



NUMERO ESPECIAL DEDICADO AL
26 CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL
EN SUS EXCURSIONES POR ESPAÑA
(SEGUNDA PARTE)

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCI - Segundo Fascículo. Marzo - Abril 1980

boletín geológico y minero



PARIS
7-17 Juillet
July, 7-17 th
7-17 Julio **1980**

**26° CONGRES GEOLOGIQUE
INTERNATIONAL**

**26th INTERNATIONAL
GEOLOGICAL CONGRESS**

**26 CONGRESO GEOLOGICO
INTERNACIONAL**



**exploración, investigación e
ingeniería de desarrollo de recursos
del subsuelo y plataforma continental**



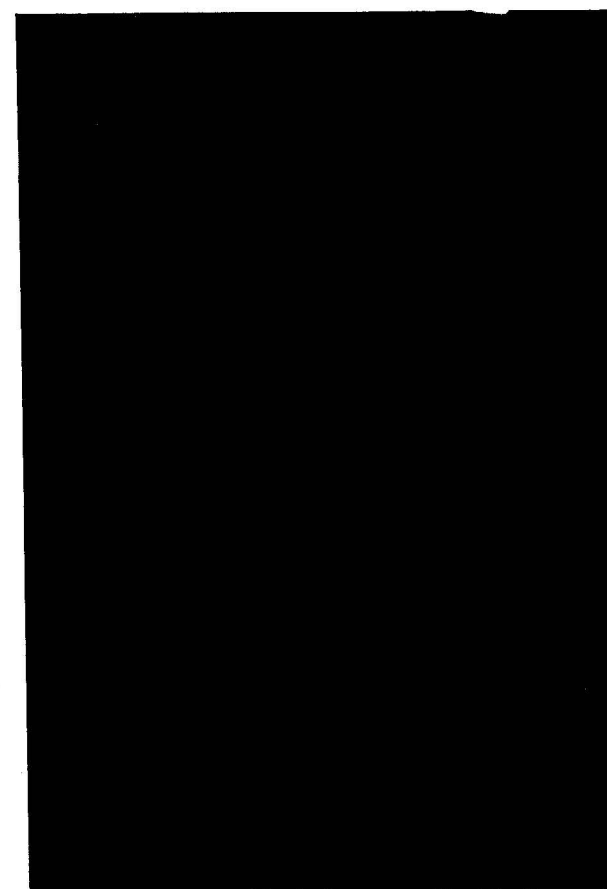
**geológicos
minerales
hidrogeológicos
geotérmicos
geotécnicos**

domicilio social y gerencia:
serrano, 116. madrid-6
☎ 262 41 10*

centro de investigación "juan gavala"
carretera de andalucia, km. 12
getafe (madrid)
☎ 797 34 00*

**protección del medio ambiente
y tratamiento de residuos
urbanos e industriales**

**ordenación geológica
de la infraestructura para el
desarrollo regional**



ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 500 m.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalación de piezómetros.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad) y radiactiva (Rayos gamma).

Acidificaciones.

AGUA Y SUELO, S. A.

Dr. Fleming, 3 - 5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

M A D R I D - 1 6

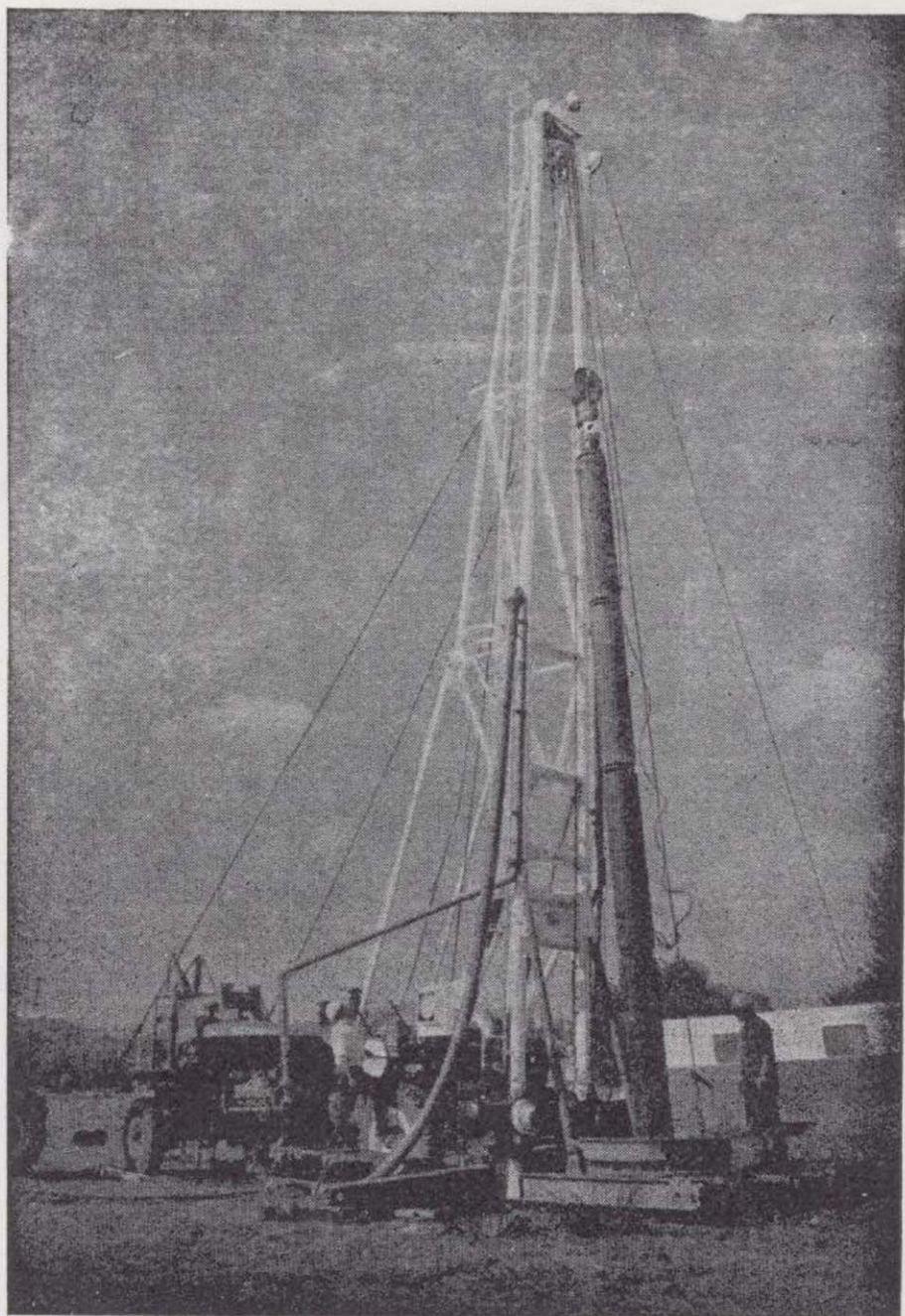
SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR y CRAELIUS con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testigueso continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm.

Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.



ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 500 m.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalación de piezómetros.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad) y radiactiva (Rayos gamma).

Acidificaciones.

AGUA Y SUELO, S. A.

Dr. Fleming, 3 - 5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

M A D R I D - 1 6

SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR y CRAELIUS con equipos de perforación «Wire-Line System».

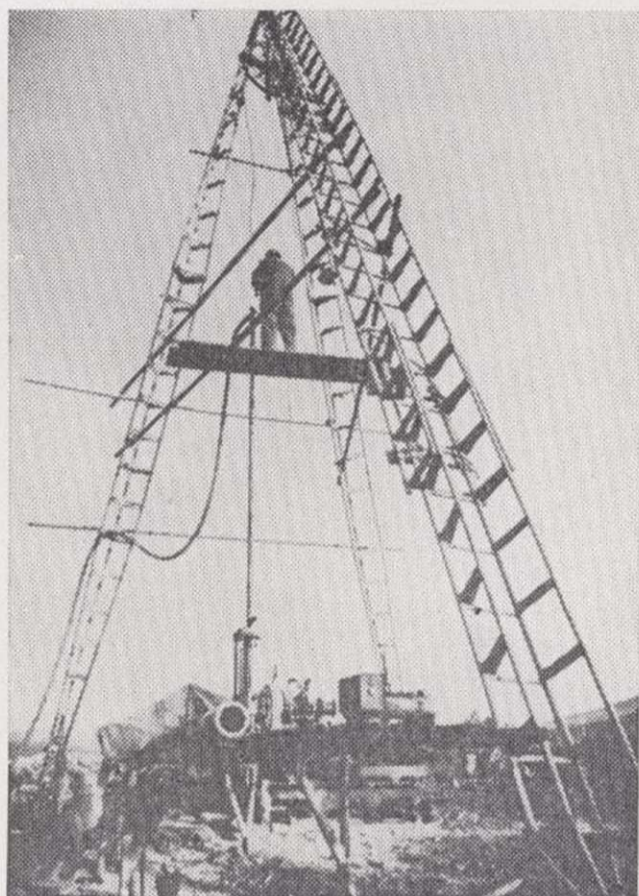
Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.

IBÉRICA DE SONDEOS, S. A.

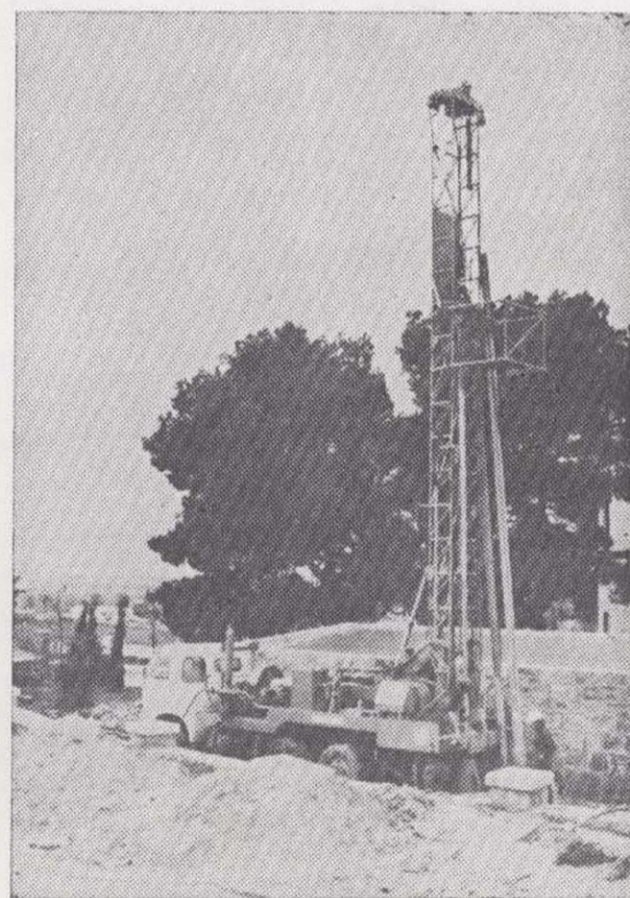
Al servicio de la Perforación desde 1954

Le resuelve cualquier
problema de perforación.



MINERIA.
ALUMBRAMIENTO DE AGUA.
ESTRATIGRAFICOS.
EVACUACION DE AGUAS RESIDUALES.
ESPECIALES, ETC.

