carece de medios para entibar o dar las mínimas seguridades a los obreros.

En un trabajo que hemos reseñado anteriormente, decíamos concretamente, hablando de los procedimientos de explotación: «No nos puede pasar desapercibido el estado anárquico que reina en estos trabajos derivados de varias causas, pero especialmente de que los aventureros sólo ven en esta actividad un procedimiento de lucro en gran escala, recurriendo a los métodos más intolerables, ya que se destruye gran parte una materia prima de tanto interés para el país como es el estaño o el wolframio.»

«Sin la más elemental dirección técnica, unos mineros improvisados, de la noche a la mañana trabajan con sus escasísimos medios los filones a cielo abierto por lo general, que frecuentemente lo pierden o lo abandonan al no darles con la prontitud que ellos desean el apetecido mineral, siendo abandonados.»

«A veces sucede que los trabajos llegaron a puntos próximos a las metalizaciones y una nueva brigada de obreros que por casualidad se ponga a trabajar en aquel sitio obtiene una alta producción con grandes facilidades.»

«Raras veces se persiguen los filones en galerías y cuando éstas se hacen más que tales trabajos son cuevas donde se trabaja con el mayor peligro de quedar enterra-

dos los que en ella se hallan. El resultado final de estas actividades es ver convertido un campo filaniano en un verdadero caos de calicatas, zanjas, pozos abandonados, amontonamientos de tierras, rocas, lo cual produce la impresión más deplorable. En algún caso las explotaciones están en manos de alguna entidad comercial, que lleva a cabo una explotación más racional.»

«La zafra suele ser titulada por los procedimientos más rústicos, practicando el lavado a mano en recipientes medianamente adecuados.»

«Salvo determinadas zonas, que ya tienen alguna tradición en este tipo de actividad, son generalmente gentes sin la menor experiencia. Atraídos por la perspectiva de grandes riquezas aparecen en estos lugares mineros de otras zonas ya explotadas, que se convierten en maestros de los demás.»

Se cometen los fraudes más refinados al mezclar ilmenita, oligisto u otros minerales con la casiterita o la wolfranita.

TRANSPORTES Y COMUNICACIONES

Las zonas wolframíferas españolas se hallan localizadas en regiones que en cuanto a comunicaciones son deficientes o están lejos de los centros productores.

En muchos casos, especialmente en la región gallega (provincia de Orense), son caminos malos los que hay que seguir a partir de las minas para llegar a carreteras de primero, segundo o tercer orden, o bien a simples caminos vecinales. En Cáceres, el problema es parecido o aún más agudo, pues esta provincia, en cuanto a comunicaciones, es de lo más atrasada de la península. En Córdoba, las

comunicaciones y sobre todo el ferrocarril está por lo general alejado de los centros donde existe minería de este tipo.

En Galicia sería de gran interés el ferrocarril de Pontevedra a Ribadavia y de aquella localidad a Lugo.

Zamora y Salamanca no están en mejores condiciones respecto a transporte. Sin embargo, hemos de hacer constar que esta minería no moviliza para su transporte grandes masas de materias y en todo caso la salida de las minas, dada su gran densidad, no supone una gran complicación en los medios de transporte.

En muchos casos se solucionarían estas comunicaciones con la construcción de pistas o caminos vecinales desde el paraje donde está enclavada la explotación minera hasta algún ferrocarril próximo o a alguna carretera. En Galicia ya se solucionó de esta forma el transporte en alguna explotación.

5. POSIBILIDADES INMEDIATAS DE LOS YACIMIENTOS

Hemos de considerar en este epígrafe un doble aspecto de la cuestión. Por un lado hemos de considerar las posibilidades de los yacimientos que se explotan en la actualidad, o se explotaron y se encuentran actualmente en estado de mayor o menor abandono y que puede aún ser objeto de una explotación previo un detenido estudio de las condiciones en que se encuentran y una investigación, realizando una serie de calicatas convenientemente situadas.

Muchos yacimientos de los que consideramos que poseen reservas considerables, que no se explotan por carecer de los suficientes elementos técnicos o bien porque tra-

bajados con el sistema actual de explotación no son rentables, siéndolos en cambio por el empleo de maquinaria adecuada para este tipo de laboreo.

En este aspecto son especialmente destacables los aluviones y eluviones que solamente se lavan cuando son muy ricos, pero en grandes masas y con rendimientos medios no se lavan con las bateas u otros instrumentos de los que utilizan estos mineros. Otras veces filones metalizados que quedan a relativa gran profundidad no han podido ser trabajados por carecerse de los medios necesarios para entibar, sacar la zafra o en general dar las suficientes seguridades para que un obrero pueda trabajar a profundidades que raramente sobrepasan los 50 ó 100 metros.

En otros casos las metalizaciones no rinden lo suficiente para ser trituradas a mano, pero con el empleo de molinos pueden ser rentables, y por tanto podían ser objeto de explotación. Por otra parte, nos encontramos con que al trabajar estos filones pueden ser aprovechados otros minerales que tienen cierto interés especialmente algunos de los que después nos ocuparemos. El otro aspecto que hemos de considerar, y es el más importante, es el de la explotación de las áreas mineras a investigar con posibilidades muy esperanzadoras en ciertos sectores. De esta cuestión nos ocuparemos después, pero es importante que señalemos que ciertas zonas aún no explotadas y otras en las que existen algún yacimiento descubierto son de extraordinario interés una exploración metódica, de la cual puede esperarse resultados muy positivos.

Existen además amplias regiones que por sus características geológicas, petrográficas, tectónicas y metalogénicas merecen un estudio detenido, dado que encierran

posibilidades muy concretas respecto a este tipo de yacimientos.

INTENSIFICACIÓN DE TRABAJOS. SU RACIONALIZACIÓN

Ya quedó esbozado que el laboreo actual de la minería de wolframio y estaño es muy rudimentaria, tanto en procedimientos de trabajo cuanto en dirección técnica, investigación del criadero, etc. Por ello se impone una ordenación en estas actividades que abarcaría especialmente a las minas que pueden tener posibilidades inmediatas o reservas aceptables en cuanto a un equilibrio económico favorable.

Creemos que son dignas de atención en primer lugar las minas en las cuales junto a un sistema filoniano existe una masa de aluviones que pueden ser sometidas a lavado porque siempre los aluviones complementan la producción de los filones, asegurando un rendimiento regular. Es preciso, por otra parte, ordenar los trabajos de una gran parte de estos yacimientos, la que de esta ordenación se ha de derivar un mayor beneficio de producción. Muchas veces por falta de un orden en los trabajos que se efectúan hay que movilizar grandes masas de escombros, ya que debajo de estas masas se encuentra un filón productivo.

Esta tarea resulta cara, dados los medios de que disponen los obreros y la autonomía que en ellos es siempre muy reducida, y ante aquellas perspectivas el trabajo se abandona.

Otras veces las galerías, zanjas o calicatas se han hecho en las peores condiciones para su prosecución, y esta labor tiene un límite, llegado al cual ha de ser abandonada. Existen casos en que yacimientos con buenas perspectivas se tra-

bajan a un ritmo muy pobre por escasez de mano de obra o porque los naturales de aquella comarca no se dedican a tales tareas; este caso se completa a veces con otros en que el dueño de la explotación impone una marcha lenta a los trabajos por falta de iniciativa para una dirección eficaz. Son, además, frecuentes las existencias de múltiples denuncias mineras en donde no se empezó a trabajar por negligencia de los dueños de ellas o por dedicarse fundamentalmente éstos a otras actividades.

Pero la intensificación de trabajos más primordial y fundamental que se impone es la de proveer a esta minería de maquinaria adecuada, teniendo en cuenta la capacidad y riqueza del yacimiento y su economía. No es incompatible la existencia de esta maquinaria con instalaciones más o menos completas de un yacimiento de rendimiento normal. Antes, al contrario, si la mina lo requiere, se derivaría de esta mejora una mayor producción en cantidad y en calidad para el mineral que se beneficia. Por ejemplo, en Almoharín (Cáceres), una mina de casiterita y schelita que produce más de cuatro toneladas mensuales con 40 obreros y grandes pérdidas de mineral por falta de experiencia de los mineros, podría casi duplicar la producción con la instalación de la maquinaria adecuada. En conjunto es pequeño el número de obreros que se ocupa de una determinada concesión y aún éstos, trabajando con un plan ordenado, podrían producir mucho más de lo que actualmente rinden. Esta intensificación de los trabajos, pues, es un hecho que es preciso realizar.

Además hay que tener en cuenta que a veces se pierde mucho mineral porque ciertas variedades de wolframita y de casiterita no son conocidas y el lavado no es todo lo perfecto que sería de desear.

7. PROCEDIMIENTOS DE INVESTIGACIÓN. LABOR PREVIA DE PROSPECCIÓN GEOLÓGICA.

Señaladas previamente las zonas de interés minero con mayor o menor exactitud, es preciso realizar en ellas una investigación geológico-minera para llegar a un conocimiento, a veces de detalle, en estas zonas.

Los procedimientos de investigación exigen por un lado un conocimiento topográfico de la región a estudiar, para lo cual es preciso disponer de las Hojas del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1/50.000, ó, mejor aún, las Hojas del Mapa Geológico, a esa misma escala, de las regiones donde ya estén publicadas.

A falta de estos datos se puede trabajar con los mapas planimétricos de término municipal y los del mapa geológico 1/400.000. En algunos casos sería necesario realizar un trabajo topográfico previo, lo que exige la adquisición de un taquímetro y demás instrumental para esta labor.

Conocidas las comunicaciones de la región sería posible, en algunos casos, utilizar el ferrocarril o líneas de autobuses para el traslado de unos lugares a otros, pero muchas veces será preciso disponer de un vehículo para realizar estas tareas, además de que éste facilitaría una mayor autonomía y un ahorro de tiempo.

Como primer paso de esta tarea de la más alta trascendencia, tanto desde el punto de vista de la ciencia pura, como de la aplicada, es necesario una prospección geológica de mayor o menor amplitud. Esta labor se ha de dirigir con preferencia, como ya queda dicho, a los bordes y aún a las zonas interiores de los grandes batolitos de rocas ácidas siendo preferible en todo caso los pequeños «stocks» graníticos y sus zonas marginales de materiales

sedimentarios metamorfizados. En estas áreas es necesario un estudio de detalle de la evolución de la serie metamórfica, tanto interna como externa, el estudio de las diaclasas del granito y sus posibles rellenos, diques de pegmatitas que se localicen dentro de la masa intrusiva o fuera de ellas, filones cuarzosos, tramos pizarrosos de ultrametamorfismo y, en general, toda la masa intrusiva ha de ser objeto de una detenida prospección, teniendo en cuenta las características de la zona que se estudia y los datos que se vayan obteniendo.

De especial interés ha de ser el estudio de los diques de pegmatitas, ya que en ellos se dan una serie de minerales de alto interés industrial o estratégico que, o bien se asocian en paragénesis con la wolfranita, casiterita, schelita, o bien forman yacimientos independientes de estos minerales. Asimismo los filones cuarzosos que en amplias zonas, como son la cacereño-salmantina y la cordobesa, son los que contienen a la wolfranita, casiterita y otros minerales.

Los aluviones de los ríos y arroyos de la comarca a estudiar, ensayados convenientemente mediante lavados de muestras tomadas en sitios estratégicamente situados a lo largo de su cauce, o bien en las márgenes, nos han de proporcionar importantes y a veces decisivos datos para nuestra tarea. Complemento indispensable de esta labor ha de ser el análisis ordenado de las rocas objeto de estudio, tanto intrusivas como de metamorfismo y examen al microscopio de preparaciones obtenidas de ellas.

Esta labor puede ser realizada en el laboratorio, lo que exige, pues, una alternancia de trabajo de campo con los de gabinete. El examen de perfiles y cortes geológicos obtenidos, el estudio de ejemplares de rocas recolectadas, su

comparación con las de otras regiones, reconocimiento con el microscopio de reflexión y metalográfico de muestras de minerales de los filones que se estudian han de ser objeto de atención lo mismo que el estudio de los concentrados obtenidos en el lavado de muestras de aluviones.

EMPLEO DE PROCEDIMIENTOS GEOFÍSICOS DE PROSPECCIÓN CON MÉTODOS ELÉCTRICOS EN ZONAS LOCALIZADAS. USO DE DETECTORES METÁLICOS.

A esta labor de prospección geológica ha de seguir un estudio de determinadas zonas mediante sondeos con procedimientos eléctricos de prospección. Y nos referimos concretamente al empleo de procedimientos eléctricos porque creemos son los que dan mejores resultados una vez localizadas áreas filonianas con metalizaciones posibles.

En muchas explotaciones mineras de otros países es muy aplicado este procedimiento para situar las metalizaciones en un filón, tanto en profundidad como en longitud, amplitud de ella, etc.

En determinadas áreas filonianas los procedimientos geofísicos eléctricos permiten la localización y diferenciación de los filones con posibilidades de explotación de los que son completamente estériles. Es más; zonas en que los afloramientos filonianos no llegan a realizarse o se encuentran recubiertos por depósitos más recientes la prospección eléctrica nos dice la existencia de estos filones y aún sus posibles metalizaciones.

Pero hemos de hacer todavía una aclaración más, en este tipo de minería que estudiamos, dado lo anómalo de las metalizaciones y su distribución irregular dentro de un filón o sistemas de filones, de un dique o sistema de di-

ques, las ondas eléctricas por situarnos en un margen de seguridad grande, la ausencia o presencia de las bandas o tramos metalizados, bolsadas o ausencia de tales mineralizaciones, nos ahorran una serie de labores para llegar a una investigación de ellas y, por ende, un ahorro económico a veces muy considerable.

Los sondeos verticales de resistibilidades por el procedimiento Schlumber son más fáciles de utilizar para trabajos mineros que los de plano de resistibilidades. También suelen ser utilizados los métodos con corrientes continuas, con profundidades de investigación de algunos cientos de metros.

El estudio de la distribución de corrientes alternantes en el suelo ha dado buenos resultados a los geólogos para la búsqueda de minerales que se encuentran a algunas decenas de metros debajo de mantos aluvionares.

Por otra parte, los detectores metálicos nos pueden suponer una gran ayuda en la prospección geológica, ya que nos permiten situar masas metalizadas con posibilidades de investigación minera. En todo caso un detector metálico es un complemento útil, a veces incluso pueden detectar estos aparatos aluviones o eluviones que poseen elementos metalíferos. Un detector metálico, además, es un aparato que puede ser llevado en el equipo de un geólogo en los trabajos de campo.

8. ALUVIONES WOLFRANÍFEROS Y ESTANNÍFEROS. SUS POSIBILIDADES.

Hemos indicado que existen, en relación con los yacimientos filonianos o primarios, otros secundarios constituidos por masas de aluviones o eluviones que son muy

prometedores, tanto por la riqueza de éstos como por la cantidad de estos aluviones. Por lo general, una masa de aluviones aun con un porcentaje bajo de mena es explotado, ya que el costo de su laboreo es mínimo, comparado con el tonelaje que puede ser sometido a este lavado. En las zonas wolframíferas que hemos reseñado existen, en ocasiones, masas con volúmenes considerables de aluviones que son dignos de un estudio más detenido.

Es lógico que la riqueza de un aluvión sea tanto mayor cuanto más cerca esté del yacimiento primario, no obstante en muchos casos esta ley no es aplicable, ya que por la topografía, dureza del mineral, mayor o menor facilidad con que se altera, riqueza del yacimiento, etc., la extensión del área aluvional es más o menos extensa. Hemos hallado ríos extremeños que a 10 y 12 kilómetros de la situación de un yacimiento poseían elementos metálicos en cantidad que les hacía aptos para su explotación.

Especialmente en la provincia de Salamanca, Galicia y la parte norte de Cáceres existen zonas con grandes posibilidades para estas investigaciones. Téngase en cuenta que los mayores yacimientos del mundo de estaño (Península de Malaya y de Africa del Sur) son aluviones y los que más se explotan con las grandes ventajas de economía de este tipo de explotación.

Capas con un metro de potencia y hasta cuatro y cinco metros existen en Extremadura, pero ya con 70 centímetros y aún menos tienen cierto interés.

En España, por otra parte, la situación de aluviones estanníferos tiene una gran tradición; en Salamanca se calcula que los romanos lavaron hasta cuatro millones de toneladas de aluviones para extraer estaño de ellas.

9. LA INVESTIGACIÓN DE ESTOS ALUVIONES. PROCEDIMIENTOS A EMPLEAR.

Por lo general, todo yacimiento filoniano posee una zona aluvial, o por lo menos eluvial, que puede tener interés para su explotación. Hemos de tener en cuenta a este respecto que la casiterita y la wolframita son minerales neumatolíticos y sus metalizaciones, por lo general poco profundas, con lo cual estos yacimientos en cabeza, se erosionan y son arrastrados a mayor o menor distancia de su posición primitiva.

Proponemos para una investigación de estos aluviones el estudio de la existencia o ausencia de tales masas, en relación con yacimientos filonianos; en muchos casos, lo mejor será ocuparse de una investigación de las arenas y los ríos con tonelaje considerable de ellas.

Estas arenas, después de concentrarse por lavado y estudiadas al microscopio o con un binocular, nos pueden suministrar importantes datos. Parece que incluso se presentan en ellas otros minerales de interés industrial; tal es el caso de la ilmenita, oro, etc. Unas veces se han realizado estos concentrados en el mismo lugar donde se encuentra, otras será preciso su traslado al laboratorio para su concentración, análisis microscópico y químico.

CUBICACIÓN DE ESTAS MASAS ALUVIONARES.

Si los aluviones objeto de estudio poseen menas en cantidad explotables, se han de llevar a cabo una cubicación de estas masas, lo cual trae consigo un conocimiento del volumen total de aluviones que pueden ser explotados. Por lo general la cubicación se realiza sin más complicaciones

que un cálculo aproximado con datos que suministra la geología ayudados en otros con ciertas medidas fáciles de realizar.

RENDIMIENTOS MEDIOS.

Para que unos aluviones puedan ser objeto de explotación han de contener una cantidad de elementos metálicos que permita su laboreo con un margen de economía. Es lógico pensar que el procedimiento será muy variado, teniendo en cuenta el precio que alcanza el metal en cuestión en el mercado, volumen de aluviones de que se dispone, etcétera. Para el caso de la casiterita y de la wolfranita aluviones con 0,250 kg. por tonelada son explotables cuando se disponen de grandes masas.

En ciertas zonas se encuentran aluviones con un rendimiento que puede llegar hasta los dos, tres kilos por tonelada.

LAVADO DE MUESTRAS SERIADAS.

La prospección de una zona de aluviones la hemos realizado mediante procedimiento de toma de muestras seriadas y convenientemente reseñadas. Es decir, si tratamos de conocer la existencia de metales de interés económico en un determinado valle fluvial, acumulaciones de las vallonadas; lo fundamental ha de consistir en situar una serie de puntos estratégicamente situados en su cauce, teniendo en cuenta las leyes que rigen la marcha de las aguas encauzadas, torrenteras, etc., y tomar una serie de muestras de estos puntos mediante la apertura de pequeñas catas, que nos permiten conocer en profundidad la

existencia o ausencia de tales minerales. Si además hemos calculado el peso de cada muestra tomada, podemos después conocer el porcentaje de los minerales que se encuentran en estos aluviones mediante un cálculo sencillo.

ELUVIONES DE INTERÉS MINERO.

Pensamos que en un yacimiento filoniano el laboreo de eluviones puede ser un complemento muy de tener en cuenta en tales explotaciones. La investigación de estos eluviones se lleva a cabo por un procedimiento análogo para el caso de los aluviones. La misma instalación, con pequeñas modificaciones, sirve para el tratamiento de unos y otros. En general el rendimiento de estos eluviones es mayor que para los aluviones y la ley de los minerales es generalmente más alta; el wolframio es igualmente explotado mediante este tipo de yacimientos.

10. REALIZACIÓN DEL PROYECTO.

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expuesto, creemos oportuno señalar que para la investigación de algunos yacimientos será necesario ciertos trabajos que, en su mayor parte, se reducirán a calicatas, zanjas, pequeñas labores adecuadamente situadas y de la más eficaz posición para los fines que con ellos se persiguen.

Al lado de estos trabajos está, como objeto principal de este proyecto, los desplazamientos sistemáticos a las zonas estudiadas de un equipo que por lo menos ha de ser de dos geólogos especialistas en este tipo de yacimiento. Está prevista para algunos casos la intervención de un capataz facultativo de minas para la dirección de las labores que se proyectan.

Estancia en las provincias y comarcas que sean objeto de estudio, con traslados de unos puntos a otros, según requieran las necesidades de los trabajos de investigación. Habitualmente es preciso la adquisición de un guía, en compañía del cual se recorrerán los distintos puntos de una localidad que interese estudiar.

Transporte de muestras de aluviones o eluviones para su lavado y estudio, a puntos donde existan lavaderos que ofrezcan garantías de realizar estos trabajos con la mayor seguridad posible. Traslado de muestras de rocas y minerales hasta los laboratorios situados en Madrid. Obtención de preparaciones microscópicas de rocas. Análisis petroquímico de rocas que se han de realizar en los laboratorios donde dispongan del material necesario, preparación de minerales para su estudio metalográfico, etc.

La actuación de los equipos de prospección geofísica, lo consideramos independientemente de este proyecto, aunque se ha de tener en cuenta que estos equipos pueden ser los del Instituto Geológico y Minero de España o de otra empresa particular.

Trabajos de lavados de aluviones en los mismos yacimientos en que se encuentran. Se llevarán a cabo estos lavados aprovechando la práctica que poseen los obreros que trabajan en algunas explotaciones actualmente en actividad.

Son de prever otras funciones y necesidades que irán surgiendo a medida que se vayan poniendo en ejecución el plan que esbozamos.

Calculamos en un período de tres años las zanjas, calicatas, etc., que se hagan para cortar filones y ver su tipo de metalización, tipo de filones, desfleques, etc., además de la toma de muestras de aluviones para ver su naturaleza, disposición y otros muchos datos.

Adquisición de Hojas del Mapa Topográfico 1/50.000 ó bien de las Hojas del Mapa Geológico a la misma escala cuando éstas estén publicadas.

Adquisición de saquetas de pequeño contenido para la toma de muestras de aluviones. Y otra serie de utillaje que a primera vista no es posible prever, pero que habrán de ser justificadas, fijándose la urgencia de su adquisición.

11. CONCLUSIONES.

1.º Existe una área wolframo-estannífera española que comprende las provincias de Orense, Pontevedra, La Coruña, Zamora, Salamanca, Cáceres, Badajoz y otras de menor importancia.

2.º Existe actualmente una minería que, en términos generales, está poco desarrollada y que se lleva a cabo por procedimientos muy rudimentarios.

3.º Los yacimientos wolframo-estanníferos están relacionados con los bordes de los batolitos graníticos y en general de las rocas ácidas.

4.º Estos yacimientos se localizan bien dentro de la masa granítica o bien en la aureola de metamorfismo que bordea los macizos eruptivos.

5.º Las posibilidades de metalización quedan en relación con la presencia o ausencia de bandas de metamorfismo de mayor o menor desarrollo, lo que en último caso demuestra la abundancia de gases mineralizadores que han dado origen a estos yacimientos. Asimismo se relacionan tales criaderos con bordes graníticos con fracturas o diaclasas como vías de salidas de tales mineralizadores.

6.º Los yacimientos españoles por lo general son de

tipo filoniano de tipo cuarzoso. Otros casos son diques de pegmatitas los que se explotan.

7.º Se encuentran unidos a estos minerales otros de interés industrial o estratégico.

8.º El rendimiento de éstos, aún teniendo en cuenta lo rústico de su explotación, en muchos casos es de gran riqueza.

9.º Los yacimientos que se explotan en la actualidad son susceptibles de intensificar sus trabajos racionalizándolos. Otras áreas poseen el gran interés de su prospección geológico-mineras, algunas de ellas con posibilidades concretas.

10. La explotación de masas aluvionares merece la máxima atención por las grandes facilidades de su laboreo y su investigación puede dar lugar a una gran mejora en los rendimientos de los yacimientos.

BIBLIOGRAFIA

- MARTÍNEZ ALCÍBAR (A.): Aluviones estanníferos y descripción de algunos depósitos de la provincia de Orense. «Revista Minera», t. I, 1874.
- ESCOSURA: Descripción de las minas de la provincia de Zamora, 1846.
- CUTOLI (F.): Memoria sobre las minas de estaño situadas en la provincia de Pontevedra y Orense. Madrid, 1847.
- URUBURU (N.): Criaderos de estaño de Orense, 1857.
- GIL Y MAESTRE (A.): Descripción físico-geológica y minera de la provincia de Salamanca. Madrid, 1880.
- GARCÍA (M.): Algunos filones estanníferos de la provincia de Salamanca. «Bol. Com. Mapa Geológico», provincia de Salamanca. Serie A, t. III, 1876.
- CZYKOWSKI (S.): Les venues metalliferes de l'Espagne. París, 1897.
- CALDERÓN (S.): Casiterita y filones estanníferos de la Península. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.» Vol. I, 1901.

- FERNÁNDEZ NAVARRO (L.): Localidades españolas de minerales nuevos o poco conocidos. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», núm. 4, 1904.
- HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): Distribución de la Wolframita en España y yacimientos de tungsteno del Cerro de las Cabezas en Montoro (Córdoba). «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», 1905.
- CALDERÓN (S.): Notas bibliográficas sobre estadística minera de España correspondiente al año 1905. «Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.», t. VI, 1906.
- SÁNCHEZ LOZANO (R.): Notas referentes a varios yacimientos de estaño de la provincia de Orense. «Bol. Com. Mapa Geol.», t. VIII, 2.ª serie, 1906.
- GRANELL (C.): Estudio sobre los minerales de wolframio de España. «Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», t. IX, 1909.
- MALLADA (L.): Nota acerca de las minas de tungstato de hierro, del término de Carbayo, prov. de Orense, y del de Montoro, provincia de Córdoba. «Bol. del Instituto Geol. y Minero de España», núm. 29, 1909.
- SÁNCHEZ LOZANO (R.): Wolfram ibérico. Congreso de Ingeniería de Dusseldorf. «Bol. del Instituto Geol. de España», t. XI, 2.ª serie, 1910.
- ELEIZEGUI (A.): La minería en el distrito de La Coruña, Lugo. «Revista Minera», serie C, t. XXVII, 1909.
- RUBÍES PIÑA (S.): La presencia de la estannina en España, su composición. «Anal. de la Soc. Española de Física y Química», t. XXIX, 1911.
- SACRISTÁN (J.): Criaderos de Wolfram de Oliva de Jerez y Zahinos, de la provincia de Badajoz. «Revista Minera», 1913.
- DORPINGHAUS (W. T.): Die zinc wolframm und urarlageritatten des atlantischen Randgebirges der Iberischen. Habitusel sowie die allgenieni burgwirtschaftliche die ses. Metallund Erz, 1914.
- BLÁZQUEZ DELGADO, AGUILERA (ARSENIO): Las Casitérides y el comercio de estaño en la antigüedad. Madrid, 1915.
- CARBONELL (A.): Tungsteno en la provincia de Córdoba. «Revista Minera», 1917.
- PÉREZ (P.): Casiteritas en San Rafael (Segovia). «Bol. Of. de Minas y Metalurgia», año IV, núms. 32 y 33.
- CUETO (R.) e IRIMO (A.): Estudio de los yacimientos de estaño de La Coruña. «Bol. Of. de Minas y Metalurgia», núm. 19, 1918.
- SCHULZ (G.): Notice sur une pélite stannifere. «Bull. Soc. Geol. de France», 2.ª serie. París.

- FÁBREGAS (P.): Estudio industrial de los criaderos de estaño y wolframio de España. Congreso de Ingeniería, 1919.
- CARBONELL (A.): España, productora de tungsteno. «Ingeniería y Construcción», 1925.
- GARCÍA PUELLES (B.): Estudio industrial de los criaderos wolframíferos y estanníferos de la provincia de Salamanca. «Bol. Of. de Minas y Metalurgia», núms. 11, 12 y 13, abril 1918.
- MARÍN (A.): Informe sobre las minas de estaño Avión y Beariz, 1921.
- VARELA (T.): Estudio de los criaderos de estaño. Sección de Minas. Ministerio de Fomento. Jefatura de La Coruña, 1920-21.
- HEREZA (J.): Los estaños de Cáceres situados al Sudeste de la capital a tres o cuatro kilómetros de la misma. «Revista Minera», serie C, t. XXI.
- RUBIO (E.): Sobre una extraña asociación de minerales de bismuto y tungsteno en la serranía de Ronda. «Revista Minera», 1926.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.): Informe sobre las minas de wolframio de Montoro, 1926.
- BARRIENTOS (G.): Memoria correspondiente al estudio de un criadero de estaño y wolfram. Sección de Minas del Ministerio de Fomento, 1927.
- BRUNET (E.): Les alluvions stanníferes de la região de Villar Formoso (Portugal). Congrés International des Mines. 6 Sección. Liege, Junho de 1930.
- PARGA PONDAL (I.) y GARRIGA VÁZQUEZ (A.): Contribución al estudio de los minerales de wolframio de Galicia I. Análisis de wolframita de Juno, Monte Neme Casayo, Veiga e Vilacoba. «Anal. de la Real Soc. Española de Física y Química», t. XXVIII, 1930.
- HESS (F. L.): Pegmatites. «Economic Geol.» Vol. XXVIII, núm. 5, 1933.
- JONES (W. R.): Tin and Tungsten Deposits, the economic significance of their relative temperature of formation. Trans. Inst. Min. Metal. London, 1919.
- LANDES (KENNETH): Origin and clasificación of pegmatites. «American Mineralogist». Vol. XVIII, núms. 2 y 3, 1933.
- DA COSTA FONSECA (N.): Nota sobre o jazigo de wolframio da Panasqueira. «Bol. da Sociedade Geologica de Portugal». Vol. III.
- JOHN H. WIESE and SALVADOR CÁRDENAS: Tungsten Deposits of the Southern Part of Sonora. México. «Geological Survey Bulletin», 946-D, 1945.

- FOSHANG (WILLIAMS y CARL FRIES: Los yacimientos de estaño de la República Mexicana. Comité Directivo para la investigación de los recursos minerales de México, 1946.
- C. O. M. E. I. N.: Memoria de la labor realizada en 1946.
- CARPENTIER (H): Le gite de wolfram de Leucamp et sa metallogenie «Bull. Soc. Geol. de France», 1950.
- BEBIANO (J. BACELLAR): Minas de Perovisen (Estudi Geológico). Lisboa, 1940.
- COTELO NEIVA (J. M.): Jazigos Portugueses de casiterite e de wolframite. Dirección General de Minas e Servicios Geológicos. Lisboa, 1944.
- TERMIER (P.), OWODENKO (B.) et AGARD (J.): Les gites de etain et de tungsten de la region d'Oulmes (Maroc). Service Geologique de Maroc, 1951.
- RAMÍREZ (E.): Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. Los yacimientos wolframio-estanníferos de la Extremadura central. «Notas y Comunicaciones» del Instituto Geológico de España, núm. 28. Madrid, 1952.

Reseña de una excursión geológica al Apenino
Septentrional

POR

ANTONIO ALMELA y JOSE MARIA RIOS
Ingenieros de Minas

JOSE MARIA RIOS y ANTONIO ALMELA

Ingenieros de Minas

RESEÑA DE UNA EXCURSION GEOLOGICA AL APENINO SEPTENTRIONAL

PREÁMBULO

La estructura geológica del Apenino Septentrional, según pudimos apreciar a lo largo de esta excursión, es extraordinariamente complicada y constituye desde hace muchos años una preocupación fundamental de la geología italiana.

Antes de reseñar las observaciones recogidas durante la excursión, estimamos conveniente hacer una breve exposición del desarrollo de la interpretación geológica de dicha cadena, desde sus primeras versiones hasta la elaborada explicación actual de su estructura y del origen de la misma. Y no solamente porque va a constituir una adecuada preparación cíclica para la mejor comprensión de la complicada interpretación actual, sino porque supone un curioso y típico ejemplo de la evolución completa e ininterrumpida de unos razonamientos geológicos que sucesivamente se van adaptando a los nuevos estilos (¿o modas?) tectónicos, y no lo decimos en un sentido peyorativo, sino porque es el mecanismo del desarrollo de las ciencias, sobre todo de las que por fuerza y razón de su propia na-

turaleza, tienen un carácter tan marcadamente especulativo como es el de la ciencia geológica (1).

Viene subrayado este carácter de evolución interpretativa por el hecho de que la representación geológica de la región no ha variado en nada fundamental en su expresión cartográfica desde que fué establecida con base sólida por LOTTI y por ZACCAGNA en las últimas décadas del siglo pasado y primeras del actual. Ciertamente es que se ha afinado mucho en los detalles, que ha habido importantes transposiciones en la atribución de edades absolutas, pero las cartografías establecidas entonces por los mencionados autores (mapa a escala 1:100.000), siguen constituyendo sustancialmente la base de las representaciones actuales. Es la interpretación tectónica, tan distinta, lo que separa a enorme distancia los cortes geológicos de dichos autores, por cierto de tan admirable y bellísima ejecución y presentación gráfica, de los actuales.

LOTTI y ZACCAGNA, en sus detallados reconocimientos geológicos, establecieron la serie estratigráfica regional en la que posteriormente se han discutido y modificado sobre todo los siguientes conceptos:

1. La edad de algunos miembros de su serie triásica, bastante desarrollada.
2. La existencia de dos importantes lagunas estratigráficas dentro de la serie secundaria, cuyo origen atribuían a plegamientos seguidos de acciones erosivas. La primera, correspondiente a la transgre-

(1) Esta evolución y estudio de antecedentes está extractada de una publicación del Prof. G. MERLA, titulada *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. «Boll. della Soc. Geol. Italiana», vol. LXX, 1951. Pisa, 1952, 282 páginas.

sión bathoniense de SUESS, tuvo lugar entre el Lías Superior y el Titónico, transgresivo en los Alpes Apuanos (cadena más occidental, junto a la costa del Tirreno) sobre cualquiera de las formaciones más antiguas, mientras que en el Apenino propiamente dicho se manifiesta por una mera interrupción en los depósitos, pero no va acompañada de discordancia. La segunda, y más acusada, corresponde a la transgresión cenomanense de SUESS y se manifiesta aquí entre el Neocomiense y el Senonense. Es base estratigráfica establecida hoy en día, importante para la interpretación actual, la negación de estas lagunas estratigráficas.

3. Existencia de un Eoceno bastante complejo y potente, desmembrado hoy en día en diversas formaciones.

4. Ocurrencia de otra laguna, con emersión, del Eoceno al Mioceno Superior.

En cuanto a la interpretación tectónica, como dijimos antes totalmente apartada de la actual, establecieron ZACCAGNA y LOTTI las siguientes ideas fundamentales:

1. Existencia de una *Catena metallifera*, dirigida de Norte a Sur, con emersión por plegamiento entre el Lías y el Titónico, sujeta a acción erosiva posterior y correspondiente a la zona de dominio de los afloramientos mesozoicos y más antiguos de que forman parte, entre otros elementos geográficos, el Monte di Spezia, Alpes Apuanos, Monte Pisano, etcétera, etc., mientras que en el Apenino Toscano, p. d., donde el dominio es del flysch terciario, el plegamiento habría comenzado más tarde (laguna pre-

senonense) y correspondería en su período álgido a la fase alpidínica post-eógena. Esta cadena se dirige de Noroeste a Sureste.

2. Interpretan tectónicamente ambas cordilleras, con un estilo que se puede llamar clásico, de plegamientos armónicos, con pliegues muy acumulados, pero raramente estirados, y que, por consiguiente, no ofrecen contactos tectónicamente anormales, salvo los que resultan de fallas directas de distensión o descomprensión. Consecuencia de esta interpretación es el predominio del tipo tectónico anticlinal y exigencia de la misma, un acortamiento muy notable de la cobertura con respecto al yacente.

3. Existencia, en la *Cadena Metalífera*, de un número considerable de fallas normales por distensión correspondientes, en su mayor parte, al comienzo del Cuaternario, con cortejo de fenómenos hidrológicos y metalogénicos y profundización del área tectónica.

Conviene que hagamos presentación ahora del elemento estratigráfico perturbador de la geología del Apenino, verdadero fantasma entre sus formaciones, de tan peculiar aspecto como misterioso origen, en que reside el meollo de la dificultad interpretativa: Las *Argille scagliose* (2). En su sentido más moderno es una complejísima formación, de disposición definida como caótica, que contiene materiales y fósiles de la mayor parte de las formaciones pre-

(2) La traducción de este término litológico, que surgirá con frecuencia en este texto, nos plantea un problema, ya que su traducción literal, como *arcillas escamosas*, no corresponde exactamente a su idea original. En vista de ello las designaremos en adelante por sus iniciales *a. s.*

sentas desde las más antiguas a las más modernas. Se encuentra en las más variadas posiciones tectónicas pero, fundamentalmente, reposa como recubrimiento alóctono sobre las restantes formaciones que son esencialmente autóctonas.

Las *a. s.* se encuentran también en las series estratigráficas de LOTTI y ZACCAGNA, con un concepto mucho más restringido areal y estratigráficamente, y para ellos es un elemento más de la serie normal correspondiente al tercero (o tercero y parte del cuarto) de los cuatro tramos en que dividen el Eoceno, siendo el primero el más bajo.

Otro elemento estratigráfico, importante por su extensión y potencia, que cambia de la serie de dichos autores a los conocimientos actuales es el complejo *Marnoso-arenáceo* que LOTTI atribuye al Eoceno y que actualmente se refiere íntegro al Mioceno. Contiene abundantes *Nummulites*, pero se ha demostrado que están en yacimiento secundario y proceden de la destrucción de sedimentos eocenos, re-sedimentados en el Mioceno.

En general, los contemporáneos de LOTTI y ZACCAGNA aceptan «grosso modo» sus interpretaciones estratigráficas y tectónicas, y, por ejemplo, DE STEFFANI sólo difiere en detalles, pero SACCO da un paso de significado para las interpretaciones modernas al señalar la presencia de fósiles cretáceos (Cretáceo inf.) en las *a. s.*, y rechaza la edad terciaria. (En realidad, contiene también elementos pertenecientes a la serie terciaria.)

Un cambio radical en la interpretación tectónica supone la afirmación simultánea por DE LAUNAY y STEINMANN (1907) del carácter alóctono de las *a. s.* ofiolíticas, basada en el hecho de que ni un solo filón o canal de salida de rocas verdes (contenidas en la masa de las *a. s.*) atravie-

san las formaciones oligo-miocenas, y más bajas, sobre las que reposan aquéllas.