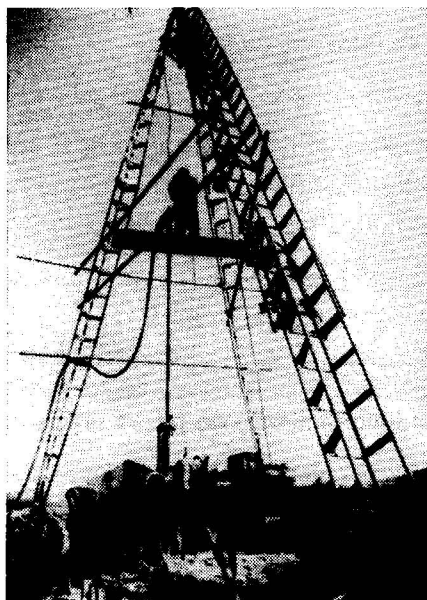
- Personal altamente experimentado.
- Profundidades hasta 2.500 m.
- Sondeos de gran diámetro.
- Wireline y sistemas especiales para recuperación de testigo.
- Medición de inclinación orientada.
- Rotopercusión a alta presión.
- Lodos especiales.
- Acidificaciones.
- Cementaciones.
- Desarrollo de acuíferos.
- Filtros adecuados a cada sondeo.
- Sondeos de investigación de 0° a 360°.
- Perforación con aire comprimido.
- Técnicas especiales, etc., etc.



LOPEZ DE HOYOS, 13, 1.º
TELF. 261 08 07-MADRID-6

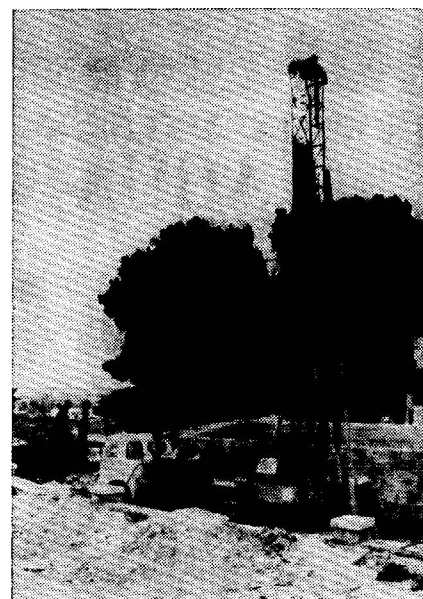
IBÉRICA DE SONDEOS, S. A.

Al servicio de la Perforación desde 1954



Le resuelve cualquier
problema de perforación

MINERIA.
ALUMBRAMIENTO DE AGUA.
ESTRATIGRAFICOS.
EVACUACION DE AGUAS RESIDUALES.
ESPECIALES, ETC.



- Personal altamente experimentado.
- Profundidades hasta 2.500 m.
- Sondeos de gran diámetro.
- Wireline y sistemas especiales para recuperación de testigo.
- Medición de inclinación orientada.
- Rotopercusión a alta presión.
- Lodos especiales.
- Acidificaciones.
- Cementaciones.
- Desarrollo de acuíferos.
- Filtros adecuados a cada sondeo.
- Sondeos de investigación de 0° a 360°.
- Perforación con aire comprimido.
- Técnicas especiales, etc., etc.

LOPEZ DE HOYOS, 13, 1.º
TELF. 261 08 07 - MADRID-6

GEOTEHIC, S. A.

INGENIEROS CONSULTORES

ESTUDIOS DE:

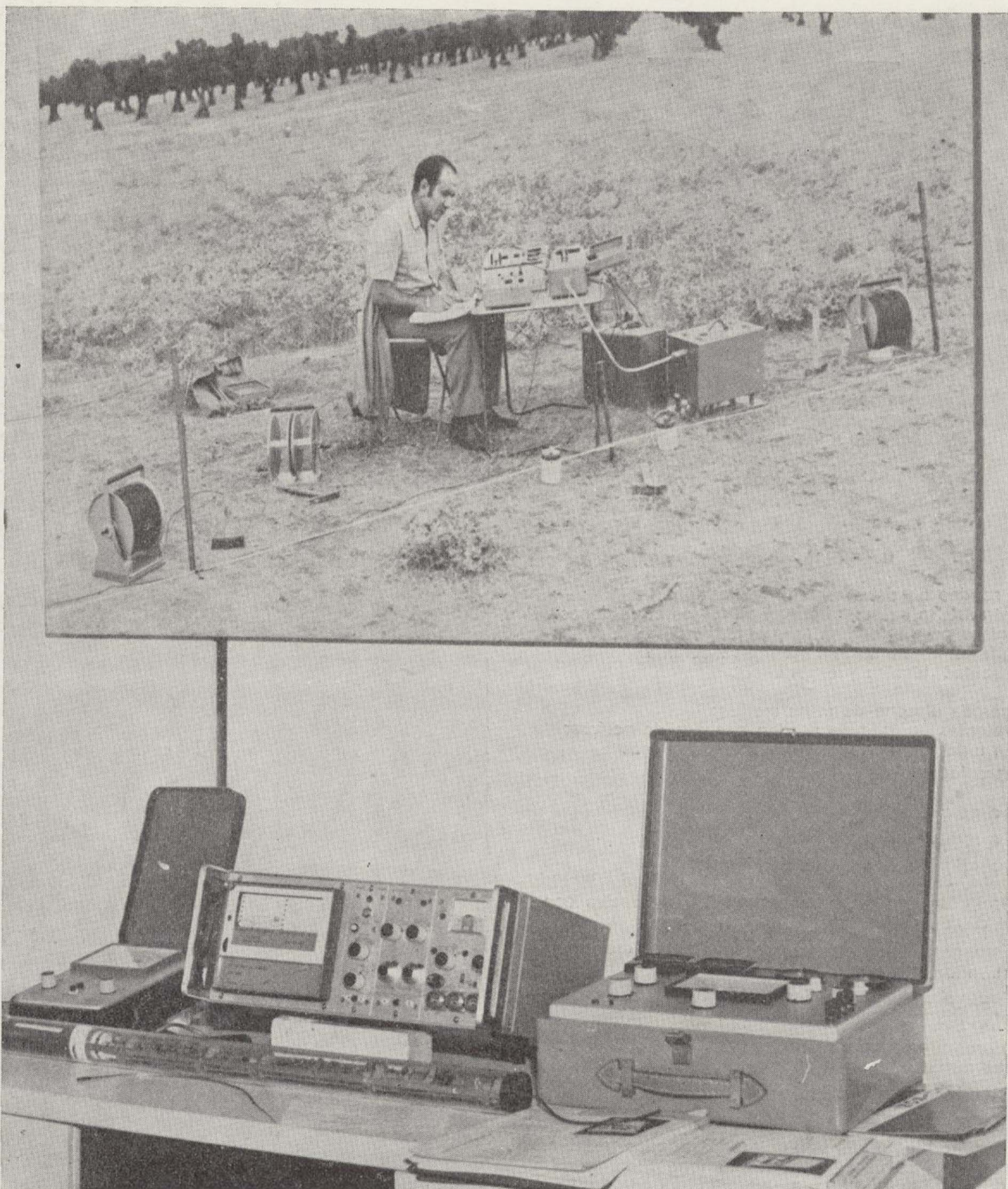
- GEOLOGIA.
- GEOFISICA.
- GEOTECNIA.
- HIDROLOGIA.
- INGENIERIA CIVIL.
- CALCULO ELECTRONICO.
- PETROGRAFIA-METALOGENIA.
- PROYECTOS MINEROS.
- CONTROL DE COSTOS.

General Mola, 210, 1.º D — Teléfonos 250 18 03 - 45 — MADRID-2

GEOTRON, S. A.

INSTRUMENTAL DE GEOFISICA

Virgen del Val, 28 - MADRID-27 - Teléfono 404 85 34



EQUIPOS PARA RESISTIVIDAD EN
A.C. Y D.C.

POLARIZACION ESPONTANEA

POLARIZACION INDUCIDA

MEDIDORES DE CONDUCTIVIDAD

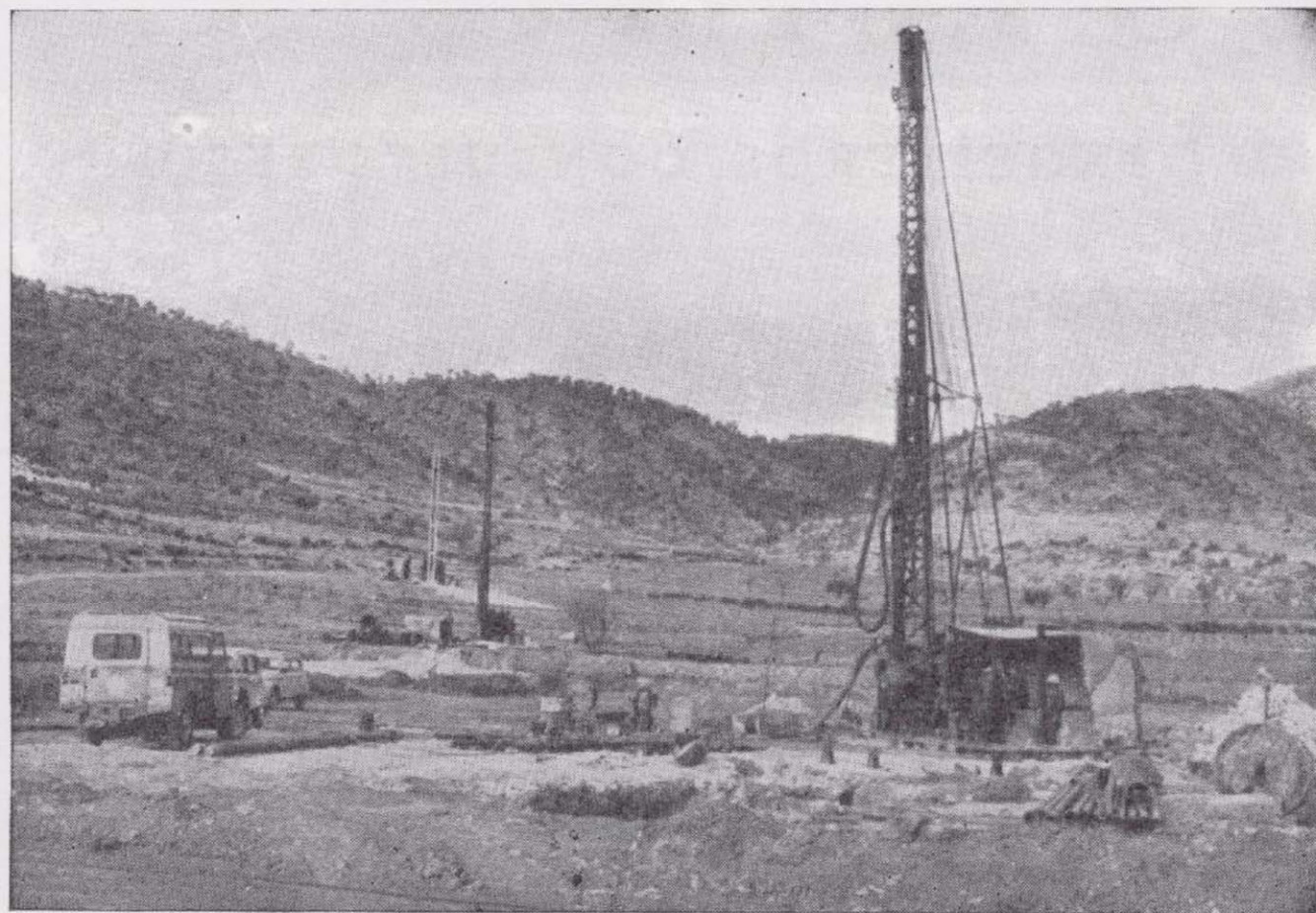
HIDRONIVELES ELECTRICOS

CONTROL AVANCE DE SONDEOS

TESTIFICADORES ELECTRICOS
(potencial - resistividad y rayos gamma)

MAGNETOMETROS

S O N D E O S R O D E S



SONDEOS PARA

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS, INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y ELIMINACION DE AGUAS RESIDUALES.

ESTUDIOS HIDROGEOLOGICOS.

ACIDIFICACIONES Y CIMENTACIONES DE SONDEOS.

EQUIPOS DE PERFORACION A PERCUSION Y ROTACION PARA PROFUNDIDADES HASTA 1.400 METROS.

★ ★ ★

Consúltenos para cualquier problema de agua que tenga en su finca o industria

★ ★ ★

E R N E S T O R O D E S M A R T I

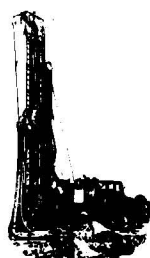
Avda. José Antonio, 21 - Apartado 180 - Teléfono 359

VILLENA (Alicante)



Vegarada profundiza en su problema de agua y lo soluciona.

Dondequiera que esté en la geografía española, cualquiera que sea su problema de agua, recurra al asesoramiento de Vegarada. Poseemos la técnica y experiencia necesarias para proporcionarle toda el agua que necesite. Desde los trabajos de proyección y alumbramiento, hasta la realización de obras de conducción, puesta en riego o depósito, abastecimiento y distribución de caudales. Solicite información sin compromiso.



Vegarada

Guzmán el Bueno, 133
Tels. 233 71 00-253 42 00 MADRID-3



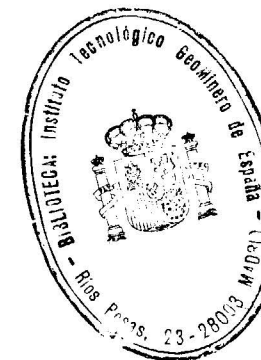
Pb-10

Tomo 91

Fascículo II

Marzo - Abril 1980

Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

16 MAYO 1980

Excursión núm. 47-A	J. M. FONTBOTÉ y A. ESTÉVEZ: Geología de la Cordillera Bética ...	249
Excursión núm. 82-A	F. VÁZQUEZ, R. ARTEAGA y J. SCHERMERHORN: Depósitos minerales del suroeste de la Península Ibérica ...	293
Excursión núm. 96-A	M. MOREAU, D. OSTLE, J. R. SERRANO y A. P. FERNÁNDEZ: Yacimientos de uranio asociados a los granitoides de Europa occidental ...	343
Excursión núm. 103-A	H. DE LUMLEY, J. F. DE VILLALTA, G. FIERO y M. A. DE LUMLEY: Cuaternario y prehistoria del litoral mediterráneo entre Génova y Barcelona ...	347
Excursión núm. 121 A+C	J. M. FÚSTER, M. MUÑOZ, J. SAGREDO, A. YÉBENES, T. BRAVO y A. HERNÁNDEZ-PACHECO: Islas Canarias ...	351
Excursión núm. 208-C	P. K. DUONG, R. VACHE, A. ARRIBAS y D. THADEU: Yacimientos de tungsteno y metales asociados en Europa Occidental.	391
Excursión núm. 209-A	P. F. SANTANACH, C. SANZ DE GALDEANO y J. C. BOUSQUET: Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas) ...	417

DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION

Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Teléfono 250 02 03

IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

**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.**

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

Geología de la Cordillera Bética

Por J. M. FONTBOTE (*) y A. ESTEVEZ (**)

INTRODUCCION

El estudio de la Cordillera Bética —el segmento más occidental del orógeno alpino europeo— presenta numerosos alicientes. Aparte innumerables temas atractivos, pero de interés más local, se plantean en la Cordillera Bética importantes problemas de trascendencia más general. Por ejemplo, entre otros, los siguientes: la aplicabilidad de los modelos de evolución geodinámica sugeridos por el estudio de otras cordilleras alpinas, la cuestión de sus enlaces con las cordilleras norteafricanas, las comparaciones de diversos de sus aspectos con los de otros segmentos del sistema alpino, o las relaciones paleogeográficas del extremo occidental del Tethys con el ámbito atlántico.

No es sorprendente, por tanto, que en los últimos decenios investigadores muy numerosos de diversas escuelas, de España y de otros países, hayan dedicado una especial atención a la Cordillera Bética. Con ello, los conocimientos sobre su Geología han alcanzado un extraordinario progreso. Parece, pues, bien justificado el reservar una de las excursiones del Congreso Geológico Internacional a la Cordillera Bética.

La preparación de esta excursión ha sido orientada esencialmente hacia un objetivo: el de proporcionar una visión, lo más completa y actualizada posible, de los rasgos más fundamentales de la Geología de esta Cordillera. Una visión que —complementada con la adecuada información bibliográfica—, sea útil, tanto para la comparación con otros segmentos del sistema alpino o con

otras cordilleras, como para encuadrar temas de investigación más restringidos o monográficos.

La consecución de tal objetivo no es fácil. Dada la limitación del tiempo disponible es preciso seleccionar cuidadosamente itinerarios y paradas. Y, también, extraer de la vastísima literatura geológica acumulada en estos últimos tiempos los resultados más importantes y seguros, en coherencia con las observaciones e interpretaciones de los propios autores, lo cual no siempre es posible. Por otra parte, los condicionamientos impuestos por la red de carreteras obligan a renunciar a ciertas paradas y trayectos, y a presentar los hechos según un orden que no es el que requeriría su exposición más adecuada.

Guiados por esas consideraciones, ha sido propuesto el plan de la excursión sobre las bases siguientes:

1.^a El reconocimiento de una transversal que permita presentar, de modo más ordenado y con el menor número de paradas, las características más esenciales de las mayores unidades estructurales de la Cordillera, así como un esquema general de su estructura.

2.^a Completar la excursión con itinerarios que permitan presentar unidades y aspectos importantes no vistos (o insuficientemente vistos) en dicha transversal.

Para lo primero, la transversal de Granada es sin duda la mejor. Coincidente a grandes rasgos con una importante culminación axial de las estructuras, presenta excelentes afloramientos de las unidades más profundas, y permite seguir, sin grandes soluciones de continuidad, un corte tectónico general. De todos modos, para la zona prebética, se complementa con un itinerario en el alto Guadalquivir, donde esta zona presenta un mayor

(*) Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. Gran Vía, 585. Barcelona-7.

(**) Departamento de Geotectónica, Universidad de Granada. Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada, C. S. I. C.

desarrollo y favorables condiciones de observación. Un corto número de paradas en la depresión del Guadalquivir, y en el borde del antepaís, permite encuadrar mejor la visión de la Cordillera propiamente dicha.

El resto de la excursión se reserva a su región occidental. La elección no parece dudosa, aun cuando la oriental tiene también notables alicientes. Es al Oeste que pueden abordarse temas tan importantes como los de las Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, y de otros elementos que se continúan en las cordilleras norteafricanas. También es razón decisiva la visita al macizo ultramáfico de la Serranía de Ronda, el más extenso de Europa occidental, y del cual han aparecido estos años interpretaciones notablemente diferentes.

Se omiten en las presentes páginas cuestiones generales, tales como las relativas a la definición y caracterización de las grandes unidades de la Cordillera Bética, y otros datos básicos, sobre cronología de las etapas de deformación y otros puntos, que se exponen adecuadamente en la Introducción general sobre la Geología de la Península. Sólo se alude a ellas para introducir algún matiz o detalle imprescindible. Tampoco se plantean cuestiones interpretativas de fundamental importancia, pero con carga especulativa más o menos considerable; las referencias bibliográficas pueden ser punto de partida para abordar estos aspectos. Se ha procurado, simplemente, limitarse a proporcionar la información precisa para acompañar y ordenar las observaciones que van a hacerse sobre el terreno durante la excursión. Entre paréntesis se indican los números de las paradas correspondientes a las unidades y hechos que se presentan en la misma.

LA TRANSVERSAL DE GRANADA; DE LA CORDILLERA BÉTICA

En la transversal de Granada —considerada, por supuesto, no restringida literalmente a la sección vertical correspondiente, sino como una franja de unas decenas de km de anchura—, afloran extensamente importantes conjuntos y unidades, tanto de las zonas internas como de las externas. Aunque en la excursión resulta imposible presentarlas sucesivamente, según un orden paleogeográfico, o tectónico (que por cierto guardan

entre sí estrechas relaciones), sí es conveniente hacerlo así en estas páginas de introducción. Se indican, además, las correspondiente paradas previstas para su reconocimiento.

Según esta transversal, de N a S aproximadamente, es decir, del exterior al interior de la Cordillera, se atraviesan 5 grandes unidades, que se distinguen por sus características estratigráficas y tectónicas, y hasta por los propios rasgos del relieve. Son, según dicho orden, las siguientes:

1. El borde S de Sierra Morena

En el mismo aflora el zócalo herciniano del macizo ibérico. Este zócalo se hunde suavemente hacia el S, debajo de su cobertera discordante; la cobertera está constituida esencialmente por materiales triásicos con estructura tabular u homoclinal (Paradas 2.6 a 2.8).

2. La depresión del Guadalquivir

En esta transversal la depresión ofrece excelentes condiciones para la observación del Mioceno, que constituye la mayor parte de su relleno sedimentario, como ocurre en la Loma de Ubeda (3.1). Y, al mismo tiempo, afloran extensamente elementos de las denominadas «Unidades alóctonas del Guadalquivir» (1.8, 3.2), que más al S muestran su enlace con el Subbético (3.4).

3. La zona prebética

En esta transversal, el Prebético s.str. (o «Prebético externo», según varios autores), aflora en los alrededores de Jaén y en todo el borde de la Cordillera, hasta el valle del Guadiana Menor (1.8), así como en algunas ventanas debajo de las antes citadas unidades alóctonas (3.3, 3.4). Un más amplio desarrollo tiene en el alto Guadalquivir (2.1 a 2.5). El denominado Prebético interno (o «Unidades intermedias», por bastantes autores), con evidentes características de transición a las propias de la zona subbética, se presentará al S de Jaén (1.6 y 1.7), y cerca de Valdepeñas de Jaén aflora en la ventana tectónica de este nombre (1.5). Ventanas análogas se hallan más al E (3.5 y 3.6).

4. La zona subbética

Es precisamente en la transversal de Granada donde mejor se manifiesta la diferenciación de