Como consecuencia obligada entra en funcionamiento la teoría del recubrimiento por mantos. No obstante ésta no es aceptada por muchos geólogos, que siguen aferrados a las interpretaciones de sabor más clásico, pero que a su vez son incapaces de resolver el enigma que ha empezado a plantear el nuevo aspecto de las *a. s.* Después de la importantísima contribución que representa el concepto de la alectonia de las *a. s.*, queda por precisar la morfología, causalidad y mecanismo de las masas aléctonas.

Una generación de geólogos se dedica a desarrollar las tesis de los recubrimientos por mantos, bien sea explicando su origen por empujes tectónicos, bien por corrimientos debidos a la acción de la gravedad. A este respecto es típica la interpretación dada por DE WIJKERSLOOTH y nos referimos a ella porque se difundió entre el público español en una conferencia dada por P. FALLOT y que fué posteriormente publicada en nuestro idioma (3). DE WIJKERSLOOTH (1934) explica la estructura del Apenino por resbalamientos gravitativos en los flancos de una gran intumescencia (de acuerdo con el esquema propuesto por VAN BEMMELEN), y posterior hundimiento de la bóveda de esta gran intumescencia. Elementos de esta idea se encuentran en la interpretación actual, pero de ninguna manera puede establecerse un paralelismo entre ambas. Adelantando ideas diremos que actualmente proponen los geólogos italianos una serie de arrugas tectónicas que surgen sucesivamente, desplazándose de Oeste a Este, en el transcurso de los tiempos

(3) P. FALLOT, *Las últimas teorías orogénicas*. «N. y C. d. I. G. y M. de España», núm. 17. Madrid, 1947.

geológicos, a partir del secundario bajo (fig. 20). Se pliega el yacente autóctono y las *a. s.*, que proceden originariamente del área del mar Tirreno, resbalan sobre los flancos, y de esta manera se desplazan de Oeste a Este. Cada arruga coloca el frente de las *a. s.* en el área en que va a surgir la arruga sucesiva y de esta manera se hace posible el desplazamiento. Se verifica con preferencia hacia el Este, debido a la disimetría de las arrugas (figs. 17, 18 y 19), pero sobre todo a la peculiar estructura de éstas, como se explicará más adelante.

Para la actual escuela toscana la teoría de los mantos fracasa porque se basa en observaciones que, si bien son auténticas y exactas, tienen sólo un alcance local y las diversas interpretaciones en aquel sentido resultan de una extrapolación excesiva que lleva a conclusiones no concordantes con la generalidad de los hechos de observación y que además arrastran consigo exigencias de orden mecánico, inaceptables. Estas exigencias están ligadas, sobre todo, a un acortamiento excesivo de la cobertura con relación al substrato, a una oposición a los relieves creados y a implicaciones de grandísimo alcance en las deformaciones profundas de la litosfera.

Un hecho stratigráfico de importancia que se establece en esta etapa, es la atribución por PRINCIPI (1925 en adelante) del complejo *marnoso arenáceo*, hasta ahora considerado como Eoceno por la presencia de *Nummulites*, al Mioceno, al demostrar, como dijimos antes, que se trata de formas procedentes de destrucción y sedimentación miocena de rocas eocenas.

En una nueva etapa los geólogos italianos, sobre todo los de la región toscana, van afinando las observaciones de detalle y poco a poco sientan los jalones sobre los que se va elaborando la nueva teoría.

Un paso importante fué la atribución por MIGLIORINI (1944) al Oligoceno de capas antes referidas al Eoceno (presencia de *Lepidocyclinas*) hecho que fija la invasión de las formaciones paleogenas por productos clásticos, en un determinado momento que no puede colocarse más bajo que el Oligoceno.

Los nuevos reconocimientos completan el conjunto areal de las *a. s.* y afianzan el concepto de la aloctonia integral de este conjunto caótico (4). Ahora bien; ANELLI y otros sugerían una aloctonia mucho más limitada que la actual (la cual exige desplazamientos que alcanzan de 100-200 kms.), ya que en vez de fijar su procedencia original en el área del Tirreno propugnan un origen diapírico, con un yacimiento en profundidad no tan alejado de sus posiciones actuales y un desplazamiento, por consiguiente, mucho más reducido, conseguido igualmente por deslizamientos sucesivos. MASINI (1942) es igualmente opuesto a la admisión de desplazamientos de gran alcance pero establece un hecho desde entonces admitido, que consiste en afirmar la absoluta continuidad sedimentaria de la serie toscana sin las lagunas sedimentarias establecidas por los geólogos de la primera etapa. La observación de MASINI, referente a la región Toscana, es ampliada por TREVISÁN (1946), por observaciones en otras regiones, a un ámbito mucho más extenso. Esta continuidad sedimentaria tiene, sobre su significación meramente estratigráfica, un alcance tectónico muy importante por la modificación que supone en la historia del relieve.

(4) La idea de «caoticidad» del conjunto *a. s.*, concepto que exponemos y analizaremos más adelante, fué establecida por ANELLI (1923), quien rescita y afina una idea más antigua de BOMBICCI.

SIGNORINI demostró por primera vez (al establecer un método de análisis y diferenciación neta entre las caras superiores e inferiores de los estratos en facies resedimentadas (fig. 14), y demostrar que determinadas series que se creían en posición normal estaban invertidas) que el *Mazzino* o formación «arenácea» de edad Oligocena-Miocena basal, cabalga a lo largo de diversas e importantes líneas de fractura al conjunto *marnoso-arenáceo* que representa el resto del Mioceno, y que estas dislocaciones son de tipo disyuntivo. Establece (1938 y 1940) que las disposiciones actuales de las *a. s.* están en relación con fenómenos de deslizamiento, pero no sobre una pendiente única como preconiza DE WIJKERSLOOTH, sino por avances sucesivos debidos a la acción de la gravedad, concepto aquel, de los avances sucesivos, que elimina las dificultades mecánicas suscitadas por la pendiente única de aquel geólogo. Finalmente, y mediante observaciones muy detalladas, confirma y establece en base muy sólida observaciones de otros geólogos anteriores según las cuales, en la región toscana interna, el Rético está firmemente enraizado y es transgresivo sobre el Permiano. Ahora bien: la aloctonia del Rético es justificación fundamental de la existencia del manto Toscanide (Toscanidos II), y por consiguiente al demostrar que es netamente autóctono se sustrae la base de sustentación a la teoría de los mantos a este respecto.

BONARELLI (1929) establece una interpretación local, pero perfecta, para el yacimiento de las *a. s.* sobre el Mioceno, mediante coladas transversales, que hecha extensa a todos los demás puntos en que se presentan análogas condiciones, o sea generalizada, sirve de perfecta explicación al fenómeno tan singular de las *a. s.* Esta generalización exige una surgencia sucesiva de arrugas tectónicas que se suceden

en el tiempo y en el espacio, de manera ordenada, del ámbito tirreno al adriático.

MIGLIORINI, cuya pérdida reciente lamenta de manera tan sensible la geología italiana, elabora desde 1936 en adelante el conjunto de ideas fundamentales sobre las que se apoya actualmente la interpretación tectónica de la escuela toscana. En 1940 expone su teoría de arrugas orogénicas y deslizamientos, en oposición a la teoría de mantos de recubrimiento que rechaza radicalmente desde 1936.

Contribuciones de gran importancia unas, fundamentales otras, para la actual versión de la geología apenina son: edad oligomiocena del *macigno*, no obstante su contenido en *Nummulites*, que proceden de resedimentación de materiales eocenos; estudios del mecanismo de esta resedimentación, debido al estado semi-flúido y deslizamientos sub-acuáticos de sedimentos de diagénesis no completada; tectónica de las arrugas del autóctono con una elevación conseguida mediante un sistema de fallas en abanico, convergentes por la base (teoría de la *cuña compuesta*) con la consecuencia mecánica de una elevación considerable, conseguida con un acortamiento reducido, que es una exigencia mecánica de las condiciones estratigráficas y mecanismo tectónico de la teoría de la escuela toscana; distinción de una fase «paleo-apenínica» del Cretáceo superior (originante de la *Pietraforte*) seguida de un período tranquilo, correspondiente más o menos extatamente al Eoceno y de una segunda fase «etrusca» que se completa durante el Oligoceno y tiempos sucesivos.

En 1948 resume estos avances en su teoría completa de arrugas orogénicas, según el modelo de la *cuña compuesta*, y de deslizamientos gravitativos, combinada con una interpretación de sus exigencias isostáticas resultantes del

desplazamiento y «mise en place» de masas erosivas originadas por la denudación de las intumescencias orogénicas.

Y así llegamos al estado actual de esta teoría en cuya afinación trabajaba activamente la escuela toscana de geólogos, representada por los Profesores MERLA y TREVISÁN, de las Universidades de Florencia y Pisa, respectivamente, ayudados por un cortejo de colaboradores y jóvenes discípulos.

Este trabajo tiene lugar, por un lado, en el campo, mediante cartografía minuciosa de gran detalle, que pone a prueba la teoría en sus puntos o regiones menos conocidas, o que suscitan dudas; por otro lado, en la síntesis, en la que se procura llegar al estudio más completo de todas las exigencias mecánicas, incluso a las que afectan a las capas más profundas de la litosfera, es decir, a las regiones de la geología puramente teórica, que escapan a la observación directa.

Esta teoría, en sus líneas esenciales, propugna una autotectonia general de los terrenos del Apenino, salvo en lo que se refiere a la cobertura constituida por las *a. s.*; una tectónica por intumescencias o arrugas tectónicas que se suceden en el tiempo y en espacio desde el ámbito del mar Tirreno a la costa Adriática. Que estas arrugas transportan sucesivamente la materia original de las *a. s.* desde su área original en el Tirreno hasta sus diversas posiciones actuales, al mismo tiempo que le imprimen una estructura caótica y las enriquecen en toda clase de elementos de las rocas sobre las que deslizan en los flancos de las arrugas; que estas arrugas ofrecen estructura de fallas convergentes por bajo, resultado de una tectónica disyuntiva, cuya consecuencia es un acortamiento muy moderado en sentido transversal a la cadena; que los desplazamientos en los

flancos son gravitacionales y se verifican por paquetes de estratos semi-coherentes por diagénesis incompleta.

De esta manera la estructura actual de la mitad inferior de la parte septentrional de la Península aparece integrada por seis de estas grandes arrugas (fig. 7), de las cuales la primera y original se encuentra bajo las aguas del Tirreno en su mayor parte y de la que es aún testigo la isla de Elba. La segunda está representada por los montes de Campiglia y quizá el de Livorno y por los de La Spezia y Gerafalco con un sector bajo las aguas tirrénicas. La tercera constituye los Alpes Apuanos y se prolonga hasta la montaña de Siena. Las número cuatro, cinco y seis constituyen las diversas alineaciones paralelas del Apenino desde Florencia al Adriático.

Todas estas cadenas muestran, en su cobertura de *a. s.*, un empobrecimiento sucesivo en dirección al Adriático, de los elementos procedentes del área original tirrena, es decir, de las rocas más antiguas y de las ofiolitas y un enriquecimiento de las rocas modernas, con participación menor de *a. s.*

Estos son los temas fundamentales que se van a repetir como base de las observaciones y razonamientos a lo largo de la excursión que vamos a describir.

Este trabajo consta de las siguientes partes:

- 1) Descripción de la excursión.
- 2) Reseña y descripción de los fenómenos o hechos estratigráficos y tectónicos, de tipo especial, sobre los que se apoya la teoría y que son exigencias de su interpretación.
- 3) Lista alfabética de las formaciones litológicas peculiares de la región.

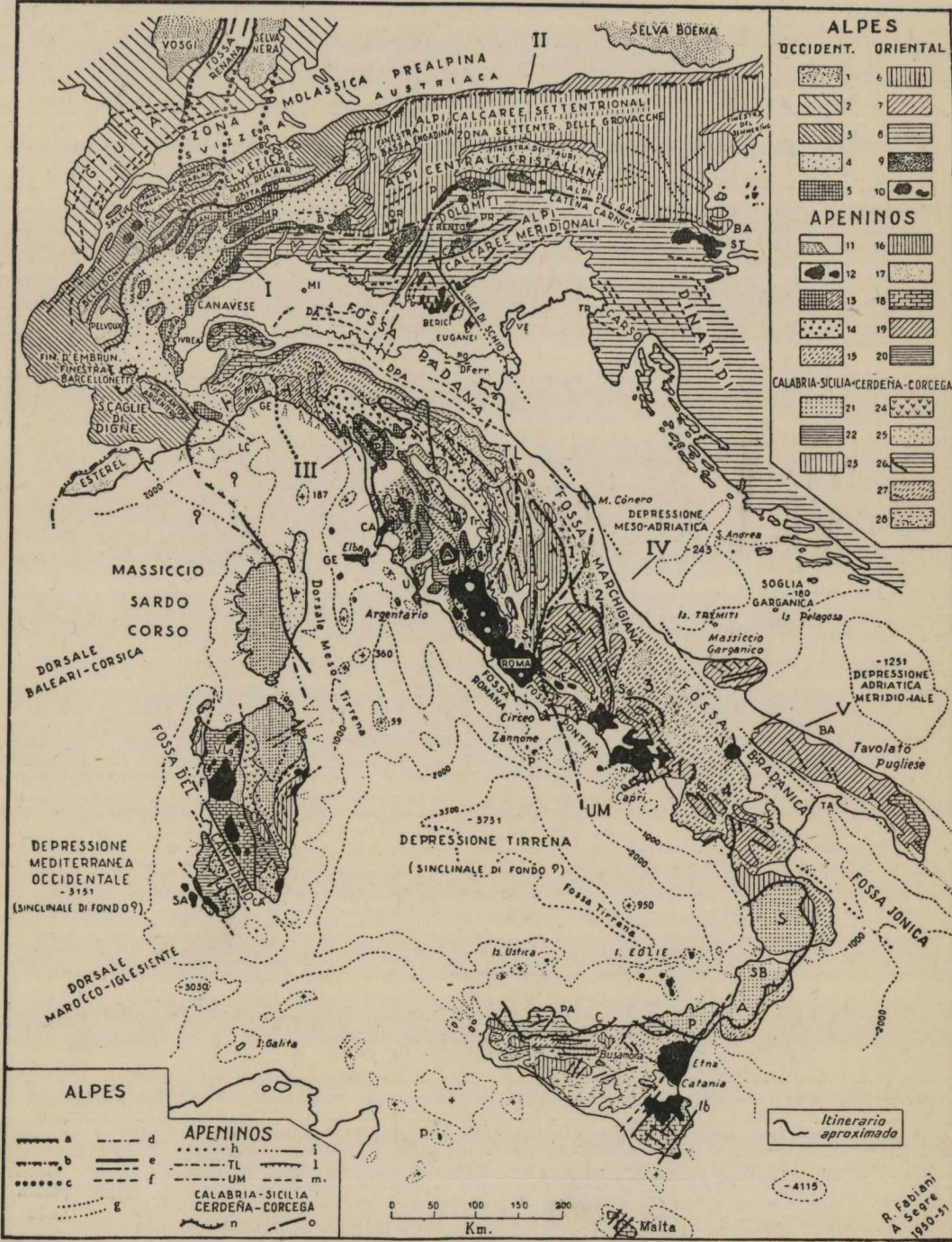


FIG. 1 - ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LAS REGIONES ITALIANAS (R. Fabiani y A. Segre.)

- Apenninos:
11. Cuaternario y Plioceno.
 12. Manifestaciones eruptivas terciarias y cuaternarias.
 13. Mesozoico etrusco-ligur (retículo: calizas con sílex del Rético al Jurásico; jaspes del Jura al Cretáceo. Trazos oblicuos: facies en parte infra-cretácea; *pietra forte*, serpentina).
 14. Facies Etrusco-Romagnola del macigno oligo-miocénico.
 15. Complejo de la *a. s.* ofiolíticas aloctonas.
 16. Mesozoico y Cenozoico de facies Umbró-Marchigiana.
 17. Complejo *marnoso-arenaceo* del Mioceno inferior.
 20. Paleozoico, con *verrucano* (Pérmico) y Carbonífero.

(Esta explicación resume la parte referente al Apennino Septentrional, que ilustra la fig. 4 del «Schema strutturale della Regione Italiana», por R. Fabiani y A. Segre, 1952.)

1) LA EXCURSIÓN

a) *Antecedentes.*

En el pasado año tuvimos el honor de ser invitados por los Profesores G. MERLA y L. TREVISÁN en nombre de los Departamentos de Geología de las Universidades de Florencia y de Pisa, respectivamente, para tomar parte en un Simposio dedicado al examen de la tectónica del Apenino. La invitación fué cursada a través del Centro di Studi per la Geología dell'Apennino, afiliado al Departamento de Geología de la Universidad de Florencia.

En principio debió de haberse realizado en octubre del pasado año de 1952 pero, por interferir con las excursiones finales del Congreso de Argel, fué pospuesta para la primavera del año actual y tuvo lugar entre los días 8 y 16 de abril.

Tomaron parte en la mencionada excursión (fot. 2) los siguientes geólogos, señores :

- A. Allison (D'Arcy Expl. Co.).
- A. Almela (Inst. Geol. Madrid).
- M. Anelli (Univ. Parma).
- A. Azzaroli (Univ. Firenze).
- H. A. Brouwer (Univ. Amsterdam).
- G. Castany (Serv. Geol. Túnez).
- M. Casteras (Univ. Toulouse).
- G. Dessau (Ufficio Geológico. Roma).
- L. U. De Sitter (Universidad Leiden).
- L. Duplan (Serv. Geol. Bougie).

- P. Fallot (Coll. de France. París).
 J. Flandrin (Inst. Petrole. París).
 P. Fourmarier (Prof. Emer. Liège).
 E. Giannini (Inst. Geol. Pisa).
 L. Glangeaud (Univ. Besançon).
 J. Goguel (Ecole des Minés. París).
 S. Gueirard (Univ. Marseille).
 G. M. Lees (A. I. O. C. Ltd. London).
 U. Losacco (Univ. Firenze).
 J. Marcais (Serv. Geol. Maroc).
 G. Merla (Univ. Firenze).
 P. Pruvost (Univ. Sorbonne. París).
 J. M. Ríos (Escuela de Minas. Madrid).
 R. Signorini (Univ. Roma).
 R. Teichmüller (Amt. f. Bod. Forsch. Krefeld).
 J. Tercier (Univ. Fribourg. C. H.).
 L. Trevisán (Univ. Pisa).
 A. Valduga (Univ. Firenze).
 G. Wilson (Imp. Coll. Sc. Tech. London).

Excusaron su ausencia por diversos motivos los señores M. Gignoux (Univ. Grenoble) y L. Moret (Inst. Geol. Grenoble).

La excursión fué dirigida por los Profesores señores MERLA y TREVISÁN, con intervenciones de otros geólogos italianos para aclaraciones locales y la organización material, impecable, corrió a cargo del Profesor AZZAROLI, muy eficazmente ayudado por E. GIANNINI.

El punto de reunión fué Pisa, donde se distribuyó a los participantes una extensa información técnica, mapas y cortes, que completaba la repartida por correo con anterioridad al Simposio. El día 9 de abril nos trasladamos por ferrocarril a Piombino, en la línea de Roma, donde embar-

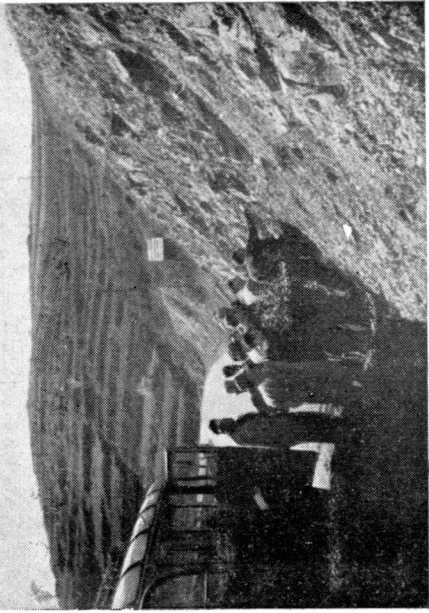


Fot. 1.—El glorioso Foro romano, cuna de la raíz latina de nuestra cultura.

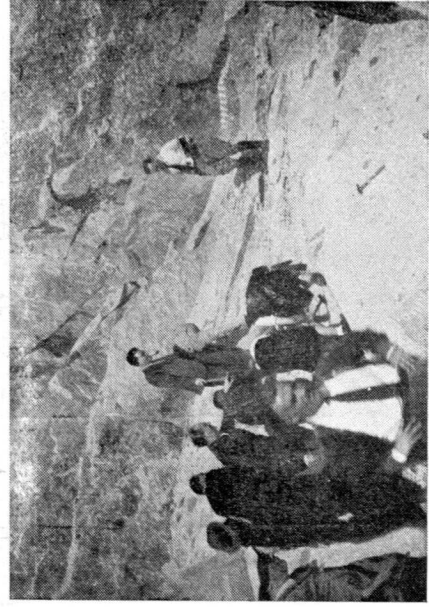


Fot. 2.—De izquierda a derecha: Sres. Wilson, Brouwer, Teichmüller, Losacco, Ríos, Almela, Glangeaud, Dessau (en cuclillas), Lees, Signorini, Castany (medio oculto), Flandrin, Pruvost, Giannini, Merla, Trevisán, V. Koenen, Duplan, Allison, Goguel, De Sitter, Ca.teras y Mlle. Gueirard. (De pie, atrás) Anelli, Valduga y Azzaroli.

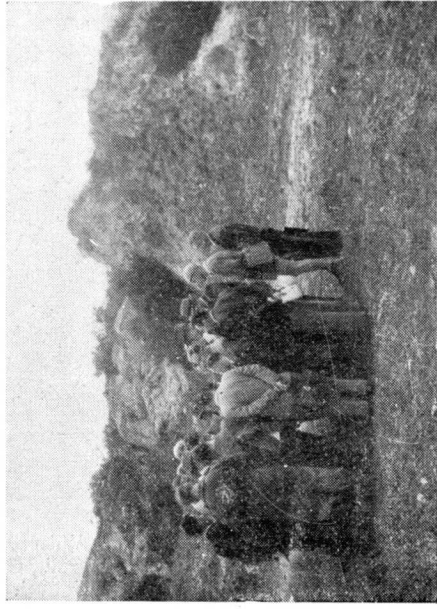
(Fot. J. Tercier.)



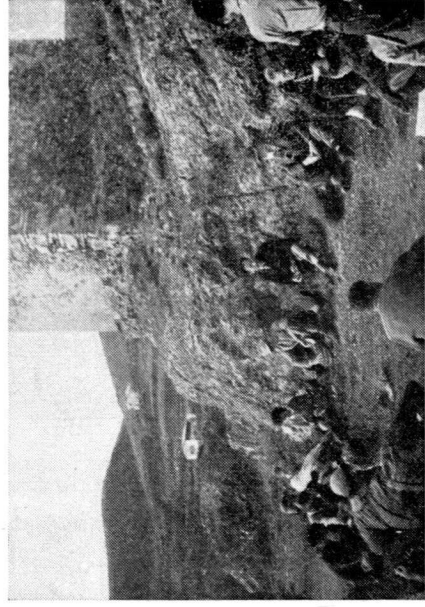
Fot. 3.—Isla de Elba. Unidad V. Contacto metamórfico del flysch con el pórfido granítico.



Fot. 4.—Isla de Elba. Monte Capanne. Granitos de la cantera de Bonitombelli.



Fot. 5.—Isla de Elba.—Unidad I. Cantera de mármoles, de Valdana.



Fot. 6.—Isla de Elba.—Terra Nera. Reunión al aire libre bajo la presidencia del Prof. Fourmarier.

camos para la isla de Elba (figs. 1 y 2), que fué recorrida en detalle los días 9 y 10 en espacioso autocar. El día 11 embarcamos en Portoferraio, en la isla de Elba, para desembarcar en la Península italiana, en Piombino, donde nos esperaba un cómodo autocar. Por la mañana (fig. 7) visitamos el Monte Campiglia y llegamos al mediodía a Pisa, donde por la tarde tuvo lugar una reunión para resumen y discusión de las observaciones hechas en la isla de Elba y Monte Campiglia. El día fué dedicado a la visita del frente occidental de los Alpes Apuanos, por Pisa, Massa, Carrara y Forte dei Marmi. El día 13 se cruzó el Alpe Apuano hasta Castelnuovo di Garfagnana y nos colocamos al pie del Apenino, que recorrimos por Pania di Corfino hasta Bagni di Lucca. El día 14 se cruzó la divisoria por Coll de l'Abetona hasta Séstola, donde tuvo lugar un estudio y discusión de las observaciones de los últimos días. El día 15 visitamos Monte Cimone, y por Porretta bajamos hasta Florencia, donde el día 16 tuvo lugar, por la mañana, en el Departamento de Geología de la Universidad, un estudio de conclusiones y sesión de clausura del Simposio, que terminó con una comida de despedida ofrecida en un establecimiento de las alturas que rodean a la bellísima ciudad, capital de la Toscana, y que se desarrolló en ambiente de extremada cordialidad.

El tiempo fué espléndido en los primeros días y bastante lluvioso en las etapas finales, sin que llegase a constituir un verdadero obstáculo, pero disminuyendo notablemente la visibilidad panorámica.

b) *El ambiente geográfico y humano.*

Dentro de las semejanzas naturales impuestas por la analogía de situación y latitud geográficos y por su am-

biente mediterráneo, origen común idiomático y coincidencias raciales, las diferencias paisajísticas son más acusadas en la zona costera desde Roma a Pisa y más concretamente desde Piombino a esta última capital. Hay allí las extensísimas llanuras, antes pantanosas, de la Maremma, hoy desecadas y aprovechadas en valiosísimos terrenos de regadío que ofrecían la promesa de una espléndida cosecha. Algunas manchas muy extensas de apretados pinares, con grandes ejemplares de esta especie arbórea, rompen a trechos la uniformidad de este paisaje cuyo fondo está constituido por diversos macizos montañosos de mediano relieve.

Más arriba el Alpe Apuano se presenta frente a la llanura con rapidísima pendiente que nos lleva pronto a cotas muy altas. El Alpe Apuano es una cadena de asperísimo relieve y gran belleza por la grandiosidad de sus paisajes y magníficos puntos de vista (fotos 9 a 13), desde donde se dominan encrespadas cumbres, precipicios y hondos valles y con frecuencia las llanadas de la costa y el Mediterráneo. Sus laderas, unas veces desnudas y descarnadas en viva roca, están otras cubiertas de espesos bosques de castaños, especie arbórea que domina totalmente en toda la región visitada, por lo que contrasta con nuestros montes norteños, de similares condiciones vegetativas, pero donde crecen de preferencia robles y hayas, sobre todo desde que terrible epidemia diezmó nuestras masas de castaños. El tipo de población, sin diferir fundamentalmente de nuestras aldeas y caseríos, es sin embargo acusadamente distinto. Otro caso es la región apenina, hasta Florencia, una vez que se traspone el Alpe Apuano. Allí la identidad con nuestros paisajes de las faldas meridionales cantábricas, Norte de Navarra y Alava, Norte de Bur-

gos y Sur de Santander es verdaderamente sorprendente, salvo en el paisaje puramente geológico, ya que faltan aquí las largas cornisas calizas que con frecuencia coronan y ponen sello inconfundible a nuestros paisajes norteños. Pero el ambiente humano es tan análogo que pasaría inadvertida la sustitución. En las cumbres de Séstola (fotos 20 y 21) y Coll de l'Abetone, donde hay una concurrida estación de deportes de invierno, la masa forestal es de coníferas, pero con gran dominio del abeto sobre el pino, por lo que lleva un sello más bien alpino que pirenaico.

Por su belleza natural, especialmente en la época primaveral en que la visitamos, esta región constituye un verdadero gozo para el amante de la Naturaleza.

c) *El ambiente geológico.*

El ambiente geológico es fundamentalmente distinto de las regiones que conocemos de nuestro país. Las diferencias puede decirse que se encuentran en todos los motivos de comparación. La serie estratigráfica difiere en mucho de las de nuestra geología, salvo en coincidencias de líneas muy generales, o a veces unas formaciones apeninas recuerdan otras nuestras de edad distinta. La literatura nos había hecho concebir de antemano una idea de paralelismo con nuestras series estratigráficas levantinas y béticas, pero vistas sobre el terreno se esfumaron en los detalles y no quedó más que una vaga analogía en el esqueleto más descarnado o limitada a determinados tramos aislados. Por lo pronto, la presencia de las *a. s.*, formación sin edad, o de todas las edades, que no tiene paralelismo ni semejanza con nada de lo que conocemos en nuestra Península, marca una divergencia fundamental en sí

misma, y sobre todo en las consecuencias tectónicas que acarrea.

La falta del keuper en la serie secundaria elimina la tectónica diapírica y de despegues, tan importante en nuestra orogenia. La continuidad ininterrumpida de sedimentación es elemento extraño, por lo común, en nuestras series sedimentarias, como lo son, al menos en el estado actual de nuestros conocimientos, los mínimos espesores que representan muchos tramos del complejo apenino.

El metamorfismo terciario, que afecta en grado sumo a las formaciones secundarias y terciarias de muchas zonas, es otro factor de diferenciación fundamental e introduce un elemento de complicación y en cierta manera de inseguridad, de grandísimo alcance para el desentrañamiento de la complicadísima tectónica apenina.

El estilo tectónico, por la variedad y rareza de muchos de los contactos, y sobre todo por la presencia de las *a. s.*, resulta tan extraño y peculiar que creemos ha impresionado a todos los geólogos extranjeros participantes, tan expertos muchos de ellos en regiones de tectónica muy compleja y conocedores de muchas de las más difíciles regiones del Globo.

Esta combinación de circunstancias ha dado origen, por los grados sucesivos que expusimos antes, a la elaboradísima concepción actual, que resulta poco menos que obligada porque cada avance en la observación ha ido poniendo de manifiesto hechos geológicos cada vez más notables, los cuales han hecho discurrir la interpretación por derroteros cada vez más extraños.

Resulta, pues, que ésta exige tal coincidencia y encañamiento de fenómenos complejos (ver apartado 2) que, verdaderamente, digámoslo con franqueza, repugna a nues-

tras actuales concepciones de los mecanismos de la naturaleza, pero es lo cierto que, salvadas ciertas concepciones que iremos señalando a lo largo de nuestra descripción, explica la estructura de los Apeninos en armonía con el panorama de los conocimientos actuales y no recordamos que nadie, en las discusiones que tuvieron lugar a lo largo de la excursión, haya propuesto una teoría más aceptable, por más lógica y sencilla, para las complicadísimas disposiciones geológicas observadas.

d) *Características de la serie estratigráfica y miembros más acusados de la misma.*

Ya hemos dicho que es fundamental de la serie estratigráfica apenina la continuidad sedimentaria desde la transgresión triásica en adelante. Los tramos más viejos, permocarboníferos, afloran en la isla de Elba y en el núcleo central de los Alpes Apuanos y se encuentran también, en forma alóctona, las *a. s.* Se componen de pizarras filádicas satinadas (Carbonífero) y pizarras silíceas, cuarcitas y conglomerados de cemento micáceo (Permiano), siendo difícil en general deslindar estas dos formaciones.

Sobre este Paleozoico se extiende la serie secundario-terciaria, que comienza en el Triásico transgresivo y llega hasta el Mioceno superior. Luego hay sedimentos pliocenos y cuaternarios de diferente historia que fueron reseñados mucho más ligeramente en la excursión y de los que no nos ocuparemos porque no estamos especialmente interesados en la estratigrafía ni menos en la tectónica reciente.

El conjunto de la serie sedimentaria a que nos referimos mide entre los 3.500 y los 4.400 metros, según las zonas. En general, la mitad o más de este espesor corres-

ponde a sedimentos oligocenos y miocenos y con frecuencia el Jurásico, el Cretáceo y el Eoceno vienen representados por espesores extraordinariamente reducidos. Hay zonas en que todo el Cretáceo está comprendido en unas pocas decenas de metros.

A este concepto de la continuidad se ha llegado mediante avances y análisis detallados de la serie sedimentaria, que es en general muy poco fosilífera, hasta el punto de que puede decirse que en todo el tiempo de nuestra excursión no hemos visto más fósiles que pistas del flysch o restos de plantas en la misma formación, y algunos lamelibranquios, tipo *Núcula* o *Daonella* en el Rético. Esta serie puede presentarse en sus dos ambientes faciales, metamórfico y no metamórfico, hecho que ha de ser tenido muy en cuenta.

Sobre el permo-carbonífero, y en transgresión muy acusada se desarrolla la serie sedimentaria compuesta de los siguientes miembros (5):

Triásico: Compuesto por un tramo de calizas cavernosas (*Calcare cavernoso* o sencillamente *cavernoso*), 100-200 metros.

Rético con *Avicola contorta* bajo la facies de calizas oscuras y fétidas, 100-200 metros.

Liásico y Jurásico: Hettangiense. Calizas compactas en facies dolomítica, compacta o metamórfica, 200 metros. *Mármol de Carrara*.

Sinemurinense: Calizas con sílex. En lechos delgados bien estratificados (*Calcari selciferi*, *Rosso Ammonitico*).

(5) En el vocabulario estratigráfico que incluimos hay una descripción litológica de estas formaciones o tramos litológicos y sus semblanzas con alguna conocida formación española cuando la hay.

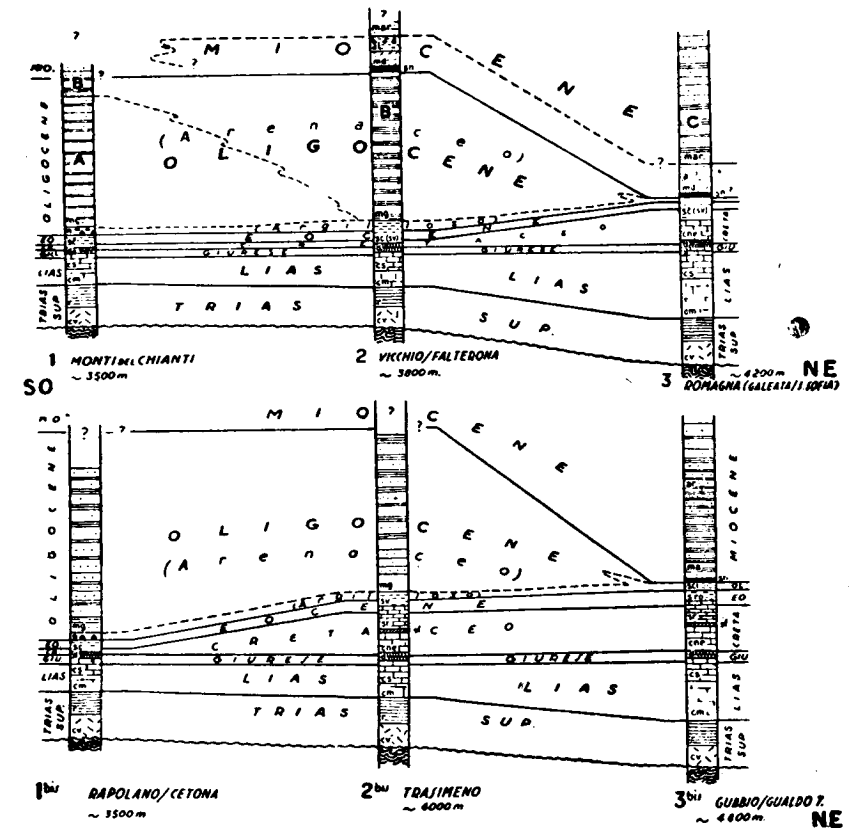


Fig. 2.—Correlaciones estratigráficas de la serie del Apenino.
 cv: caliza cavernosa. En el Alpe Alpuano, *grezzoni*.
 r: niveles de *Avicola contorta*.
 cm: caliza compacta hettangiense. Mármol (de Carrara) en el Alpe Apuano.
 es: calizas bien estratificadas, con sílex.
 g: nivel de *Posidonomya alpina*.
 d: niveles de calizas tabeadas, y jaspes (*diaspri*).
 cne: caliza *maiolica*.
 sc: pizarras policromas.
 n: *brecciole nummulitica*.
 mg: maciño, Oligoceno-Mioceno inferior.
 mar: *marnoso-arenaceo* del Mioceno superior.

(G. Merla, 1952.)

- Lotharingiense-Bajociense: Parecidas a las anteriores. Tonos grises y rosados.
- Bathoniense-Calloviense: Margas rojas y verdes, más arcillosas y pizarreñas, con *Posidomya*.
- Calloviense-Lusitaniense: Parecidas a las anteriores.
- Lusitaniense-Titónico: Jaspes rojos y verdes y calizas y pizarrillas abigarradas, 20-15 metros. (*Diaspri*.)
- Eocretáceo-Berriasense-Neocomiense: Caliza gris blancuzca con sílex (*Maiolica*, *Rupestre*, *Calcere a Calpionella*).
- Cretáceo-Eoceno: Margas y pizarras policromas. Pizarras abigarradas, en lechos y escamas aplastadas (*Scaglia* (6), *Pietraforte*, *Palombino*, *Alberese*, *Brecciola Nummulitica*). Roca bastante detrítica con *Nummulites* procedentes de destrucción de otras rocas (*Lepidocylina*).
- Orogénesis (en el área Tirrena del Oeste): Se inicia el período sedimentario de la orogénesis con formación de potentes depósitos.
- Oligoceno-Mioceno inferior (*Mucigno*): Potente flysch en alternancia muy regular de margas y areniscas de estratificación uniforme y perfecta. Facies de resedimentación.
- Mioceno superior (*Marnoso-arenacea*): Potente flysch más margoso y menos regular que el anterior. La emersión que va progresando de Oeste a Este reduce progresivamente el área de estas formaciones a las zonas adriáticas, donde alcanza espesores mucho mayores. Facies de resedimentación.

(6) ¡No confundir con las «Argille scagliose»!

d) *La peculiar tectónica del Apenino y su mecanismo creador.*

En las páginas anteriores hemos adelantado ideas que nos ahorran ahora una explicación más detallada de este complejo dispositivo tectónico. Por otra parte, descender al detalle obligaría a un análisis que no está justificado por la finalidad de este trabajo. De la mencionada publicación de MERLA (1) reproducimos una serie de cortes y esquemas que expresan gráfica y más claramente que cualquier clase de descripción el proceso formativo, según lo explica la escuela toscana en la actualidad (figs. 17 a 20).

Sintetizamos en el apartado 2 algunas de las consideraciones complementarias o fenómenos auxiliares que requiere esta teoría para la mejor interpretación de los hechos. En su mayor parte son fenómenos conocidos, pero en este caso su aplicación es peculiar o bien es exigencia inmediata de la teoría.

e) *La excursión.*

A) *La isla de Elba.*

La isla de Elba (fig. 3), muy interesante por sí misma dada su compleja estructura y la singularidad de muchos de sus fenómenos geológicos, tiene una relación de interés muy grande con respecto a la geología del Apenino porque representa uno de los pocos restos hoy emergidos entre las aguas del Tirreno, de las áreas se originaron las *a. s.* y donde se puede encontrar la clave de algunos fenómenos capitales que afectan al ámbito apenino, tales como el metamorfismo.