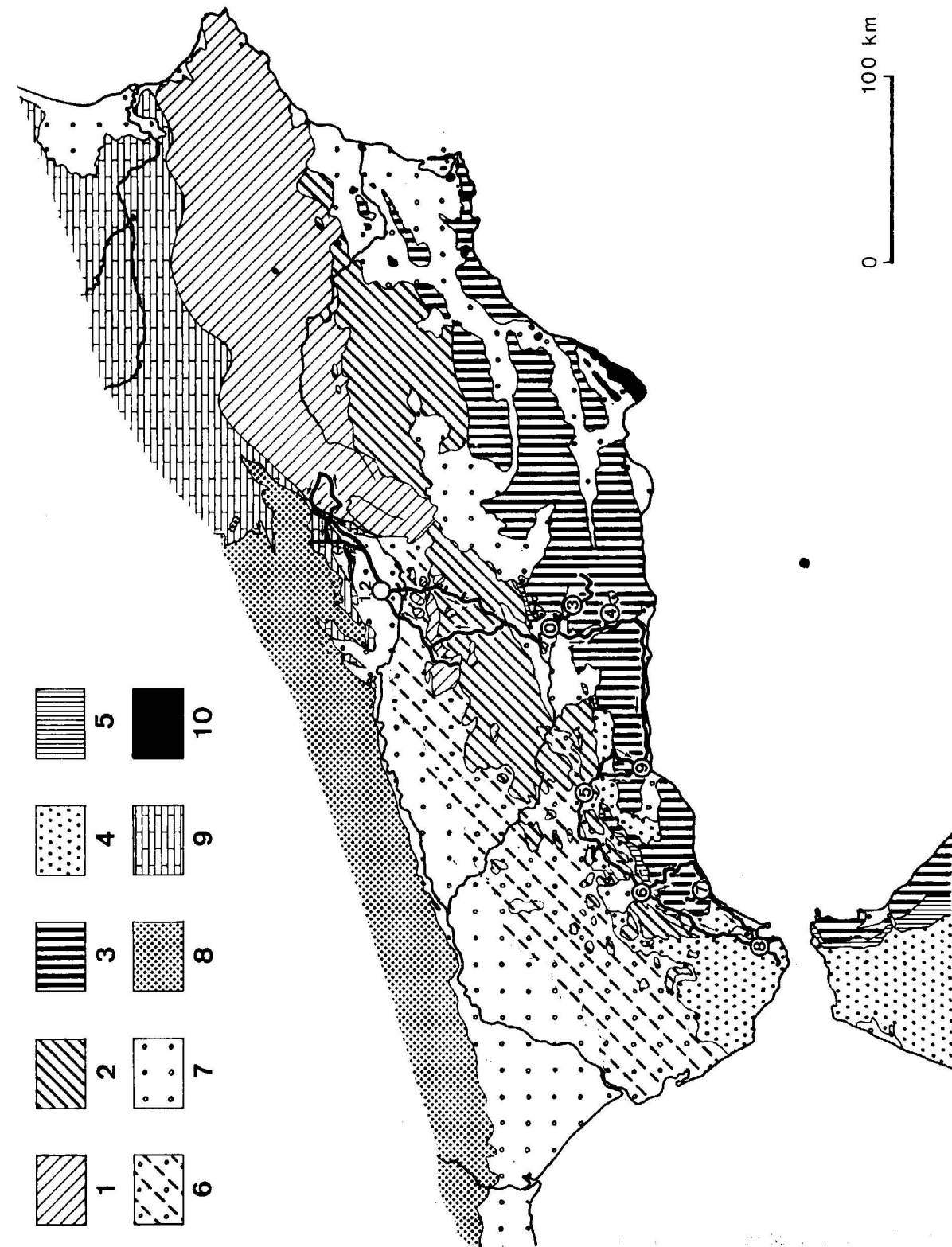


Figura 1.—Grandes unidades tectónicas de la Cordillera Bética y áreas adyacentes, y situación del itinerario de la excursión. Las cifras del interior de los círculos indican los finales de las jornadas correspondientes.

1, Zona prebética y unidades denominadas intermedias; 2, Zona subbética; 3, Zona bética; 4, Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar y elementos afines a las mismas; 5, Dorsal bética o Rondaides; 6, Elementos alóctonos y olistotromas de la depresión del Guadalquivir, y unidades subbéticas afines; 7, Terrenos postorogénicos de la depresión del Guadalquivir, depresiones interiores de la Cordillera y en el antepaís; 8, Zócalo herciniano del macizo ibérico; 9, Cobertera mesozoica del macizo ibérico, tabular o plegada; 10, Rocas volcánicas de edad neógena y cuaternaria. En África, por razón de continuidad entre las unidades respectivas, se indican con el signo 3 las zonas internas del Rif (Gomáridas y Sébtides); con el 4 las unidades de flysch; y con el 5 la Dorsal rifeña.

esta zona en tres dominios. El dominio subbético medio, con su desarrollo de facies «profundas» en el Jurásico (1.2, 1.2'), las muestras de actividad volcánica (1.3, 3.7, 3.7') y de inestabilidad tectónico-sedimentaria (1.4, 1.4'), contrasta con los otros dos dominios (1.6). Para el dominio interno, se prevén varias paradas en la región occidental de la Cordillera, en las últimas jornadas de la excursión. Contrariamente al Prebético, parautoctono o ligeramente alóctono, los materiales de la zona subbética se hallan totalmente despegados de su substrato y corridos hacia el N sobre una anchura mayor o menor de la zona prebética. Así lo ponen de manifiesto las ventanas tectónicas antes mencionadas y otras (1.5, 2.5, 3.6). Y, como también se ha aludido antes, elementos de procedencia subbética han alcanzado la propia depresión del Guadalquivir, hasta cerca de su margen septentrional (3.1).

Los interesantes problemas que plantea el contacto entre las zonas externas e internas de la Cordillera Bética serán abordados en las últimas jornadas, pues es en la región occidental de la misma donde se dan mejores condiciones para las observaciones correspondientes.

5. La zona bética

En la transversal de Granada, el desarrollo del gran antiforme tardío de Sierra Nevada, y de una red de fracturas también moderna, ha facilitado el afloramiento del conjunto más profundo de la zona bética —el conjunto nevadofilábride— en una enorme ventana tectónica. Esta ocupa la mayor parte de dicha Sierra y se extiende hacia el E por la Sierra de los Filabres. Pueden así ser reconocidas en excelentes condiciones de observación las características de los materiales de los mantos del Mulhacén (4.1 a 4.5) y del Veleta (4.3, 4.4), que integran ese conjunto en esta transversal. En las laderas de Sierra Nevada, y en posición tectónicamente superior al anterior conjunto, afloran elementos de varios de los mantos alpujárrides (4.5). El conjunto alpujárride se extiende ampliamente hacia el S y SW de Sierra Nevada, donde pueden reconocerse especialmente varios mantos de la parte alta de este conjunto (4.8 a 5.5). Hacia el W, por efecto de la inclinación axial general de las estructuras, los elementos alpujárrides se hunden debajo los del conjunto maláguide. Este forma un extenso afloramiento en la región de los Montes de Málaga (5.5', 5.6).

6. Rasgos esenciales de la evolución paleogeográfica y tectónica

Las características estratigráficas, petrológicas y estructurales de las unidades que se acaban de referir permiten intentar una reconstrucción, a grandes rasgos, de la evolución paleogeográfica y geodinámica del ámbito afectado, durante el ciclo alpino.

El borde S del macizo ibérico (lo mismo que el resto del mismo) y el área correspondiente a la depresión del Guadalquivir, ya en el Triás habían adquirido las características propias de un área cratónica, las cuales permanecerán en lo sucesivo. Durante largas épocas quedan emergidos tales dominios, mientras que, en otras, transgresiones marinas procedentes del S, SE y E originarán terrenos propios de zonas proximales de una plataforma continental. No fue hasta el Mioceno, a la terminación de la orogenia alpina, que la depresión del Guadalquivir quedó afectada por una subsidencia, notablemente creciente hacia el S, y adquirió las características propias de antifosa de la Cordillera Bética.

La zona prebética se comporta esencialmente como un área de plataforma continental, durante dicho ciclo. La subsidencia fue aquí más precoz, y facilitó el depósito de formaciones marinas tanto más potentes y con menos interrupciones cuanto más hacia el interior se trate. Así, llegan a acumularse más de 5 km de sedimentos jurásicos y del Cretáceo Inferior en algunas áreas del Prebético interno, aunque no se excluye el papel que pueden haber desempeñado los procesos halocinéticos, al favorecer subsidencias diferenciales. Hacia la terminación del ciclo alpino s.str., a mediados del Mioceno, este área fue afectada por primera vez por procesos de compresión importantes, probablemente por efecto de una acentuación de la colisión euro-africana. Se originan, como consecuencia de ello, el plegamiento de la cobertera mesozoico-terciaria y su despegue del zócalo. Este despegue es progresivamente mayor hacia el S, de modo que la cobertera pasa de ser parautoctona a ligeramente alóctona. La misma etapa compresiva termina por originar también fallas de rumbo en el zócalo, que afectan también a la cobertera.

La zona subbética, en conjunto, corresponde a un dominio paleogeográfico situado en una parte más distal de la plataforma continental. A partir del Toarcense se ve afectada por una importante

fracturación en condiciones distensivas ligadas, sin duda, a una separación de las placas europea (y «microplaca» ibérica) y africana. Adquiere así características propias de márgenes continentales pasivas, que se mantendrán por lo menos hasta comenzado el Cretáceo. En esa situación se desarrolla una notable actividad volcánica submarina, y la sedimentación se ve perturbada, en ciertas áreas, por deslizamientos en gran escala y por depósito de brechas de colapso y olistostromas. Sin perjuicio de la existencia de episodios anteriores, en el Paleógeno y hasta mediados del Mioceno, la cobertera subbética es afectada por plegamientos importantes en varias épocas, en relación con la aproximación y colisión de las placas europea y africana, pero existen además indicios de movimientos importantes según fallas de rumbo ENE-WSW. La cobertera subbética, totalmente despegada de su substrato, forma un gran conjunto alóctono que solapa o cubre (según los sectores) la zona prebética, y se divide en varios mantos de corrimiento y escamas de diversa extensión. En el Mioceno Inferior, una parte de estos materiales se desliza por acción de la gravedad, en forma de mantos o escamas peliculares, o integrando olistostromas, hasta la depresión del Guadalquivir y se inserta entre el relleno sedimentario normal de la misma.

Más oscura resulta la reconstrucción para la zona bética. De todos modos, puede asegurarse que los dominios alpujárride y maláguide y, por lo menos, parte, del nevadofilábride, corresponden a una microplaca (de Alborán) distinta de la ibérica y situada —relativamente— bastante más al E. A la misma pertenecen también las zonas internas de las cordilleras alpinas norteafricanas y el fondo del mar de Alborán. En el Triásico ese dominio es afectado por importante fracturación distensiva, ligada sin duda a proceso de separación euroafricana y de ensanchamiento del ámbito del Tethys. Adquiere el carácter de plataforma carbonatada, con débil subsidencia, separada de las áreas emergidas importantes. Existen indicios de un proceso de oceanización, con formación de una banda, probablemente estrecha, de corteza oceánica que sería subducida avanzando el Cretáceo, o ya más tarde. Ello explicaría las características del primer acontecimiento tectonometamórfico del ciclo alpino registrado en el dominio nevado-filábride. De todos modos, la sucesión de etapas de deformación y metamorfismo, ligadas a movimientos sin duda complejos

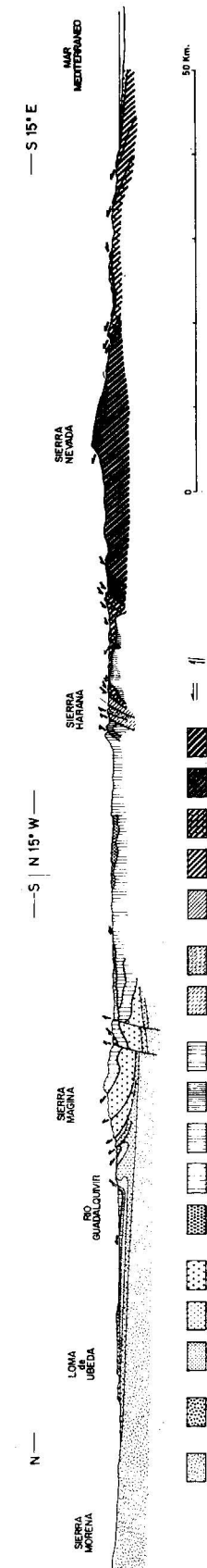


Figura 2.—Corte geológico esquematizado a través de la parte central de la Cordillera Bética (Fontboté, *in* JULIVERT et al., 1974).

1, Zócalo hercíniano; 2, Terrenos postorogénicos (Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario); 3, Aquitano-Burdigaliense de la zona Prebética y de la depresión del Guadalquivir; 4, Mesozoico autóctono (borde de la meseta, depresión del Guadalquivir, y tegumento de zócalo, en áreas más meridionales), y parautoctono (Prebético externo); 5, Prebético interno («Unidades intermedias», de otros autores); 6, Cretáceo Superior y Nummulítico transgresivos, de la zona subbética; 7) Subbético externo; 8, Subbético medio; 9, Subbético interno; 10, Unidades alóctonas del Guadalquivir y su continuación meridional en la zona subbética; 11, «Dorsal Bética» y unidades afines; 12, Elementos, predominantemente constituidos por flysch, afines o atribuibles a las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar; 13, Complejo maláguide; 14, Complejo alpujárride s. str.; 15, Unidad de Lújar y afines; 16, Elementos superiores del complejo nevado-filábride (Manto del Mulhacén); 17, Complejo nevado-filábride (Manto del Veleta); 18, Contactos por cabalgamiento y por corrimiento; 19, Retrocabalgamientos y fallas inversas, de edad posterior a los anteriores. (L. U.), Loma de Ubeda. (R. G.), Río Guadalquivir. (S. M.), Sierra Mágina. (S. A.), Sierra Arana. (S. N.), Sierra Nevada. (M. M.), Mar Mediterráneo.

—de aproximación o deslizamiento lateral— de dicha microplaca de Alborán respecto sus vecinas, han originado la complicada estructura actual, en la cual el espectacular apilamiento de mantos de corrimiento no es más que un elemento más visible por ser también relativamente moderno.

Después de terminado el ciclo alpino s.str. el ámbito de la Cordillera bética, lo mismo que amplias áreas del Mediterráneo y de Europa, se ve, aunque desigualmente, afectado por importantes procesos que suelen reunirse bajo la común denominación de Neotectónica. Se manifiestan sobre todo por un gran desarrollo de la fracturación y de abombamientos de gran radio. La génesis de depresiones intramontañosas —como lo es la de Granada— y la notable acentuación de los contrastes del relieve montañoso son algunos de los resultados más importantes de esta actividad.

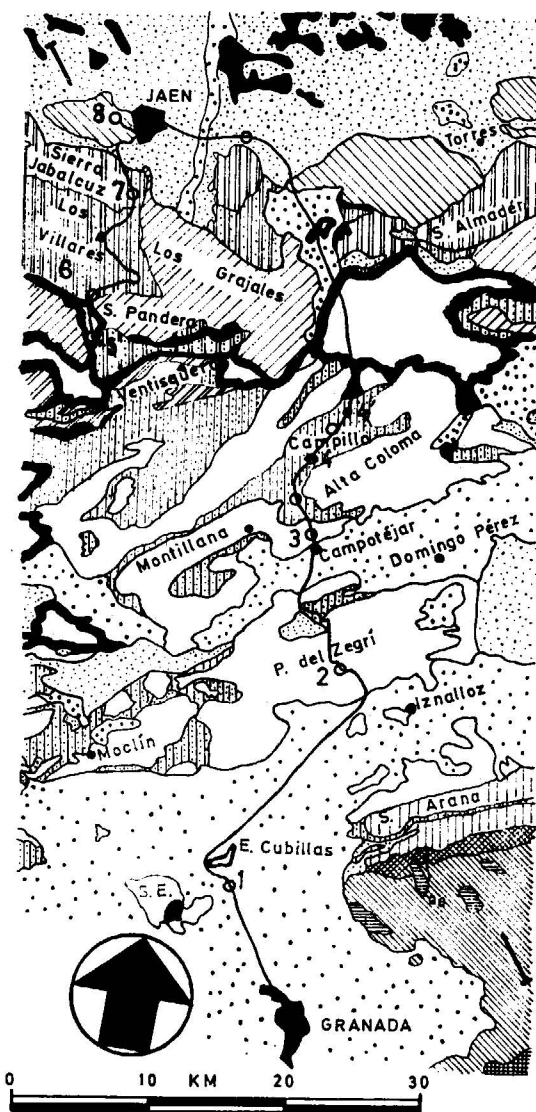


Figura 3.—Esquema geológico de la transversal Granada-Jaén, según datos principalmente de VERA (1970). (Se indican sólo las rocas predominantes en cada zona o unidad.) Zonas internas: 1, Unidad de La Mora, atribuible a la denominada «Dorsal Bética»; calizas jurásicas; 2, Complejo maláguide; en este sector, Paleozoico y Permo-Triás, casi exclusivamente; 3, Complejo alpujárride; micasquistos y filitas del Paleozoico, filitas y cuarcitas del Paleozoico Superior (?) y Triás Inferior, calizas y dolomías del Triás Medio y Superior; 4, Complejo nevado-filábride; rocas metamórficas diversas, de grado medio e inferior (predominan en conjunto los micasquistos). Zonas externas: 5, Triásico, de tipo «germano andaluz», con gran desarrollo de margas, arcillas y evaporitas (de diversas unidades tectónicas; 6, Subbético interno, predominio de calizas y dolomías del Jurásico; 7, Jurásico del Subbético medio; calizas y margas (en el Jurásico Medio y Superior, de facies relativamente profundas, existe una notable representación de rocas volcánicas); 8, Jurásico del Subbético externo meridional; predominio de calizas y dolomías; 10, Jurásico de las denominadas «Unidades intermedias»; calizas; 11, Cretáceo y terrenos posteriores, de la zona subbética; margas y margocalizas; 12, Id., id. «Unidades intermedias»; margas, margocalizas y formaciones de tipo flyschoides; 13, Id., id. zona prebética; calizas. En diversas unidades: 14, Nummulítico y Mioceno Inferior (localmente se incluye también Cretáceo Superior); rocas bastante variadas, con cierto predominio de las margosas, pero con desarrollo notable de flysch en bastantes sectores. En negro, olistotromas y elementos alóctonos de procedencia subbética, incluidos en el Mioceno Inferior de la depresión del Guadalquivir. Terrenos postorogénicos: 15, Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario. Rocas muy variadas: facies molásicas, marinas o no en el Mioceno; depósitos continentales diversos en el Plioceno y Cuaternario.

27 junio 1980: GRANADA-UBEDA, por C. Sanz de Galdeano y J. M. Fontboté

Se sale de Granada por la carretera N-323 (Madrid) Bailén-Granada, que discurre por terrenos, sobre todo cuaternarios, del relleno de la depresión de Granada.

Parada 1.1. Vista panorámica junto a la presa del embalse de Cubillas. Carretera N-32 (Madrid) Jaén-Granada, km 421. 3° 40' 50" W, 37° 16' 22" N

Hacia el SE y S el horizonte queda limitado por la cresta de Sierra Nevada; en la parte alta predominan micasquistos pertenecientes a las unidades tectónicamente más bajas de la zona bética. A media altura, materiales sobre todo triásicos, del complejo alpujárride. Más hacia el W son estos últimos los que cierran el horizonte, en las Sierras de Almiñara y Tejeda. Al pie de todos estos relieves se extienden los materiales neógenos y cuaternarios de la depresión de Granada. El límite S de esta última viene determinado por un importante sistema de fallas, alguna de ellas todavía activa.

Inmediatamente al SW el horst de Sierra Elvira, esencialmente constituido por calizas jurásicas pertenecientes ya a la zona subbética.

Hacia el NW, N y NE el horizonte queda limitado por relieves montañosos de la zona subbética. Al pie de los mismos y hasta el punto de observación, se extienden los terrenos neógenos y sobre todo cuaternarios de la depresión de Granada.

Hacia el E, se divisan la Sierra Arana y un conjunto montañoso que enlaza con las laderas septentrionales de Sierra Nevada. De N a S se distinguen elementos del Subbético interno, de la llamada «Dorsal bética», y del conjunto alpujárride; se pasa pues de las zonas externas a las internas de la Cordillera. Una importante serie de fallas de dirección NW-SE determina el borde E de la depresión de Granada.

La carretera sigue de cerca el embalse y luego el río Cubillas. Numerosos afloramientos de diversos niveles del Cuaternario. En el km 401 la carretera deja el valle del río Cubillas y penetra en una área montañosa modelada en el Subbético medio. Se cortan niveles de calizas y margocalizas del Lías Inferior y Medio. Es notable la

existencia de escamas (retrocabalgamientos) de vergencia SE.

Parada 1.2. Lías Superior del Subbético Medio. Carretera N-323, km 397,5, subida al Puerto del Zegri. 3° 25' 10" W, 37° 85' 12" N

Afloramiento del Toarcense de tipo «Ammonítico rosso». Se puede proseguir el corte, por el Aalenense, con margas silíceas, y un conjunto Dogger-Malm condensado, con margas y arcillas rojas. Este último forma el núcleo de un sinclinal vergente hacia el SSE, cuyo flanco N está invertido y presenta varias fallas inversas, que delimitan escamas (retrocabalgamientos) vergentes también hacia el SSE.

En el Puerto del Zegri, calizas del Lías Inferior y Medio, de una de dichas escamas. Luego, hacia el N, se cortan en sucesión normal niveles cada vez más altos, hasta el Malm (arcillas rojas y calcarenitas con sílex).

Parada 1.2' (opcional). Titónico-Berriasense con turbiditas. Carretera N-323, km 391. 3° 36' 53" W, 37° 26' 58" N

Como es muy general en el Subbético Medio, el Titónico-Berriasense presenta aquí calcarenitas con numerosos fragmentos de *Aptychus*. Estas calizas muestran granoclasificación, huellas de corrientes y otras características de turbiditas. Encima, margas grises y verdosas con fauna claramente neocomiense.

La carretera corta luego niveles más altos dentro del Neocomiense, entre los cuales se hallan margocalizas y calizas con abundantes radiolarios. Luego se descenderá nuevamente por el Malm, Dogger y Lías Superior.

Parada 1.3. Rocas volcánicas de edad jurásica. Carretera N-323, km 383. 3° 37' 28" W, 37° 29' 51" N

Afloramientos de lavas almohadilladas («pillow lavas»). Pertenecen a una larga alineación de manifestaciones volcánicas submarinas, y subvolcánicas en filones capa («sills»), de dirección ENE-WSW y cuyas edades van del Aalenense al Neocomiense Inferior, muy características del dominio Subbético Medio. Más hacia el N, y hasta el km 381,2, la carretera atraviesa nuevos afloramientos de lavas, brechas palagoníticas y cineritas.

Se asciende luego en la serie estratigráfica y junto al Puerto Carretero (km 380,2; 1.084 m alt.) se entra en una amplia banda de margocalizas del Cretáceo Inferior.

Parada 1.4. Brechas y estructuras de deslizamiento («slumping») en el Neocomiense. Carretera N-323, km 376,8.
3° 38' 21" W, 37° 32' 25" N

En las margas y margocalizas del Neocomiense se observan niveles con típicas estructuras de deslizamiento, así como intercalaciones de brechas, en parte de carácter fluxoturbidítico. Se interpretan como originadas por desplome de acantilados submarinos. Todo ello estaría en relación con una importante inestabilidad tectónica contemporánea de la sedimentación.

Parada 1.4' (opcional). Ejemplo de estructura de deslizamiento. Carretera N-323, km 369,9.
3° 35' 41" W, 37° 35' 09" N

En el mismo borde de la carretera, se observa un magnífico ejemplo de pliegues penicontemporáneos de la sedimentación, originados por deslizamientos («slumping») en el fondo de la cuenca marina del Neocomiense.

Entre el km 367,3 (túnel de Puerta de Arenas) y el 357: Trías del manto de Cambil. Junto al km 349, un afloramiento del Aquitano-Burdigaliense (conglomerados, calcarenitas, etc.) oculta el contacto del manto del Cambil con el Subbético frontal. Hasta Jaén (km 335), área compleja en la que están representados elementos desde los del Subbético frontal hasta del Prebético externo.

En Jaén se tomará la carretera C. 3221 (Jaén-Valdepeñas de Jaén-Alcalá la Real), cuyo corte, en sentido inverso, será comentado desde el kilómetro 28. En el trayecto, buenas panorámicas sobre la estructura de la zona prebética y unidades frontales de la subbética.

Parada 1.5. Ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén. Carretera C-3221, km 28.
3° 49' 24" W, 37° 37' 00" N

Panorámica de la parte occidental de la ventana de Valdepeñas de Jaén. Unidades (del Subbético externo) del Ventisquero, al S, y de la Pandera, al N, con materiales jurásicos predominantes. Ambas están corridas sobre el Cretáceo de la unidad del Jabalcuz, la cual aflora en ventana por el

fondo de la depresión. En la carretera, Trías de la base de la unidad de la Pandera, que la carretera, de regreso hacia Jaén, seguirá bordeando unos kilómetros.