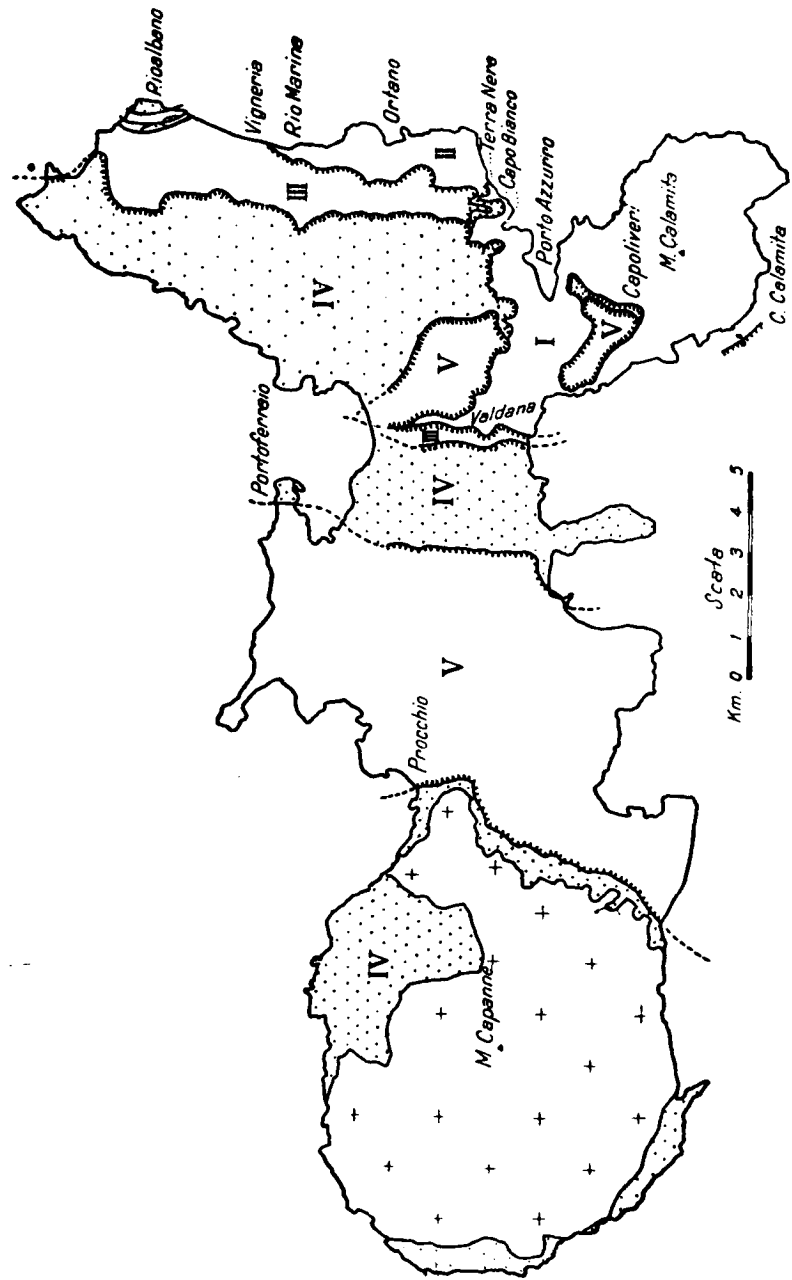


Fig. 3.—Esquema tectónico de la Isla de Elba.
(Según L. Trevisán, 1952.)

Forma además parte del área originaria de la primera arruga de la serie de seis a siete que actualmente componen las estructuras peninsular y apenina y de donde proceden los materiales detríticos de sus series sedimentarias (figuras 7 y 20).

De reducidas dimensiones, tiene no obstante un relieve topográfico muy acusado (Monte Capanne, 1.019 m.), con costas frecuentemente escarpadas y ofrece paisajes de gran belleza, con magníficos puntos de vista que dominan un abrupto paisaje de montaña al mismo tiempo que una costa muy recortada.

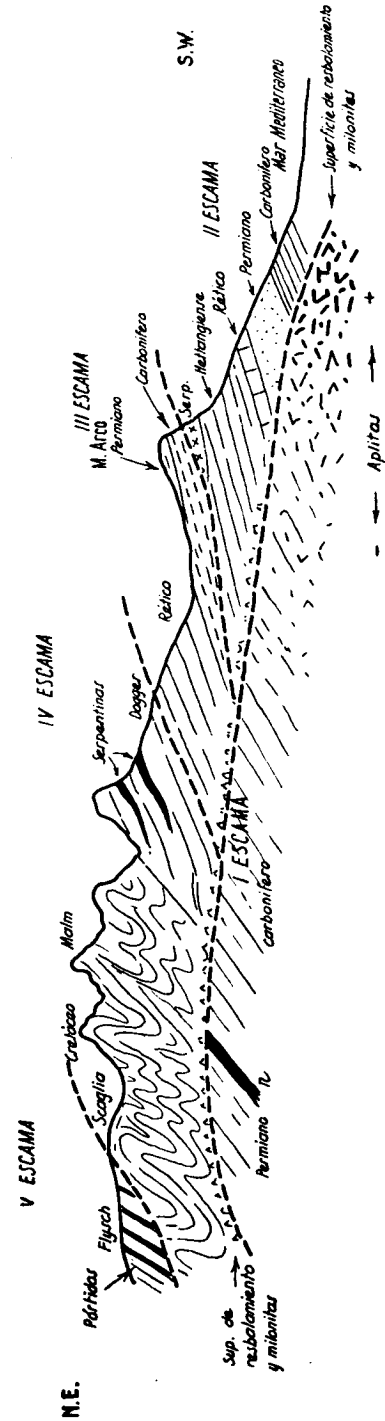
Como decimos, su estructura geológica es muy complicada y exige, según su interpretación actual, la existencia de cinco mantos o complejos de deslizamiento por gravedad (figs. 4, 5 y 6). El más antiguo es naturalmente el autóctono, designado con el número 1 y manifiesta una fuerte discordancia angular de tipo transgresivo, que probablemente corresponde a un plegamiento de edad hercyniana. Los demás complejos están deslizados y son para autóctonos en el sentido de que proceden de áreas cercanas, y aunque dan lugar a disposiciones a veces muy complejas, no son de escala grande. Todos los elementos que entran en juego derivan de una serie única de geosinclinal y han recorrido caminos relativamente breves, por un mecanismo de deslizamiento por gravedad. Hay numerosas imbricaciones de escamas. Otro fenómeno singular que complica la interpretación es una intrusión granítica (Monte Capanne) contemporánea de las diversas fases tectónicas y correspondiente, por consiguiente, al Mioceno inferior. Debido a ello, aquí aún más que en el Apenino, casi todas o todas las formaciones se encuentran en dos facies, metamórfica y no metamórfica. Los fósiles son escasísimos.

La interpreta primeramente LOTTI con un estilo clásico, de manera que los contactos anormales son justificados con toda preferencia por fenómenos transgresivos, y no recurre a verdaderos accidentes tectónicos más que en último extremo. TERMIER (1909-1911) introduce la idea de una explicación por mantos y señala las milonitas correspondientes. Son tres los mantos que admite, y que posteriormente fueron ampliados por DE WIJKERSLOOTH (1934) según otras superficies de corrimiento, aparte de rectificar la edad atribuida a algunos terrenos. Muchos otros geólogos han visitado después la isla de Elba, más o menos fugazmente, y han dado diversas opiniones acerca de la edad, número y carácter de los mantos, que según COLLET (1938) y STAUB corresponderían a una dirección general de traslación, tanto en la zona elbanesa como en la apenina, de Oeste a Este, idea rechazada de plano en la interpretación que exponemos.

Esta, debida a TREVISÁN y sus colaboradores, y que vamos a intentar explicar aquí en breves palabras con ayuda de croquis de TREVISÁN, admite que en la superficie de la isla de Elba afloran cinco elementos I-V, de los cuales el I corresponde a las formaciones autóctonas y los demás son, como dijimos antes, de una aloctonia limitada (figuras 3, 4, 5 y 6).

La serie estratigráfica es análoga, en sus líneas generales, a la que hemos descrito para la zona apenina.

El yacente está puesto de manifiesto en el autóctono por el Carbonífero, la formación más baja entre las aflorantes, y el Permiano. Ambos los vemos bajo su aspecto metamórfico más o menos intenso, y, por consiguiente, no representativo de sus facies originales, que nos quedan desconocidas.



Relación entre los distintos mantos de la isla de Elba.

De un croquis de Trevisán, 1933

FIG. 4



El croquis de la figura 4 nos muestra en esquema la disposición general de los mantos y sus elementos componentes en versión muy generalizada.

Al Oeste de la isla se alza la ingente masa granítica del Monte Capanne, cuya cumbre se alza a 1.019 metros, y cuyas faldas anega el mar. Es base de esta interpretación que la intrusión de estos granitos ha originado el desnivel causante de los deslizamientos de los diferentes mantos.

La excursión nos ha llevado de manto en manto y el primero que visitamos es el de la unidad V, o sea la más alta. Está constituida sobre todo por flysch, probablemente Oligoceno (7). Su disposición es caótica, como consecuencia del resbalamiento, y aparece atravesado por pórfidos filonianos, de manera que ello es indicio de la edad de intrusión, posterior a la sedimentación de los macizos, y por consiguiente miocena. Otras veces, los pórfidos graníticos se encuentran en el flysch en masas más extensas. El flysch ha resbalado sobre la estructura general de los pórfidos, de modo que los contactos actuales son de tipo tectónico y no muestran casi nunca el metamorfismo de la zona original de contacto que, cuando es visible, es en todo caso muy débil.

En nuestra primera parada examinamos precisamente un contacto de este orden (foto 3). El flysch, duro y pizarreño, de tableado a hojoso, con areniscas y lechos calizos-margosos, está en contacto primario (sin rotura) con un pórfido granítico de tonos muy claros, con cuarzo y mica en granos gruesos, y grandes feno-cristales de ortosa. Algu-

(7) Es el equivalente, en parte al menos, del *macigno* peninsular. Las brechas basales contienen a veces pequeños *Nummulites* procedentes de arrastre.

nos niveles del flysch presentan mica en finas laminillas que parecen de sedimentación. Se nos dice que este tipo de contacto metamórfico es excepcional. Si hay metamorfismo ha de ser desde luego ligerísimo y vendría manifestado por una silificación del flysch que en el contacto, y como consecuencia, aparece algo ennegrecido. Se nos hace observar que este flysch difiere del auténtico *macigno* peninsular en que aquél contiene, como vemos aquí, algún banco calizo-margoso, con diminutos fucoides, que no presenta nunca el segundo.

Más allá, en las proximidades de Procchio, se nos muestra otro contacto entre las mismas formaciones. El flysch descansa sobre el pórfido. No hay deslizamiento, y tampoco se observa metamorfismo alguno. Es, pues, un contacto bastante enigmático y se habla de magmas fríos, capaces de fluir pero no metamorfizar. No hay grandes cristales de feldespato, pero todo el pórfido es de cristales gruesos idiomorfos.

Pasamos después sobre un breve retazo de la unidad IV, compuesta de *a. s.* altamente metamórficas para examinar en el mismo contacto los granitos en la falda del Monte Capanne. Estamos, pues, en la gran mancha granítica occidental de la isla, en la que abundan las rocas hipogénicas intrusivas, pero no se conocen las extrusivas.

El granito está en contacto con serpentinas muy descompuestas, del grupo de rocas verdes en las *a. s.*, que ofrecen filones de magnesita. La cantera de Bontempelli nos da la oportunidad de examinarlos con detalle (foto 4). Se trata de nuevo de la facies con feno-cristales de ortosa de gran desarrollo. Hay enclaves de pizarras y cuarcitas.

Sobre esta gran masa granítica ha deslizado la cobertura, que ofrece un metamorfismo muy intenso en el caso

de las *a. s.* Aunque en ocasiones no sea visible la brecha de fricción, el desplazamiento es patente, ya que los filones de la cobertura no pasan al granito.

El granito está aureolado de rocas intensamente metamórficas que se identifican con las *a. s.* La inserción ha debido tener lugar durante la época del flysch que formaba cobertura sobre las *a. s.*, las cuales impidieron que el metamorfismo intenso llegase hasta él. Las formaciones brechoides alcanzan mucho mayor desarrollo entre el granito y su aureola metamórfica que entre ésta y el flysch.

Junto a la costa Sur de la isla examinamos un triple contacto en que están presentes por un lado los granitos del Capanne, por otro el flysch de la unidad V y entre-medio queda comprendida una estrechísima faja de la unidad IV. Esta última está representada por diabasas correspondientes al conjunto de rocas verdes de la formación de *a. s.*, las cuales también están presentes como pizarras verdes metamorizadas. El granito aparece en contacto con las serpentinas, a las que digiere o metamoriza parcialmente; están atravesadas por diques aplíticos y filones de diversos tamaños y naturaleza. Existen calizas metamórficas y cipolinos. Las *a. s.* parecen representar aquí desde luego el Dogger hasta el Cretáceo Superior incluido. Las serpentinas corresponden al Jurásico superior.

En el segundo día volvimos a visitar, en Valdana, al Sureste de la isla, el elemento autóctono número I, que aquí está representado no solamente por el Carbonífero y el Permiano del Monte Calanita, constituido por gneiss, sino además por calizas negras y cavernosas del Rético, y calizas del Lías (foto 5) (mármoles metamórficos equivalentes de los de Carrara), así como calizas con sílex, bien estratificadas, del Lías medio y superior, que soportan pi-

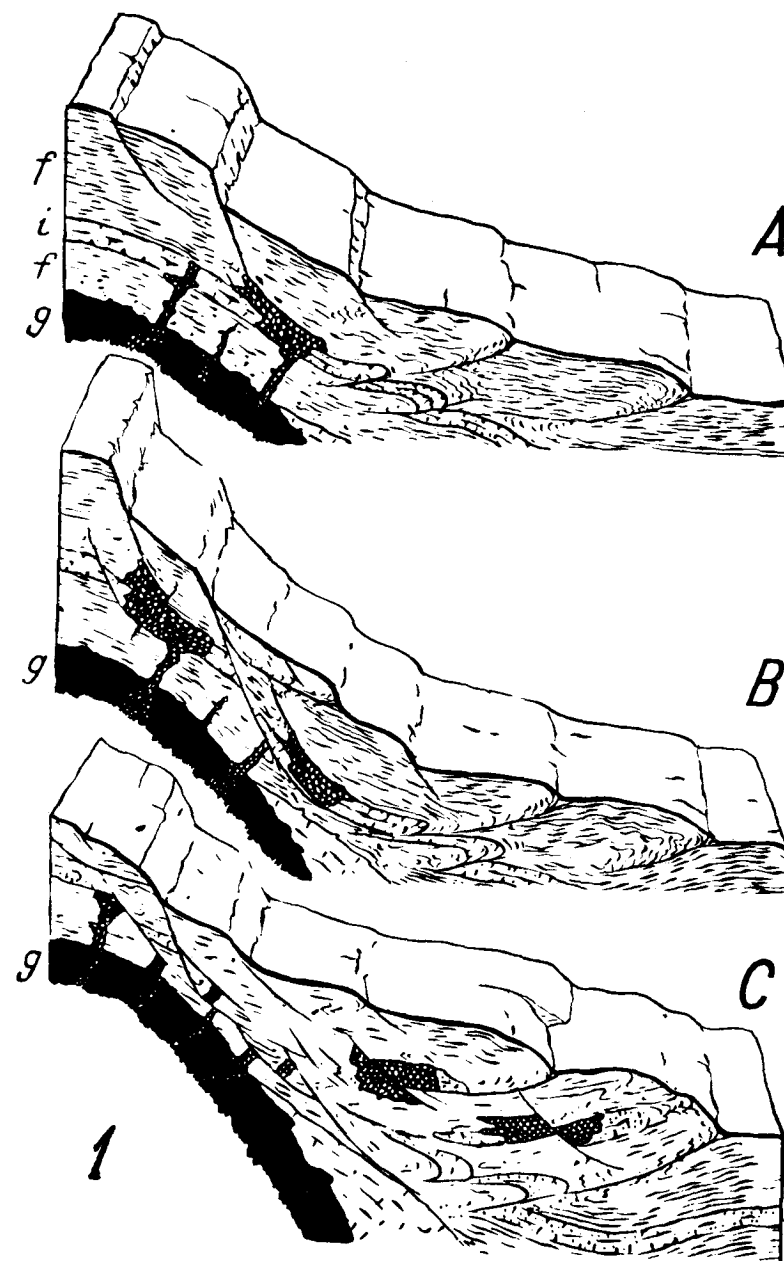


Fig. 5.—Mecanismo de deslizamiento por gravedad de los montes de la Isla de Elba.

(L. Trevisán, 1932.)

zarras arcillosas y areniscas cuarcíticas con anagenitas del Carbonífero y Permiano pertenecientes a la unidad III situada inmediatamente al Oeste; la cual a su vez y poco más allá, en la misma dirección, soporta la unidad IV con *a. s.*

Poco después nos detenemos para examinar el aspecto del Permiano (*Ferrucano*) constituido por areniscas bastas, cuarzosas de grano áspero, angulosas, de tonos blancos que descansan sobre un gneis, formación semi-pizarreña, clara, muy compacta, sin elementos negros, con mucho cuarzo. La base, más que feldespática es arcillosa, hecha compacta por el metamorfismo no muy intenso. El cuarzo es muy abundante.

Más allá de Capoliveri, a media falda del Monte Calamita, nos detenemos para examinar una vez más el carácter de las formaciones del autóctono (unidad I) constituido por gneis muy metamórficos y por filadios lustrosos verdoso-rojizos e irregulares del Carbonífero, sobre el que es transgresivo mediante discordancia muy poco acusada el Rético, perteneciente igualmente al autóctono, representado por calizas dolomíticas en bancos delgados con intercalaciones de micacitas y otros lechos arcillosos, todo ello en estratificación bastante tranquila y regular. Las calizas proceden del metamorfismo de carniolas reticas. Sobre el Rético descansa un retazo de flysch, correspondiente al manto o elemento V. El contacto es mediante brecha mecánica de un espesor reducido (unos 2-3 m.), que se desarrolla sobre todo en el flysch, ya que el Rético se presenta muy ordenado en las inmediaciones del contacto. Entre ambas formaciones aparecen pellizcados pequeños lentejones de *a. s.* (elemento IV) con pórfidos y diabasas.

Hacemos una parada, sobre Porto Azzurro, para exa-

minar en el panorama las circunstancias representadas en la figura 4. Como explicación general a este croquis hay que decir que por debajo de la superficie de resbalamiento todos los niveles son muy metamórficos, mientras que sobre ella el metamorfismo decrece de Este a Oeste.

Al llegar a las *a. s.* este metamorfismo desaparece muy pronto y entonces se tiene una serie sin metamorfismo, descansando sobre otra muy metamórfica. La causa de este metamorfismo reside en la existencia, bajo esta región, de un batolito granítico, no aflorante, y no obstante reconocido mediante sondeos.

Pasamos después al Norte de la bahía de Porto Azzurro para examinar, en muy breve espacio, un triple contacto. De las *a. s.* del complejo IV pasamos al Rético del elemento III. El Lías y el Dogger han desaparecido por arrastre mecánico. Este elemento se completa con Permiano de pizarras y cuarcitas claras y el Carbonífero de pizarras negras mosqueadas; todo este conjunto del manto IV está afectado de intenso metamorfismo y descansa sobre el autóctono del elemento I de Porto Azzurro y Monte Calamita.

De allí bajamos a Capo Bianco y Terra Nera; pasamos de la unidad I, donde el autóctono está recortado por infinidad de filones de aplita de tonos muy claros, a la unidad II que reposa aquí sobre el autóctono mediante brechas de fricción muy miloníticas formadas a expensas de los cipolinos que constituyen las bases del elemento II y que poco más allá están recubiertos por el elemento III. La milonita está metasomatizada a mineral de hierro que constituye los famosos yacimientos de la isla de Elba, notables por la belleza de sus ejemplares. Vimos en gran abundancia bloques de piritas en perfecta cristalización sobre masas de oligistos irisados de gran vistosidad.

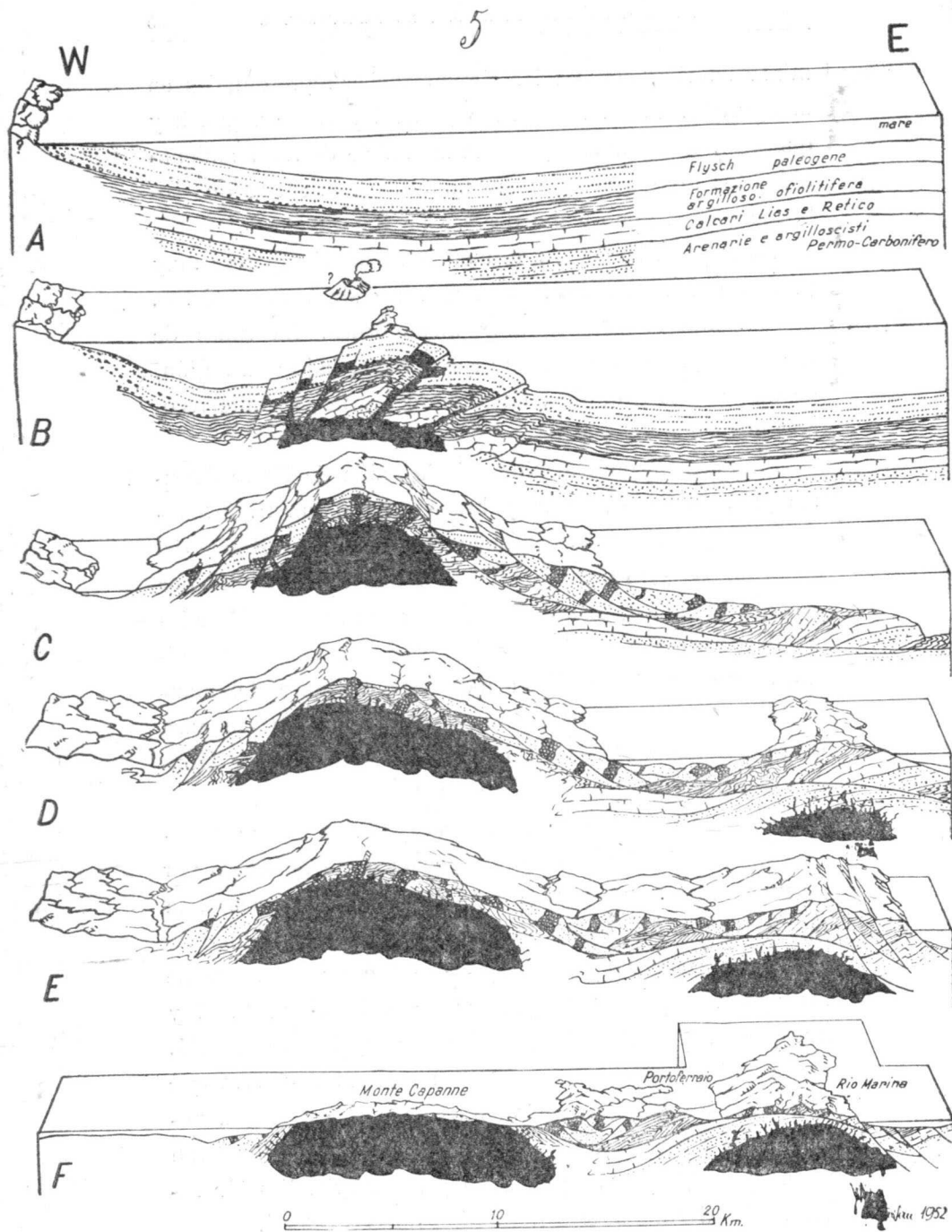


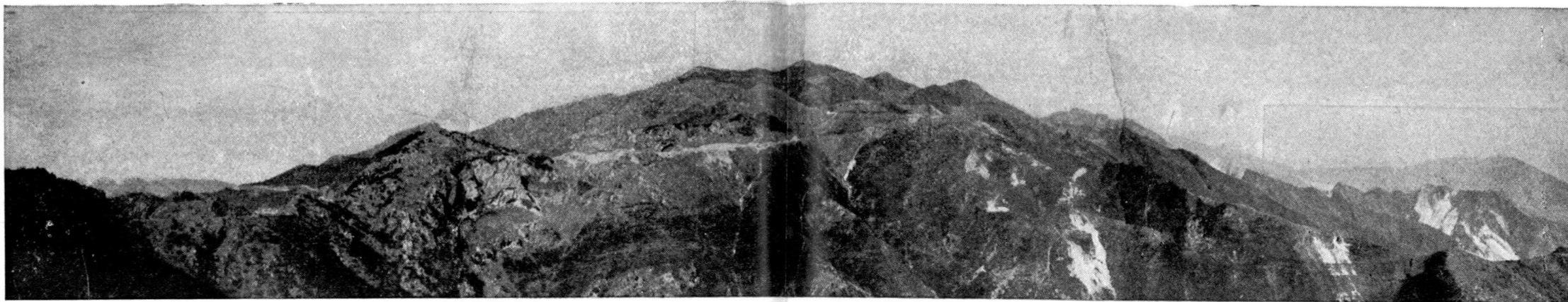
Fig. 6.—Bloques explicativos de la evolución tectónica de la Isla de Elba.
(L. Trevisán, 1952.)



Fot. 7.—Isla de Elba. Terra Nera. Reunión al aire libre bajo la presidencia del Prof. Fourmarier. De izquierda a derecha, al fondo, Sres. Fourmarier, De Sitter, Goguel. De perfil, Merla, Glangeaud, Anneli, Fallot, Wilson. De espaldas, Trevisán y Flandrin.



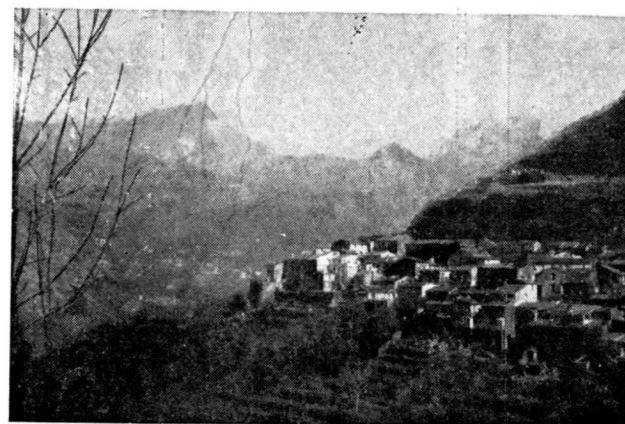
Fot. 8.—Isla de Elba. Terra Nera. Misma reunión. De izquierda a derecha, al fondo, señores Anneli, Fallot, Flandrin, Trevisán, gorra del Sr. Duplan, Glangeaud, Giannini, Casteras, inidentificable y Allison. De pie, Ltes. Pruvost y Almela.



Fot. 9.—Vista del Alpe Apuano en la zona del Canale della Tecchia. Arruga III.



Fot. 10.—Alpe Apuano, cerca de Altagnana. De izquierda a derecha; de espaldas, Sres. Pruvost y Castany y Wilson. Explicando el mapa, Sr. Trevisán. De frente, Sres. Losacco, Glangeaud, Marcais y Almela.



Fot. 11.—Vista de Altagnana. Al fondo, el Monte Sagro (1.748 m.). En las fotografías blanquean siempre los mármoles hettangienses (mármoles de Carrara), pero el Monte Sagro conserva aún la nieve vernal.

ALPE APUANO
ARRUGA III

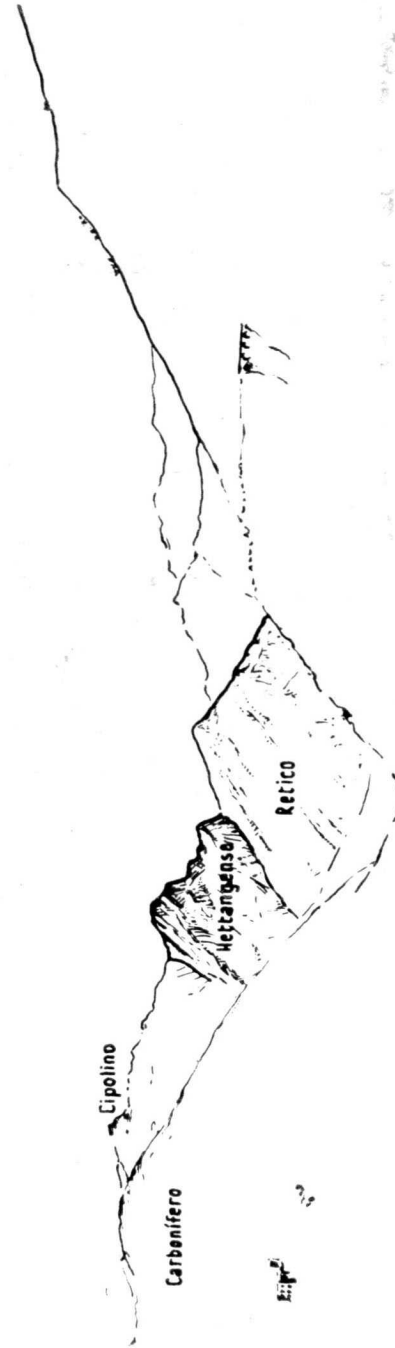


Explicación a la fot. 9.





Fot. 12.—Vista del Alpe Apuano, en la zona de Altagmana. Arruga III.



Croquis explicativo de la fig. 12.

La playa, constituida por arenas muy ferríferas, da el nombre de «Terra Nera» a la zona y a las explotaciones, que suministran la casi totalidad del consumo italiano. Las minas emplean unos 600 hombres y las fundiciones están en Piombino, en la Península, frente a la isla de Elba. Es una reducida instalación siderúrgica, la única que existe en el país, que, como se sabe, es tremendamente deficitaria, en su producción de lingote, no obstante lo cual es capaz de mantener una poderosísima industria de transformación y mecánica, debiendo importar el lingote.

Se aprovechó la oportunidad para examinar en el mismo terreno las ideas expuestas, en una sesión al aire libre, cuya presidencia fué ofrecida al Profesor FOURMARIER (fotos 6, 7 y 8).

A lo largo de nuestra marcha tuvimos ocasión de observar, desde un buen punto de vista, la composición general del elemento IV. Al Sur del Monte Castello, las diabasas (serie ofiolítica) descansan sobre un Carbonífero muy metamórfico (del autóctono) mediante una milonita de algunas decenas de metros. Sobre las diabasas, en lo alto del monte, aparecen los jaspes que forman pliegues agudos.

De esta manera llegamos a internarnos un poco en el elemento IV, para examinar un punto de gran interés, como es la naturaleza y aspecto de las *a. s.*, en área tan cercana a su zona del origen, pues, como ya dijimos antes, siempre que se habla de aloctonia en la isla de Elba se quiere más bien dar idea de disposición tectónica, que de grandes arrastres, puesto que todas las rocas presentes están «in situ» o muy cerca de su localidad de origen. De aquí que tenga tan gran interés el examen de la serie de las *a. s.* Están constituidas por un complejo sedimentario que abarca desde el Dogger (excluido) hasta el Cretá-

cual vamos a ir saltando de arruga en arruga, partiendo de la segunda (8), aflorante en la costa tirrena en Monte Campiglia y Monte de la Spezia, hasta llegar a la quinta y última de las visitadas. Más próximas al Adriático quedan aún la sexta, y dudosa, la séptima.

Nos detuvimos en Piombino para examinar la formación a que da nombre esta población, que está constituida por areniscas bastas y amarillentas y micíferas, en bancos bastante gruesos y regulares, con margas pizarreñas pardas y negruzcas en superficie fresca, con alguna caliza margosa oscura. Constituye una roca coetánea y de tipo intermedio entre el flysch de la isla de Elba (elemento V), y el *macigno* del Continente. El *macigno* es aún más arenoso y presenta el aspecto que aquí tienen los bancos de areniscas.

El Monte Campiglia es una estructura, perteneciente a la arruga II, aislada entre el Cuaternario, y recubierta parcialmente por las *a. s.* A su examen dedicamos la próxima parada.

El elemento más bajo visto es el Hettangiense, presente como calizas compactas, de grano muy fino, fractura irregular-concoidea, de colores grises. Están dispuestas en masas potentes en que apenas se adivina una estratificación irregular y confusa. Rotas por fracturas, éstas se presentan rellenas de calcita que con frecuencia está mineralizada en casiterita y hierro. Presenta algunas secciones de fósiles (gasterópodos).

Sobre él yace un nivel de menor importancia, de calizas rojas, que representan el Sinemuriense (*Rosso ammonítico*) al parecer con ammonites, que no vimos. Aparecen

(8) De la primera forma parte la isla de Elba.

mejor estratificadas y son de colores grises, amarillas y rojos.

El Dogger está compuesto por gruesas bancadas que resultan de una acumulación de bancos delgados con un ritmo regular en la sedimentación en el que alterna un lecho calizo, uno margoso y uno de sílex. De ello resulta un conjunto tableado de gran uniformidad y regularidad, que se explota en una gran cantera. El color es predominantemente gris, con corros rosados o violáceos en las calizas; las margas son grises o amarillentas y el sílex color carne. Sobre este conjunto reposa un nivel igualmente del Dogger, de margas pizarreñas y hojosas de tonos rojos, violáceos, grises o verdosos con *Posidonomya*.

Examinamos también la *scaglia* (¡no confundir con las *argille scagliose*!), formación litológica que abarca del Cretáceo al Oligoceno y que recuerda al flysch pardo de facies margosa de las Vascongadas, cuando ésta no presenta carácter pizarreño; comprende algún banco calizo.

El yacente de este conjunto, visible en diminuto afloramiento, es un batolito granítico de facies aplítica superficial. Pertenece este conjunto a la arruga segunda.

A la mañana siguiente tuvimos una reunión en la Universidad de Pisa, donde el Profesor MERLA expuso las líneas generales del programa de visita de los Apeninos. Primero veremos la vertiente occidental de los Alpes Apuanos correspondientes a la tercera arruga. La serie está metamorfozada hasta el *macigno* incluido, y muy tectonizada. En el flanco occidental examinaremos una estructura en escamas por fallas inversas, cabalgantes (planos con pendiente hasta 45° al Oeste), que no encajan en el esquema general de los Alpes Apuanos y se interpretan como originadas en la segunda arruga (Monte de la Spezia). Estas

fallas levantan los filadíos del Carbonífero hasta los niveles hettangienses.

No se visitó la segunda arruga, representada sobre todo por la zona de La Spezia, que queda en seguida anegada por el mar y no reaparece más que a retazos dudosos y diminutos a lo largo de la costa y luego con mayor extensión en el Monte Campiglia ya descrito.

Pero fué observada desde un magnífico punto de vista en la subida a Campo Cecina. Una serie muy uniforme y continua que comprende desde el Trías hasta el *macigno* (inclusive) surge bajo las *a. s.* al Oeste y Norte y bajo el Cuaternario del río Magra al Este, formando un anticlinal. Pero la estructura es bastante más compleja de lo que podría parecer de esta descripción, porque dos fallas hundien una dovela intermedia (fig. 8, a).

Al Oeste nos queda solamente el flanco occidental del anticlinal en el Monte Sta. Croce, en el que la serie se dispone primero normal al Noroeste, luego vertical y finalmente se desploma al Oeste, en cuya forma es anegada por las aguas. La formación más baja aflorante es el Trías (caliza cavernosa) de La Spezia. Dos fallas directas (convergentes hacia abajo) delimitan la zona hundida correspondiente a un desplome tardío de la bóveda, o mejor aún, debido a que la clave de la bóveda, en la teoría de la cuña compuesta, no ha completado su ascenso a causa de que su propio peso lo ha impedido. El flanco oriental muestra una serie análoga pero más completa, porque en la base de todo aparece el Permo-Carbonífero metamórfico, cabalgante sobre las calizas con sílex del Dogger y sobre las *a. s.* Más allá el Cuaternario del río Magra oculta todo.

La tercera arruga está representada por los Alpes Apuanos, que recortamos en tres itinerarios independientes, e

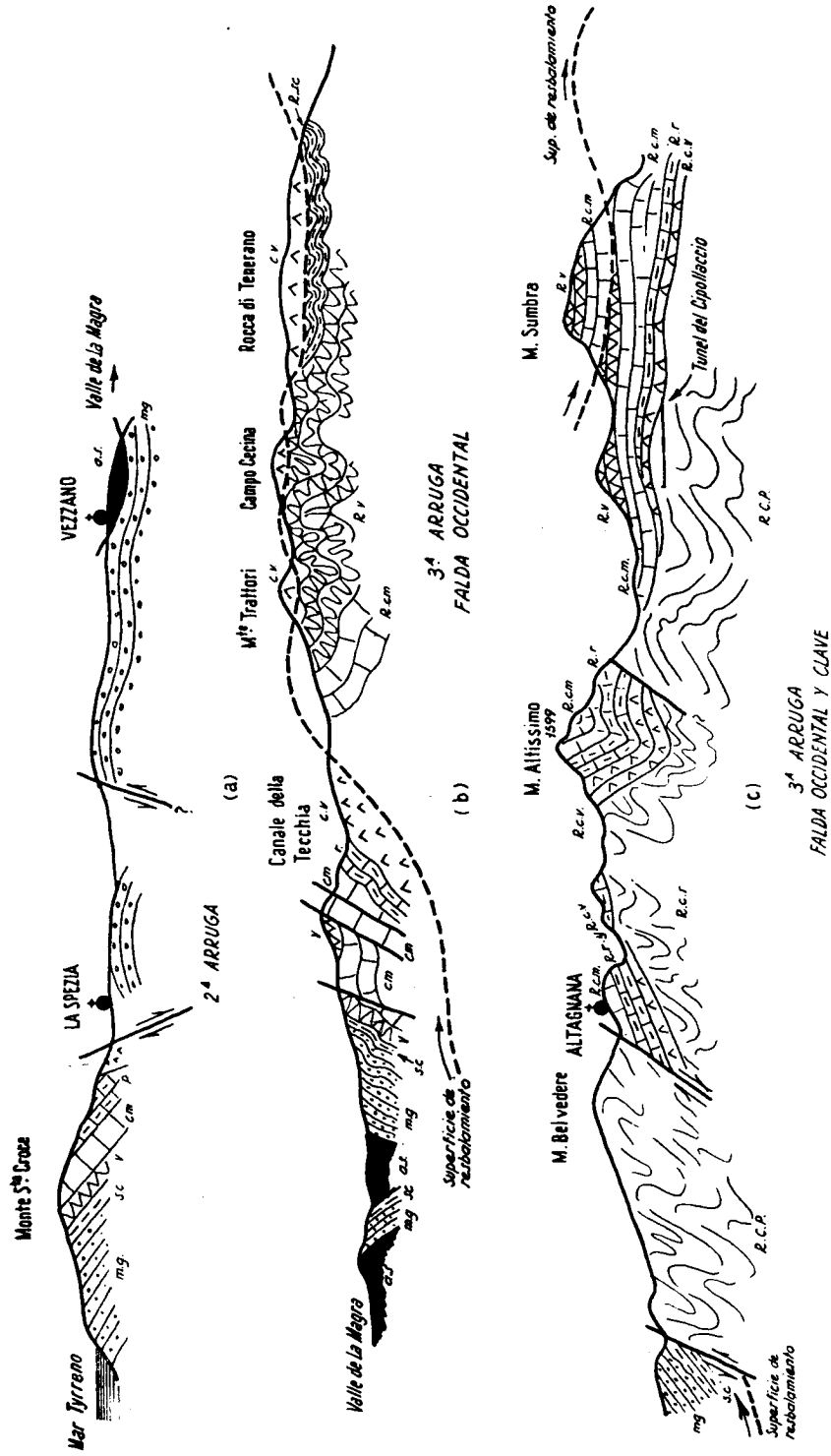


FIG 8. (Explicación como la fig 10)

Esquemas tectónicos del Apenino Septentrional, muy simplificados (Merla, Azzaroli, Lossacco, Dainelli, Valduga, esquematizados por Ríos).

primero y más septentrional desde Massa a Carrara y Campo Cecina (fig. 8, b); el segundo de Massa a Altagnana (fig. 8, c), y el tercero atravesando totalmente de Oeste a Este la cadena desde Forte dei Marmi a Castelnuovo di Garfagnana. El fondo de toda la estructura está constituido por filadíos del Carbonífero y del Permiano, que no son visibles, empero, en la carretera a Campo Cecina, por quedar recubiertos por los miembros más altos de la serie.