Parada 1.6. Panorámica de las unidades del Jabalcuz y de la Pandera. Puerto Viejo, km 23,5 de la Carretera C-3221.
3° 49' 51" W, 37° 39' 17" N

Se observa la vasta estructura homoclinal del Jabalcuz, con su característica serie del Jurásico (más de 2,5 km), seguida por la serie de los Villares, del Cretáceo Inferior, de potencia comparable. Hacia el ESE, frente de la unidad de la Pandera. Junto a la carretera, afloran los niveles superiores de las arenas y areniscas de edad aptense-albense, de la unidad del Jabalcuz (fig. 4).

La carretera irá cortando niveles cada vez más bajos del Cretáceo de la unidad del Jabalcuz, con uniforme buzamiento hacia el S. Pasado el km 14 se entra en las margas del Neocomiense, y 4 km más allá se entra en el Jurásico.

Parada 1.7. Malm de la unidad del Jabalcuz. Carretera C-3221, km 9,5.
3° 48' 10" W, 37° 42' 57" N

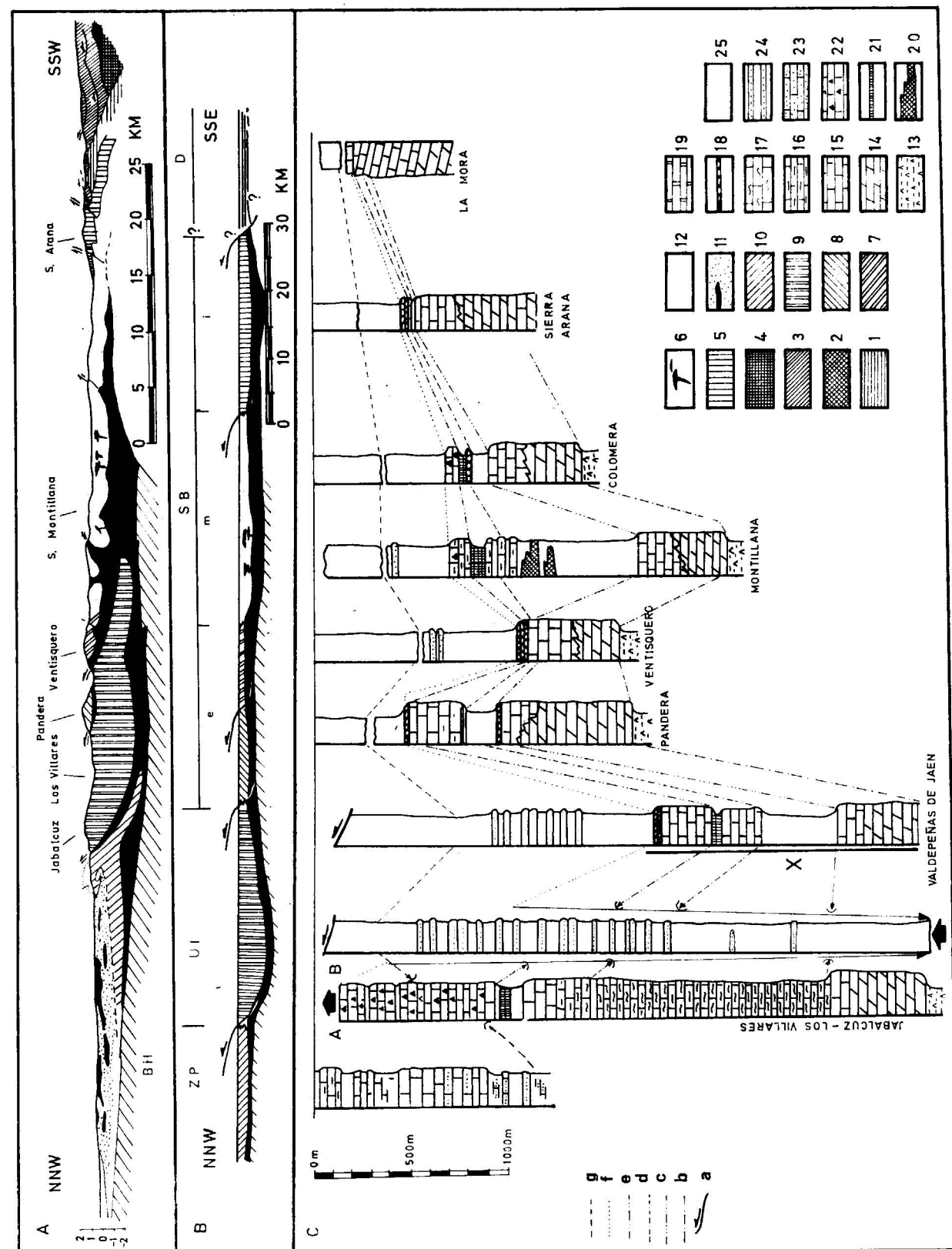
En el talud de la carretera se observan varios niveles de brechas intraformacionales y de ritmitas, en la serie carbonatada del Malm.

Hacia el E, cantil de dolomías y calizas de la unidad de la Pandera. Entre ésta y la del Jabalcuz, una importante falla de dirección N-S enmascara el cabalgamiento original.

La carretera sigue descendiendo en la serie jurásica de la Unidad del Jabalcuz la cual cabalga, a su vez, la del Prebético de Jaén. Entre los km 4 y 3, desde varios puntos puede observarse este cabalgamiento. Hasta Jaén, la carretera discurre, sobre todo, por varios niveles del Cretáceo del Prebético de Jaén. Al llegar a la ciudad se tomará la carretera que conduce al Castillo.

Parada 1.8. Observaciones sobre la unidad de Jaén y vista panorámica. Junto al Castillo de Jaén.
3° 47' 51" W, 37° 46' 06" N

Desde este punto puede advertirse en parte la compleja estructura de la unidad del Prebético de Jaén: anticlinal, cuyo flanco N está invertido,



afectado por varias fallas. En el mismo punto de parada aflora el Cenomanense Inferior.

Hacia el N, extensa panorámica sobre la depresión del Guadalquivir. En buenas condiciones de visibilidad, al fondo, se divisan los primeros relieves del borde del macizo ibérico (zócalo herciniano), y en la depresión se distinguen amplios afloramientos del Trías perteneciente a las unidades alóctonas del Guadalquivir.

Desde Jaén hasta Ubeda, por la carretera N-323 hasta el km 340,1, y a partir de allí, por la N-321, se atraviesan varios de dichos afloramientos entre los del Mioceno Inferior de la depresión. Pasado el río Guadalquivir, se remonta la serie miocena, hasta llegar a las calizas que originan el relieve tabular de la Loma de Ubeda. Sobre las mismas están edificadas las ciudades de Baeza y Ubeda.

28 de junio de 1980: UBEDA-UBEDA,

por A. C. López-Garrido

Se sale de Ubeda por la C.^a N-322 hacia Villanueva del Arzobispo, sobre el Mioceno de la Depresión del Guadalquivir. Unos 10 km al N de dicha localidad, la carretera cruza la base del Mioceno y entra en el Trías. Pasado el km 150

de la mencionada carretera, se toma la C-3210. Siguiendo la misma se alcanza el borde de la zona prebética, representada aquí por el Trías y niveles calizos y dolomíticos del Jurásico. Se comienza atravesando materiales del Prebético externo.

Parada 2.1. Observaciones en la Unidad de Beas de Segura. Salida E de Beas de Segura. 2° 52' 53" W, 38° 15' 09" N

Esta unidad está constituida por materiales carbonatados, en su mayor parte dolomitizados, entre los que se intercalan arcillas y margas rojas y verdes. La edad es jurásica; posiblemente sólo esté representado el Lías (fig. 5, 2.^a columna). La estructura es de escamas vergentes hacia el antepaís (fig. 5). Las escamas más extensas afectan al Mioceno de la depresión.

Una pista forestal remonta las laderas meridionales del valle de Beas y conduce a Fuentepinilla, atravesando varias de dichas escamas.

Parada 2.2. Observaciones en la Unidad de la Sierra de Cazorla. Fuentepinilla. 2° 46' 41" W, 38° 12' 46" N

Encima de las dolomías y calizas oolíticas del Dogger se localiza un hard-ground sobre el que aparece la siguiente sucesión:

Figura 4.—Corte de las zonas externas según la transversal Jaén-Granada (según RIVAS et al., 1979, y GARCÍA-HERNÁNDEZ et al. (in litt.), algo modificado).

A—Corte que muestra esquemáticamente la estructura actual.—B—Reconstrucción palinspástica a escala menor; los dominios correspondientes en las diversas unidades están colocados en su posición relativa original de mediados del Cretáceo.—C—Correlaciones de las series estratigráficas del Mesozoico, situadas en la posición correspondiente a la reconstrucción palinspástica B.

Leyenda para A y B: 1, Dorsal bética; 2, Complejo maláguide; 3, Complejo alpujárride; 4, Complejo de Sierra Nevada (\approx nevadofilábride); 5, Subbético interno; 6, Manifestaciones volcánicas submarinas y subvolcánicas, interestratificadas; 7, Subbético externo meridional; 8, Subbético externo septentrional; 9, «Unidades intermedias» entre Prebético y Subbético (Prebético interno, según otros autores); 10, Prebético (Prebético externo, según otros autores); 11, Mioceno de la depresión del Guadalquivir, con retazos incluidos de unidades alóctonas y olistostromas; 12, Subbético medio.—Para B: BH, Basamento herciniano; ZP, Dominio de la zona prebética s. str.; UI, Id. de las «unidades intermedias»; SB, Dominios subbéticos (e, externo; m, medio; i, interno); D, Dominio de la Dorsal (la distancia entre éste y el del subbético era sin duda muy considerable, pero difícil de evaluar con los datos actuales).

Leyenda para C: 13, Trías de «facies Keuper»; 14, Dolomías; 15, Calizas de medios marinos de plataforma; 16, Calizas con nódulos de sílex y niveles micríticos; 17, Margas, margocalizas y calizas en general; 18, Calizas nodulosas; 19, Calizas con «filamentos» y radiolarios; localmente, radiolaritas; 20, Rocas máficas volcánicas y subvolcánicas; 21, Radiolaritas y margas silíceas; 22, Brechas y turbiditas calizas; 23, Calizas detríticas; 24, Turbiditas terrígenas interestratificadas, facies pelágica; 25, Formaciones de facies pelágica, en general (margas, margocalizas y calizas micríticas con faunas planctónicas y pelágicas).

Límites: a, Contacto basal de manto de corrimiento; b, Trías-Liásico; c, Lías Inf.-Lías Medio; d, Lías-Dogger; e, Dogger-Malm; f, Jurásico-Cretáceo; g, Cretáceo Inferior-Cretáceo Superior.

- Arcillas rojas («terra rossa») con abundantes pisolitos ferruginosos.
- Margas verdosas y amarillentas.
- Arcillas y arenas con niveles dolomitizados y colores gris-verdosos.

Los dos tramos superiores contienen microorganismos que indican una edad del Cretáceo Inferior.

Un poco más al E, en el Cerro del Entredicho, sobre el Dogger aparecen calizas nodulosas amarillentas de edad Oxfordiense Superior.

Sobre el Oxfordiense se sitúan materiales margo-arenosos del Cretáceo Inferior. Se pone de manifiesto la existencia de una laguna estratigráfica que gana amplitud hacia el W.

La estructura continúa siendo la de una tectónica de escamas, de la que desde Fuentepinilla se tiene una buena panorámica, así como de las partes más externas: Unidad de Beas de Segura y cobertera tabular.

Parada 2.3. Observaciones en la Formación de Hornos-Siles. Carretera de Cortijos Nuevos a Segura de la Sierra. 2° 40' 45" W, 38° 17' 23" N

Esta formación está compuesta por una alternancia de niveles detríticos (arcillas, predominantemente areniscas) y calizas del Muschelkalk que han proporcionado una fauna del Ladiniense Inferior.

Sobre el nivel calizo superior reposan arcillas y margas rojizas con evaporitas de «Facies Keuper».

La estructura es la de un gran anticlinal; los materiales triásicos de la Formación de Hornos-Siles constituyen la base del Jurásico y Cretáceo de las unidades de la Sierra de Cazorla (Prebético externo), y de la Sierra del Segura (Prebético interno).

Parada 2.4. Unidad de la Sierra del Segura (Prebético interno) y panorámica. Segura de la Sierra. 2° 38' 43" W, 38° 18' 09" N

Sobre dolomías del Dogger aparecen calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, margas y margocalizas del Kimmeridgiense Inferior y dolomías del Kimmeridgiense Medio (fig. 5).

El hecho más notable es que sobre las dolomías del Kimmeridgiense Medio reposan directamente los materiales areno-margosos de la «Facies Utrillas» de edad Albense. Falta, por tanto, la casi totalidad del Cretáceo Inferior.

El resto del Cretáceo está compuesto por dolomías con fantasmas de *orbitolinas* en la base, de edad cenomaniense-turonense y calizas del Senonense Inferior.

Vista panorámica de la disposición discordante de los materiales de facies Utrillas sobre los del Jurásico. También puede observarse desde este punto la estructura general de pliegues vergentes hacia el antepaís, los cuales están afectados por varias fallas de cierta importancia.

Se sigue por la pista forestal en dirección al río Madera. Antes de llegar a la primera bifurcación se inicia el corte de Navalperal, por el arroyo de Rotamiel.

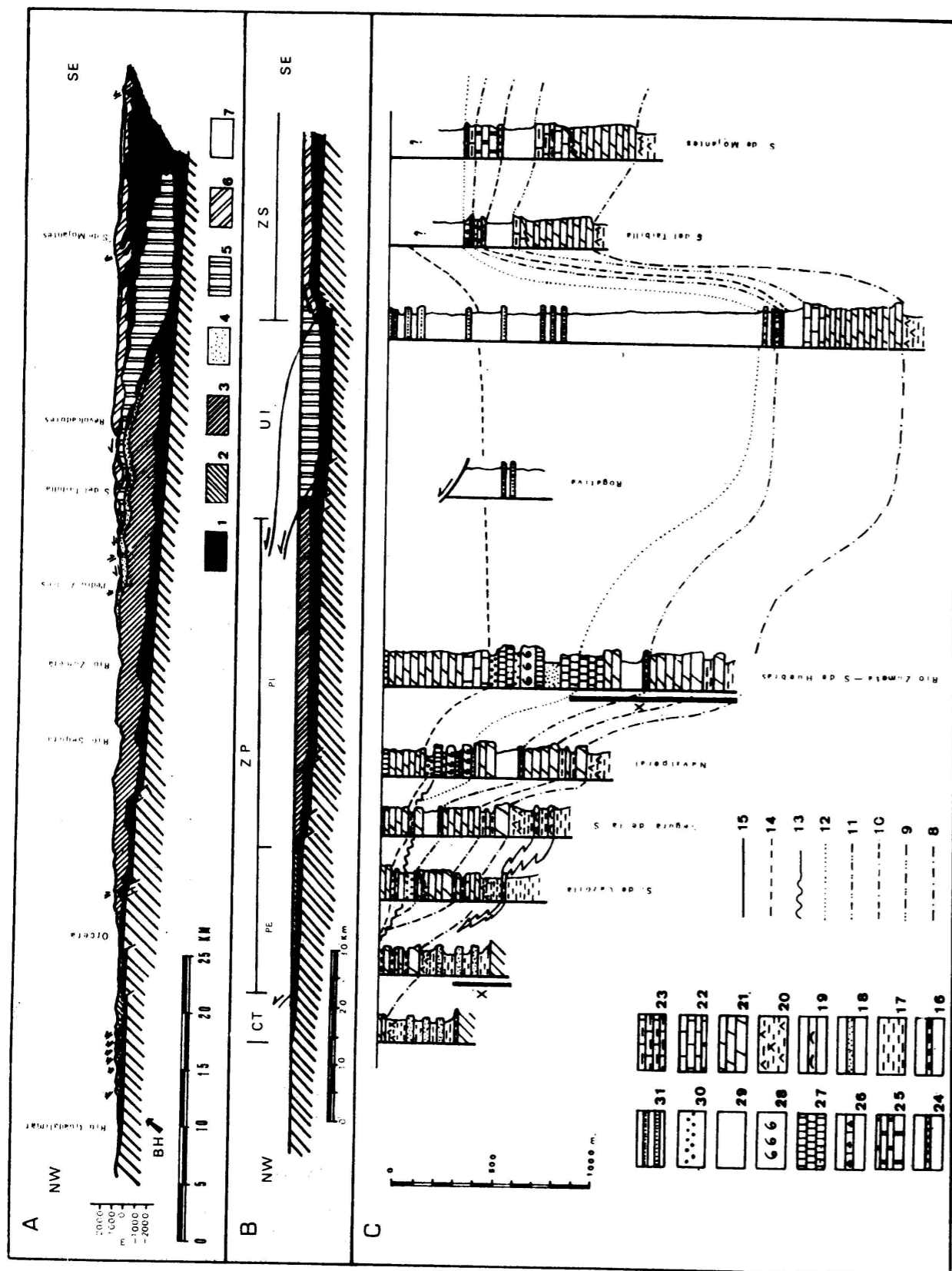
Parada 2.5. Corte de Navalperal en la Unidad de Segura de la Sierra (fig. 5, col. 4.^a). Arroyo de Rotamiel. 2° 36' 15" W, 38° 18' 54" N

En este corte se observa una serie más completa y de mayor potencia que la anterior. Hasta el Kimmeridgiense Medio la serie es análoga a la observada en la anterior parada, pero las potencias de los distintos términos son considerablemente mayores.

Sobre las dolomías del Kimmeridgiense Medio y debajo de los materiales de «Facies Utrillas» afloran varios términos que faltaban en la serie de Segura de la Sierra:

- Calizas arrecifales del Kimmeridgiense Superior.
- Calizas grisáceas fétidas con materia orgánica y lignito, del Barremiense-Aptense.
- Arenas, margas y areniscas con *Orbitolinas*, del Aptense Inferior.
- Calizas de Rudistas, del tránsito Aptense Inferior-A. Superior.
- Margas, arenas y calizas parcialmente dolomitizadas, del Aptense Superior.

El resto de la serie cretácica es análoga a la de la parada anterior; se advierte de nuevo que la potencia es notoriamente mayor.



Dos hechos se ponen de manifiesto:

a) La laguna estratigráfica del Portlandiense-Neocomiense, que aparece en áreas más internas de la Sierra del Segura y en Navalperal.

b) Los materiales de la «Facies de Utrillas» presentan su posición normal, mientras que más hacia el exterior (Segura de la Sierra y Sierra de Cazorla) son claramente discordantes.

Después de esta parada, el itinerario se dirige hacia el W. Se atravesarán de nuevo unidades cada vez más externas y se llegará a la cobertera tabular de la margen externa de la zona prebética.

Parada 2.6. Contacto de la Cobertera Tabular con el Zócalo herciniano.

Carretera de Chiclana de Segura junto al puente sobre el Guadalimar.

2° 57' 40" W, 38° 17' 28" N

Contacto entre los materiales del zócalo paleozoico de la Meseta, fuertemente plegados, y los de la Formación de Chiclana de Segura, de edad triásica y posición horizontal (fig. 5, 1.ª columna).

Parada 2.7. La cobertera tabular.

Carretera a Chiclana de Segura, inmediatamente al S del pueblo.

3° 02' 20" W, 38° 18' 36" N

Buen corte de la serie estratigráfica de la Formación de Chiclana de Segura (Triásico) compuesta por una alternancia de margas y arcillas

verdes y rojas y areniscas con estratificación cruzada (fig. 5, 1.ª columna).

Parada 2.8. Techo de la formación de Chiclana de Segura y vista panorámica.

Pueblo de Chiclana de Segura.

3° 02' 18" W, 38° 18' 46" N

Dolomías y calizas dolomíticas coronan la Formación de Chiclana de Segura. Son atribuidas al Lías, dada su posición estratigráfica y la similitud de facies con la Formación de Beas de Segura, a la que siguen sin solución de continuidad. En las proximidades, se encuentran afloramientos del Mioceno, ligeramente discordantes sobre dicha formación. Desde este punto se observa una extensa vista panorámica sobre las unidades recorridas en el itinerario de la jornada.

De regreso a Ubeda, se atraviesan diversos afloramientos de la formación de Chiclana de Segura y del Mioceno, así como depósitos fluviales y otros de edad cuaternaria.

29 de junio de 1980: UBEDA-SIERRA NEVADA, por L. García-Rossell

Parada 3.1. Panorámica sobre la depresión del Guadalquivir y la Cordillera Bética.

Mirador de Ubeda.

3° 22' 14" W, 38° 00' 26" N

El mirador se halla junto al borde S de la tabla de calizas que determinan el relieve casi tabular de la Loma de Ubeda.

Figura 5.—Corte de las zonas externas en la transversal Orcera-Nerpio (según GARCÍA-HERNÁNDEZ et al. in litt.).

A—Corte que muestra esquemáticamente la estructura actual.

B—Reconstrucción palinspástica a escala menor, en la que se colocan las diversas unidades en su posición original del final del Mesozoico.

C—Correlación entre las series estratigráficas del mesozoico, situadas en la posición correspondiente a la reconstrucción palinspástica B.

Leyenda para A y B: 1, Trías; 2, Prebético externo (Unidad de la Sierra de Cazorla); 3, Prebético interno (Unidad de la Sierra del Segura); 4, Terciario de la Zona Prebética; 5, Unidades intermedias entre Prebético y Subbético; 6, Subbético externo; 7, Neógeno y Cuaternario; BH, Basamento herciniano; CT, Cobertera tabular; ZP, Zona Prebética; PE, Prebético externo; PI, Prebético interno; UI, Unidades intermedias; ZS, Zona Subbética.

Leyenda para C: 8, Límite entre Trías y Lías; 9, Límite inferior del Domerense; 10, Límite entre el Lías y Dogger; 11, Límite entre el Dogger y el Malm; 12, Límite entre Jurásico y Cretácico; 13, Base de la Formación Utrillas; 14, Límite entre el Cretácico Inferior y el Superior; 15, Límite Cretácico-Paleógeno; 16, Conglomerado basal; 17, Margas y arcillas verdes y rojas; 18, Arenas y areniscas; 19, Calizas Muschelkalk; 20, Facies Keuper; 21, Dolomías; 22, Calizas de medios marinos de plataforma; 23, Calizas con sílex y niveles micríticos; 24, Calizas nodulosas; 25, Calizas con filamentos y radiolarios; 26, Brechas y turbiditas calcáreas; 27, Calizas de llanuras de mareas y lagoons; 28, Calizas arrecifales; 29, Facies pelágicas en general (margas, margocalizas, calizas micríticas con fauna planctónica y pelágica); 30, Facies Utrillas; 31, Turbiditas terrígenas intercaladas, en facies pelágicas; X, no observable, cubierto.

Por debajo de estas calizas se hallan margas con intercalaciones de margocalizas y de biosparitas arenosas, así como calizas bioclásticas en lechos delgados. En estas capas se han encontrado microfaunas de edad vindobonense.

Desde el mirador, en condiciones de buena visibilidad, pueden distinguirse, en primer lugar, vastos afloramientos del Mioceno de la depresión del Guadalquivir, interrumpidos por retazos, cada vez más numerosos hacia el S, de terrenos mesozoicos (sobre todo triásicos) y terciarios de las unidades alóctonas del Guadalquivir. Más allá del Guadalquivir, aparecen en ventanas tectónicas varios elementos del Prebético externo. Más lejos, elementos de las denominadas unidades intermedias y de las zonas subbéticas y bética.