La línea Massa - Carrara marca una falla muy neta entre el *macigno* al Suroeste y las calizas secundarias al Noroeste. Es muy curiosa la estructura de los Alpes Apuanos en su conjunto, porque se puede desglosar en dos series, cabalgante la una sobre la otra, de las cuales la inferior, rigurosamente autóctona, es muy metamórfica y contiene, además de la serie paleozoica, los famosos mármoles de Carrara. Constituye la zona nuclear, mientras que la periférica está integrada por la serie cabalgante semi-autóctona, que, según la interpretación de la escuela toscana, resultaría de un deslizamiento sobre el flanco oriental de la segunda arruga hacia el área que va a ocupar después la tercera, de modo que en el levantamiento de esta última elementos de aquel manto (calizas cavernosas de Monte Trattorio, Campo Ceccina y Rocca di Tenerano) quedan elevados a cumbres muy altas de todo el monte apuano y constituyen una costra continua desde Carrara a Castelnuovo di Garfagnana. Podría, sin embargo, parecer en otra concepción tectónica un manto auténticamente cabalgante procedente del Noroeste.

En la larga y empinada subida a Campo Ceccina (figura 8, b), recorreremos en orden descendente la serie del recubrimiento a partir de la base del maciño. Este está representado por areniscas compactas de grano basto, angu-

loso, de grano medio a pequeño y cemento calizo escaso. En seguida pasamos a la *scaglia*, bastante tectonizada, y constituida por pizarras gris azuladas o verdosas, semilustrosas, con lentejones rojo-vinosos. Hay alguna margal caliza finalmente arenosa de color violáceo típico de la *scaglia*. El próximo miembro que identificamos son los jaspes (*diaspri*) correspondientes más específicamente al Tiónico y en general al Jura superior. Es un tramo extraordinariamente característico, cuyo espesor varía de 20 a 150 metros y que sirve de guía utilísima dentro de la serie. Está constituido por calizas silíceas, duras y compactas, en lechos muy delgados o tableados, en estratificación muy fina y regular, bordes duros y cortantes y colores rojo vinosos, o verdes y blanco verdosos, o manchados de estos tonos. Pasan a jaspes y phtanitas. La sílice es aportada principalmente por su contenido en radiolarios. En seguida pasamos a las calizas liásicas, que contienen sílex, en lechos alternativamente calizos y margosos, estos últimos con un cruceo muy marcado de apizarramiento oblicuo a la estratificación. Entramos después, por falla, en la caliza compacta del Hettangiense. Otras fallas rompen el conjunto recorrido anteriormente.

En la collada denominada Canale della Tecchia (fot. 9), vimos, siempre en la serie continua, calizas oscuras y fértidas, bastante bien estratificadas, en las que se cita la *Avicula contorta*, pero sólo pudimos encontrar restos de, al parecer, *Daonella* y *Núcula*. Por debajo aparecen todavía las calizas cavernosas del Trías, las cuales en el flanco de Campo Ceccina reposan por intermedio de una clarísima brecha milonítica sobre la serie metamórfica autóctona del núcleo Apuano. Estamos, pues, en la superficie de cabalgamiento mencionada más arriba. Otros retazos de caliza

cavernosa se encuentran todavía a cotas más altas y reposan de igual manera sobre el autóctono, constituido por la *scaglia* y las calizas con sílex, pero en facies mucho más metamórficas que en la serie del recubrimiento.

El recorrido de Massa a Altagnana (fig. 8,c) parte igualmente de la falla antes señalada; comienza por filadidos pizarreños grises, con textura de escamosa asericítica, superficie de tacto suave, brillante, con otrelita que pertenecen

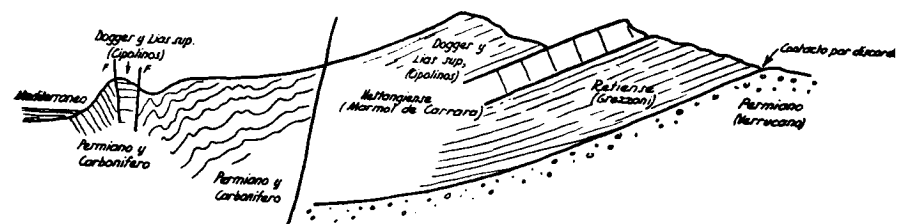


FIG. 9

Detalle del corte b de la fig. 8.

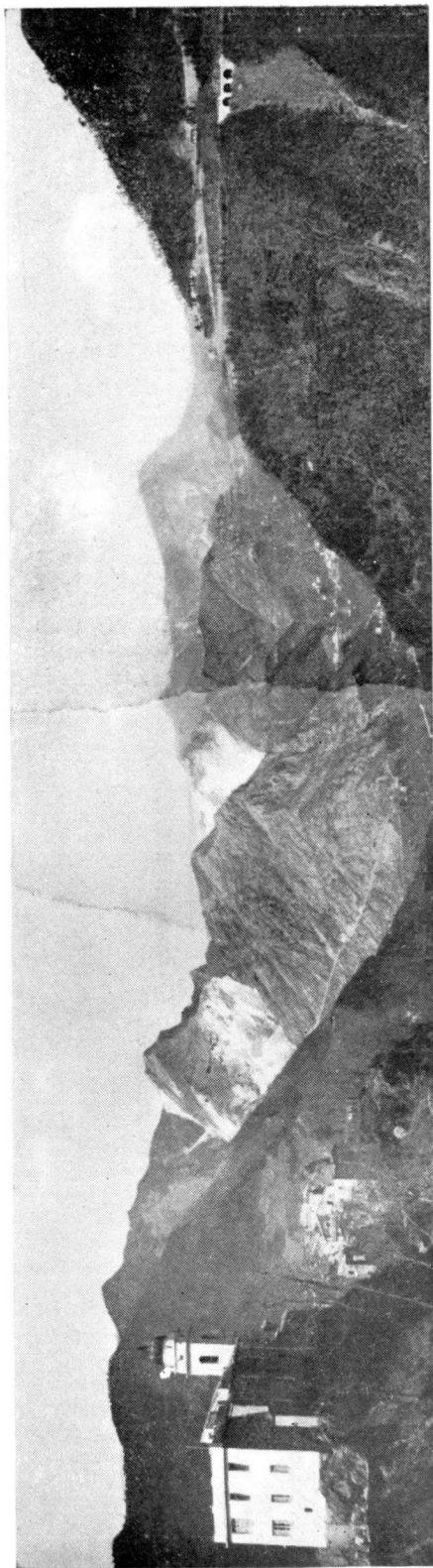
a una serie permo-carbonífera (figs. 8, c y 9), imposible de separar. Está en contacto por falla, con una escama pinzada de calizas del Dogger con sílex y elevado grado de metamorfismo (*Cipolino*). Al otro lado de la escama se repite en potente sucesión la serie permo-carbonífera que en su parte alta tiene cuarcitas y anagenitas que sin duda pertenecen ya al Permiano, coronado por láminas de porfiroides. Este conjunto (serie de Monte Belvedere) recubre por falla inversa a la serie de Altagnana que en el pueblo mismo (fotos 11, 12, 13 y 14) no muestra más que los filadidos anagenitas y cuarcitas del Permiano, pero que más al Norte (fotos 12 y 13) se completa por una serie que consta de Retiense, con *Greszoni*, del Hettangiense que se explota en las famosísimas canteras de mármol de Carrara y en

cima calcoesquistos y cipolinos del Dogger. Se trata, pues, de una serie muy metamórfica compuesta de dos miembros estratigráficamente continuos, pero separados por una discordancia situada entre el Permiano y el Rético. Coronan el Monte Campaccio, en esta serie, los mármoles de Carrara, que en disposición estratigráfica parecida y dispuestos en agudo sinclinal constituyen las cumbres del Monte Altissimo, una de las cotas más altas del Alpe Apuano (1.599 metros).

El tercer corte a través del Alpe Apuano, que atravesamos ahora por completo, se inició partiendo del cuaternario de Forte dei Marmi, para llegar a Castelnuovo di Garfagnana, en la divisoria entre la arruga III y la IV. Al abandonar el cuaternario entramos en el *Verrucano*, en el que tenemos oportunidad de examinar las *Anagenitas*, que constituyen intercalaciones bastante detríticas entre pizarras metamórficas; las intercalaciones de anagenitas consisten en estratos conglomeráticos con cantos de cuarzo blanco que quedan dispuestos en forma glandular entre el cemento arenoso micáceo, que es por lo menos aquí escaso, de modo que predomina el cuarzo. Las pizarras del *verrucano* son sercíticas de fractura muy clara, casi blanca, y textura plano irregular de índole muy metamórfica.

Este conjunto de pizarras y anagenitas descansa anormalmente sobre un lentejón de mármoles hettangienses que en su base tiene una delgada lámina de Retiense (*grezzoni*) por medio de la cual reposa a su vez sobre el *Verrucano*. Es, pues, un elemento o escama pinzada, en forma análoga a lo ya descrito anteriormente.

Siempre en el *Verrucano* dejamos a la izquierda el Monte Altissimo coronado por el sinclinal en mármoles hettangienses y llegamos al Monte Sumbra (fig. 8, c), que atra-



Fot. 13.—Alagnana en el Alpe Apuano. Arruga III.



Fot. 14.—Vista de Alagnana.

De izquierda a derecha, al fondo, Srs. Merla, Azzaroli, Tercier, Dessau, Flandrin. En primer término, Sr. Fallot, Srta. Gueirard. Srs. Casteras, Pruvost, Duplan, Trevisan, Valduga, Glangeaud, Castany.



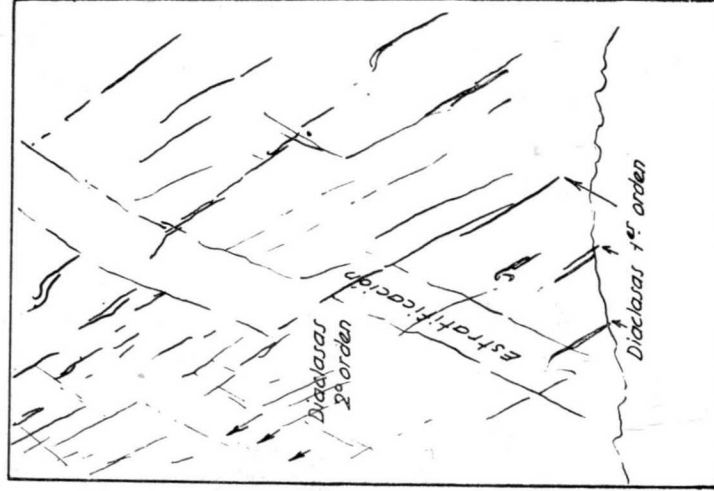
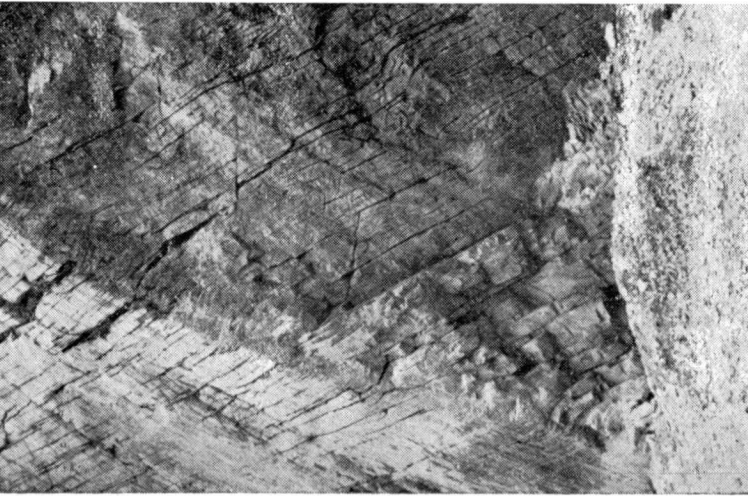
Fot. 15.—Cambio de impresiones cerca de Alagnana.

vesamos por el túnel del Cipollaccio. El túnel emboquilla a la entrada ya en el Carbonífero, pero por encima tenemos sobre la superficie de discordancia, toda la serie del Triás al Dogger. Las cimas del Monte Sumbra están constituidas por las mismas formaciones, pero se estima, por su exagerado espesor, que pudiera ser una repetición tectónica por deslizamiento.

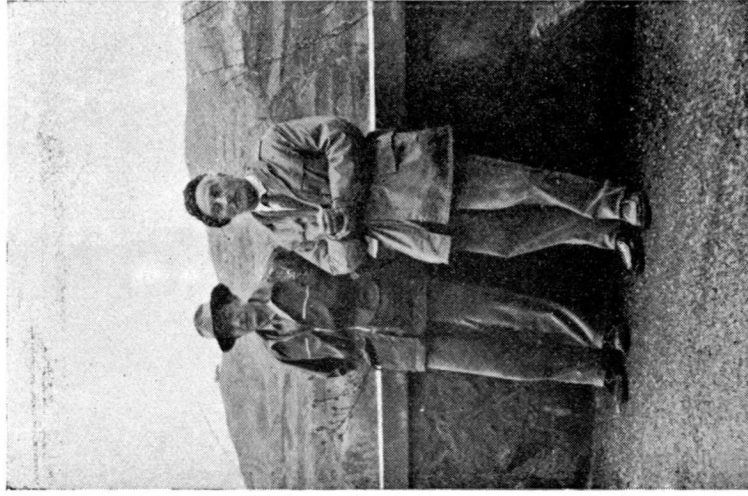
La boca de salida del túnel abre ya sobre la discordancia y nos sitúa en la facies metamórfica del Rético (*grezzoni*) que poco más allá da paso a los mármoles hettangienses (o de Carrara).

El *grezzoni* tiene el aspecto de una caliza gris marmórea (tonos más oscuros que la de Carrara a que se parece), grano fino, muy compacto y cristalino. Se ofrece en estratificación delgada y regular, que llega a ser tableada y aun más fina. Esta estratificación fina es, con el color más agrisado, lo que diferencia el *grezzoni* del mármol de Carrara. La fotografía 16 nos muestra un diaclasamiento de grandísima regularidad que predomina sobre la estratificación propiamente dicha y llega a enmascararla localmente. Pero en las diaclasas los intersticios son absolutamente limpios y planos, mientras que las superficies de estratificación son ligeramente irregulares y dejan espacios intersticiales rellenos de otras materias.

Siempre en el autóctono pasamos del *grezzoni* a los mármoles hettangienses; ladeamos las faldas del monte Sumbra que se presenta imponente con laderas descarnadas en las calizas marmóreas de aspecto impresionante y algo tético (fig. 10, b). Dejamos los mármoles para pasar a las calizas con sílex del Lías superior y Dogger, cuya curiosísima disposición fluidal muestra la fotografía 18. Aun con mayor grado de repliegue las vimos en la zona



Fot. 16.—Diaclasas de primero y segundo orden en la *Grezzoni* del Rético, que enmascaran la estratificación.



Fot. 17.—Los Sres. Meria y T. Levisán, profesores de Geología de las Universidades de Florencia y Pisa, organizadores y directores de la excursión.

(Fot. J. Tercier.)

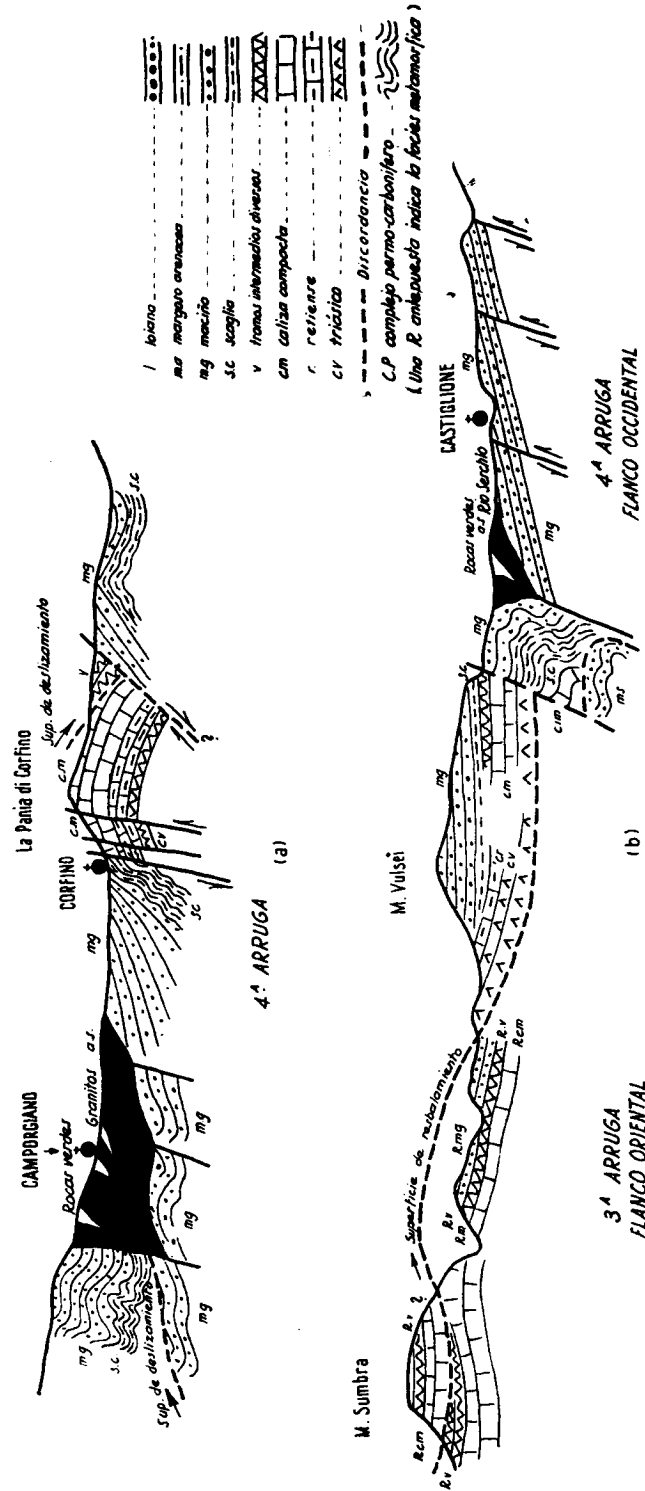


FIG. 10

Detalle del corte b de la fig. 8.

de Campo Cecina. De ellas pasamos a la *scaglia* y finalmente al *macigno* oligoceno, pasada la presa de Isola Santa. Todo el conjunto es muy metamórfico y está muy trastornado. Las pizarras metamórficas del macizo no llegan a estar totalmente cambiadas en micacitas, pero aparecen muy cargadas de mica de metamorfismo. Tienen color gris acero y podrían pasar, en nuestro país, por Cambriano o Siluriano. Las rocas están muy tectonizadas, pero ello es debido sobre todo al metamorfismo, pues la disposición general de la serie no es muy complicada ni afecta accidentes violentos.

Aguas abajo de la presa terminan los macizos bruscamente, interrumpidos por las calizas con sílex, también metamórficas. El contacto es evidentemente por falla. Sobre las calizas con sílex reposa un retazo de margas con *Posidonomya*. Una gran falla transversal sigue aproximadamente el curso del río y deja en su ribera izquierda las calizas con sílex, y a la derecha, frente a ellas, los *grezzoni* del Rético que sustentan los mármoles del Hettangiense.

Antes de llegar a Castelnuovo di Garfagnana, encontramos los últimos restos de la cobertura semi-autóctona, es decir, la misma serie pero con escasas señales de metamorfismo.

Se nos explicó que la falla se extingue en el autóctono antes de llegar al recubrimiento. Sería muy interesante comprobar si ello es así, por verdadera extinción del accidente o porque queda sustraída a la observación por la cobertura semi-autóctona, no afectada por ella, porque en este caso habría que admitir el juego de un movimiento tectónico.

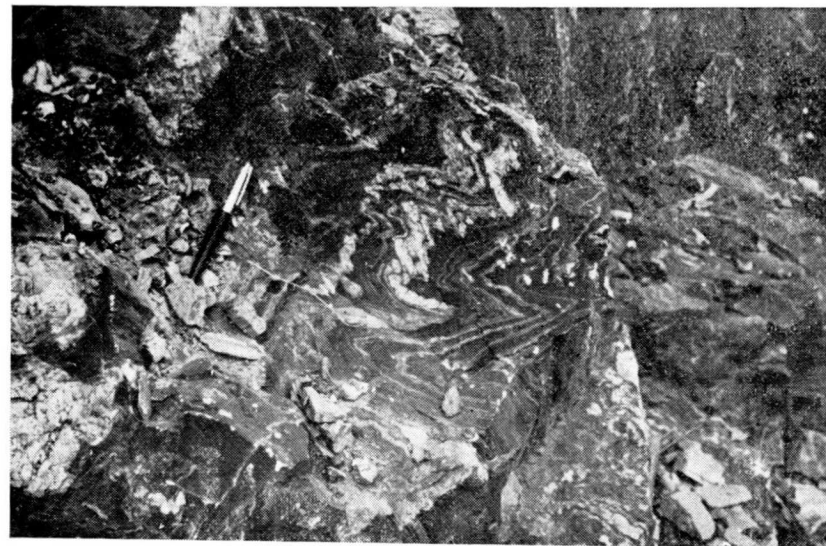
En Castelnuovo di Garfagnana hemos dejado atrás el Alpe Apuano constitutivo de la tercera arruga y nos en-

contramos en la separación entre ésta y la cuarta, donde empiezan los Apeninos propiamente dichos. El río Serchio transcurre por el valle que marca topográficamente dicha separación. El valle está relleno por las *a. s.* y esta designación resulta aquí muy exacta, pues se trata, en efecto, de un verdadero relleno del relieve entre los materiales autóctonos de las arrugas, por el alóctono de las *a. s.* Cuando la erosión las ha denudado dejan ver bajo ellas los diversos materiales del autóctono. Castelnuovo di Garfagnana se apoya ya en los *macignos* de la arruga IV.

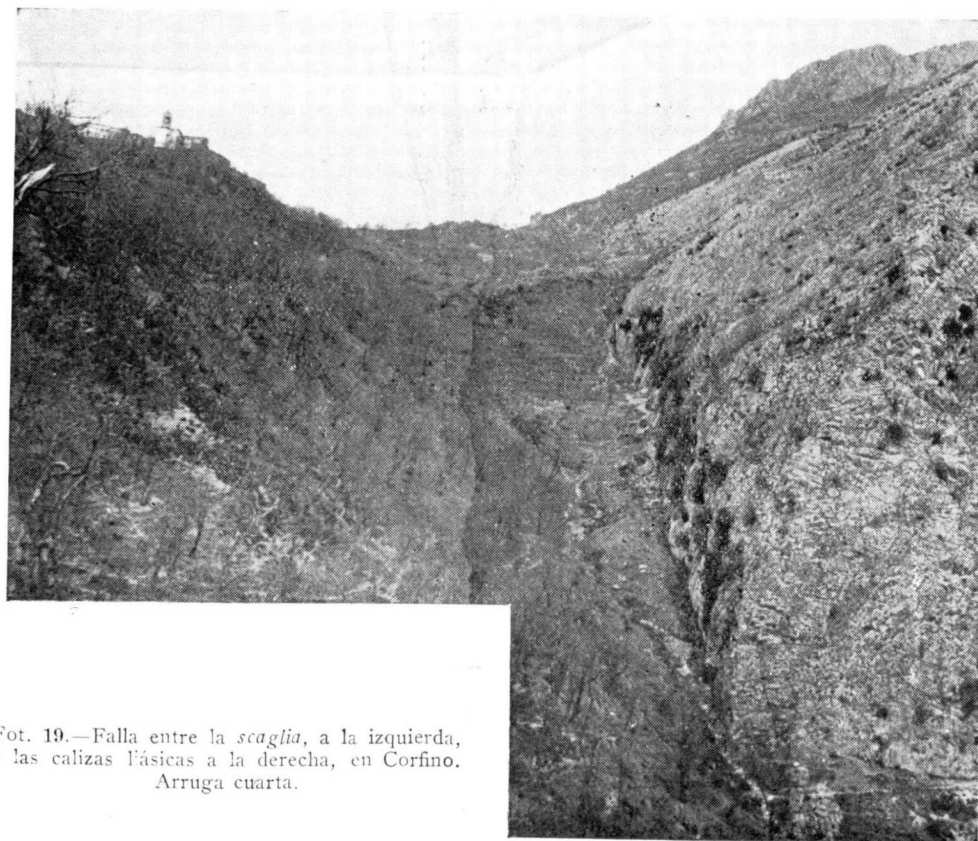
Nos detenemos en Poggio, junto al río Serchio, aguas arriba de Castelnuovo, para examinar las *a. s.*, que reposan sobre el maciño. Contienen aquí, como en otros muchos puntos, granitos o diabasas, o quizá granitos normales y granitos cloritosos, pues están materialmente triturados y anegados en la masa de las *a. s.* La masa granítica no mediría mucho más de 200 metros de longitud visible. Sobre ella descansa una vieja y pintoresca fortificación.

Comenzamos en seguida la ascensión a la cuarta arruga y atravesamos la pintoresquísima población amurallada de Castiglione di Garfagnana (fig. 10, b), edificada sobre una terraza Villafranquiense, hasta llegar (fig. 10, a) al pueblo de Corfino, para estudiar la disposición estructural de la Pania di Corfino, cota que se eleva a los 1.602 metros. Esta visita tiene por objeto mostrar las fallas directas que caracterizan los flancos occidentales de las arrugas, según la teoría del *cunneo composto* de MIGLIORINI (fig. 18).

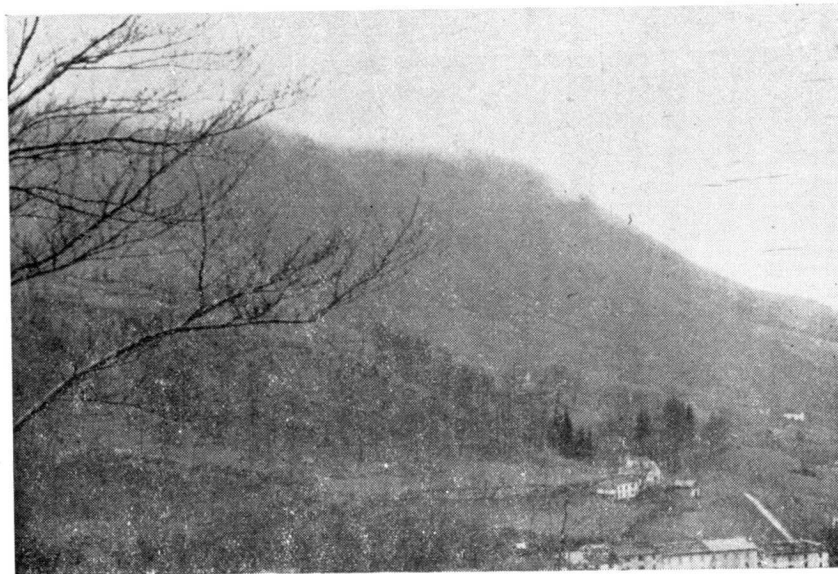
La fotografía 19 representa, en Corfino que es la aldea que corona el alto de la izquierda, una de estas fallas que pone en contacto la *scaglia* a la izquierda con las calizas.



Fot. 18.—Textura fluidal, de origen tectónico, de las calizas con sílex del Lías superior y del Dogger del macizo del Monte Sombra.



Fot. 19.—Falla entre la *scaglia*, a la izquierda, y las calizas líasicas a la derecha, en Corfino. Arruga cuarta.



Fots. 20 y 21.—Vistas de Fiumalbo al pie de Coll de l'Abetone.

hettangienses a la derecha, carentes de metamorfismo. La falla está espléndidamente puesta de manifiesto.

Las pizarras policromas de la *scaglia* se encuentran replegadas en la proximidad de la falla, pero muy cerca de Corfino sustentan en posición normal los *macignos*, inclinados pero uniformemente dispuestos. Es en realidad una falla compuesta y se repite en la masa de las calizas, cuya disposición antecinal representa el cuerpo de la arruga.

Sin rebasar la IV arruga retrocedimos al pie del flanco occidental, donde pernoctamos en Bagni di Lucca, en el Cuaternario y Plioceno del valle del Serchio.

Al día siguiente volvimos a remontar la IV arruga. Nos detuvimos para ver un dispositivo análogo al descrito en Corfino. Aquí como allí bajo el extenso manto de maciños que constituye la mayor parte de la superficie de la arruga IV, aflora la parte más baja de la serie desde el Trías, y observamos, en Limano, una falla parecida a la de Corfino, en que las arcillas y pizarras policromas de la *scaglia* quedan dispuestas bajo el maciño y en contacto por falla con las calizas hettangienses. Una lámina de *a. s.* reposa sobre este dispositivo muy cerca de aquí.

Más allá, en Vico Pancellorum, nos detenemos para examinar la índole del tramo de la *Maióllica*, que forma parte del elemento aflorante bajo los maciños. La denominación de *maióllica* es originaria de Lombardía para el tramo de calizas con *Calpionella* que se reparte entre el Tiónico y el Cretáceo inferior. Aquí son alternancias en lechos delgados de calizas gris claras y blancas, de grano muy fino y compacto, sección mate y fractura plano concoidal, con algo de sílex.

Cruzamos la divisoria de la arruga IV, ascendiendo desde Piano Sinático (fig. 11, a), al Col de L'Abetone, so-

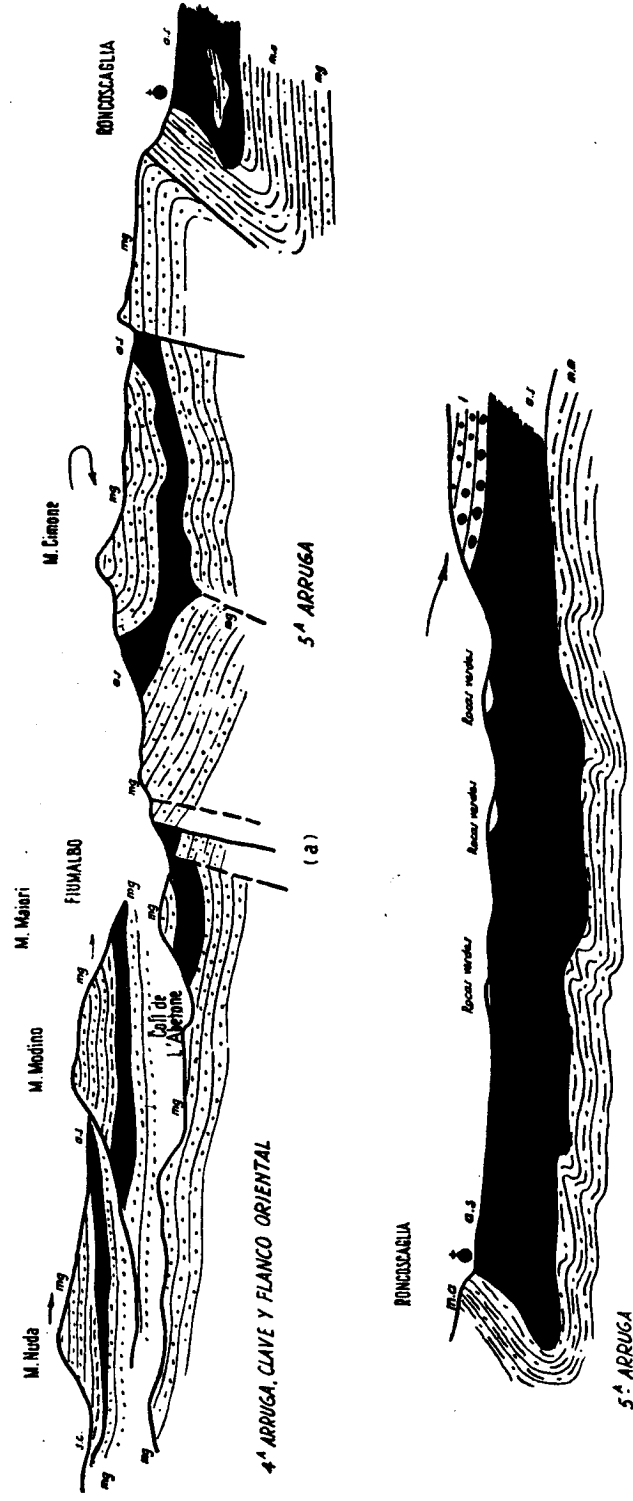


FIG. 11

ESQUEMAS TECTONICOS DEL APENINO MUY SIMPLIFICADOS (Merlo, Azzaroli, Loesaceo, Deinelli, Valduga, esquematizados por Bloe)

bre la extensísima superficie de maciños, sobre los que descansan retazos de las *a. s.* (fotos 20 y 21). Aquí precisamente penetra un agudo entrante de *a. s.* y a ambos lados de esta estrechísima faja tenemos los *macignos* a la derecha en el Monte Cimone y a la izquierda en Monte Modino.

En este último se presenta uno de los problemas de más difícil comprensión para nosotros, pues esta estrecha faja de *a. s.* es el afloramiento, puesto de manifiesto por la erosión en los flancos del valle, de un manto de grandísima extensión que queda emparedado en disposición tendida entre los *macignos* que ocupan las cumbres del Monte Modino y los que constituyen su base (fig. 12). Y esta extraña disposición no se limita localmente al Monte Modino, sino que se presenta en un área mucho más extensa. Análoga estructura ofrecen el Monte Nuda y el Maiori. La disposición es siempre muy tendida, con una gruesa lámina de *a. s.* que descansa sobre los *macignos* tendidos y ordenados y sobre la que se apoyan los *macignos* igualmente tendidos y ordenados. Podría pensarse que se tratase, para la parte superior, de una formación de análogo carácter petrográfico y edad más moderna que la del auténtico *macigno*; pero se nos hace observar que en la base del tramo superior se encuentran siempre retazos de la *scaglia* con lo que la atribución de edad y explicación tectónica parece quedar justificada. Se atribuye esta curiosa disposición a un doble deslizamiento de las *a. s.* sobre el *macigno* y del *macigno* sobre las *a. s.*

Esta explicación suscita profundas dudas porque, si el *macigno* que reposa sobre la *a. s.* procede, como se supone, de la primitiva área de sedimentación actualmente bajo el Tirreno (serie de la isla de Elba, donde la *scaglia* es origen de las *a. s.*), debería haberla acompañado en su des-

lizamiento a distancias del orden de 100 kilómetros, hasta colocarse en su disposición actual, por ejemplo, en el Monte Modino, y no se comprende cómo, mientras el paquete inferior de las *a. s.*, aparece triturado en disposición caótica

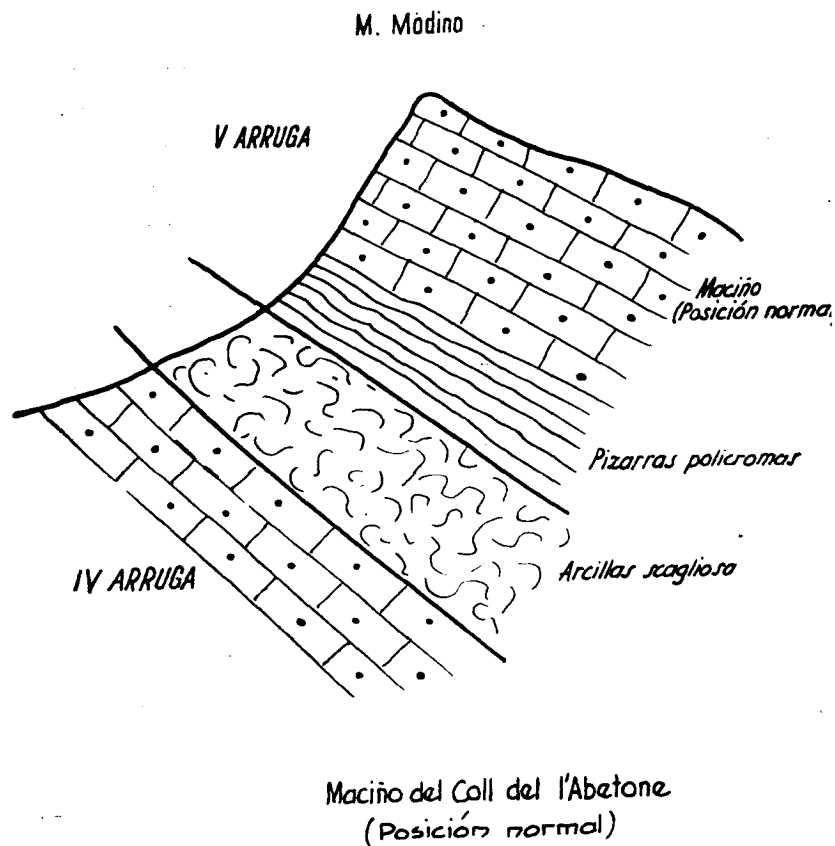


FIG. 12

Disposición esquemática de la zona del Coll del l'Abetone.

ca, el elemento superior que ha sido arrastrado con ellas a larga distancia queda completamente tranquilo, y apenas trastornado.

Más lógica sería una explicación según la cual el *macigno* se hubiera sedimentado en algún lugar al Oeste, mucho más próximo que la primitiva área de sedimentación, sobre las *a. s.*, ya caótica, y que con deslizamiento mucho más reducido se hubiera trasladado el conjunto a su localidad actual, facilitado además el movimiento por la cualidad plástica adquirida por las *a. s.* en su anterior deslizamiento. Esta interpretación tropieza a su vez con el hecho observado de que siempre que se encuentra el *macigno* autóctono, está recubierto en alguna parte por las *a. s.*

Nuestros conocimientos de la geología italiana son tan someros que no nos permiten adoptar posición en esta polémica, pero no hemos querido dejar de señalar la extrañeza que produce tan anómala disposición tectónica.

Las *a. s.* del agudo entrante, constituyen la separación entre las arrugas IV y V, de modo que nos hemos trasladado ya a la última de que forma parte el Monte Cimone.

Estas láminas de *a. s.* se integran en un conjunto mucho más extenso, que cubre una superficie enorme al Norte y Nordeste del macizo de los Montes Cimone y Cervarola.

A partir de Pievepelago, contorneamos la V arruga, siguiendo casi siempre las *a. s.* que la recubren. La V arruga muestra la disposición de la cuña compuesta con fallas directas en su flanco occidental, que separan el Monte Cimone en la V arruga del Monte Maiori en la IV y con una violenta falla inversa en el borde oriental (falla del Monte Cervarola y Roncoscaglia).

Se nos hizo notar que los *macignos* que coronan el Monte Cimone (2.153 m.) y que descansan sobre las *a. s.*, están en posición invertida, lo que no deja de sorprender en una

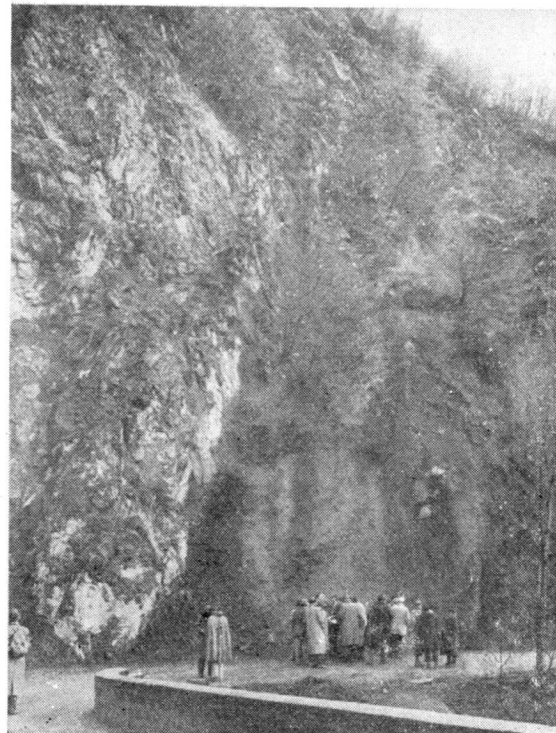
masa tan extensa y, según parece, no muy trastornada. El zócalo del Monte Cimone sobre el que descansan las *a. s.*, es otra vez el *macigno*, cuya parte alta, Aquitaniense, con phtanitas negras muy características.

Volviendo a nuestro itinerario, hicimos algunas observaciones acerca de la índole y estructura de las *a. s.* Por las descripciones de la literatura previa, pensábamos que la disposición caótica de dicha formación nos recordaría punto por punto la de nuestro Trías en sus inserciones diapíricas o laminares, pero en este recorrido nos sorprendió ver que, si bien en detalle aparecía muy tectonizada, en conjunto no dejaba de mostrar una disposición en cierta medida uniforme y regular y a trechos incluso muy regular. En detalle aparece como un flysch, que recuerda a nuestro flysch pardo cantábrico, de color gris azulado o verdoso, muy pizarreño a lechos. Presenta laminaciones y estiramientos como los que resultan de violentos esfuerzos de compresión. Contienen elementos de diversas formaciones pero aquí son de tamaño pequeño.

Se opuso a nuestra observación que de igual manera que engloba elementos tabulares ordenados de formaciones de edad bien definida, la masa o fondo de las *a. s.* se presenta a veces, por los mismos motivos, en forma menos desordenada y esta es una de las zonas donde ello ocurre.

Tuvimos oportunidad de examinar, en Barigazzo, uno de estos elementos tabulares de edad bien concreta y de grandes dimensiones incluidos en las *a. s.*

Se trataba de un típico flysch en que se han encontrado *Inoceramus*, pero no se pudo ver otra cosa que las pistas tan frecuentes en esa facies. Se trata, pues, de un Cretáceo. El yacente de las *a. s.* en esta región es la facies *marinoso arenácea* del Mioceno.



Fot. 22.—Contacto en talla entre las *a. s.* a la derecha y el *macigno* a la izquierda, en las proximidades de Lizzano, en la arruga quinta.



Fot. 23.—Aspecto que ofrecen las *a. s.* cerca de Lizzano.





Fot. 24.—Cambio de impresiones cerca de Rocchetta. De izquierda a derecha, Sres. de Sitter, Pruvost, Brouwer, Srta. Gueirard, Sres. Casteras, Almela, Wilson, Tercier, Merla, Trevisan y Giannini.



Fot. 25.—Última parada de la excursión. De izquierda a derecha, Sres. Castany, Brouwer, Dessau, Glangeaud, Allison, Almela, Signorini, Flandrin, Marcais, Duplan, Giannini y Trevisan.

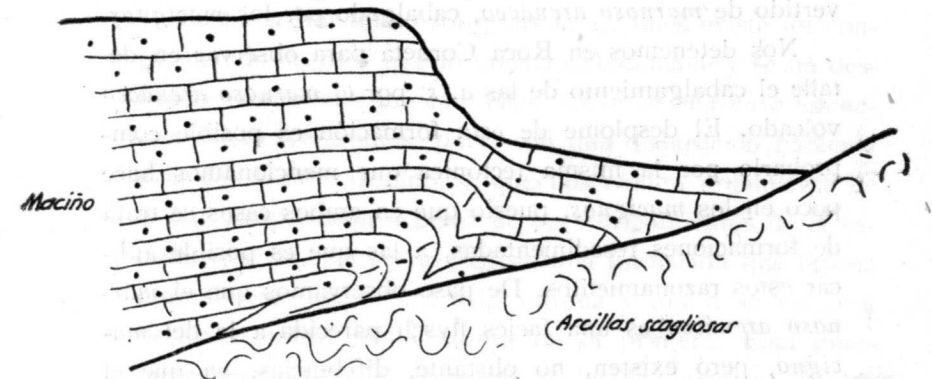


FIG. 13

Detalle de un pliegue en la zona del Monte Cerniola.

elementos estaba en posición normal y el otro en posición invertida. Más allá examinamos un bonito cabalgamiento de las *a. s.* por los *macignos*, con superficie de cabalgamiento bastante tendida y pliegue en rodilla (fig. 13).

Partimos de Séstola al día siguiente, con muy malas condiciones de observación, debido a la lluvia, niebla y nieve, y se nos indicó la estructura que presenta el borde de la V arruga en Roncoscaglia (figs. 11, a y b), donde los *macignos* del Monte Cervarola (1.623 m.) cabalgan mediante importantísima falla inversa la formación *marnoso arenácea* del Mioceno, que aparece desplomada bajo la superficie de cabalgamiento, pero que se inclina bajo la

masa del Cervarola y se dispone luego tendida en dirección al Noreste. Bajo el *marnoso arenáceo* existe el conjunto de los *macignos*. En los horizontes límites se encuentran los típicos lentejones de phtanitas. Sobre el *marnoso arenáceo* se dispone un potente manto alóctono de *a. s.* caóticas que están afectadas, bajo el *marnoso arenáceo* mioceno, por el cabalgamiento del Monte Roncoscaglia, es decir, resulta pellizcado dentro del sinclinal invertido de *marnoso arenáceo*, cabalgado por los *macignos*.

Nos detenemos en Roca Corneta para observar en detalle el cabalgamiento de las *a. s.* por el *marnoso arenáceo* volcado. El desplome de esta formación es posible comprobarlo por la misma tectónica que mencionamos hace poco en los *macignos*, puesto que en ambos casos se trata de formaciones resedimentadas, a las que es posible aplicar estos razonamientos. De paso observamos que el *marnoso arenáceo* es una facies flysch parecida a la del *macigno*, pero existen, no obstante, diferencias, ya que el *macigno* es más micáceo, mientras que el Mioceno es más margoso y de tonos más bien azulados en oposición al color pardo rojizo del *macigno*.

En las cercanías de Lizzano observamos todavía otra vez el contacto del *macigno* con las *a. s.* (foto 22). Aquel tiene marcadísima facies flysch y presenta restos de tallos vegetales. Ambas formaciones, pero sobre todo las *a. s.*, están afectadas de una tectonicidad extremada. Aquí se puede hablar verdaderamente de una disposición caótica en las *a. s.*, que están reducidas a pizarrillas en fragmentos diminutos, limitadas por curvas superficies especulares de laminación. Se reconoce, no obstante, una dirección de estiramiento paralela al accidente y no está del todo borrada su disposición sedimentaria original.

Desde Porretta nos dirigimos al Norte para examinar

la formación de *Loiano* en el punto en que la corta curso ascendente del río Reno.

Esta es muy característica y consiste en un flysch mioceno coetáneo del *marnoso arenáceo*. Su base puede ser incluso más antigua, quizás ya oligocena. Pero mientras que el *marnoso arenáceo* es una formación resedimentada el *loiano* es, en cambio, de sedimentación primaria o directa.

Se ha sedimentado sobre las *a. s.*, pues existe un conglomerado de base que lo muestra claramente y se ha deslizado conjuntamente con ellas sobre el *marnoso arenáceo*. Nos encontramos, pues, con una disposición parecida a la del Monte Modino, y que nos resulta igualmente difícil comprensión a pesar de los razonamientos de la escuela toscana. En efecto; existe una formación que reposa normalmente sobre otra más antigua y que a su vez es deslizada sobre otra coetánea de la primera. Esta interpretación postula la aloctonia del *loiano*, mientras que la autoctonia, que defienden otros geólogos, requiere que la formación del *loiano* sea más reciente que el *marnoso arenáceo*.

Visto aquí el *loiano* es una formación de areniscas de grano basto, molásicas, de epigénesis poco avanzada, y que se deshacen con la mano, en bancos gruesos de estratificación semi-irregular. Descansan muy tendidas y ordenadas sobre las *a. s.*

Y con esta observación se dió por terminada la excursión sobre el terreno, ya que al día siguiente en la Universidad de Florencia tuvo lugar una sesión de clausura para examen y discusión de las observaciones hechas y de las teorías expuestas.

Una cordial comida de despedida puso el colofón afectivo a esta interesantísima reunión de geólogos europeo

2) FENÓMENOS ESTRATIGRÁFICOS Y TECTÓNICOS DE TIPO ESPECIAL IMPLICADOS EN LA INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL APENINO SEPTENTRIONAL (9)

a) *Historia sedimentaria.*

Hay que subrayar los siguientes hechos sedimentarios en la serie del Apenino. Desde la invasión marina del Trías superior hasta el fin de este régimen marino, en el Mioceno superior de la zona adriática hay una sedimentación continua e ininterrumpida, pero que hay que dividir en dos fases muy distintas, una preorogénica (hablamos sobre todo de la Península, o ámbito actual apenínico, porque la *pietra forte* indica una orogénesis cretácea en el Tyrreno) hasta el Eoceno inclusive, la cual se caracteriza por el debilísimo espesor de sus sedimentos y, por consiguiente, no se trata de una serie de geosinclinal; y otra desde el Oligoceno en adelante, que se caracteriza por el gran espesor de los sedimentos y por su carácter especialmente detrítico, en un auténtico geosinclinal.

b) *Origen de las calizas cavernosas (Rauhacken, Zellen-dolomite).*

La caliza cavernosa, en su origen, tuvo caracteres totalmente distintos de los actuales, los cuales ha adquirido durante la diagénesis y después de su denudación y per-

(9) Todas estas explicaciones están extractadas del mencionado trabajo de G. MERLA (ver nota 1).

colación por las aguas superficiales. Estaba compuesta originalmente por una alternancia de estratos dolomíticos y calizo dolomíticos y anhidritas. La circulación de aguas, al transformar la anhidrita en yeso, y por disolución luego de este último material, sustrae la sustentación a los estratos calizos y dolomíticos cementados, sobre todo por calcita (*collapse breccia*). Los elementos dolomíticos se hacen harina y dan origen a la característica cavernosidad.

Serían características, pues, de áreas denudadas y expuestas a la meteorización un período de tiempo suficientemente largo, pero en profundidad corresponderían al tipo de algunas series anhidríticas puestas de manifiesto por los sondeos. De aquí que se hable de *evaporitas* (o series salinas originadas por evaporación), también en el caso de las calizas cavernosas, que hoy no van acompañadas de yesos ni de otros materiales salinos.

c) *Resedimentación.*

Es un proceso que explica algunas características peculiares de series tipo flysch y cuya explicación fué dada para la serie apenínica por MIGLIORINI y VON KUENEN. SIGNORINI aplicó extensamente el concepto al estudio de la disposición de los estratos y consiguió poner de manifiesto que varias series consideradas en posición normal estaban realmente volcadas. De esta manera acusó la existencia de importantes elementos tectónicos que contribuyen notablemente a complicar las ya enmarañadas premisas de la geología apenínica.

Se aplica este concepto, sobre todo, a la formación del *macigno* y del *marnoso-arenáceo*, o sea las dos potentes series detríticas de edades Oligo-Miocena y Miocena, respectivamente.

Estos conjuntos son los primeros que en la serie apenínica están representados por grandes espesores, y donde aparece además por primera vez una aportación detrítica de consideración que procede del Oeste, y ha sido alimentada por la erosión de áreas emergidas en el ámbito del Tirreno, erosión profunda que llega al cristalino. No hay otro antecedente de aportación detrítica que la *pietra forte* del Cretáceo superior, que no se conoce en relación con el autóctono, y sólo en elementos presos en las *a. s.* Es probablemente una formación resedimentada, y denotaría la existencia de una fase paleo-apenínica, que tuvo lugar en ámbitos del Tirreno, y que sería rigurosamente la primera que afectó a la serie apenínica.

Las características litológicas que permiten conocer esta serie resedimentada son las siguientes (fig. 14): Alternan-

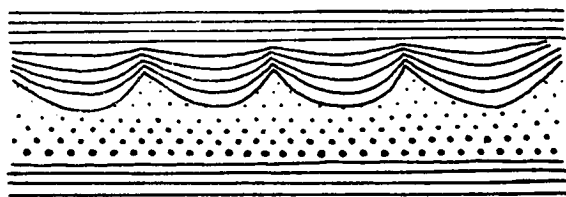


Fig. 14.—Estructura de las formaciones resedimentadas.

cia regular de lechos detríticos y margoso-pizarreños. Los primeros compuestos de areniscas desde grano fino a basto e incluso a cantos medianamente grandes, pero sin que se aprecie estratificación lenticular, sino que es característico el paralelismo perfecto, a grandes distancias, entre las superficies limitantes de los estratos. No hay traza de clasificación granulométrica en sentido horizontal, pero en cambio es muy acusada en sentido vertical en que se reconoce casi siempre que los granos gruesos se disponen en la base

y van siendo gradualmente cada vez más finos hacia la superficie superior del estrato. La superficie o delimitación inferior del estrato detrítico es por aquella razón muy neta y pasa bruscamente a pizarras; en cambio, el paso por la cara superior se hace gradualmente a pizarras, al hacerse el grano cada vez más fino. La superficie inferior es plana, la superior presenta las ondulaciones características de las aguas en vaivén con las concavidades hacia abajo. El grano grueso sólo se presenta en la base, como dijimos, pero el grano fino rellena todos los huecos y hace que el *mazzino* sea una roca sumamente compacta y de escaso cemento calizo.

El fenómeno que explica esta disposición peculiar es el que se ha denominado *resedimentación*.

En cuanto a su mecanismo de origen, una formación resedimentada es la que resulta de una deposición gravitativa de un material detrítico en suspensión acuifera de arcillas, todos cuyos materiales proceden de una roca análoga, cuya diagénesis parece se ha interrumpido para dar origen, por movimiento rápido, a esa suspensión turbia (*turbidity currents*). El mecanismo es el siguiente: una facies costera de tipo flysch ordinario, es decir, sedimentada con arreglo al mecanismo normal en una plataforma continental, por un monumento basculante de ésta se desliza hacia la zona más profunda, resbalando por el declive marginal de la plataforma. Sus elementos, en diagénesis incipiente, entran en suspensión en el seno o medio acuífero, formándose un área turbia y de elevada densidad media (± 2), con gran sensibilidad incluso a las más suaves pendientes, lo que les permite trasladarse lejos y cubrir áreas extensas, hasta que, llegados al reposo, los materiales resedimentan en caída vertical y con una separación granu-

lométrica muy acusada. La deposición tiene lugar al pie del escarpe continental y en zonas, por consiguiente, de profundidad considerable.

El hecho de que el área resedimentada se desplace de Oeste a Este a lo largo del espacio y del tiempo, desde la *pietra forte* al *marnoso-arenáceo*, pasando por el *macigno*, indica, a juicio de la escuela toscana, que las arrugas se han producido y sucedido en esa dirección.

Es interesante subrayar el carácter de sedimentación profunda de estas formaciones resedimentadas en oposición al de los flysch de sedimentación costera a escasa profundidad.

d) *Sedimentación con simultaneidad al deslizamiento* (figs. 15 y 16).

La formación de *loiano* presenta una dualidad de yacimiento que resulta muy complicada de explicar, dado que, estudiada la sucesión sedimentaria, aparece unas veces como autóctona y otras, por intercalación de las a. s. dentro de la serie, como alóctona. Recordemos que el *loiano* es el equivalente adriático de toda la serie moderna desde el Oligoceno y representa al *macigno*, al *marnoso-arenáceo* y otros niveles miocenos más altos e incluso pliocenos.

La solución de la aparente paradoja consiste, para MERLA, en que la continuidad de la sedimentación no significa o exige la inmovilidad durante la sedimentación. Puede continuarse la sedimentación sobre un fondo en deslizamiento lento y, si el movimiento se amortigua, tendremos finalmente sedimentos que pasan lateralmente a la serie continua. De esta manera, la cuña en avance de la

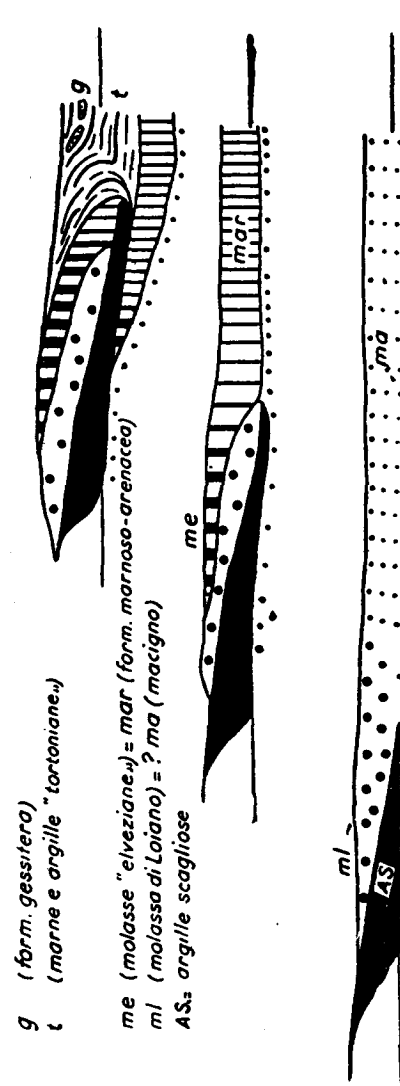


Fig. 15.—Esquema teórico del movimiento durante la deposición de la serie de loiano (con puntos y trazos gruesos se indica la facies más costera). (G. Merla, 1952.)

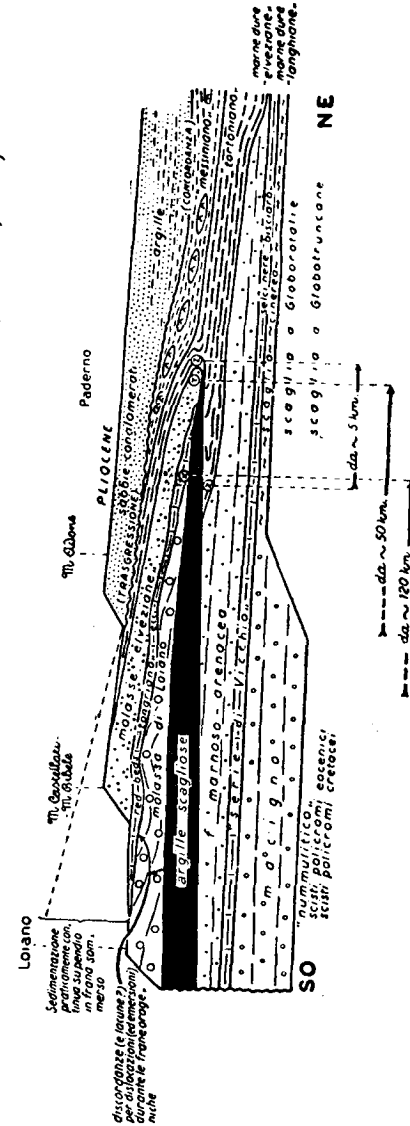


Fig. 10.—Relaciones estratigráficas en la región al NO. del Sillaro, según la hipótesis de la figura 15 (los espesores no se reproducen con arreglo a escala. Las distancias de procedencia indican el orden de magnitud). (G. Merla, 1952.)

masa alóctona deslizante se inserta entre los sedimentos en diagénesis incipiente como la hoja de un arado (fig. 15), al mismo tiempo que la sedimentación prosigue y tenemos a un lado y a otro del frente de avance las series estratigráficamente continuas, pero una de las cuales es absolutamente autóctona y la otra presenta una compleja modalidad de aloctonía y, al mismo tiempo, ambas son continuas. El problema resulta más complejo porque en corte vertical pueden encontrarse, bajo las *a. s.*, otras de tipo *loaino* ; más recientes que las que aquellas soportan ! (figura 16).

e) *Mecanismo gravitativo.*

Hoy, todos los geólogos del Apenino aceptan la fuerza gravitativa como causante de los deslizamientos y de las aparatosas repeticiones anormales de estratos que se observan, pero esta acción gravitativa puede aplicarse de dos modos muy distintos :

1. Deslizamientos de masas de estratos plásticas o de masas de estratos coherentes sobre horizontes plásticos que se verifican, por decirlo así, instantáneamente para la escala de los tiempos geológicos, es decir, independientemente del factor tiempo, y en función únicamente del grado de la pendiente. Este mecanismo es el que se acepta en la interpretación expuesta, en oposición a :

2. La gravedad, por sí sola, no desplaza las masas de estratos sin deformarlas al mismo tiempo plásticamente por su acción durante larguísimos períodos del tiempo geológico, y deforma conjuntamente series estratigráficas complejas compuestas por los

más variados tipos petrográficos que ven así unificados sus coeficientes de rigidez. Así se llega a un plegamiento sin fracturas y a la deformación y extensión plástica en mantos de recubrimiento, o sea la teoría denominada *tectonique d'écoulement*, en que ambos factores, gravedad y tiempo, son inseparables e indispensables, pero quizás el último en mayor grado.

La acción instantánea, o formación catastrófica, se justifica por el carácter caótico de las *a. s.* y por la reacción, unas veces plástica, otras veces rígida, de las numerosas rocas, dualidad que se atribuye al diferente grado de diagénesis alcanzado ; las rocas de escasa diagénesis reaccionan plásticamente y no se quiebran, las de avanzada diagénesis se rompen al plegarse.

Además, por la manera tan discontinua en que reposan los estratos deslizados y replegados o volcados con toda nitidez sobre una superficie tranquila de estratos análogos o diferentes, el tipo apenínico entra de lleno en los techos denominados *collapse structures*.

Bajo este punto los efectos de la fuerza gravitatoria, en esencia, más que constructivos son destructivos, si bien contribuyen a elaborar estructuras complejas. No contribuyen a la formación del relieve cortical según el tipo clásico por plegamientos en la superficie y elevación en bajo, sino que actúa como agente demoleador, rebajando el relieve al arrastrar al fondo parte de la cobertura.

f) *Argille scagliose.*

MERLA da preferencia, para la definición de esta peculiar formación, a la descripción formulada por PENTA

(1950), según la cual las *a. s.* son una formación alóctona originada por deslizamientos y resbalamientos sobre los flancos de las arrugas orogénicas en el período que va del Cretáceo superior, edad de la primera arruga, al Plioceno, y que recubre extensas áreas del Apenino. En términos generales, la terminología de *a. s.*, en este sentido, reemplaza entre otras a la de ligúrides, formación ofiolitífera, flysch caótico, flysch alóctono, etc.

El origen de esta formación es, pues, netamente tectónico y no sedimentario. El material más viejo, u original, procede de la serie jurásico-cretácea del ámbito tirreno, y está convertido hoy en día, en su mayor parte, en una masa caótica o de fondo, desmenuzada a lo largo de estos repetidos deslizamientos, enriquecida con materiales, grandes o pequeños, enteros o desmenuzados, de todas las formaciones sobre las que desliza, incluso miocenas altas y que engloba desde cantos hasta grandes elementos tabulares de estos materiales, enteros. Así, pues, los terrenos sobre los que resbala enriquecen por un lado la pasta o fondo triturado, y por otro, la serie de elementos que ésta va englobando y con los que se enriquece en el deslizamiento. Sus características más generales, por consiguiente, son su caoticidad y su falta de edad definida, ambas consecuencia de su peculiar modo de formación.

Aparte de su posición recubrente, se encuentra también, en algunos casos, gracias a la plasticidad que resulta de su desmenuzamiento, intruída.

Sus elementos componentes pueden ser tan variados como sigue:

1. Una pasta fundamental o englobante, arcillosa, a veces muy abundante, a veces muy escasa. Resulta, como se ha dicho de la destrucción de las

otras rocas en el proceso del deslizamiento, lo que se comprende mejor aún si se piensa que con frecuencia los deslizamientos son sub-acuáticos, en series litológicas de diagénesis incompletas.

2. Elementos, de los más diversos tamaños y la más diversa frecuencia, de alguna de estas formaciones: granitos, pizarras cristalinas, calizas dolomíticas y cavernosas, yesos, calizas jurásicas-liásicas (?), ofiolitas, phtanitas y jaspes, calizas de *cal pionella*, calizas *palombini*, *pietra forte*, calizas *al beresi*, nummulítico, pizarras policoromas, *macigno marnoso-arenáceo*, areniscas diversas. Se comprende que las *a. s.* son más ricas en los elementos antiguos de la serie en las zonas próximas a las primeras arrugas y más ricas en los de las series moderna en las últimas arrugas o arrugas adriáticas.

3. DEFORMACIONES PRIMARIAS Y ESTRUCTURA CORTICAL EN RELACIÓN CON LA FORMACIÓN DE LAS ARRUGAS

La teoría apenínica que exponemos exige una serie de deslizamientos gravitativos. La gravedad entra en juego cuando la corteza terrestre se deforma primariamente abombándose. De esta manera, se crean desniveles y flancos de deslizamiento. La creación de estos abombamientos, en este caso intumescencias alargadas, tiene su motivación en el espesor todo de la corteza externa y exige de finir un concepto o modelo de constitución de la litosfera que justifique el tipo de deformación cortical mencionado o sea que defina las características del campo de actividad de la tectónica primaria. MERLA establece el siguiente modelo cortical (fig. 17), sobre el cual apoya la teoría desd

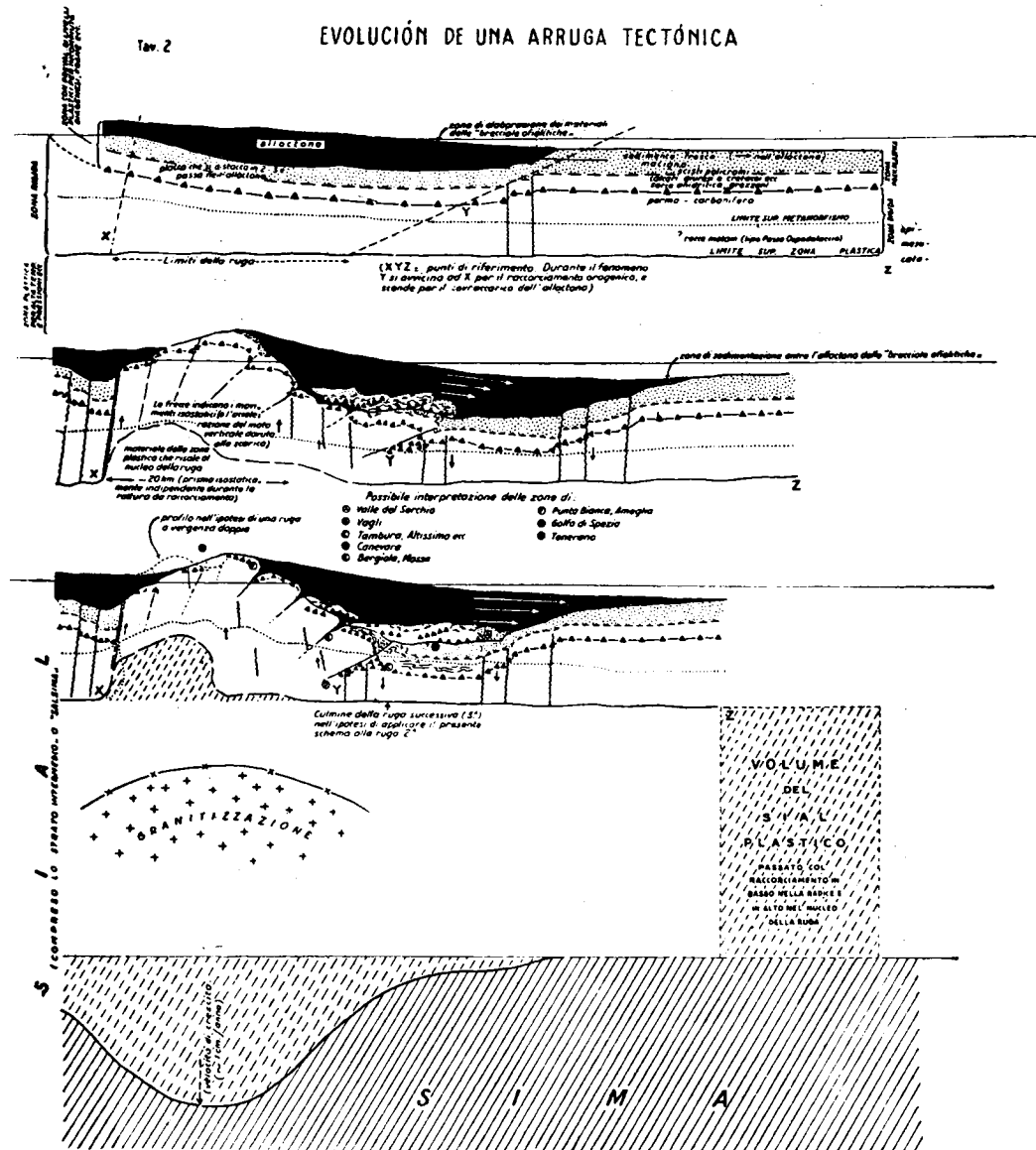


Fig. 17.—Modelo teórico de la estructura transversal de una arruga tectónica en el Apenino Septentrional (la sección representa un espesor cortical de una quincena de kms.). (G. Merla, 1952.)

la formación de cuñas compuestas a los deslizamientos sucesivos mediante un reducido acortamiento cortical que es exigencia de la continuidad sedimentaria lateral:

1. Una zona más externa, plástica por diagénesis incompleta, que abarca desde la discontinuidad sedimentaria entre el Permiano y el Triás hasta las formaciones más recientes, de entre las cuales la serie anhidrítica basal gran parte de las calizas con sílex y los bancos arenosos del *macigno* y del *mar-noso-arenáceo* permanecían casi semi-incoherentes o plásticos, debido a que la diagénesis es incompleta por no haber habido emersión ni circulación de aguas portadoras de elementos solidificadores.

2. Una zona rígida de no más de 5 kilómetros que se extiende desde el Permo-carbonífero por los restantes miembros del zócalo cristalino.

3. A más de 10 kilómetros de la superficie (discontinuidad de VAN HISE entre *zone of fracture* y *zone of flowage*) y, con separación gradual de la anterior, una zona que es plástica por su alta temperatura y presión y que es sede del metamorfismo regional.

En realidad la zona de metamorfismo se reparte entre 2 y 3 en la zona de tránsito gradual y corresponde aún a 2 la zona de epi y de metamorfismo débil; al tránsito propiamente dicho la de mesa-metamorfismo y es dominio de 3 la de catamorfismo. Más profundamente se llega, por ultrametamorfismo, a la zona de granitización.

Estamos siempre dentro de la capa siálica o externa que compone la mayor parte de la litosfera de unos 60 kilómetros de espesor. Esta se completa por un fondo si-

maico cristalino, el cual, mediante una discontinuidad situada más o menos a esa profundidad, se prolonga mucho más allá, pero en un estado vítreo. La rigidez aumenta, en el sial más externo, con la profundidad y es máxima en la participación simaica basal hasta la denominada discontinuidad de MOHOROVICIC. El paso del Sial al Sima se señala, en la discontinuidad de MOHOROVICIC, por un cambio brusco de velocidad de las ondas sísmicas.

h) *Arrugas tectónicas* (fig. 17).—Son deformaciones principales del autóctono de tipo anticlinal, es decir, convexas hacia la parte superior y alargadas en sentido normal al arco, pero éste no se obtiene por curvamiento regular de los estratos, sino por una tectónica disyuntiva de complicación y tipos muy diversos pero de mismo esquema fundamental.

El esquema tectónico es el siguiente (fig. 18): Una serie de fallas longitudinales de gran pendiente delimitan y conforman la arruga por su lado occidental que presenta de este modo fuertes desniveles tectónicos, mientras que el declive tectónico del lado opuesto es más suave y más continuo y está conformado por fallas inversas o cabalgantes, de buzamientos bastante tendido. Fallas transversales cortan y limitan estos accidentes longitudinales.

Las fallas normales están bien justificadas por la observación en el terreno. Las fallas inversas tienen un carácter más hipotético en el sentido de que su justificación u observación es mucho menos general.

Esta constitución de las arrugas reúne la probabilidad de una tectónica disyuntiva con un acortamiento cortical cuya característica más saliente es ser muy reducido y corresponde a la idea del *cuneo composto* expuesta por MIGLIORINI (1948) (fig. 18).

Los elementos tectónicos por sus grandes dimensiones (con anchuras mínimas de 30-40 km.) deben afectar a toda la corteza, es decir, a toda la zona de fractura según la definición VAN BEMMELEN, y en efecto, el Permo-carbonífero está involucrado ampliamente en el núcleo de por lo menos dos arrugas y probablemente en el de todas (fig. 19).

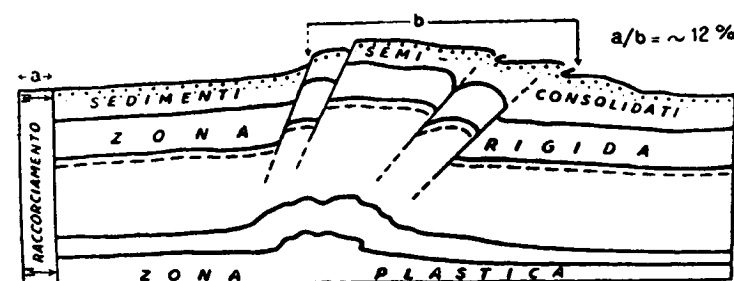


Fig. 18.—Aplicación del modelo de la cuña compuesta a una arruga de Apenino Septentrional.

Este hecho define una diferencia fundamental entre la tectónica apenina y la jurásica, esta última con una superficie de despegue triásica que separa la tectónica de cobertura secundaria del núcleo o basamento paleozoico, no afectado por ella.

En estas arrugas del Apenino, el considerable hueco creado por el abovedamiento ha sido relleno, en zonas corticales más profundas, por el Sial plástico afluyente a la zona de menor presión.

Para los geólogos de la escuela toscana es fundamental la diferencia entre un pliegue ordinario y estos anticlinales por tectónica disyuntiva, porque ninguna de aquellas estructuras podría extrapolarse a toda la costra rígida, condición que estiman necesaria para explicar el tipo de deformación tectónica que proponen para el Apenino septentrional.

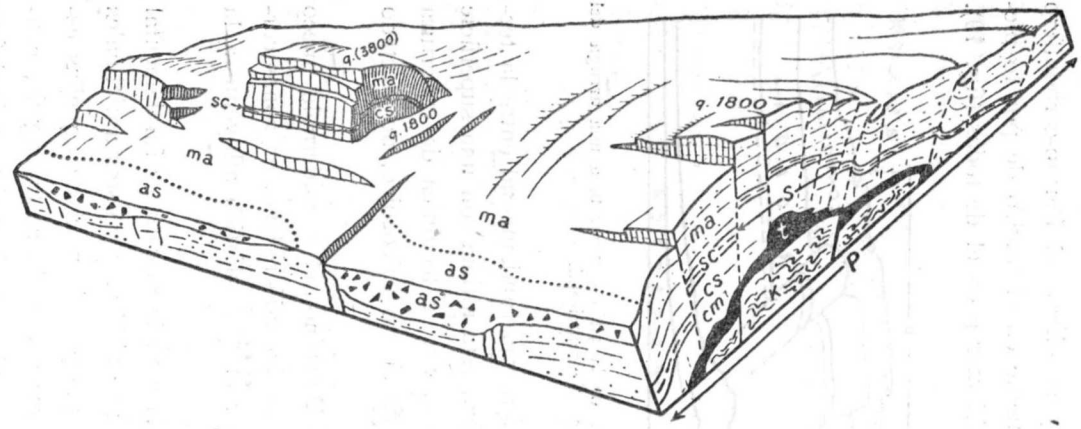
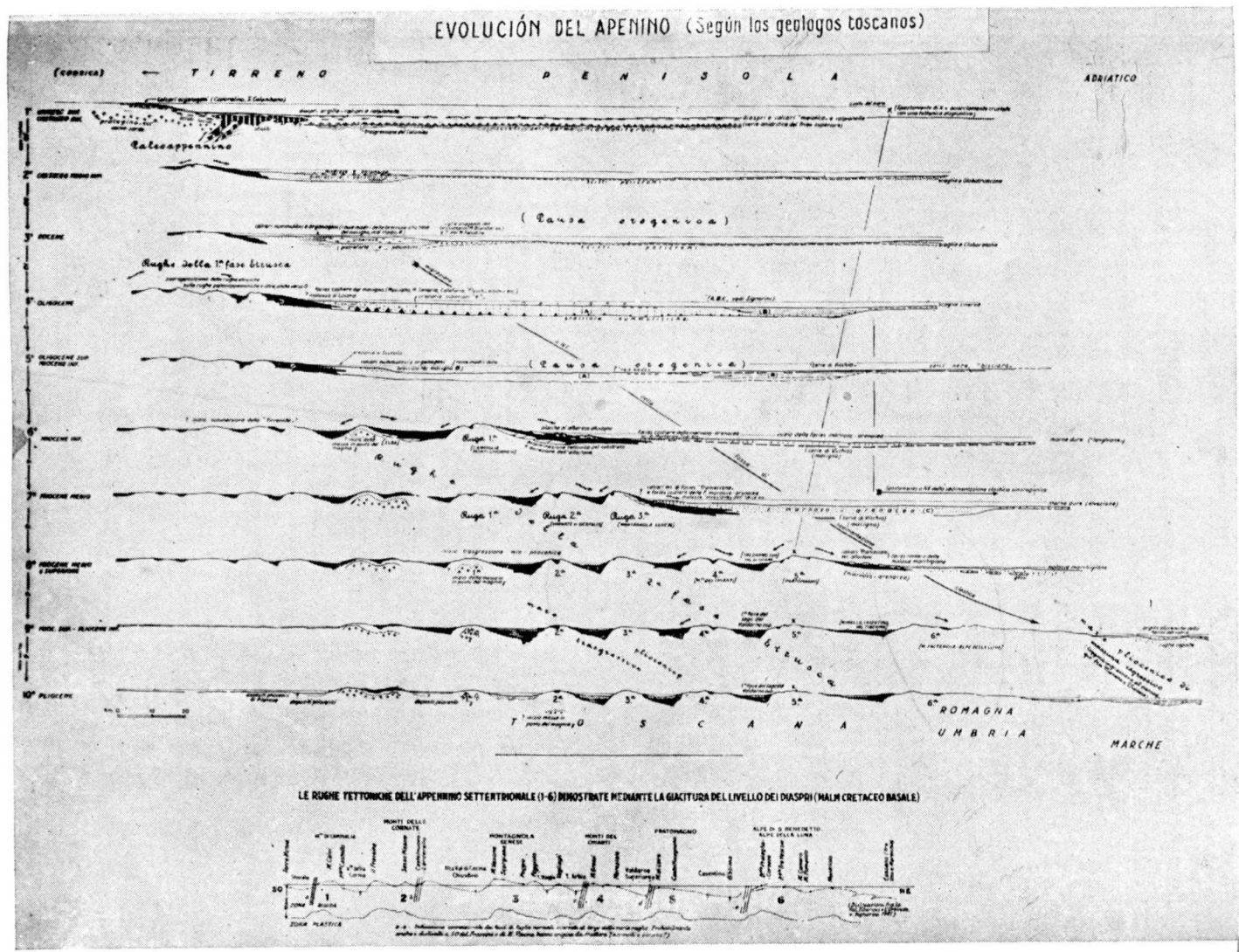


Fig. 19.—Estructura de una arruga tectónica en el Apenino septentrional (el lado corto corresponde a una treintena de kilómetros; el largo a unos sesenta).

- P: cuña compuesta principal.
- S: cuña compuesta secundaria, consecuencia del abultamiento del nivel plástico *t*.
- K: Permo carbonífero.
- t: serie anhidrítica.
- cm: caliza compacta. Hettangiense.
- cs: calizas con sílex del Sinemurensense al Cretáceo basal.
- sc: pizarras policromas.
- ma: macigno.
- as: argille scagliose.

(Viene a corresponder al estado actual de la cuarta arruga.)
(G. Merla, 1952.)



Las arrugas tectónicas se han producido avanzando en el espacio desde el Tirreno hasta el Adriático, según una sucesión cronológica regular. Aclaremos la idea; no es que las arrugas avancen, sino que primero se sitúa la más occidental bajo el Tirreno. Más tarde aparece al Este la segunda al mismo tiempo que se acentúa el relieve de la primera. Luego aparece, aún más al Este, más próxima al Adriático, la tercera, al mismo tiempo que se acentúa el relieve de las otras dos, y así sucesivamente (fig. 20).

Para las arrugas bien puestas de manifiesto, el proceso creador se localiza entre el Oligoceno medio y el Plioceno inferior, es decir, con pequeño defasaje cronológico. Las arrugas peninsulares se distribuyen entre 15 ó 20 millones de años, y puesto que son en número de 6 ó 7, se defasan unos 2 a 3 millones de años. La sucesión cronológica se justifica por diversos razonamientos basados en:

1. La variable intensidad de las deformaciones tectónicas, decrecientes en sentido del Tirreno al Adriático.
2. El distinto grado de conservación, consecuencia de una erosión más o menos avanzada.
3. Antigüedad del techo del autóctono.
4. Relaciones estratigráficas entre el Mioceno superior y el Plioceno.
5. Repartición en el tiempo del frente de facies clásticas, *pietra forte*, *macigno*, *marnoso-arenáceo*, *loaino*.
6. Morfología y extensión de las redes hidrográficas.
7. Anomalías de BOUGUER en relación con el estado y extensión de las zonas radicales y otra serie

de argumentos de diferente orden de tipo más local o menos significativo.

i) *Evolución de una arruga* (fig. 17).

El punto de partida o criterio fundamental consiste en la consideración de que un estilo tectónico de plegamiento no podría explicar la estructura que se atribuye a estas arrugas, ni podría aplicarse tampoco al conjunto de la litosfera siálica y más especialmente de la zona rígida como lo permite la aplicación del mecanismo de la cuña compuesta. Como hemos dicho repetidas veces, este mecanismo explica la disposición observada en superficie con un acortamiento muy moderado (18 por 100) mucho menor que el que exigiría un anticlinorio. Aquellas circunstancias estarían, además, en oposición a lo que exigen las características paleogeográficas de los sedimentos. Y por otra parte en un pliegue único, con acortamiento equivalente al de la cuña compuesta, no sería posible encajar las variadísimas circunstancias estratigráficas y tectónicas observadas, las cuales exigirían un anticlinorio con acortamiento mucho más exagerado (80 por 100). La disposición resultante del mecanismo de la cuña compuesta, acompañado del juego isostático, origina desniveles que llegan a ser muy considerables (3.000 m.). Estos desniveles ocasionan el corrimiento o deslizamiento de grandes placas o elementos de la cobertura, los cuales descienden a lo largo de los flancos, y preferiblemente del oriental debido a la vergencia que resulta de la estructura de la cuña. Si se tiene en cuenta, además, que en general cada arruga se va a ubicar donde yacen aloctonamente los restos acumulados al pie del flanco de la arruga anterior, se ve cómo se va enriquecien-

do el aloctono, hacia el Este, en los elementos nuevos de la serie estratigráfica en esta dirección y empobreciéndose en los restos de la serie estratigráfica occidental o tirrénica, lo que coincide con los hechos de observación.

El hueco creado en el núcleo de la arruga por el levantamiento de la misma es llenado por el aflujo de material procedente de la zona plástica. En las raíces se originan magmas graníticos, y su intrusión debe tener lugar probablemente en fases tardías, una vez disminuidas o en cese las causas del acortamiento. En general, la salida tiene lugar por fallas, lo que condiciona el tipo de la manifestación magmática, al tipo de dique. Una vez llegada la culminación máxima de la arruga viene la distensión. La zona radical, abandonada a su propia elasticidad, se extiende lentamente arrastrando a toda la estructura a un descenso.

La propagación sucesiva de las arrugas hacia el Noreste tiene una justificación menos clara. Podría explicarse como una consecuencia del desequilibrio isostático originado por las masas deslizadas y vertidas por el flanco de la arruga anterior en esa dirección o podría tener causas profundas pre-existentes, pero ya nos movemos en el terreno de pura conjetura.

Distribuido el período de formación de las arrugas entre el número de ellas, y supuesto un tiempo de formación equivalente, ya que «grosso modo» son análogas, resulta un período de evolución para cada arruga de dos a tres millones de años, cifra que entra en los límites de lo verosímil si se analizan las circunstancias. Correspondería a un crecimiento en la raíz de un centímetro por año.

Ahora bien ; si la arruga es consecuencia de acortamiento cortical, como lo indican las fallas inversas, la intuición

hace suponer que el acortamiento sea debido a una fuerza tangencial, orientada, de compresión. La inclinación media de las fallas inversas del Apenino, es menor de 45° , y está de acuerdo por consiguiente con los resultados que se deducen teórica y experimentalmente para las fallas inversas de compresión horizontal, o predominantemente horizontal. Es, pues, verosímil pensar que el levantamiento de las arrugas se debe a empujes tangenciales, en oposición a los de abajo a arriba, tales como los podría ejercer un magma en ascensión o una masa intrusivodiapírica.

Si los geólogos de la escuela toscana hablan de las arrugas como de tipos anticlinales no tratan de sugerir la idea clásica de un pliegue, por lo que a la morfología se refiere, ya que esta analogía es más bien remota, pero sí una identidad mecánica de origen.

La dificultad estriba en la imposibilidad, siempre según la escuela toscana, de imaginar un arco anticlinal de plegamiento que afecte a la zona rígida de la litosfera en espesor de algunos kilómetros sin producir grandes grietas en el extradós que no encajan de manera alguna en el cuadro de hechos observados en el Apenino Septentrional.

El modelo que propone la escuela toscana difiere de la cuña compuesta de migliorina por su asimetría, que es reflejo de su vergencia, y que resulta de que el flanco occidental de cada arruga presenta fallas directas y el oriental fallas inversas. Se ajusta el modelo de esta manera a la realidad observada.

Diversas interpretaciones teóricas o experimentales muestran fallas directas, o depresiones, en el flanco opuesto a las fallas inversas o estiramientos que las representan, y muestran la licitud del modelo de cuña compuesta en todos sus aspectos, dinámico y morfológico, con sistemas

de fallas directas e inversas, convergentes por abajo, con acortamiento de la corteza.

Hay que advertir que la formación de los dos sistemas de fallas es contemporáneo, que ambos resultan de esfuerzos tangenciales de compresión y que las fallas directas son un efecto compuesto de estos esfuerzos y de la acción permanente de la gravedad, máxima en el centro del dispositivo.

En una palabra, podría generalizarse esta tesis diciendo que el modelo de cuña compuesta, simétrica o asimétrica, es el modelo estructural a que tiende, obligado por su propio peso, un anticlinal simétrico o asimétrico cuando rebasa determinadas dimensiones. Según las condiciones regionales estratigráficas y dinámicas hay un límite máximo de dimensiones para un posible anticlinal. De este límite depende también su localización en la parte externa de la corteza, o su propagación a zonas más profundas. Esta dimensión crítica, para las condiciones del Apenino Septentrional, se estima en los tres kilómetros de anchura.

En cuanto al origen primario de estas deformaciones, examinadas las teorías de la contracción, de la gravedad, del mobilismo y de las corrientes subcorticales, parece que los geólogos de la actual escuela toscana se inclinan a la última y a la primera.

INDICE ALFABETICO DE LAS FORMACIONES Y TRAMOS
LITOLOGICOS MAS IMPORTANTES QUE SE MENCIONAN
EN ESTE TRABAJO

- Alberese:** Calizas compactas de grano fino, fractura concoidal blanquecina o azulada. Parecidas al *Palombino* y a la *Maiolica*, pero aquéllas con más sílice que la caliza *alberese*. Del Titónico al Valanginense.
- Anagenitas:** Conglomerado con cantos de cuarzo y cemento micáceo y arenoso del Permiano.
- Argille scagliose** (de la Península) (ver apartado 2, párrafo f): Complejísima formación, de disposición definida como caótica, que contiene materiales y fósiles de la mayor parte de las formaciones presentes, desde las más antiguas a las más modernas (fig. 2). Se encuentra en las más variadas posiciones tectónicas pero, fundamentalmente, reposa como recubrimiento alóctono sobre las restantes formaciones que son, esencialmente, autóctonas.
- Argille scagliose** (de la isla de Elba): Del Dogger al Cretáceo superior incluido.
- Carrara** (Mármol de): Metamorfismo de las calizas hettangien-ses.
- Cipolinos:** Calizas metamórficas, con sílex, del Lías medio y superior.
- Grezzoni:** Dolomías y calizas dolomíticas con *Worthenia Sonneratii* = *Turbo solitarius*, facies metamórfica de la caliza cavernosa y calizas negras con *Avicola*, o sea, el Retiense.
- Loiano:** La serie de Loiano es un flysch mioceno correspondiente en otra facies al *marnoso-arenáceo*. Su base es incluso quizás más antigua, ya oligocena. Pero mientras que el *marnoso-arenáceo* es una formación resedimentada, la sedimentación de *loiano* es primaria. Se ha depositado sobre las *argille scagliose*, ya que muestran un conglomerado basal formado a sus expensas, pero el yacimiento actual es, sin embargo, secundario, por deslizamiento conjunto con ellas.

- Macigno:** Potente flysch de carácter más margoso y menos regular que el *macigno*, al que se parece. Es igualmente una facies de resedimentación y cubre el resto del Mioceno.
- Maiolica:** Alternancias en lechos delgados de calizas grises claras y blandas de grano muy fino y compacto, fractura planicoidal mate, con algo de sílex. Se reparten entre el Titónico y el Cretáceo inferior.
- Marnoso-arenáceo:** Potente flysch, en alternancia muy regular de margas y areniscas que se ofrecen con estratificación muy uniforme y regular y en facies de resedimentación. Su edad es Oligoceno-Mioceno inferior.
- Palombino** (caliza): Masas lenticulares en las *argille scagliose*, pertenecientes a la serie de las mismas, contiene *Calpionella alpina* LOREN? y su edad se sitúa entre el Titónico y el Valanginiense.
- Pietra forte:** Arenisca de grano fino, pobre en mica, con cemento calizo. Compacta, resedimentada. No se conoce *in situ* sino como lentejones en las *argille scagliose*, Cretáceo superior con *Ammonites* e *Inoceramus*.
- Piombino** (formación de): Areniscas micáceas, margas pizarreñas y alguna caliza margosa, en facies flysch areniscosa, que es el eslabón de unión entre el flysch de la isla de Elba (elemento I) y el *macigno* coetáneo del continente.
- Pórfidos graníticos** (de la isla de Elba): De intrusión miocena.
- Posidonoma** (margas con): Margas rojas, verdes o grises, laminares, del Dogger.
- Prasinilas:** Metamorfización de las diabasas.
- Rosso ammonítico:** Calizas oquerosas y rojas con *Ammonites* y con lechos de sílex, de edad sinemuriense.
- Scaglia:** Flysch pardo margoso de edad cretácea-oligocena.
- Serpentinas** (de la isla de Elba): Jurásico superior.
- Verrucano:** Permiano de facies continental, metamórfica. Consiste en areniscas bastas, cuarzosas, grano áspero, anguloso, blancas y en una formación clara, muy compacta, semi-pizarreña, color blanco amarillento, como gneiss sin elementos negros y con mucho cuarzo. La serie más que feldespática es arcillosa, pero hecha compacta por el ligero metamorfismo. Cuarzo muy abundante.

La Biblioteca del Instituto Geológico y Minero
de España

LA BIBLIOTECA DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Dos fines específicos puede decirse le han sido encomendados al Instituto en su creación: la formación del Mapa Geológico Nacional y el estudio de nuestra riqueza minera. Para ambos es imprescindible poder disponer de una buena Biblioteca. Esta necesidad se ha agudizado más en los tiempos en los que el avance de las ciencias y el cada vez más limitado campo de las especialidades ha traído como consecuencia un aumento gigantesco de las publicaciones, que obligan a una dedicación total y continua a cada una de ellas. Han pasado definitivamente los tiempos en los que con unas horas diarias se podía seguir de cerca la marcha científica y técnica de diversas especialidades, sin necesidad de agobios de tiempo ni dedicación plena a ninguna de ellas. No queremos con esto decir, y perdónesenos la disgresión, que la superespecialización de nuestros días sea una meta ideal; al contrario, creemos que si bien en la inmensa mayoría de los casos es necesaria una especialización determinada, no por eso deben abandonarse la marcha del resto de las disciplinas que forman el elenco de nuestras profesiones. Especialización sí, pero con una base general sólida, y no sólo profesional, sino también espiritual y humana, como necesario complemento para nuestro equilibrio vital.

La Biblioteca del Instituto tiene que ser, por tanto, una Biblioteca especializada. Su base fundamental, la Geología y Minería, disciplinas estrechamente hermanadas desde su nacimiento, y cuyas relaciones mutuas creemos seguirán siendo siempre de total compenetración.

Como quiera que la mayor parte de los trabajos relacionados con estas materias aparecen en publicaciones de Institutos o Asociaciones, ya sean oficiales o particulares, la base de Bibliotecas de este tipo tendrá que ser siempre las colecciones periódicas editadas por estos Centros. El medio más eficaz, y el único realmente viable en nuestro caso, es el del intercambio de publicaciones, que nos proporciona, y ha proporcionado siempre, la mayor parte del material del que disponemos. No quiere esto decir que no haya que recurrir a la adquisición de cuantos libros relacionados con estos estudios se publiquen en todo el mundo, y que tengan positivo interés, sino que en nuestro caso este medio cede en importancia al del intercambio.

Habiendo pasado por nuestro Instituto una gran parte de los especialistas más notables en estas disciplinas, no tiene nada de extraño que muchos de ellos, como Azpeitia, Cortázar, Fernández de Castro, etc., hayan cedido sus bibliotecas al Instituto. Fondos estos de incalculable valor, no sólo afectivo, sino también material, sobre todo en aquellos primeros tiempos en los que el Instituto daba sus primeros pasos.

Las diversas publicaciones de nuestro Instituto forman realmente la base fundamental que permite el desarrollo de nuestra Biblioteca. Sus diversas colecciones, Boletines, Memorias, Notas y Comunicaciones, planos geológicos, etcétera, nos permiten concertar un extenso intercambio. Desde la fecha de creación de la Comisión del Mapa Geológico,

gico, todas estas colecciones se han venido publicando sin interrupción, con una continuidad imprescindible para que un intercambio de este tipo pueda rendir frutos fecundos. Los tomos ya publicados forman un cuerpo de trabajos fundamental para todos aquellos que se interesen por la geología o minería de nuestra Patria. El resumen de ellos es el siguiente:

Boletín: Van publicados 64 tomos, con 67 volúmenes.

Memorias provinciales: 19, con 20 volúmenes.

Memorias generales: 8 volúmenes.

Memorias explicativas del Mapa Geológico a escala 1:50.000: 196 volúmenes.

Explicación del Mapa Geológico a escala 1:1.000.000: 2 volúmenes.

Memorias sobre criaderos de hierro: 10 volúmenes.

Varias Memorias, entre ellas la «Sinopsis paleontológica», de Mallada: 11 tomos.

De Marruecos: 2 tomos y un atlas.

Interpretaciones geológicas de las mediciones geofísicas: 4 tomos.

Notas y Comunicaciones: 29 números.

Memorias explicativas de las hojas del Mapa Geológico de la Zona del Protectorado Español en Marruecos, en escala 1:50.000:

Reservas de piratas y fosfatos: 4 volúmenes.

Publicaciones del Congreso Geológico: 4 volúmenes.

Guías Geológicas: 21 tomos.

Se publicaron también los siguientes mapas:

1:50.000, 196 hojas.

1:400.000, en 16 hojas.

1:400.000, en 64 hojas.

1:1.000.000, en 4 hojas (3 ediciones).

- 1:1.500.000, en una hoja (geológico).
- 1:1.500.000, en una hoja (geológico-minero).
- 1:2.500.000, en una hoja (geológico-minero).
- 1:100.000, en 4 hojas (topográfico de Cádiz).
- 1:100.000, en 4 hojas (geológico de Cádiz).
- 1:200.000, en 2 hojas (geológico de Cádiz).
- 1:200.000, provincial de Barcelona.
- 1:200.000, provincial de Lérida.
- Atlas estratigráfico de la cuenca hullera asturiana.

Mapa geológico de la Zona del Protectorado Español en Marruecos, en escala de 1:50.000.

Bosquejo geológico de la Zona del Protectorado Español en Marruecos. Escala de 1:400.000 (2 ediciones).

Bosquejo geológico de la Guinea continental española en escala de 1:400.000.

Resumiremos brevemente las diversas etapas por las que ha pasado nuestra Biblioteca. Iniciada su formación al crearse la Comisión del Mapa Geológico Nacional se va desarrollando con paso lento pero seguro. Recibe un considerable impulso durante los tiempos del Congreso Geológico Internacional celebrado en Madrid durante el año 1926, en el que se publican, entre otros volúmenes, la serie de 21 guías que abarcan las más interesantes zonas geológicas de nuestra patria, visitadas en las excursiones que con aquel motivo se celebraron. Así llegamos a nuestra Guerra de Liberación, que marcó una etapa de total inactividad en la que, a Dios gracias, pudieron conservarse los fondos existentes. Durante aquel período se desorganizaron y rompieron los lazos que nos unían a diversos Institutos y Asociaciones Geológicas y Mineras extranjeras. Las etapas posteriores fueron de reorganización y de

duro trabajo en todas las actividades patrias. Poco pudo hacerse, sin embargo, pues el mundo, entregado a los afa- nes de la guerra total, no tenía tiempo de dedicarse a tareas geológicas que requieren una tranquilidad de espíritu de la que no se disfrutaba en aquellos momentos. El aislamiento al que estuvimos sometidos nos impidió normalizar nuestras relaciones internacionales; pero rota aquella injusta etapa, hemos podido restablecer lazos y amistades perdidos desde hacía años. La duración de este período ha sido uno de los mayores obstáculos que hemos encontrado en nuestro intento. A pesar de haberse recibido posteriormente gran parte de los tomos publicados durante el período de incomunicación han quedado, por desdicha, huecos importantes en colecciones fundamentales, difíciles ya de rellenar por haber desaparecido los fondos de reserva de las propias editoriales.

En esta época de reorganización hemos podido aumentar considerablemente nuestro radio de acción, y pese a la falta de comunicaciones con algunos países podemos afirmar que nuestros intercambios son hoy más numerosos que nunca.

Con objeto de modernizar la Biblioteca se ha procedido en estos últimos años a la formación de nuevos ficheros que abarcan autores, materias y lugares. Esta labor, siempre lenta y penosa, está ya terminada en su parte fundamental. En la actualidad se procede a seleccionar y fichar todos aquellos artículos o trabajos de positivo interés para los lectores de nuestra Biblioteca. No cabe pensar en la catalogación de todos ellos, pues su ingente número representaría un volumen de trabajo que desborda con mucho nuestras posibilidades actuales.

El número de libros existentes excede de los once mil

quinientos, y el de los clasificados como folletos, de los seis mil. De todos modos, como ya dijimos, la mayor parte de la Biblioteca está ocupada por colecciones y series periódicas, cuyo volumen excede con mucho el de libros y folletos reunidos.

Para que se pueda tener una idea del volumen de nuestro intercambio, daremos a continuación unas cifras que nos permitirán conocer sus verdaderas dimensiones:

Institutos, Centros o Asociaciones con las que mantenemos intercambio:

Extranjeros, 112; españoles, 26.

Número de revistas diferentes:

Extranjeras, 819; españolas, 290.

Con esto ponemos punto final a estas notas sobre nuestra Biblioteca, creyendo que con lo dicho puede formarse una idea clara de sus objetivos y posibilidades. Permítase-nos decir, para terminar, que los bibliófilos pueden encontrar libros valiosos, como los dos ejemplares de *Agricolae «De re metallica»*, La Historia de Plinio, *Beschreibung der Natur-Beschichten des Schweizerlands* de Johann Jacob Scheuchzar (2 ejemplares), *Essai sur la Mineralogie des Monts-Pyrénées* por M. L'Abbe Palasot, etc.

Noticias

La European Association of Exploration Geophysicists, fué fundada a raíz del Congreso Internacional de Petróleo, celebrado en La Haya el año 1951. El principal objeto de dicha Asociación consiste en establecer contactos personales y favorecer los cambios de ideas entre los prospectores de Geofísica de los diversos países de Europa.

La última reunión técnica tuvo lugar en París, los días 20, 21, 22 y 23 de mayo. Precedentemente ha celebrado otros tres Congresos en La Haya (diciembre de 1951), Londres (mayo de 1952) y Hannover (diciembre de 1952). La actividad de esta Asociación en pleno desarrollo, que cuenta ya con más de 500 miembros y posee un órgano oficial, la revista «Geophysical Prospecting», merece ser seguida con el mayor interés.

Esta importante manifestación científica ha reunido en París más de 150 geofísicos de diversas nacionalidades; entre ellos figuran numerosas personalidades, entre las cuales citaremos a los Sres. Van Weelden, Jefe del Grupo Shell-Royal y actual presidente de la Asociación; el Dr. Germain-Jones, Jefe de la investigación geofísica de la Anglo-Iranian Oil Company; Jean Goguel, Director adjunto del Centro oficial de Investigaciones Geofísicas y Geológicas en Francia; Leon Migaux, Director de la Compañía General Geofísica Francesa. Entre los invitados figuraron los geofísicos más destacados del mundo, entre los que recordamos a los señores Baars, Closs, Fitsch, García Sñeriz, Hedstroen, Hess, Kunz, Lundback, Morelli, Rosenback, Schlenzenez, Solaini, Trumphy, Werner, etc.

La Asociación invitó especialmente al Prof. J. García Sñeriz, que asistió a este Congreso en representación del Consejo Superior de Investigaciones Científicas y del Instituto Geológico y Minero de España, acompañado del Dr. C. Gaibar-Puertas, del Instituto Nacional de Geofísica de aquel Consejo. Esta Delegación ha sido objeto de toda clase de atenciones y consideraciones, tanto por parte del Comité Presidencial como de todos los representantes de las numerosas naciones que asistieron a este acto.

Además de intervenir eficazmente en diversas discusiones acerca de los trabajos presentados, la Delegación española aportó dos trabajos del señor García Sñeriz, relativos a los temas más importantes entre los discutidos en los diversos symposiums.

Durante la celebración del Congreso han sido organizadas interesantes visitas a diversos e importantes Laboratorios y Centros de Investigación Geofísica, entre los que figuran la Sociedad de Prospección Eléctrica, la Compañía General de Geofísica, cuyos técnicos han presentado una notable contribución de memorias, además de unos 20 trabajos de investiga-

ción, que han sido discutidos durante el Congreso, el Instituto Francés del Petróleo, etc., etc.—C. G. P.

Nuevos procesos en el beneficio de minerales.

Una gran empresa británica anuncia la puesta en marcha de nuevas técnicas industriales para beneficiar minerales y en ella se sustituyen los procesos metalúrgicos clásicos por procedimientos químicos; con ellos se obtienen metales a precios notablemente inferiores a los actuales y, al mismo tiempo, será posible beneficiar minerales pobres que en la actualidad no pueden explotarse económicamente. La obtención de los distintos metales que componen el mineral será en forma pulverulenta.

Nueva técnica de molienda.

Se ha realizado en Alemania un nuevo molino denominado «Turbo-Mill» fundado en la acción de la potente turbulencia producida por corrientes de aire del orden de 120 metros por segundo, generadas en su interior. Sometidos a la acción de esta extraordinaria fuerza, se disgregan los materiales más resistentes, incluso el granito. Se ha empleado este molino para la trituración de productos químicos, minerales, madera, caucho y productos agrícolas.

Conductores de petróleo y gas natural en América del Norte.

La construcción de conductores de petróleo y gas natural en el Canadá es de interés vital por el hecho de que los mercados de la parte oriental del país se encuentran a 2.500 y 3.000 kilómetros de sus principales yacimientos.

El tendido de la «transmountain pipeline», de 1.100 kilómetros de longitud, desde la provincia de Alberta a las refinerías de Vancouver y del noroeste de Estados Unidos, está muy adelantado, y se espera que el primer petróleo llegue a Vancouver en octubre próximo, del que se espera alcanzar los 300.000 barriles diarios como capacidad de suministro.

La empresa norteamericana «Pacific Northwest Pipeline Co.» proyecta el tendido de un conducto para llevar al noroeste de Estados Unidos el gas natural de los yacimientos de San Juan, en los Estados de Colorado y Nuevo Méjico.

Actualmente se transporta el petróleo canadiense hacia el este por medio del «Oleoducto internacional», que termina en territorio norteamericano, en la ciudad de Superior, el que se proyecta prolongar hasta Sarnia, y más tarde, probablemente, hasta Montreal. Las obras comen-

zarán este verano, tendrá una longitud de 1.015 kilómetros y costará 76 millones de dólares.

El Gobierno canadiense ha conferido a la empresa «Trans-Canada Pipeline Co.» la concesión para construir un conducto desde los yacimientos de gas natural de Pincher-Creek, en Alberta meridional, hasta Toronto.

Exploraciones petrolíferas en la Unión francesa.

Durante el año 1952 se concedieron permisos de sondeo en una superficie de 202.842 hectáreas en la metrópoli, 24.471.520 en Argelia, 1.070.375 en Túnez, 900.000 en el Camerón y más de 23.000.000 en la región sahariana. El total de gastos se elevó a 21.150 millones de francos; los gastos de exploración propiamente dichos fueron 17.600 millones.

Los 62 trenes de sonda han permitido perforar, en el año 1952, 279.885 metros a profundidades medias de 213 metros para los sondeos geológicos, y hasta 2.448 metros con los equipos pesados.

La producción de los yacimientos franceses fué de 498.118 toneladas de petróleo.

Los resultados favorables de los trabajos de sondeo han sido muy limitados, representando solamente un 3 por 100 en cuanto a los sondeos de exploración pura.

Hojas del Mapa Geológico 1 : 50.000, totalmente terminadas, que han ingresado en el Servicio de Publicaciones.

5.ª Región: Peñaranda de Bracamonte y Torre de Juan Abad.

Alumbramiento de aguas en Miajadas.

Como premisa para la resolución del problema de alumbramiento de aguas en Miajadas, importante pueblo agrícola y ganadero de la provincia de Cáceres, se hizo el estudio de la Hoja Geológica del Mapa Nacional de España, escala 1 : 50.000, correspondiente a la zona de Miajadas, estudio que puso de manifiesto que el subsuelo de la región estaba constituido por rocas antiguas o graníticas, que por su impermeabilidad debían ser el asiento de una importante capa acuífera.

Era preciso conocer entonces a qué profundidad se encontraba esta capa y cuáles eran los lugares en que el subsuelo tenía forma de cubeta, para realizar allí el sondeo de reconocimiento, y en su caso, la captación del agua encontrada.

Para ello se recurrió a la Geofísica, y se hizo una extensa investigación sísmica, que dió por resultado llegar al conocimiento de que la pro-

fundidad de la supuesta capa de agua era de 200 metros, así como el lugar que reunía las condiciones requeridas para efectuar el sondeo.

Efectuado éste, quedaron comprobados ambos extremos, pero por desgracia, el agua no tenía presión suficiente para alcanzar el exterior y era preciso elevarla por medios mecánicos muy costosos, por lo que se desistió de su aprovechamiento.

Se volvió a emplear la Geofísica, esta vez por el método eléctrico de corriente continua, mediante el empleo del aparato «Siñeriz», y se descubrió en otro paraje del término municipal una capa de arenas acuíferas de siete metros de potencia, a los 15 metros de profundidad. Inmediatamente se procedió a la perforación del pozo y galerías de avenamiento, obra que ha presentado serias dificultades técnicas, resueltas merced a la pericia y conocimientos técnicos del Ingeniero de Minas del Instituto Geológico, D. Juan Pérez Regodón, director de las obras.

En el aforo oficial practicado por medio de los grupos motor bomba que allí se pudieron reunir, se obtuvo un caudal de 40 litros por segundo, equivalente a 345 litros por habitante y día, para la actual población de Miajadas, que es de unos 10.000 habitantes.

En el pasado mes de junio, Miajadas ha tributado un cálido homenaje de gratitud a D. José García Siñeriz, Director del Instituto Geológico y Minero de España y Vicepresidente del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, por el interés y desvelo con que ha realizado las obras de alumbramiento y captación del agua necesaria para resolver el agobiante problema de abastecimiento de tal líquido a la localidad, nombrándole Hijo Adoptivo y Predilecto de la misma, y dando su nombre a la más importante de las nuevas calles de aquella villa.

En el acto de homenaje, D. José García Siñeriz dirigió un afectuoso saludo a Miajadas, al Sr. Rueda y demás autoridades, por su presencia en el acto y adhesión al homenaje. Este homenaje, dijo, «es más bien al Instituto Geológico y Minero de España y al Generalísimo Franco. Lo primero, porque en la obra realizada en Miajadas han contribuido muchos Ingenieros y Profesores, como los geólogos Roso de Luna y Hernández Pacheco, que levantaron la Carta Geológica; la Sección de Geofísica del mencionado Instituto, a las órdenes de su Jefe, Sr. Cantos, con el Ingeniero Sr. Borrego y los Ayudantes Sres. Targhetta, Mora, Melián y Rubio, y el Ingeniero ya citado, Sr. Pérez Regodón, autor del proyecto y director de las obras de captación del agua subterránea. Lo segundo, porque Franco, en su ardiente entrega al mejor servicio de España, sabe irradiar e infundir este espíritu en todos aquellos que tenemos como misión esforzarnos en mejorar las condiciones de vida de los pueblos de España. A él, pues, corresponde este homenaje».

Notas informativas

Hoja núm. 313. Antigüedad (Burgos-Palencia).

La Hoja de Antigüedad núm. 313 del mapa topográfico nacional a escala 1 : 50.000 pertenece, en su parte oriental, a la provincia de Burgos y en la occidental a la de Palencia; queda comprendida entre los meridianos 0° 10' y 0° 30' y los paralelos 42° y 41° 50'.

Se ha escrito poquísimo sobre la Geología del terreno que corresponde a esta Hoja; no conozco más trabajo que trate de formaciones geológicas enclavadas en ella, que una nota mía titulada «Excursiones geológicas por la provincia de Burgos», en la que figuran breves indicaciones sobre el mioceno de Torresandino.

De la parte de la Hoja correspondiente a la provincia de Palencia no hay publicado absolutamente nada, ya que es esta una de las muy pocas provincias españolas a la que no dedicó la Comisión del Mapa Geológico una Memoria, y por consiguiente, no hemos podido basar nuestros estudios en ningún trabajo anterior.

El terreno que abarca la Hoja pertenece a la Meseta de Castilla la Vieja; está dentro de su zona plana o de la extensa llanura castellana, pero ya cerca de los bordes montañosos por el Este y por el Norte y no muy lejos por el Sur. Toda ella forma parte de la cuenca del Duero y queda entre el río Arlanza por el Norte y el Esgueva por el Sur.

Hay en ella varios pueblos, pero todos tan pequeños, que puede decirse que está muy poco poblada; el pueblo mayor es Antigüedad, con 1.500 habitantes; todos los demás oscilan entre 300 y 1.000 habitantes.

Aunque no pasa por ella ningún ferrocarril, están bastante bien comunicados sus pueblos entre sí por cuatro carreteras, las cuales les ponen, además, en comunicación fácil con las principales vías de comunicación de la región y nacionales, carretera de Madrid a Francia por Irún, de Valladolid a Soria, de Aranda de Duero a Palencia y con el ferrocarril del Norte, el de Valladolid a Ariza y el de Burgos-Soria.

No existen en sus pueblos industrias ni minería; su única riqueza es la agrícola y ganadera.

La topografía es de la mayor sencillez, tanto por su estructura y composición litológica, como por la falta de dislocaciones y accidentes tectónicos, que aseguran la más absoluta tranquilidad y horizontalidad de toda la formación. Solamente la erosión diferencial ha logrado dar alguna variedad al paisaje; pero estas variaciones se repiten con tal constancia y uniformidad, que la morfología resultante es de la mayor monotonía, igual siempre.

Las formas topográficas principales son los valles y los páramos, unidos entre sí por las laderas. La topografía del páramo es de impresionante uniformidad: llanuras altas, entre los 900 y 920 metros de altitud, que se pierden en el horizonte, casi a nivel, sobre las cuales solamente, y en contados casos, se alza algún pequeño cerro cónico. La topografía en las laderas es más variada, con formas en grande onduladas, pendientes muy abarrancadas, relativamente complicadas por la diversidad de pendientes, lomas y cerros, a que dan lugar las alternancias de margas tiernas, calizas y yesíferas, con capas más resistentes de calizas y bancos de yeso. Una forma muy abundante es el cerro *artesa* y el cerro cónico, la cárcava y el vallejo.

Los valles son anchos, de fondo plano, relleno de materiales aluviales, forman vegas de mayor o menor amplitud según su importancia.

La red hidrográfica de la Hoja es sencillísima; en realidad no hay ningún río importante; los pocos ríos, si así puede llamarseles, son de reducido caudal y afluentes casi siempre de ríos secundarios. Todos los ríos y arroyos pertenecen a la cuenca del Duero y vierten sus aguas, unos al Arlanza, otros al Arlanzón, algunos al Esgueva y uno al Pisuerga. La mayor parte de estos ríos y arroyos nacen en manantiales de cierta importancia, por lo cual conservan sus aguas durante todo el año.

La Estratigrafía también es sencillísima. Todo el terreno de la Hoja corresponde al mioceno continental de la cuenca media del Duero, y aquí no afloran más que los términos superiores, el sarmatiense y el pontiense. El primero que se desarrolla entre los 800 y 900 metros de altitud, se compone de arcillas calcáreas, rojizas, con nódulos en forma de almen dras garrapiñadas o arcillas con cristales de yeso lenticulares. Margas blancas y calizas margosas del mismo color, terrosas o compactas. Margas yesíferas y bancos de yeso que alternan con capas de caliza oscura, compacta, rica en fauna de pequeños moluscos de agua dulce.

El pontiense, que se extiende entre los 900 y los 945 metros, se compone de caliza compacta, porosa y aun cavernosa, blanca o gris azulada muy clara, llamada caliza de los páramos, por ocupar la superficie de éstos.

El cuaternario tiene muy poca importancia, se desarrolla solamente a lo largo de los valles y barrancos y tiene muy poco espesor. Es una formación aluvial constituida por limos finos, arenoso-arcilloso-calcáreos, más o menos oscuros por tener bastante sustancia carbonosa, y se ennegrecen más y más en profundidad hasta pasar a una turba terrosa.

Hay muy pocos fósiles clasificables; en las calizas abundan moldes, huecos y conchas enteras de moluscos de agua dulce, principalmente *Helix*; *H. san-miguelii* Royo Gómez y *H. pradoii* Royo Gómez; muchos pequeños, que no han podido especificarse; *Planorbis*, entre los cuales se ha determinado *Pl. precorneus* Fischer (Sin. *Pl. thiollieri* Michaud) solamente. *Bithynia*, *Hydrobia*. En los limos aluviales hemos encontrado muchos moluscos de agua dulce, especies que aún viven en lugares húmedos y pantanosos.

El subsuelo de la Hoja es muy rico en aguas subterráneas. La gran extensión ocupada por las calizas hace a su suelo permeable en grande y permite recibir gran parte del agua de lluvia y retenerla, creando niveles acuíferos de cierta importancia que originan fuentes o manantiales de regular caudal. Estos niveles acuíferos se manifiestan siempre por una alineación de fuentes en las zonas de separación de tramos calizos con los arcillosos o margosos, que aprovechan los pueblos para su abastecimiento. El agua es buena en todas ellas, oscilando su grado hidrotimétrico entre 18 y 23°.

En el pueblo de Antigüedad hay una yesería que abastece al pueblo y a los próximos a él; la piedra yeso se saca de unas canteras próximas a Antigüedad, en explotación muy irregular.—M. SAN MIGUEL.

Hoja núm. 110. Medina de Pomar.

Esta Hoja enclava, en su casi totalidad, en la parte NE. de la provincia de Burgos, y tiene una pequeña porción en su ángulo SE. perteneciente a la provincia de Alava y que corresponde a los valles de Bóveda y San Zadornil.

La Memoria explicativa consta de nueve Capítulos, de los que los dos primeros se dedican a dar una sucinta idea de los trabajos de los distintos geólogos que han precedido en el estudio del territorio comprendido en la Hoja o zonas limítrofes, y una visión de conjunto de las características más salientes de su geología, orografía, hidrografía, núcleos de población, clima, agricultura y vías de comunicación.

La estratigrafía se estudia detalladamente en el Capítulo III y en ella intervienen los terrenos Triásico, Cretáceo, Eoceno, Oligoceno y Cuaternario.

El Triásico consta solamente de margas y carníolas del Keuper, que aparecen en el extenso diapiro de Salinas de Rosío. El Cretáceo se descompone en Eocretáceo, muy pobremente representado, y Neocretáceo con todos sus pisos y tramos, muchos de los cuales se pueden subdividir en varios niveles.

El Eoceno que orla la depresión de Medina de Pomar, tiene un nivel arenoso, no siempre visible, la caliza de Alveolinas muy constante y un Eoceno superior lacustre y muy margoso.

El Oligoceno, que ocupa la citada depresión, está integrado principalmente por una potente formación de conglomerados que pasa en tránsitos laterales a margas rojizas o margas blancas con areniscas.

El Cuaternario recubre parcialmente zonas margosas, principalmente de los valles de Losa y Nela.

En el Capítulo IV se describen unas curiosas rocas, pizarras metamórficas en tránsito a corneanas, de un pequeño isleto existente en las margas del diapiro y cuya edad no es posible determinar.

El Capítulo V estudia la tectónica de la Hoja, poco complicada, inte-

grada por dos anticlinales bastante agudos, los de la Sierra de Tesla y de Lalastra, entre los que se sitúa el amplio y suave sinclinal terciario de la depresión de Medina de Pomar.

Se estudian también las características del diapiro, acompañando dos esquemas, uno geológico y otro tectónico, en los que se explica la disposición de los terrenos inmediatamente antes de la aparición del diapiro y se justifica ésta por las roturas preexistentes.

En el Capítulo VI se esquematizan las diversas vicisitudes por que ha atravesado el territorio a lo largo de las eras Secundaria y Terciaria, y en el VII se exponen las posibilidades de alumbramiento de agua en los distintos terrenos, insistiendo en el gran interés que tiene el dilatado sinclinal terciario de Medina de Pomar, que constituye una cubeta perfectamente cerrada, en la que es posible alumbrar aguas artesianas mediante sondeos profundos.

El Capítulo VIII se limita a señalar la ausencia de sustancias minerales aprovechables, salvo la sal, que se beneficia en Salinas de Rosío y termina la Memoria, que va acompañada de bastantes fotografías, con una lista bibliográfica de los trabajos geológicos que más o menos directamente se refieren a esta zona.

Notas bibliográficas

ESTRATIGRAFIA

APPLIN, PAUL L.: *Volumen de sedimentos mesozoicos en Florida y Georgia*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1159-1164, 1952.

En toda la Florida y en la plataforma costera de Georgia se encuentran rocas mesozoicas sedimentarias, principalmente en la parte submarina, con una superficie de 242.000 kilómetros cuadrados aproximadamente.

Las afirmaciones del autor en relación con la estratigrafía, la estructura y el espesor de las rocas mesozoicas las funda, en su mayor parte, en la interpretación de los datos de unos 200 pozos de investigación de petróleo. El volumen total de rocas mesozoicas en Florida y el sur de Georgia se calcula de 250.000 a 300.000 kilómetros cúbicos.—B. DE G.

TOULMIN LYMAN, D.: *Volumen de sedimentos cenozoicos en Florida y Georgia*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1165-1176, 1952.

Los sedimentos cenozoicos con un espesor máximo de 915 metros y un medio de 450 metros, sustentan una región de 85.460 kilómetros cuadrados en el sur de Georgia. El volumen total de los sedimentos cenozoicos en Georgia es de 35.000 kilómetros cúbicos.

Toda la Florida está sustentada por los sedimentos cenozoicos, una superficie de 151.400 kilómetros cuadrados, con un volumen total de sedimentos de 150.000 a 160.000 kilómetros cúbicos.—B. DE G.

MURRAY, GROVER E.: *Volumen de sedimentos mesozoicos y cenozoicos en la plataforma costera central del Golfo en los Estados Unidos*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1177-1192, 1952.

Los sedimentos mesozoicos y cenozoicos con buzamiento hacia el Golfo cubren aproximadamente unos 375.000 kilómetros cuadrados en la costa central del Golfo, entre Texas por el Oeste y Georgia por el Este.

Los mapas regionales con curvas de nivel ilustran las variaciones en espesor de las unidades estratigráficas del mesozoico y del cenozoico. En la parte que aflora de la plataforma de la costa, los pozos profundos muestran la existencia por lo menos de 1.000.000 de kilómetros cúbicos de sedimentos. Las interpolaciones basadas en los estudios regionales indican

que el volumen total de depósitos mesozoicos y cenozoicos en esta región excederán de los 1.200.000 kilómetros cúbicos.

Se dispone de pocos datos de los volúmenes de sedimentos en la parte sumergida (cercana a la costa) de la plataforma que tiene una superficie aproximada de 360.000 kilómetros cuadrados. Con moderación se ha calculado que existen lo menos 800.000 kilómetros cúbicos de depósitos mesozoicos y cenozoicos. Por otra parte, hay pruebas que indican que el total puede exceder los 200.000 kilómetros cúbicos.—B. DE G.

COLLE, JACK; COOKE, W. F. JR.; DENHAM, R. L.; FERGUSON, H. C.; MCGUIRT, J. H.; REEDY, FRANK, JR., y WEVER, PAUL: *Volumen de sedimentos mesozoicos y cenozoicos en la plataforma costera occidental del Golfo en Estados Unidos*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1193-1200, 1952.

La plataforma costera occidental del Golfo en los Estados Unidos está situada por completo en el Estado de Texas. Por bajo de ella y de la parte de corteza continental que tiene en su frente, buzan generalmente los depósitos mesozoicos y cenozoicos hacia el actual Golfo de México.

Los volúmenes calculados a partir de la información submarina son: 1.800.000 kilómetros cúbicos bajo una zona terrestre de 233.000 kilómetros cuadrados, y 1.000.000 de kilómetros cúbicos bajo el relieve continental de unos 75.000 kilómetros cuadrados. Por tanto, el volumen total de sedimentos mesozoicos y cenozoicos es de 2.900.000 kilómetros cúbicos, que representan un espesor medio aproximado de 11.120 kilómetros.—B. DE G.

GUZMÁN, EDUARDO J.: *Volúmenes de sedimentos mesozoicos y cenozoicos en la plataforma costera del Golfo de México*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1201-1220, 1952.

El volumen total calculado de sedimentos que contienen determinadas unidades estratigráficas mesozoicas y cenozoicas de la plataforma costera del Golfo de México (excluyendo la península del Yucatán) es del orden de 1.200.000 kilómetros cúbicos.

En la era mesozoica la mayor parte de la plataforma costera del Golfo de México era aparentemente un relieve sumergido o un cabo o promontorio a lo largo del borde Este de un gran geosinclinal que se extendía desde la América del Centro por México, Estados Unidos y Canadá. En algunas partes de este geosinclinal se acumularon enormes espesores de sedimentos y se formaron relativamente finos depósitos en la zona del relieve, excepto en donde aparecieron grandes arrecifes coralíferos orgánicos.

En la era eocena varias cuencas o grandes fosas a lo largo del margen Oeste de la actual plataforma costera recibieron densos depósitos de sedi-

mentos del geosinclinal, procedentes de la erosión del bloque geosinclinal mesozoico que se elevaba.

En el oligoceno y en eras posteriores del cenozoico parece que la actual plataforma costera del Golfo de México se componía de un gran número de ensenadas que se prolongaban dentro de una gran cuenca sedimentaria.—B. DE G.

EMERY, K. O.: *Sedimentos de la corteza continental en el Sur de California*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1105-1108, 1952.

Los sedimentos de la corteza continental cerca de las ciudades de Santa Mónica, San Diego y San Pedro (California), se clasificaron y representaron gráficamente en grupos de tipo autigénico, orgánico residual, de vestigio y detrítico. La representación de los cuatro primeros grupos se encuentra en donde no han sido cubiertos por los sedimentos detríticos depositados con mayor rapidez por lo general. Considerado aisladamente este último se aprecia una gradación relativamente simple de grano grueso a fino en dirección al mar.—B. DE G.

WARREN, CHARLES E.: *Probable era Illinoian en la parte del río Missouri. Dakota del Sur*. «Bulletin of the Geological Society of America», 63, 1143-1155, noviembre de 1952.

El río White corre hacia el Este y confluye con el río Missouri, unos 10 kilómetros aguas abajo de Chamberlain, Dakota del Sur. En el lado oriental del corte de 90 a 180 metros por donde corre el río Missouri, se muestra la sección transversal de un valle que ahora está relleno de aluvión, que es cortado por la antigua prolongación al Este del río White hasta el valle del río James. El piso de este valle relleno aparece colgado unos 35 metros por encima del río Missouri actual. En las cercanías, también al Este del Missouri y cubriendo un barranco que está 170 metros por encima de él, hay grava con fósiles vertebrados que se dice pertenecen al Kansan posterior o una era más moderna. La grava fosilífera fué depositada por el río White antes de atravesar el corte del Missouri y la relación vertical con este alto indica que es de fecha anterior al corte del valle relleno de aluvión. Por tanto, si la edad de los fósiles es correcta, el glaciar que creó el Missouri necesita haber sido más moderno que el del Kansan. Diferentes líneas de pruebas indican que el hielo que obligó al río White y otras corrientes de agua a desviarse y formar el río Missouri, perteneció probablemente a la era Illinoian mejor que a la Wisconsin.—B. DE G.

GEOFISICA

GÓMEZ DE LLARENA, JOAQUÍN: *Temblores de tierra en Guipúzcoa y Navarra*. Munibe. Supl. Cienc. Nat. del «Bol. Real Soc. Vasc. Amigos del País», año IV, cuaderno 4. San Sebastián, 1952.

No son frecuentes los fenómenos sísmicos en el país vasco, pues según indica Rey Pastor en su trabajo, «Traits sísmiques de la Pninsule Ibérique», Madrid, 1927, en la «zona cantábrica» los terremotos registrados entre 1847 y 1926 sólo fueron cinco; por ello es de interés tener en cuenta el período sísmico que se inicia a finales de julio de 1952, afectando a amplia área del Valle del Baztán y del litoral guipuzcoano.

Se dan a continuación algunos datos registrados de tales fenómenos por el público, en distintas localidades, indicándose que también los fenómenos se apreciaron por los observatorios de Alicante, Almería, Cartuja (Granada), Ebro (Tortosa), Fabra (Barcelona), Málaga y Toledo, así como en distintos lugares de Francia.

Se plantea al autor, dónde estará situado el epicentro de tales fenómenos, en el fondo del mar o quizá en la fosa del Cabo Bretón, o hacia tierra, en la atormentada estructura orogénica creada por los plegamientos del Terciario.—H.-P.

NETTLETON, L. L.: *Fase geofísica de la plataforma costera del Golfo en Estados Unidos y México*. «Bull. of the Geol. of America», 63, 1221-1228, 1952.

La costa del Golfo en Texas y Louisiana se ha explorado geofísicamente con mayor intensidad que cualquier otra gran superficie comparable del mundo; pero las indicaciones de profundidad y configuración de esta cuenca que se derivan de ese trabajo son muy limitadas.

Las principales afirmaciones que se deducen del estudio de los resultados geofísicos de que se dispone son: 1) el buzamiento regional hacia el Golfo de México prolonga la línea de la costa sin ninguna indicación de un eje sinclinal en ella o inmediato; 2) el espesor de los sedimentos en la línea de la costa es de unos 12.100 metros, y 3) los sedimentos presalinos son finos, carentes o metamorfosados.—B. DE G.

STEENLAND, NELSON C. y WOOLLARD, GEORGE P.: *Estudio de gravimetría y magnetismo de la estructura del conglomerado de Cortland (Nueva York)*. «Bulletin of the Geological Society of America», 63, 1075-1104, noviembre de 1952.

Se basa el estudio en los resultados de 185 estaciones de gravimetría y magnetismo hechas en el Conglomerado de Cortland y zonas contiguas,

con una superficie aproximada de 194 kilómetros cuadrados. El Conglomerado se compone de un grupo de rocas básicas ígneas, cerca de Peekskill (Nueva York), en una zona de rocas graníticas y sedimentos paleozoicos inferiores.

Las observaciones de gravimetría muestran una anomalía gravimétrica fuerte de unos 30 mgals, situada en el centro de la región olivino piroxenítica en el costado Este del Conglomerado y una anomalía menor de unos 15 mgals en el costado Oeste del Conglomerado en una zona de norita augítica y norita con hornblenda prismática. La anomalía mayor corresponde en posición a una de las estructuras de foliación que Balk representó gráficamente dentro del Conglomerado. En la zona central, donde existe una estructura de foliación con casi perfecta zonificación de tipos graduados de rocas de norita hornblenda poiquilitica a norita augítica, no se presenta ninguna anomalía independiente. Los resultados de determinación de la densidad muestran rocas intrusivas con una densidad media superior que la correspondiente a la roca del país en 0,40. La anomalía principal (30 mgals) se aproxima exactamente a un cilindro vertical cuyo diámetro es de 3.800 metros y profundidad de 7.500 metros, mientras que la anomalía menor (15 mgals) se aproxima a un cilindro vertical de 1.900 metros de diámetro y 8.000 metros de grueso. La zona intermedia entre los cilindros se caracteriza por una anomalía de gravedad de 8 mgals que indica que en esa parte del Conglomerado tiene un espesor de 400 metros.

Una anomalía magnética central de 1.200 gammas existe en el centro del Conglomerado y sirve de base para calcular la profundidad de 400 metros para la roca de recubrimiento, que comprueba el espesor calculado con los datos gravimétricos. Se descubren, además, cuatro anomalías locales de aproximadamente 1.000 gammas en las cercanías del límite del Conglomerado. Tres de ellas están asociadas con yacimientos conocidos de esmeril con algo de magnetita.—B. DE G.

GEOGRAFIA FISICA

HERNÁNDEZ-LACHECO, ED.: *Paleografía del solar hispano durante el Paleozoico*. «Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat. Soc. Geol.», t. XLIX, números 1, 2 y 3. Madrid, 1951.

Teniendo en cuenta los estudios que en estos últimos tiempos se han publicado referentes al paleozoico de la Península, en este trabajo, de características sintéticas, se trata de bosquejar cuáles puedan haber sido los límites entre tierras y mares en los diferentes tiempos del paleozoico.

Se comienza estudiando la distribución de las formaciones de los terrenos que ofrecen facies estrato-cristalinas, que son englobados con la denominación de arcaicozoicos.

Claramente se ve que tal conjunto de viejas tierras debió ocupar un

amplio espacio, en las zonas actuales del occidente peninsular, extendiéndose mucho más a occidente, por el dominio del actual Atlántico. Resto de tan extensos dominios son las diversas manchas que especialmente en Extremadura y el Alentejo, destacan del resto de las formaciones paleozoicas, por sus peculiares características.

Lo mismo se hace con respecto a las formaciones cámbricas, admitiéndose un área terrestre en el extremo NW. de Galicia, que se extendería amplia en el dominio del Atlántico, una gran isla en las zonas centrales de la actual meseta, a la que denomina «Isla carpetana», y otra zona continental hacia el SW., que también se extendería amplia en el Atlántico. La mayor parte, pues, de lo que actualmente es la Península, estaba ocupada por mares de no extraordinarias profundidades, corriendo el área fundamental geosinclinal de SE. a NW. a través del Norte de Córdoba, Badajoz y zonas septentrionales del Alentejo. Tal distribución de tierras y mares, es muy semejante en el Silúrico, en que persiste la gran Isla Carpetana, destacándose otra área terrestre en las zonas que hoy ocupa la baja Andalucía y la Andalucía oriental, teniendo como núcleo, el macizo de Sierra Nevada. Dos grandes surcos submarinos ocupaban entonces lo que hoy son montañas pirenaicas y los campos de Huelva, sur de Badajoz y zona oriental del Bajo Alentejo.

Durante el Devónico, se constituye una gran Península, uniéndose las tierras que ocupaban las zonas del NW., con la isla Carpetana, dando así lugar a la gran «Península galaico carpetana», que penetra ampliamente hacia el SE., en las que hoy son tierras peninsulares. Al sur se ha ampliado algo la masa continental de Andalucía baja y oriental, que abarca ya hasta las zonas valencianas. Otra masa terrestre se inicia extendiéndose hacia el Oeste, a occidente de las islas Berlengas y Farelhães.

Tal es en síntesis las transformaciones evolutivas que a lo largo del Paleozoico ha sufrido la geografía hispana, en relación con la distribución de tierras y mares y características de éstos, estudio deducido de los datos geológicos hasta el presente conocidos por el autor.—H.-P.

ARNAL CAVERO, P.: *Los bosques de San Juan de la Peña y el Pantano de la Peña*. Rev. «Aragón», año XXVI, núm. 225. Zaragoza, 1952.

En relación con el recrecimiento de la presa del embalse de La Peña, se ocupa el autor de la masa de los bosques que rodean a San Juan de la Peña, que por causas diversas no crecen y no se desarrollan con el vigor deseado, debido fundamentalmente a la plaga de lagarta.

Al mismo tiempo, se ocupa de cómo van desarrollándose los regadíos que dependen del embalse de La Peña, zona que también en parte pudiera ser región forestal.—H.-P.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y A. CESTEROS, J. BENITO: *Los grandes argayos de las cuevas del Mioceno de Castilla la Vieja, su influencia en la formación del relieve y época de los mismos*. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», t. L, núm. 1. Madrid, 1952.

Se analiza en este trabajo los grandes argayos o corrimientos de terreno que tiene lugar en el borde de las altas cuevas que limitan los páramos de Castilla y muy especialmente aquellos que a su pie tienen un amplio valle fluvial, como ocurre en las inmediaciones de Venta de Baños, con el valle del Pisuerga.

En estas zonas el Mioceno es muy sintético, apareciendo formado por los tres niveles fundamentales: arcillas tortonienses en las zonas de valles; margas sarmatienses, fundamentalmente en los planos de las cuevas, y calizas pontienses, en las grandes superficies llanas de los páramos.

Es típica de esta comarca la evolución por erosión del páramo que lentamente se va reduciendo, hasta que pasando por áreas aisladas y reducidas, por cerros testigos separados del páramo se alcanza, finalmente, los relieves residuales y el páramo desaparece.

Los fenómenos de grandes corrimientos de tierras están determinados por el contacto existente entre calizas y margas, éstas impermeables, aquéllas permeables, lo que da lugar a un acúmulo de agua llovizna que penetró a través de las calizas, las que, empapando el terreno, determinan por fluidez del conjunto margoso la corrida de grandes masas de terreno o argayos que dan peculiar carácter a la línea de cuastas.

Se trata en el trabajo de determinar la edad fundamental de la formación de tales accidentes, que deben corresponder al último espacio glaciario, época de grandes precipitaciones. El fenómeno en la actualidad puede decirse que está muy aminorado; no obstante, en determinadas áreas, aun en ocasión de extraordinarias crecidas, puede tener lugar.—H.-P.

MARTÍN GALINDO, JOSÉ LUIS: *El hombre y los Picos de Europa en Valdeón*. Estudio geográfico. «Bol. Real Soc. Geográfica», t. LXXXVIII, núms. 10-12. Madrid, 1952.

Se sitúa el Valle de Valdeón, depresión que queda entre la Cantábrica y los Picos de Europa, dándose como característica principal de este país las profundas gargantas en que se encajan los ríos que la cruzan nacidos en la Cantábrica. Se establecen en él las comarcas y se señalan las vías o pasos principales para penetrar en ellas.

Se analiza con detalle la fisonomía de Valdeón, limitada bruscamente al Sur por la «Peña», el murallón calizo de los Picos. Es el Cares y sus afluentes los que atraviesan este país de valles que en conjunto da origen a la Cuenca de Valdeón, cuyas puertas hacia el interior de la Península son los pasos de Ponderrueda y Pandetraves. El país es fundamentalmente el resultado de las intensas acciones erosivas de una red fluvial genuina-

mente torrencial, que ha modificado profundamente la anterior morfología glaciaria de sus valles.

La «Peña», o sea, los Picos de Europa, se analizan morfológicamente: macizo calizo áspero y quebrado por la acción de los glaciares cuaternarios y la de las aguas que sobre ellos actuaron después, las corrientes y las que provienen del derretimiento de las nieves. El glaciario, la acción erosiva normal y la carstificación, actuando con intensidad, nos ofrecen el más grandioso paisaje de torcal, con sus canales, hoyos, cresterías, vegas y altos tajos, cuyo conjunto da peculiar carácter al macizo calizo.

Es interesante el análisis que se hace de la hoz del Cares, sin duda la más grandiosa del conjunto peninsular, en la que sobre una acción glaciaria típica e intensa, se superpone la acción torrencial que ha tajado de Sur a Norte el colosal bloque de los Picos de Europa.

Se dan los caracteres de la vegetación espontánea y de la fauna silvestre, ambas en franca retrogradación por las acciones brutales e inconscientes del hombre.

Sobre el marco físico, bien expuesto y sintetizado, se localiza al hombre con sus diversas actividades. La utilización del suelo y la antigüedad de su ocupación se analizan, deduciéndose de ello los primitivos núcleos humanos establecidos, así como la posesión del suelo vegetal.

El estudio de la casa y la distribución de las viviendas, los géneros de vida, los recursos del Valle y las comunicaciones, escasas ahora, así como el tráfico, nos dan idea de cómo es y cómo se vive en Valdeón que, sin duda, nos ofrece uno de los cuadros más típicos y aún puros de lo que es la vida en la zona Cantábrica montañosa.—H.-P.

FLORISTÁN SAMANES, ALFREDO: *La Ribera tudelana de Navarra*. Inst. «Príncipe de Viana». Instituto «Juan Sebastián Elcano». C. S. de I. C. Zaragoza, 1951.

Prologa este trabajo el Prof. Casas Torres, que lo ha dirigido. A continuación el autor sitúa la Ribera tudelana en el valle del Ebro, haciendo de tal comarca una descripción general de sus tierras y aspecto, delimitando tal comarca y no región, natural y humanamente.

Seguidamente se estudia ya en detalle el clima, con sus tipos de tiempo, los elementos climáticos aislados, lluvias, temperaturas, vientos, deduciéndose el índice de aridez, es decir, dando idea de lo que es este país climáticamente, en el conjunto de la depresión de Ebro.

Se analizan con cuidado las formas del relieve que son dentro de la comarca, formas de detalle, pero muy significativas en la evolución y significación de la comarca, destacando las diferentes unidades, siguiendo en esto a otros autores y apoyándose en la estructura del país, haciéndose a continuación la interpretación morfológica que va esquematizada en un croquis en el que se destacan, la plataforma estructural caliza, los bordes de la misma, otra plataforma estructural intermedia de calizas o

areniscas, con su borde y la plataforma estructural inferior caliza, yesosa o areniscosa, según las zonas, con su borde, destacándose algunos otros pormenores morfológicos secundarios y en especial, los niveles y domos de las terrazas fluviales.

Interesante es el estudio del régimen fluvial, pues de él, más o menos directamente, depende la vida y regadíos en la Ribera, haciéndose para ello un análisis de los diferentes cursos de agua que concurren hacia esta comarca y en especial del Ebro, notándose la falta de alguna información gráfica.

Se analiza el paisaje especial dado por la vegetación, de rudo contraste, según se analice la huerta o los secarrales del secano, dándose una lista de plantas que más influencia tienen en el ambiente natural de los campos secos, y especialmente, en las Bardenas y zonas terciarias que rodean a la Ribera.

A continuación se analiza la vida rural en esta comarca de regadío que es en realidad el fondo del trabajo, describiéndose la actividad agrícola, basándose en un análisis histórico del desarrollo de la misma, y como con el tiempo se ha ido transformando la estructura agrícola, hasta ofrecernos el cuadro actual, que, perfectamente analizado e interpretado, hacen de este libro un buen ejemplo para estudiar humanamente otras comarcas, semejantes o no, a la de la Ribera tudelana.

De interés es el estudio de los cultivos, tanto los tradicionales, orientados hacia una producción que bastase a las necesidades propias de la comarca, como de los nuevos, maíz, patata, remolacha y alfalfa, así como la hortalizas y frutas, que influyen más o menos directamente en regiones y países alejados de esta área.

Se estudia también la vida ganadera y la organización de los pastos de las diferentes zonas o comarcas, más o menos relacionadas con la Ribera, describiéndose, en relación con todo esto, el movimiento de la ganadería, del rebaño.

Dentro de estas cuestiones, se estudia el ganado de labor, muy importante en tal zona de huerta y se termina con un análisis de las cuestiones relacionadas con la industria y el comercio, capítulo este, bien enfocado y de interés, por el ejemplo que puedan dar las cuestiones ahora analizadas, en relación con otras comarcas que serán con el tiempo otras Riberas, de características físicas y humanas muy semejantes a ésta.

Se estudian también las cuestiones de población, y se hace un análisis especial de Tudela, núcleo humano el más importante, de la Ribera tudelana.—H.-P.

SANZ Y DÍAZ, JOSÉ: *De la España incógnita. El Valle de Solán de Cabras*. «Bol. Real Soc. Geográfica», t. LXXXVIII, núms. 10-12. Madrid, 1952.

Queda situado este valle en plena serranía de Cuenca, en la cuenca del río Cuervo, alzándose en una de las apretadas revueltas del encajado río

el balneario de Solán de Cabras, lugar que fué Sitio Real desde los tiempos de Carlos III. Se hace la historia del balneario, dándose del mismo diversos datos que resultan de gran interés, para cuando se haga el estudio detallado de este establecimiento balneario, en relación con sus características geológicas.

Es lástima que no se acompañe un planito del paraje y no se describa con más exactitud el carácter del paisaje, que, como el autor hace destacar, es de los más hermosos e interesantes de España.—H.-P.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Características hidrológicas del campo de Cáceres*. «Bol. de la Real. Soc. de Hist. Nat.», t. L, núm. 1. Madrid, 1952.

Muy resumidamente se dan las características hidrogeológicas del campo de Cáceres, haciendo resaltar que son las calizas devónicas, con sus grandes masas, las que descansando sobre los conjuntos pizarrosos del Ordoviciense, determinan el acúmulo de aguas en el subsuelo, que llegan a brotar en superficie en determinadas áreas, como ocurre fundamentalmente con el gran manantial de El Marco.

También hay que tener en cuenta las aguas que puedan acumularse en los conjuntos cuarcíticos del Ordoviciense inferior, que, descansando sobre potentes formaciones de pizarras potsdamienses, dan origen a otro nivel o manto acuífero, más profundo, pero que en determinadas zonas puede ser relativamente rico.

Teniendo en cuenta ambas circunstancias, se fundamenta el abastecimiento futuro de Cáceres, en el aprovechamiento de tales aguas subterráneas, que sin duda han de bastar para las necesidades normales de la población, hoy día no perfectamente abastecida.—H.-P.

STRAHLER, ARTHUR N.: *Análisis hipsométrico (superficie-altitud) de la topografía erosional*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1117-1142, 1952.

La curva de porcentaje hipsométrico (curva de superficie-altitud) relaciona la superficie horizontal de la sección transversal de una cuenca tributaria con la altura relativa sobre la desembocadura de la cuenca. Utilizando parámetros sin valor definitivo se pueden describir y comparar las curvas con independencia de la escala. La superficie formada por el conjunto de las curvas se ha llamado integral hipsométrica. Una función simple de tres variables proporciona una serie satisfactoria de curvas tipo a las cuales se pueden ajustar la mayoría de las curvas hipsométricas naturales. La curva hipsométrica se puede igualar a una curva de pendiente media del terreno si se tiene en cuenta la longitud de la faja del contorno.

Las etapas de juventud, madurez y vejez en regiones de roca homogénea proporcionan una serie característica de formas hipsométricas, pero

las etapas de madurez y vejez proporcionan curvas idénticas, a no ser que existan masas «monadnock».

Las aplicaciones prácticas del análisis hipsométrico se encuentran en la hidrología, estudios de erosión de tierras y sedimentación y en el arte militar.—B. DE G.

HARDY, CLYDE T. y MUESSIG, SIEGFRIED: *Cambios de glaciación y desagüe en la meseta del lago Fish (Utah)*. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 63, 1109-1116, 1952.

La meseta del lago Fish, ubicada cerca del centro de las altas mesetas de Utah, tiene glaciares y otras características geomórficas de importancia regional. El lago Fish divide la meseta en dos zonas con el ancho valle del arrollo Sevenmille. La artesa del lago Fish es una cuenca estructural; el valle del Sevenmille puede ser mayormente erosional. Las rocas volcánicas de la era terciaria soportan la mayor parte de la meseta; también existen rocas sedimentarias primitivas. Los cañones glaciares con circos bien determinados están preeminentemente a lo largo de los costados que miran al Este del lago Fish y del valle de Sevenmille. Las erosiones características de hielo se presentan sobre gran parte del alto de la meseta. Cerca de la desembocadura de varios de los cañones glaciares hay dos notables juegos de morrenas. El más antiguo de ellos es más extenso y menos escarpado que el otro y presenta algunas elevaciones de menor altitud. El lago Fish vierte sus aguas hacia el Norte en el río Fremont, afluente del río Colorado. Un desagüe más al Sur abandonado y una cascada, ésta más elevada que la actual divisoria del lecho de roca, indican un desagüe inverso. Se presentan pruebas que sugieren que esta inversión fué un preglacial y probablemente el resultado del volcamiento de un bloque de falla.—B. DE G.

STRAHLER, ARTHUR N.: *Fundamento dinámico de la geomorfología*. «Bulletin of the Geological Society of America», 63, 923-938, septiembre de 1952.

Propone el autor que se trate el proceso geomorfológico como resultado de una acción de esfuerzos de gravitación o molecular que actúan sobre las materias terrestres elásticas, plásticas o fluidas para producir las variedades características de deformación o falla consecuencia de la meteorización, erosión, transporte y deposición.

La gravitación activa todos los movimientos descendentes de materias por la pendiente, incluye por lo tanto todos los movimientos de masas, todos los procesos fluviales y glaciares. La sollicitación de gravitación indirecta activa la onda inducida —y la marea— de las corrientes y vientos. Los fenómenos gravitacionales se subdividen según el modo de proceder de la roca, tierra, hielo, agua y aire, como sólidos elásticos o plásticos

y fluidos viscosos. El orden de clasificación es generalmente aquel del decrecimiento de la resistencia interna al esfuerzo y, secundariamente, de corriente laminar a turbulenta.

La acción molecular es la inducida por cambio de temperatura, cristalización y fusión, absorción y desecación u ósmosis. Esta sollicitación actúa en direcciones variables al azar o no relacionadas con respecto a la gravedad. Un arroyo superficial es el resultado de las acciones de gravitación y molecular en una ladera. Los procesos químicos de solución y reacción ácida se estudian independientemente.

La formulación de modelos matemáticos, ya sea por deducción racional o análisis empírico de los datos de las observaciones, para relacionar energía, masa y tiempo, es la meta definitiva del problema dinámico planteado.—B. DE G.

BRILL, KENNETH G. JR.: *Estratigrafía del zigogeosinclinal permopennsylvanian en Colorado y Norte de Nuevo México*. «Bulletin of the Geological Society of America», 63, 809-880, agosto de 1952.

El zigogeosinclinal permopennsylvanian de Colorado y Norte de Nuevo México, único entre las artesis del Oeste de los Estados Unidos de América, fué un depósito de sedimentación rápida con altitudes en ambos costados.

Su desarrollo fué progresivo. Los estratos Morrow fueron depositados en la mitad Norte de la artesa. Inmediatamente después de la retirada del mar Morrow, el mar Atoka entró en la parte Sur de la artesa. Este mar permaneció hasta la era Desmoinesian y las faunas Atoka y Desmoines se mezclaron. La sedimentación marina logró su culminación en la era Cherokeean, cuando un mar agitado atravesó longitudinalmente la artesa. En la era permopennsylvanian posterior, el mar fué confinado a los extremos de la artesa; depósitos de sedimentos densos no marinos se acumularon en el centro de la artesa. Los estratos del Pennsylvanian superior o del Wolfcamp tienen miles de metros de espesor.

Se reconocieron cuatro unidades litológicas principales: (1) Las formaciones Belden y Kerber de las eras Morrowan, Atokan y posiblemente Desmoinesian; (2) el tramo clástico de la formación Sandia de la era Atokan; (3) las de Minturn y Madera principalmente de la era Cherokeean, y (4) las de Maroon y Sangre de Cristo de la era Pennsylvanian posterior o Wolfcampian. En los extremos de la artesa aparecen cuatro unidades litológicas secundarias: (1) la formación Yeso de la era Leonardian; (2) la de San Andrés de la era permiana; (3) la arenisca Weber de la era Pennsylvanian y permiana (?), y (4) la formación State Bridge de la era guadalupeana.

La caliza de la montaña Jacque de la región Gore puede corresponder muy bien con un lecho que el autor ha llamado el miembro calizo Whiskey Creek Pass de la formación Madera.

En la formación Sangre de Cristo en el condado de Fremont, Colora-

do, aparecen huesos de cotilosauros y pelicosauros. Estos reptiles no se habían encontrado antes en dicha región.—B. DE G.

GEOLOGIA

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, ENRIQUE: *Una excursión geológica a las minas del Valle de la Serena (Badajoz)*. «Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat.», t. L, núm. 1. Madrid, 1952.

Se localiza la comarca y se dan las características geológicas de la misma, en la que quedan enclavados algunos filones de cuarzo que encierra relativa riqueza mineral de wolfram.

El país es fundamentalmente granítico, descansando sobre tales rocas un paleozoico de base muy arrasado y destruido, que conserva aún típicamente, las características tectónicas hercínicas que son genuinas de la región. La base está formada por un conjunto acadiense bastante metamorfozido, descansando encima, el complejo cuarcitoso con alguna intercalación de pizarras que representan especialmente al ordoviciense.

Los granitos son, en amplias zonas, muy uniformes por sus características petrográficas y mineralógicas, ofreciendo como peculiaridad la gran alteración que en masa sufre la roca, especialmente hacia sus bordes, donde el granito da origen a campos cultivados en el material suelto resultante de su desintegración. Las formaciones paleozoicas se distribuyen dando origen a un verdadero reborde que, a manera de marco, limita a la gran mancha batolítica.

A continuación se dan las características mineras de estos yacimientos, que son de relativa importancia. Los filones de cuarzo, en los que arma el mineral, se orientan hacia el ENE, existiendo en realidad dos sistemas filonianos, uno con la dirección indicado y otro con arrumbamientos casi normales al anterior. El cuarzo, unas veces es blanco lechoso y otras azulado y con brillo característico y grisáceo, siendo en éste donde va englobado el wolfram. Los filones más potentes, de unos 40 cms., presentan el primer tipo de cuarzo, y el segundo, da origen a los filones más estrechos.

Las pizarras y cuarcitas que son cortadas por tales filones, se arrumban en general hacia el NW. Existen además de los filones de cuarzo, otros de pegmatitas, muy micáceas, que llevan gran cantidad de bismuto, siendo estos filones sensiblemente paralelos a los metalizados por el wolfram, mineral que va a veces acompañado por arsenopirita.

Las explotaciones se hacen a cielo abierto y en condiciones deficientes. Se ha llegado a emplear hasta unos 1.500 trabajadores.

No se poseen datos concretos de la producción de mineral.—H.-P.

H. WAGNER, R. y H. T. WAGNER-GENT'S, C.: *Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia)*. Estudios Geológicos. C. S. I. C. Instituto de Investigaciones Geológicas «Lucas Mallada», núm. 16. Madrid, 1952.

En la cuenca minera de Barruelo-San Cebrián, se ha admitido hasta ahora la presencia, dentro del Carbonífero, del Viseense superior, Namuriense inferior, Wesfaliense B y D y Estefaniense inferior, pero más bien parece existir una serie continua que va desde el Viseense al Estefaniense.

El tramo más interesante, geológicamente considerado, es el que ofrecen los arrecifes fósiles, pues ello permite deducir paleogeográficamente que durante el Viseense-Namuriense, el litoral estaba inmediato al emplazamiento actual de Barruelo. Ello supone un fenómeno de trasgresión marina en este período, seguido por una regresión en el resto del Namuriense. Seguidamente y durante el Wesfaliense, domina el régimen marino, si bien con facies intercaladas continentales, lo que está comprobado por la presencia de capas de carbón explotadas en San Cebrián. La formación continental tiene su máximo desarrollo a lo largo del Estefaniense inferior, que está caracterizado por típica flora y fauna lacustre.

Entre este tramo y un conjunto de pudingas y pizarras, se aprecia una acentuada discordancia tectónica orogénica, que queda localizada dentro del Estefaniense, discordancia que se atribuye a la fase Astúrica de la orogenia hercínica, fase que aquí tuvo lugar un poco más tarde, a lo que en general se admite, es decir, dentro ya del Estefaniense, lo que obliga a admitir que la cuenca carbonífera estefaniense, que ha sido considerada como post-astúrica, en realidad corresponden a un Estefaniense inferior pre-astúrico.

En la tectónica que aún no está perfectamente estudiada, admiten los autores la existencia de cobijaduras y saltos, pues no de otro modo pueden explicarse determinadas anomalías estratigráficas, estructura que con probabilidad ha de complicarse a medida que se estudie más detenidamente la región geológicamente. Tal hecho hace suponer que al menos esta cuenca ha sido afectada por tres fases orogénicas hercínicas, la Astúrica, la Saúlca y la Sálica, si bien estas últimas las den los autores como dudosas, pues no pueden fijarse en esta zona, por faltar datos en ella.

Teniendo en cuenta la distribución de tierra y mares en las épocas Viseense-Namuriense y Wesfaliense-Estefaniense, antes de tener lugar la fase orogénica astúrica, puede apreciarse que durante el carbonífero inferior la masa continental quedaría hacia el SE. del conjunto carbonífero que ahora se distingue en el NW. de España, indicando la caliza de montaña la existencia de un mar en tal dirección que cubriría a Asturias. En el Carbonífero superior, la tendencia es la de dominar más y más el mar hacia el Suroeste; así pues, cuando la masa continental estaba emergida, el mar se extendía hacia el Noroeste y al contrario, como si se compensasen ambos compartimientos corticales, hipótesis de trabajo expuesta por los autores y que necesita comprobación, no siendo además la única que explica tales hechos.

El estudio se basa en una gran cantidad de datos paleontológicos recogidos. Tanto éstos como los datos geológicos y tectónicos, necesitan de posteriores estudios, lo que permitirá hacerse cargo, con mucha mayor exactitud, de esta compleja cuenca carbonífera.—H.-P.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Veinticinco años de exploraciones en el Africa occidental española*. «Bol. Real Soc. Geográfica», t. LXXXIX, números 1 al 3. Número dedicado a conmemorar el LXXV aniversario de su fundación. Madrid, 1953.

Se resumen en este artículo las actividades que se han desarrollado en estos últimos veinticinco años, respecto a exploraciones fundamentalmente geográficas y geológicas, en el Africa occidental española.

Se comienza haciendo un breve resumen de lo que en relación a exploraciones africanas se había hecho por los españoles hasta 1886, en que se realiza la exploración de Quiroga-Cervera, que recorre el Tiris meridional, a la altura de Río de Oro. También se destaca la labor de D'Almonte (1912), reflejada en las publicaciones del «Boletín de la Sociedad Geográfica».

Con más detalle se hace el estudio de la labor que a partir del desembarco en Ifni se efectuó, fundamentalmente por naturalistas, que trabajando tanto en Ifni, como en el Sáhara español, terminaron con el conocimiento de ambos territorios, en sus características general y aún de detalle a veces, lo que está reflejado en las publicaciones que se citan en la amplia nota bibliográfica que acompaña al trabajo.—H.-P.

GEOQUIMICA

WAGER, L. R. y MITCHELL, R. L.: *Trace elements in a suite of Hawaiian lavas*. «Geod. et Cosmo». Acta, 111-217 a 223, mayo 1953.

Dan los autores las valoraciones de indicios de elementos de la serie de larvas de Hawaiian, desde el basalto olivínico a la traquita, y las comparan con los datos de la intrusión de Skaergaard en el este de Groetlandia. Los resultados son concordantes con el punto de vista de que las series de Hawaiian son esencialmente la consecuencia de una cristalización fraccionada.—L. DE A.

NUCLEONICA

E. PICARD y A. ROGOZINSKI: *Sur la limitation de la propagation de la décharge dans les compteurs geiger-Muller*. «Rapport C. E. A.», núm. 176, Commissariat a l'Energie Atomique, marzo 1953.

Se describe un montaje de reacción, sólo con un triado doble que permite eliminar la descarga producida en un contador, por una porción li-

mitada de hilo. La reacción surgida en un tiempo inferior a 10^{-7} seg. después del principio de la descarga se prolonga todavía alrededor de 2.10^{-6} seg. Las ventajas que se derivan de la limitación de la descarga son: un aumento de la vida del contador, una disminución de su tiempo muerto y una reducción del número de impulsos parásitos.—L. DE A.

E. PICARD y A. ROGOZINSKI: *Mesure du temps mort d'un compteur G. M. et de l'émission secondaire de la cathode par la méthode des coïncidences retardées*. «Rapport C. E. A.», núm. 182, Commissariat a l'Energie Atomique, marzo 1953.

El tiempo muerto de un contador G. M. es medido con la ayuda de un método de coincidencias retardadas. Los impulsos del contador que alimentan el circuito de coincidencias, llegan de un lado directamente, y de otro después de un retraso conocido y variable. Este método permite además estudiar los impulsos parásitos procedentes del impacto de iones positivos sobre el cátodo del contador. Se dan resultados relativos de varios contadores funcionando en diversas condiciones.—L. DE A.

A. ROGOZINSKI: *Sur le problème des retards entre des particules appartenant au rayonnement cosmique*. «Rapport C. E. A.», núm. 181, Commissariat a l'Energie Atomique, marzo 1953.

Después de haber examinado sucintamente el problema de los retardos que pueden aparecer entre dos partículas de gran energía procedentes de una misma partícula madre, se estudia de un modo más detallado el caso de partículas cargadas no perdiendo su energía más que por ionización.

El retardo que se establece entre dos partículas de masa M perteneciente a esta última especie es definido por la diferencia entre los tiempos que emplean para franquear la misma distancia.

En el vacío, los retardos pueden alcanzar valores cualesquiera. Pero mientras las partículas se propagan en un medio absorbente, los retardos tienden hacia un límite bien definido, cualquiera que sean las energías iniciales de las partículas.

Se demuestra que el retardo máximo es dado por $(\Delta t)_{\max} \approx 0,6 E_0/cK_{\min}$, donde $E_0 = Mc^2$ representa la energía en reposo de la partícula y K_{\min} la pérdida mínima de la energía por cm. de recorrido en el medio dado.

Por ejemplo, en el caso de protones atravesando diferentes medios absorbentes, los valores de $(\Delta t)_{\max}$, por el aire (TPN), el agua, el aluminio y el plomo son, respectivamente, iguales a $8,3.10^{-6}$, $9,7.10^{-9}$, $4,5.10^{-9}$ y $1,6.10^{-9}$ seg.

Los valores correspondientes de $(\Delta t)_{\max}$, para los electrones, son del

orden de 10^{-9} seg. para el aire y del orden de 10^{-12} seg. para los medios condensados. Resulta, pues, que si las partículas pertenecientes a un haz manifestando entre ellas de retardos superiores a los que acaban de ser indicados, el hecho constituiría una prueba suficiente de la existencia de partículas pesadas en el seno del haz.

Por lo demás, la relación que liga $(\Delta t)_{\max}$ a la masa M podría servir de base para un método de espectrografía de masa de partículas de grande energía.—L. DE A.

REYNOLDS, JOHN H. y VERHOOGEN, J.: *Natural variations in the isotopic constitution of silicon*. «Geoch. et Cosm.», Acta, 111-224 a 234, mayo 1953.

Estudian los autores la composición isotópica del silicio en minerales y rocas. El contenido en Si^{30} decrece en general de un mineral de temperatura alta (olivino) a un cuarzo de pegmatita de temperatura baja, o a una geiserita. La mayor separación isotópica, tiene lugar en los dos últimos que envuelven la deposición de una fase acuosa, mejor que la cristalización de un silicato fundido. Los depósitos de sílice orgánico del agua de mar (chert, diatomeas marinas) muestran un aumento en Si^{30} sobre el olivino; por el contrario, las diatomeas de agua dulce, tiene una composición isotópica concordante con la del silicio de los manantiales calientes (geiserita). La composición isotópica del silicio en un meteorito pétreo está representada por una relación Si^{30}/Si^{28} menor que la de un olivino e incluso la de una oligoclasa de pegmatita. En general, la distribución de los isótopos del silicio, es similar a la dada por Silverman para los del oxígeno; se han notado algunas excepciones. La variación en la constitución isotópica del silicio es pequeña (la máxima diferencia encontrada en la relación Si^{30}/Si^{28} es 3 por 1.000), lo que presumiblemente indica una historia geoquímica sencilla, que envuelve pocas oportunidades para el cambio en fases gaseosas o soluciones acuosas.—L. DE A.

THODE, H. G., MACNAMARA, J. and FLEMING, W. H.: *Sulfur isotope fractionation in nature and geological and biological time scales*. «Geoch. et Cosm.», Acta, 111-235 a 243, mayo 1953.

Se ha investigado la composición isotópica del azufre contenido en los sulfuros marinos, depósitos de sulfatos, así como la de areniscas y pizarras, los que cubren una zona amplia de la columna geológica. Los resultados muestran una estricta correlación entre la edad geológica y la composición isotópica, principalmente para los sulfuros. Parece confirmarse, que el fraccionamiento isotópico comenzó hace 700 a 800 m. a., y desde entonces los sulfuros fueron desplazados y los sulfatos enriqueciéndose en el isótopo pesado. La máxima dispersión hasta el presente en la rela-

ción S^{32}/S^{34} observada es del 7 por 100 del valor esperado, si la distribución más favorable (equilibrio termodinámico) del S^{34} fué establecida entre SO_4 y H_2S . Parece esto indicar que es cierto que el ciclo natural del azufre biológico proviene de un mecanismo de cambio entre los isótopos del azufre SO_4 y HS . Los resultados indican que en los organismos autotróficos que oxidan H_2S , estas dispersiones no alcanzan valores significativos antes de los 700-800 m. a.—L. DE A.

WICKMAN, FRANS E.: *Wird das Häufigkeitsverhältnis der Kohlenstoffisotopen bei der Inkolung verändert?* «Geoch. et Cosm.» Acta, 111-244 a 252, mayo 1953.

Se han investigado muestras de carbón del Plioceno, Vealdense y Carbonífero. El metamorfismo no produce influencia apreciable en la relación C^{12}/C^{13} . Se discuten varias causas para explicar las valoraciones isotópicas encontradas. Frecuentemente, los carbonatos en el carbón no parece sean formados por el bióxido de carbono de los vegetales, lo que es contrario al punto de vista común sobre su origen.—L. DE A.

DANSGAARD, WILLI: *Comparative measurements of standards for carbon isotopes.* «Geoch. et Cosm.» Acta, 111-253 a 256, mayo 1953.

Se han efectuado medidas de la composición isotópica del carbono en dos muestras americanas, una sueca y otra danesa. Estas medidas tienen por fin comparar directamente las muestras americanas y escandinavas. Las muestras de CO_2 son estudiadas en el espectrómetro de masas, y queda demostrado que las diferencias del contenido en O^{17} pueden dar lugar a errores considerables.—L. DE A.

FESTA, C. y SANTANGELO, M.: *Sulla fissione spontanea dell'uranio terrestre.* «Annali di Geofisica», V, núm. 4, 551 a 560, 1952.

A partir de los datos más recientes de la excisión espontánea del uranio²³⁸ calculada la cantidad de Kr y Xe generado durante los 3.300 m. a. que suponen para sus valoraciones como edad de la tierra. Por la comparación de la abundancia de cada isótopo en el Kr y Xe atmosférico y de los mismos en los productos de excisión, llegan a la conclusión de que la influencia de dicha excisión es despreciable. El contenido de Kr y Xe en la corteza terrestre, deducidos según Brown, muestran ser afectados por los productos de excisión del uranio.

Consideran de interés seguir las determinaciones de las composiciones isocópicas de Kr y Xe en las rocas y gases naturales.—L. DE A.

BARBERA, L., CURATOLO, M., INDOVINA ADDARIO, M. M. y SANTANGELO, M.: *Studio della radioattività delle lave dell'Etna col metodo delle emulsioni nucleari.* «Annali di Geofisica», V, núm. 4, 603-611, 1952.

Dan los autores los resultados preliminares obtenidos con el método de las emulsiones nucleares sobre la radiactividad de las lavas del Etna. Valoran la radiactividad total media, invariable con la fecha de la erupción, en $5-6 \cdot 10^{-4}$ $\alpha/cm.^2$ seg.—L. DE A.

SAYAG, G. J.: *Spectrographie a par la méthode de la chambre d'ionisation a grille application a l'uranium.* «Rapport C. E. A.», núm. 161. Comissariat a l'Energie Atomique, 1953.

La construcción de la cámara parece satisfactoria. Es posible disminuir todavía la adhesión, sea por el empleo de un purificador, o por un estudio de la proporción óptima de CO_2 a incorporar.

También se puede esperar disminuir notablemente el ruido de fondo del amplificador utilizado. El poder de resolución en amplitud podría ser entonces aumentado por la utilización de una lente de 10 aumentos y de una banda más estrecha que el discriminador (del orden de 1,5 ó 2 voltios por canal). Sería entonces necesario eliminar la derivación, pues la causa puede ser: un descenso del máximo del amplificador o una elevación de los umbrales por la continuidad del calentamiento de la alimentación.

Por una mejora de la resolución en tiempo con manantiales más interesantes, sería necesario estudiar el valor mínimo para dar al tiempo muerto correlatividad con una elección de una banda pasante del amplificador hacia las frecuencias más elevadas, y de una señal de lente más corta.

La alineación del conjunto es satisfactoria mediante una corrección de los umbrales, según el método indicado.—L. DE A.

PALEONTOLOGIA

GÓMEZ DE LLARENA, JOAQUÍN: *Huellas de un selacio fósil en la cantera de piedra caliza de Buenavista (Pasajes Ancho).* Munibe, Suplto. Ciencia Nat. del «Bol. Real. Soc. Vasc. Amigos del País», año IV, cuaderno 4.º. San Sebastián, 1952.

Se localiza un tramo de calizas que alcanza hasta 200 m. de potencia del danense que queda situado, entre terrenos arcillosos del Cretáceo superior y areniscas y pizarras danenses, materiales que con su conjunto forman, en parte, la cadena litoral guipuzcoana, desde Cabo Higuer hasta Zumaya.

En tales materiales calizos, tránsito del Paleoceno al Secundario, no se conocían hasta ahora restos fósiles de vertebrados, dándose en est

trabajo cuenta de la aparición de vértebras de selacios en las citadas calizas.

Aparecieron tales restos al construirse un muro, en noviembre de 1951, con los materiales calizos mencionados, restos fósiles que remitidos al especialista Sr. Bataller, de la Universidad de Barcelona, resultaron corresponder a especie fósil no conocida hasta ahora. Las vértebras son anficélicas o bicóncavas, con la forma característica en este tipo de peces. Alcanza su diámetro 45 mm., pudiendo calcularse el tamaño del selacio entre 3 y 5 m. de longitud. Los restos fósiles están íntimamente unidos a la roca, por lo que es muy difícil separarlos de la misma.—H.-P.

KAYE, CLIFFORD A.: *Foraminíferos de aluvión glacial en el Nordeste de Montana*. «Bulletin of the Geological Society of America», 63, 881, agosto de 1952.

En un examen petrográfico de un aluvión glacial en el NE. de Montana se encontraron en las areniscas muestras bien conservadas de foraminíferos cretáceos.

La muestra de aluvión foraminífero se tomó a unos 122 centímetros por bajo de la superficie en un corte poco profundo del costado Sur del cruce de carreteras Este-Oeste Sec. 23, T. 29 N., R. 54 E., aproximadamente a unos 16 kilómetros al Sudoeste de la pequeña ciudad de Froid en Montana, en la parte Sur del cuadrilátero de Homestead.

El aluvión típico de la región es un material compacto de acarreo glaciares, no tiene estructura y es ligeramente parduzco, contiene una gran variación de guijarros estriados de origen canadiense.

Se remojó el aluvión para obtener una parte de arena y luego se reblandeció la arcilla amasándola con los dedos en forma que la arena quedó en suspensión en el agua. La fracción de arcilla y los sedimentos se decantaron y el residuo de arena y grava, después de repetidos lavados, se secó y pasó por un tamiz. Los foraminíferos se encontraron sólo en la parte que se cernió por un cedazo de malla 80 (Norma de E. U. A., 0,117 mm.) y se retuvieron en un cedazo de malla 100 (0,149 mm.).

No abundaban mucho los foraminíferos y estaban compuestos casi exclusivamente por *Globigerinas*. Los ensayos calcáreos fueron completos y limpios. Eran claramente visibles las perforaciones y estructuras delicadas de las conchas.

El origen de este delicado detrito fósil parecen ser las formaciones cretáceas marinas de la montaña Riding, que aparecen en el Canadá muy lejos y al Norte de donde se tomó la muestra. El afloramiento más cercano de rocas cretáceas en dirección al Norte se ubica a unos 170 kilómetros del lugar en que se tomó la muestra. Hay razones para creer que el avance del glacial en esta región provino del Nordeste; en esa dirección los afloramientos cretáceos más cercanos están a unos 209 kilómetros.

Los foraminíferos indican que la abrasión subglacial e inglacial pu-

dieron ser lo bastante livianas para dejarlos libres y producir también muestras perfectas de sus matrices.

Según Richard W. Lemke se encontraron foraminíferos en un aluvión sin oxidar, azul grisáceo, en el corte de una nueva autopista, unos 800 metros al Sudeste de Velva, en Dakota del Norte. Estos foraminíferos eran de la era paleocena y proceden probablemente de la formación foraminífera del cañón Ball que sirve de asiento inmediato al aluvión en ese punto.—B. DE G.

PETROGRAFIA

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, MAXIMINO: *Las pegmatitas; su naturaleza, división, condiciones geológicas de yacimientos y génesis e importancia metalogénica*. «Las Ciencias». An. Asoc. Española para el Prog. de las Ciencias. Año XVIII, núm. 1, Madrid, 1953.

Plantea el autor el estado actual de los estudios en relación con estas especiales rocas eruptivas, teniendo en cuenta las investigaciones recientes de orden petrográfico y geológico que tanto han hecho variar los conocimientos de la petrología en estos últimos años, planteando el problema si tales rocas son magmáticas, metamórficas o metasomáticas, si representan masas cristalizadas de un magma, en grietas de la corteza terrestre, o si se han formado «in situ», por determinadas reacciones en sistema sólido, con o sin aporte de sustancias extrañas.

Se sitúan las pegmatitas en el campo de la petrografía, describiéndolas minuciosamente, haciéndose de ellas la división. Se comenta el cuadro de Fersman, en que tales rocas son divididas en diez tipos, así como el modo de ver de H. Ramberg, que en estas rocas diferencia los tipos de secreción, de concreción, de reemplazamiento y de cristalización.

Se describe a continuación las condiciones de yacimientos de las pegmatitas, así como su génesis, teniendo en cuenta las opiniones de diversos especialistas, siendo esta parte del estudio de un gran interés, pues se sintetizan y resumen diversas e interesantes opiniones, especialmente las de Ramberg, del que se dan sus maneras de ver e hipótesis.—H.-P.

TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. et BRAK-LAMY, J.: *Géologie et pétrographie du Massif éruptif de Sintra (Portugal)*. «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. X, Porto, 1952.

Se trata en este trabajo de sacar a la luz los conocimientos que actualmente se tienen del macizo eruptivo de la Sierra de Sintra.

Los autores creen que, además de las conclusiones de carácter químico que presentan, es posible destacar otras conclusiones petrográficas basadas en sus observaciones.

Se destaca la gran uniformidad de los granitos, que es la roca que

domina en el macizo, y su aspecto particular, bien reflejado por la presencia de anortosa y de plagioclasa calco-alcalinas, y por la frecuencia de texturas gráficas. Además, estos granitos son muy pobres en biotita.

Las sienitas, comprendiendo también las microsienitas, ofrecen igualmente carácter calco-alcalino, bien manifestado por la presencia de una andesina y de una oligoclasa-andesina, siendo, tales rocas muy pobres en minerales máficos. Son estas rocas siempre cuarcíferas, encerrando, como los granitos, anortosa, muy probablemente, y microclina.

En lo que respecta a las rocas gabro-dioríticas, hay que admitir que entre las dioritas y la mafraita, hay otros tipos de gabros, en particular, por el representado por el gabro con olivino de Pé de Serra, y por los gabros cuarcíferos.

También debe destacarse la presencia, en la zona profunda del macizo de un conjunto brechoide, con fragmentos de composición, unas veces básica, doleritas, o ácidas, traquitas, que quedan incluidos en una pasta casi limburgítica.

Un conjunto de gráficos, esquemas y fotografías complementan al trabajo.—H.-P.

HELGE G. BACKLUND: *The granitization Problem* y su versión española *Consideraciones acerca de la granitización*, por A. San Miguel Arribas. «Estudios Geológicos», t. IX, núm. 17, págs. 33-106. Madrid, 1953.

El Prof. Backlund, de la Universidad de Upsala (Suecia), publicó en «Geol. Magazine», t. 83, año 1946, una interesante nota de 12 páginas (105 a 117) sobre el *problema de la granitización*, que traducido al español por el Prof. San Miguel Arribas se publicó en la revista «Estudios Geológicos», núm. 10, pág. 337. En su reciente viaje a España para desarrollar una serie de conferencias sobre diversos problemas petrogeológicos y una dedicada al estudio de los procesos de la granitización, nos entregó un trabajo que tenía redactado en inglés, ampliando y completando el de 1946 sobre el problema de la granitización, para la revista «Estudios Geológicos», y este trabajo es el que comentamos en esta nota.

Hace en él un resumen histórico de la granitización, partiendo de las ideas de la escuela francesa y destacando después la figura de Sederholm ante la oposición casi unánime de los partidarios de las ideas de Brögger-Rosenbusch, que por entonces predominaban. Pero las ideas de Sederholm fueron seguidas por otros geólogos y su posterior desarrollo por Wegmann, Read, Holmes, Perrin y Roubault, D. Reynolds, etc., han demostrado la sinrazón de los ataques de que Sederholm fué objeto en el Congreso Geológico internacional de Estocolmo y posteriormente.

En este documentado estudio se prueba la hipótesis de la granitización satisface perfectamente las exigencias de espacio y tiempo geológicos y que este proceso es aplicable no sólo a las orogenias precámbricas, sino a las de todos los tiempos. Por otra parte, se llega a la conclusión

de que el «principio del actualismo» es aplicable en estos procesos fundamentales, incluso a las edades precámbricas.

Partiendo de la base de que todas las grandes masas graníticas y de rocas con ellas relacionadas, derivan de los estados de orogenesis en los geosinclinales, tanto postcámbricos como precámbricos y arcaicos, se estudian en el trabajo:

1. Los potentes depósitos de sedimentos situados a grandes profundidades en los geosinclinales; el proceso de relleno sedimentario de un geosinclinal en evolución y la existencia de grandes desequilibrios de naturaleza física, química y energética (reticular) entre sus diferentes componentes.

2. Las fuentes de calor necesario para la transformación total o parcial de estos sedimentos.

3. Los procesos de reemplazamiento, asimilación o fusión de los sedimentos sometidos a elevadas temperaturas.

4. Las rocas resultantes de estas transformaciones, que no son necesariamente granitos.

5. La causa inicial del reemplazamiento o sustitución de materiales o elementos y el origen de las «emanaciones».

6. Los fenómenos de corrosión de minerales graníticos.

7. El origen de las intrusiones graníticas menores.

8. Las relaciones entre los yacimientos de minerales metálicos y las rocas graníticas, sugiriéndose ideas acerca de la génesis de tales yacimientos.

9. La génesis de las rocas alcalinas.

10. La confusión imperante en la nomenclatura.

Acompaña al texto un interesante cuadro esquemático en el que, de manera muy general, se indican los aportes y pérdidas sufridos por los principales tipos de sedimentos durante el proceso de granitización, así como los principales tipos de rocas resultantes.

Finalmente, las ideas que se exponen en este trabajo amplían horizontes, establecen nuevas relaciones y apuntan inesperadas soluciones en el camino de la Geología aplicada.—M. SAN MIGUEL.

JUAN CARLOS BENVENUTI: *Fenómenos de granitización en el Cerro Tandileofu (Tandil, provincia de Buenos Aires)*. «Revista de la Asociación Geológica Argentina», t. VI, núm. 4, 1951.

Constituye esta nota el resultado de unas primeras e interesantes observaciones petrológicas efectuadas en varias canteras de la zona de Tandil y Olavarría. Dice el autor que no puede darse una explicación satisfactoria a las diversas y a veces fundamentales modificaciones de las rocas de esos lugares, por los conocimientos que podríamos llamar clásicos, pero que sí podría hacerse aplicando los conceptos que rigen los cambios en la granitización y enfrentándose decididamente con problemas de «asi-

milación» y «diferenciación» magmática posterior, que llevan en línea directa a suponer la existencia de los llamados «frentes» según el concepto de Reynolds. Supone la existencia de un magma ácido, que perdió aluminio, hierro, magnesio y calcio, a medida que se enriquecía en sodio, calcio y sílice, alcanzando el tipo *básico* que dió origen a las anfíbolitas que se observan en el granito.

Describe la cantera de San Luis enclavada en un plutón constituido por monzonitas o tonalitas. La roca madre presenta a veces bruscos contactos con un gneis de tipo diorítico, que muestran claros efectos de inyección observándose grandes sectores de colores claros en los que aparecen xenolitos de tipo melanocrático con fuerte predominio de minerales máficos, verdosos a veces por la alteración. El conjunto tiene aspecto de venas incluidas en la «roca madre». Filones finos de cuarzo lechoso y poco feldespato suelen formar una red irregular en algunos sectores alternando con el material oscuro. Las anfíbolitas forman filones irregulares o masas dentro de la roca granítica, que en sentido amplio tiene carácter migmático, interpretándolas el autor como resultado de la acción de un frente básico.

Hace a continuación una detallada descripción petrográfica de estas anfíbolitas, claramente granoblásticas y compuestas esencialmente de horblenda idiomorfa, plagioclasa alterada del tipo andesina, labrador y caolín, sericita, epidota, etc., como productos secundarios. Destaca la presencia también de albita de recristalización, en la que se observan pequeñas láminas euedrales de horblenda incluida.

La roca ha sufrido efectos de presión que se reflejan en la curvatura de las láminas de horblenda, en la fracturación de feldespatos, en muchas ocasiones también curvados y en la extinción ondulante del cuarzo.

La nota va acompañada de un croquis y dos cortes en los que se representan las condiciones de yacimiento de los anfíbolitas. La observación de estos cortes sugiere, por comparación con otras anfíbolitas, que éstas pueden atribuirse a restos de antiguas rocas verdes de geosinclinal más que a productos de frente básico exclusivamente, tal como cree el autor.—A. SAN MIGUEL.

PIERRE COLOMB: *A propos d'un phénomène de croissance secondaire des feldspaths potassiques dans une microgranulite filonienne* («A propósito de un fenómeno de crecimiento secundario de feldespatos potásicos en un microgranulito filoniano»). «Bull. Soc. Géologique de France», 6.º serie, tomé I, 1951.

Se describen en esta nota, no por breve menos interesante, fenómenos de crecimiento, en medio sólido, de peciloblastos de ortosa observados en los filones microgranulíticos que atraviesan el granito de la región de Villafranche de Roverge.

Estos diques están constituidos por una roca de color gris claro en la que se destacan numerosos fenocristales de clorita, cuarzo, plagioclasa

y ortosa, tan abundantes que dan a la roca el aspecto de un verdadero granito. La pasta compuesta de ortosa, cuarzo y moscovita es microgranulítica. Los primitivos fenocristales de biotita se presentan totalmente cloritizados.

Los de cuarzo son idiomorfos y con fenómenos de corrosión, conteniendo frecuentemente inclusiones de clorita e incluso en algunos casos, de biotita fresca. Las plagioclasas, sólo existentes como fenocristales, están frecuentemente daumuritizadas y corresponden al tipo oligoclasa-andesina con 34 por 100 de An.

Los fenocristales de feldespato potásico son siempre peritéticos, presentando un carácter esencial su gran talla y su riqueza en inclusiones, de tamaño normal, de los minerales precedentes. Los contornos de estos fenocristales son groseramente los de la forma cristalina, mas sus bordes no son francos.

Según demuestra el autor, estos fenocristales son posteriores a la consolidación de la roca. Apoyándose en este fenómeno y en otros similares descritos por otros autores, especialmente A. Demay, R. Perrin y M. Roubault, el autor considera que muchos granitos pueden proceder de la recristalización secundaria, el estado sólido de las rocas emplazadas en forma magmática.

La nota va acompañada de cinco microfotografías muy demostrativas del fenómeno y un dibujo esquemático de los grandes fenocristales de ortosa.—A. SAN MIGUEL.

PROSPECCION GEOFISICA

J. BERBEZIER, R. CHAMINADE y C. LALLEMANT: *Description de l'équipement d'un véhicule de radiosondage gamma I*. «Rapport C. E. A.», núm. 178, Commissariat à l'Energie Atomique, 1953.

Describen un interesante equipo de radiosonda análogo al empleado por la Dirección de investigaciones y estudios mineros del Consejo de Energía Atómica, que ha permitido en dieciocho meses hacer la testificación gamma de más de 10.000 m. de sondeos. Este camión tiene una capacidad de trabajo de 350 m. y actualmente están preparando otro con una capacidad de 750.

Según los autores es magnífico el funcionamiento de los aparatos y mínimo el número de incidentes.—L. DE A.

J. BERBEZIER y C. LALLEMANT: *Description du matériel simplifié de radiosondage gamma employé sur les exploitations minières*. «Rapport C. E. A.», núm. 178, Commissariat de l'Energie Atomique, 1953.

Describen un material de radiosonda gamma que les ha permitido en los sondeos de las explotaciones mineras del Comisariado francés de

Energía Atómica, efectuar testificaciones gamma, tanto en el exterior como en las galerías, en sondeos verticales hasta 150 m. y en horizontales superiores a 70.—L. DE A.

TECTONICA

FONTBOTÉ, JOSÉ M.: *Sobre el estilo tectónico de la estructura hercínica en la cuenca alta del Ter (Pirineo catalán)*. «Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.», t. IX. Barcelona, 1952.

No está bien conocida la estructura de la zona axial pirenaica, constituida por materiales antiguos. En estas zonas, la cuenca del Ter está estudiada por Dalloni, pero tal estudio es fundamentalmente estratigráfico. Recientemente, Fontboté ha recorrido estas áreas del Pirineo, en sus vertientes españolas, pudiendo dar algunos datos y conclusiones de interés.

En este país se diferencian dos conjuntos, uno basal metamórfico y otro superpuesto sin discontinuidad, ni discordancia, no metamorizado, conteniendo fósiles que han permitido precisar la existencia del silúrico, devónico y carbonífero inferior. Hacia el borde meridional de la zona axial, dando lugar a estrecha faja, aparece el Estefaniense, en discordancia sobre el resto de las formaciones, encontrándose inmediatamente al Sur la cobertera mesozoocoterciaria del Prepirineo, que ha sido plegada por la orogenia alpina, en su sentido amplio. Las rocas eruptivas en estas zonas, son poco frecuentes y consisten en afloramientos de pórfidos ácidos.

La potencia de la serie metamórfica que es compleja, alcanza unos 2.500 m., estando probablemente representada en ella no solamente el ordovicense, sino también el Cámbrico. El conjunto paleozoico no metamórficos, comienza por el Ordovícico y alcanza hasta el *Culm*, siendo la variedad litológica muy variada. El Estefaniense, discordante, es detrítico y en él existen capas de carbón.

La distribución geográfica se efectúa mediante una línea que sigue un poco al norte los valles del Segadell y del Rigart, pasando por la Collada Verda, para alcanzar Camprodón. Hacia el N. queda la zona metamórfica, mientras que al sur forman el país los terrenos no metamórficos.

La estructura parece muy compleja, rompiendo la continuidad del conjunto numerosas fallas inclinadas o verticales, existiendo además, superficies de deslizamiento y pinzaduras, que denuncian la edad alpídica de estos últimos fenómenos. Las fallas afectan indistintamente a las zonas axiales y a las del Prepirineo. Tal hecho denuncia, según el autor, una estructura de fractura de edad alpídica, lo que caracteriza a otras zonas axiales pirenaicas.

Prescindiendo de detalles y especialmente de las fracturas, se acusa patentemente la orogenia hercínica, existiendo pues marcado contraste entre los estilos tectónicos de las zonas septentrional y meridional, lo que ha sido distinguido por el autor. Así pues, el conjunto metamórfico y el

sedimentario, no metamorizado, ofrecen estructuras diferentes, pero hay que aclarar que en aquél, el estilo es netamente diferente del que parece habitual en la estructura hercínica de la zona axial, siendo relativamente sencillo. Más compleja es la estructura de la zona no metamorizada, que frecuentemente es de tipo imbricado, por plegamientos intensos, en los que se manifiesta la tectónica diferencial, por diverso comportamiento de los conjuntos litológicos.

Este diverso tipo de estructuras de las dos zonas, plantea cuál sea la causa de tal diferenciación, indicando a este respecto el autor que es la mayor rigidez de la zona septentrional la que da el carácter diferencial a ambas zonas, observándose además que tanto la foliación, como la lineación de las rocas, concuerda perfectamente con los rasgos macrotectónicos, lo que excluye un origen posterior del plegamiento, habiéndose comportado el conjunto metamórfico, como un macizo rígido, como antepaís local de los pliegues que afectan al conjunto meridional.

El trabajo es de interés, pues da mucha luz sobre otras regiones hercínicas peninsulares muy apartadas del Pirineo (Extremadura meridional), donde este modo de ver, aclararían mucho la tectónica de sus formaciones.—H.-P.

FONTBOTÉ, J. M.: *Características tectónicas de la depresión del Vallés-Panadés*. (Resumen.) Mus. de la Ciudad de Sabadell. Sep. de «Arrahona». Sabadell, 1952.

La depresión del Vallés-Panadés es una de las unidades fundamentales de la Cordillera Costero-Catalana, estando impuesta su individualidad geomorfológica por especiales rasgos tectónicos, pues se trata de una gran depresión que con longitud de unos 110 kms. desarticula longitudinalmente al citado sistema montañoso, depresión de este tipo que no es la única, pues el carácter de esta región peninsular es la de estar formada por un país en donde tales accidentes son corrientes. Las depresiones de La Selva, del Ampurdán, del Rosellón y otras pueden servir de ejemplo.

Todas ellas son asiento de importantes fenómenos de sedimentación, tanto continentales como marinas y aún mixtas, series sedimentarias que representan muy especialmente al Neogeno, acusándose en todas ellas, a lo largo del tiempo, el descenso, tanto por fenómenos epirogénicos, como por otros derivados de fallas periféricas. El ciclo mioceno es muy continuado, pudiendo estudiarse en tal período las series casi completas. Tal ciclo ha sido seguido por otro plioceno, ya no tan completo.

La tectónica de la depresión del Vallés-Panadés, está bien conocida por gran cantidad de trabajos de especialistas, destacando los de Almera, Sohriol y Llopis, pero teniendo en cuenta los datos que por los descubrimientos paleontológicos que en estos últimos años han tenido lugar, las interpretaciones tectónicas, hasta ahora emitidas, es necesario revisarlas.

En la depresión cabe distinguir tres zonas o áreas diferentes. La oriental, que es la más sencilla. Representa, dentro del Vallés, un conjunto de

sedimentos detríticos miocenos. Los límites con las cordilleras litorales y prelitorales están dados por fallas que se arrumban de ENE. a WSW., accidentes que ponen en contacto la cuenca miocena, con los materiales paleozoicos de los sistemas montañosos. Es una fosa tectónica, que se ha rehundido después del Mioceno. Pero hay detalles que es necesario hacer destacar. Así, a lo largo de la falla Montseny-Vallés existe retazos de granito pinzados entre materiales miocenos y los paleozoicos, existiendo falla entre las rocas graníticas y los sedimentos miocenos, pero tal granito está levantado respecto al paleozoico del Montseny, e incluso lo cobija, por ser la falla de carácter inverso, lo que nos indica que el fondo o substrato profundo de tal fosa, estuvo en un principio a nivel más alto que el borde montañoso prelitoral.

El Vallés occidental es más complejo. Aquí, el límite con la Cordillera prelitoral está dado por una falla de gran salto, continuación de la del Vallés oriental. Pero tiene el carácter de ser una antigua superficie de deslizamiento, lo que nos indica que el zócalo de esta área habría sido en un principio un bloque levantado y ligeramente montado en la Cordillera prelitoral.

El borde del SSE. del Vallés es mucho menos uniforme, pues se aprecia, según el autor, que existe un verdadero «relevo» de la falla de Montcada por otra paralela y más interior, llegando a ser hacia Papiol la complejidad muy grande, estando aquí el borde de la depresión más alto que la Cordillera litoral.

Más compleja es la tectónica del Panadés. Un conjunto de fallas hacen que el complejo mioceno del Vallés esté hundido respecto a los del Panadés. En esta zona existe una gran fractura, que continuando hacia el Sur, corta a la cordillera. En el borde NW., las fallas parecen tener edad más antigua, pues el Ponticense no está afectado por tal fractura, que parece perder salto al correr hacia el SW. Otras fallas paralelas han jugado en sentido contrapuesto a la principal.

El borde SE., también fallado, presenta la particularidad de ofrecer, a lo largo de su corrida, un conjunto de girones paleozoicos, lo que prueba la existencia de un accidente inverso, que puede llegar a veces a tener el carácter de cabalgamiento. La remoción del compartimiento se efectuó en diferentes ocasiones, durante y después del Burdigaliense.

En el borde SW., la falla queda fosilizada por el mismo Mioceno, habiendo quedado cicatrizada a partir del Burdigaliense. El contacto entre Panadés y la Cordillera es difícil de definir, pues las fallas son varias, y los sedimentos miocénicos van fosilizando un relieve relativamente quebrado.

Esta gran depresión se ha individualizado muy tardíamente, a partir del Mioceno, época desde la que se ha ido hundiendo progresivamente, a. mismo tiempo que se rellenaba de materiales sedimentarios.

Tales fenómenos han continuado en el Plioceno.—H.-P.

INDICE

| | PÁGS. |
|---|-------|
| Edad en las formaciones con facies estrato-cristalina en la provincia de Badajoz, por FRANCISCO HERNÁNDEZ-PACHECO | 3 |
| Resumen y comentarios al estudio de Robert Clemens Heim sobre el metamorfismo en la región de Buitrago, de la Sierra del Guadarrama, por G. MARTÍN CARDOSO | 35 |
| Sobre el metamorfismo y las facies de los carbones del cretácico inferior de Hernani (Guipúzcoa) y Utrillas y Estercuel (Teruel), por MARLIES TEICHMÜLLER | 87 |
| Notas sobre el límite inferior del Ponticense en Castilla la Nueva, por JUAN A. KINDELÁN | 99 |
| Actualidades geológicas, por ANTONIO DÍEZ ROJO, S. I. | 111 |
| Proyecto de Investigación y Estudio de los yacimientos wolframio-estanníferos de España, por ENRIQUE RAMÍREZ Y RAMÍREZ | 123 |
| Reseña de una excursión geológica al Apenino Septentrional, por JOSÉ MARÍA RÍOS y ANTONIO ALMELA | 163 |
| La Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España | 245 |
| Noticias | 253 |
| Notas informativas | 259 |
| Notas bibliográficas: | |
| Estratigrafía | 267 |
| Geofísica | 270 |
| Geografía física | 271 |
| Geología | 279 |
| Geoquímica | 281 |
| Nucleónica | 281 |
| Paleontología | 285 |
| Petrografía | 287 |
| Prospección geofísica | 291 |
| Tectónica | 292 |