Se sale de Ubeda por la carretera C-325 de Iznalloz a Ubeda. En los primeros kilómetros, se corta en sentido descendente del Mioceno de la Loma de Ubeda. Pasado el km 6 se encuentran los primeros afloramientos de las Unidades alóctonas del Guadalquivir.

En el km 8,5 se deja la C-325 y se toma la carretera local a Ahorcacopos, de la que se recorren unos 1.500 m.

Parada 3.2. Cretáceo Superior alóctono.

Paraje de Doña Aldonza, junto a la carretera a Ahorcacopos.

3° 21' 12" W, 37° 57' 51" N

En los alrededores inmediatos afloran materiales de edad triásica y del cretáceo superior, de la referida unidad alóctona. Los segundos, formados por margocalizas (biomicritas) y margas, de colores rojo-salmón y blanco.

En otros afloramientos próximos han sido identificados el Paleoceno y el Oligoceno. Estos terrenos están constituidos principalmente por margas (sobre todo en el Eoceno, con importantes niveles de turbiditas). La serie termina en calizas bioclásticas de tipo arrecifal, del Aquitano-Burdigaliense; sobre las mismas quedan algunos restos de margas silíceas, atribuibles al Burdigaliense.

Un poco más al Sur, en el km 14, se llega a las imbricaciones del río Guadalquivir. Inmediatamente al W, un pequeño cerro, el de la cota 380, está constituido por margas nummulíticas y calizas aquitano-burdigalienses, de alto contenido silíceo (son silexitas en algunos puntos); forman

parte de la misma unidad del Guadalquivir que se ha visto junto al km 9.

Al S del Guadalquivir, hasta cerca del pueblo de Jódar, la carretera discurre sobre materiales de dichas unidades alóctonas.

Parada 3.3. Panorámica sobre las unidades prebéticas externas.

Junto al extremo N de Jódar, carretera C-325, km. 21,5.

3° 21' 03" W, 37° 51' 07" N

Se divisan ya cerca los abruptos relieves de la Sierra de Jódar (Cuevas del Aire) hacia el SW, y un poco más lejos hacia el SE, los de Golondrina. Son elementos pertenecientes al Prebético externo.

Hacia el E se distinguen dos cerros, Nando y del Fontanar, que están formados por la superposición de dos de las Unidades del Guadalquivir (la Intermedia y la Superior).

Bajo este conjunto están las margas silíceas blancas («albarizas») del Prebético (series de la Golondrina y Cuevas del Aire) que desempeñan aquí el papel de autóctono relativo, y se correlacionan con las Moronitas de la región W de la Cordillera. Las «albarizas» rebasan aquí los 110 m de potencia y contienen microfaunas del Langhense.

Parada 3.4. Sierra de la Golondrina.

Panorámica. Carretera C-325, km. 28.

3° 21' 48" W, 37° 48' 12" N

Interesante panorámica hacia el S y W. Al fondo, relieves montañosos de las sierras de la Cruz, Carboneras y Carluca, dominados por la alta cresta de Sierra Mágina.

En las primeras se advierte el neto predominio de calizas y dolomías jurásicas de pátina oscura, muy parecidas a las del Jabalcuz. Este conjunto sería la prolongación oriental de la llamada «Unidad intermedia», a la que pertenecen las sierras de Jabalcuz (al SW de Jaén) y de Almadén.

La unidad de la Mágina, en la cresta superior, se distingue por sus calizas y dolomías blanquecinas. Esta unidad pertenece al dominio subbético; habría ocupado su actual posición gracias a una traslación hacia el N de unos 15 km, como mínimo.

Sobre ambos elementos (Sierra de Mágina y Sierra de Almadén) cabalga el Complejo del Jandulilla, continuación hacia el S de las Unidades alóctonas del Guadalquivir.

Al pie de las sierras, amplia depresión subsecuente, con margas en el Neocomiense, y 1.500 metros de una secuencia «flyschoides» en el Barremiense y Aptense-Albense.

Hacia el W, el Aznatín, elemento del Prebético externo.

En el fondo de dicho valle subsecuente quedan algunos pequeños retazos del Complejo del Jandulilla.

Hacia el WNW está la Serrezuela de Bédmar, también del Prebético. Se observan allí dolomías oscuras del Cenomanense. Debajo hay una potente serie caliza del Aptense. En discordancia ligera, el Aquitano-Burdigaliense. La Serrezuela comprende a un horst alargado en dirección NE-SW. Su estructura interna es braquianticlinal, vergente hacia el NW.

La carretera entra luego en el valle del Jandulilla y se advierte un espectacular contraste del paisaje: el conjunto montañoso de la unidad de Almadén, que se venía bordeando y en el cual se encuentran los importantes relieves de las sierras de Carboneras, de la Cruz, etc., queda bruscamente interrumpido por la amplia depresión del Guadiana menor. El contacto se hace mediante fallas, en parte visibles, de dirección de N-S a NNW-SSE, cuyo efecto integrado sería equivalente al de una falla mixta (normal, con descenso relativo del lado oriental, y de rumbo, dextrorsa).

Gracias a este dispositivo, que provoca el descenso relativo de la depresión del Guadiana Menor, en ésta se encuentran ampliamente preservados los elementos alóctonos procedentes del dominio subbético. El substrato autóctono relativo aparece, de todos modos, a favor de numerosas ventanas tectónicas, entre las cuales sobresale por sus dimensiones las de Cabra del Santo Cristo. Los elementos alóctonos de la depresión, por lo menos desde la línea Cabra del Santo Cristo-Huesa, deben ser atribuidos al Manto de Cambil, y en ellos el material triásico predomina.

Parada 3.5. Ventana tectónica de Cabra del Santo Cristo.

Carretera C-325, km. 36,2.

3° 20' 23" W, 37° 45' 26" N

La serie del autóctono relativo está formada por Cretáceo Inferior y Jurásico Superior y Medio.

El Manto del Cambil comprende, además del Triás, un Jurásico calizo desde Lías hasta Titónico con facies de *ammonitico rosso* en el Toarcense, y con calizas nodulosas en el Titónico, margocalizas neocomienses y capas rojo-salmón del Senonense-Eoceno y, discordantes sobre él, calizas del Oligoceno.

Siguiendo la carretera C-325 hacia el S numerosas pequeñas ventanas, con dispositivo similar al de la ventana de Cabra del Santo Cristo. En el km 50 se emprende la subida de la Solera, por la carretera local a Alicún de Ortega, por las laderas del Cerro Marrón. Afloramientos extensos del Triás del Manto de Cambil.

Parada 3.6. Panorámica desde Solera.

Junto al extremo W del pueblo

3° 22' 13" W, 37° 41' 06" N

Panorama sobre las laderas meridionales de Sierra Mágina y los alrededores de Huelma. La falla de las laderas meridionales de dicha sierra aparece con gran claridad. Se trata de una falla inversa («retrocabalgamiento») que coloca la serie liásica de Mágina sobre el Triás del Manto de Cambil. En el fondo del valle del Jandulilla, varias pequeñas ventanas permiten aflorar el Neocomiense situado debajo del Manto de Cambil.

Si la luz es favorable (por la mañana), se observa también la parte oriental de la notable ventana tectónica de Huelma.

Siguiendo la carretera, se puede advertir la presencia de Nummulítico transgresivo sobre el Triás, el cual corona el cerro de Solera.

De vuelta a la C-325, se proseguirá por ésta hacia el S hasta alcanzar la bifurcación con la N-324, Córdoba-Almería. Se sigue la N-324 en esta última dirección hasta llegar a la bifurcación de la carretera local a la estación de Huelma, que se seguirá hasta el km 3. El itinerario por esta carretera se describe en sentido inverso.

Parada 3.7. Rocas volcánicas y subvolcánicas del dominio Subbético medio.
Cortijo de la Seguilla.
 3° 23' 33" W, 37° 37' 07" N

Extensos afloramientos de rocas básicas, subvolcánicas (doleritas) y volcánicas (basaltos espiliticos), con abundantes ejemplos de lavas almohadadas («pillow lavas»). Cerca del cortijo, restos de unas antiguas explotaciones de grafito, que aparece en filoncillos anastomosados en el seno de la dolerita. En este sector las erupciones ocurrieron entre el Aalenense y el Titónico-Berriasiense y se sitúan en el dominio Subbético medio.

De regreso por la misma carretera, se pueden observar buenos afloramientos de las rocas. Junto al km 2, notable asociación de lavas almohadadas con calizas nodulosas del Titónico.

Al llegar a la N-324, se prosigue por ésta, hacia el S. Se atraviesan distintos afloramientos del Cretáceo y Jurásico. En lo alto de la cuesta de los Gallardos (km 166), afloramiento de calizas detríticas del Oligoceno, muy ricas en glauconita, discordantes sobre el Mesozoico.

Al acercarse a Guadahortuna, se observan vastas extensiones cubiertas por la formación de Guadix (Pleistoceno).

Parada 3.7' (opcional). Rocas volcánicas, sector de Alamedilla.
Carretera Guadahortuna-Alamedilla,
3 km a partir de la estación F. C.
 3° 17' 09" W, 37° 35' 24" N

Interesantes y extensos afloramientos de rocas volcánicas básicas de edad jurásica y cretácea inferior. Pertenecen al dominio Subbético medio. En la misma carretera se pueden hacer buenas observaciones sobre las mismas, estructuras en almohadillas, lavas cordadas («pahohoe»), etc. Se observan también extensos afloramientos del Cretáceo Superior del tipo «couches rouges».

En Guadahortuna se toma la carretera C-325 en dirección a Iznalloz. Extensos afloramientos de la formación Guadiz en los primeros kilómetros, luego del Nummulítico, representado sobre todo por flysch.

Parada 3.7" (opcional). Oligoceno Superior.
Cortijo de Navazuelo, a 5 km de Guadahortuna, siguiendo la C-325.
 3° 25' 04" W, 37° 31' 31" N

Calizas bioclásticas con abundantes foraminíferos, discordantes sobre el resto del Paleógeno.

Parada 3.8. Flysch nummulítico.
Carretera C-325, km 8.
 3° 28' 19" W, 37° 27' 35" N

A lo largo de la carretera, buen corte del flysch nummulítico. A notar la composición caliza, en las capas de areniscas, de la secuencia tipo; en muchos casos netamente bioclástica. Se observan también unos ejemplos de estructuras típicas de la sedimentación turbidítica.

Se sigue en dirección a Granada hasta alcanzar la N-323. Nuevos afloramientos del flysch nummulítico; luego, del Lías y del Terciario Superior y Cuaternario.

Se recorre la N-323 desde su km 401,4 hasta Granada, en sentido inverso al recorrido en la jornada del 27 de junio.

Desde Granada, por la carretera de Sierra Nevada se sigue el valle del Genil hasta 8 km hacia el E y luego se remonta por la ladera de Sierra Nevada hasta el km 35. Este tramo se recorre en sentido inverso en la jornada siguiente. Véase descripción correspondiente.

30 junio 1980: SIERRA NEVADA-LANJARON.

Primera parte: Las unidades béticas de Sierra Nevada, por E. Puga y A. Díaz de Federico.

Se prosigue por la carretera Granada-Veleta-Alpujarra; hasta atravesar la cresta superior por el puerto de la Carigüela. 8 km más allá se tomará la pista que conduce hasta cerca del pico del Mulhacén.

Parada 4.1. Vista panorámica desde el Mulhacén. Observaciones sobre el zócalo de la unidad de la Caldera.
Junto a la cima del Mulhacén.
 3° 18' 39" W, 37° 03' 17" N

Desde este pico (el más elevado de la península Ibérica) es posible una visión panorámica que

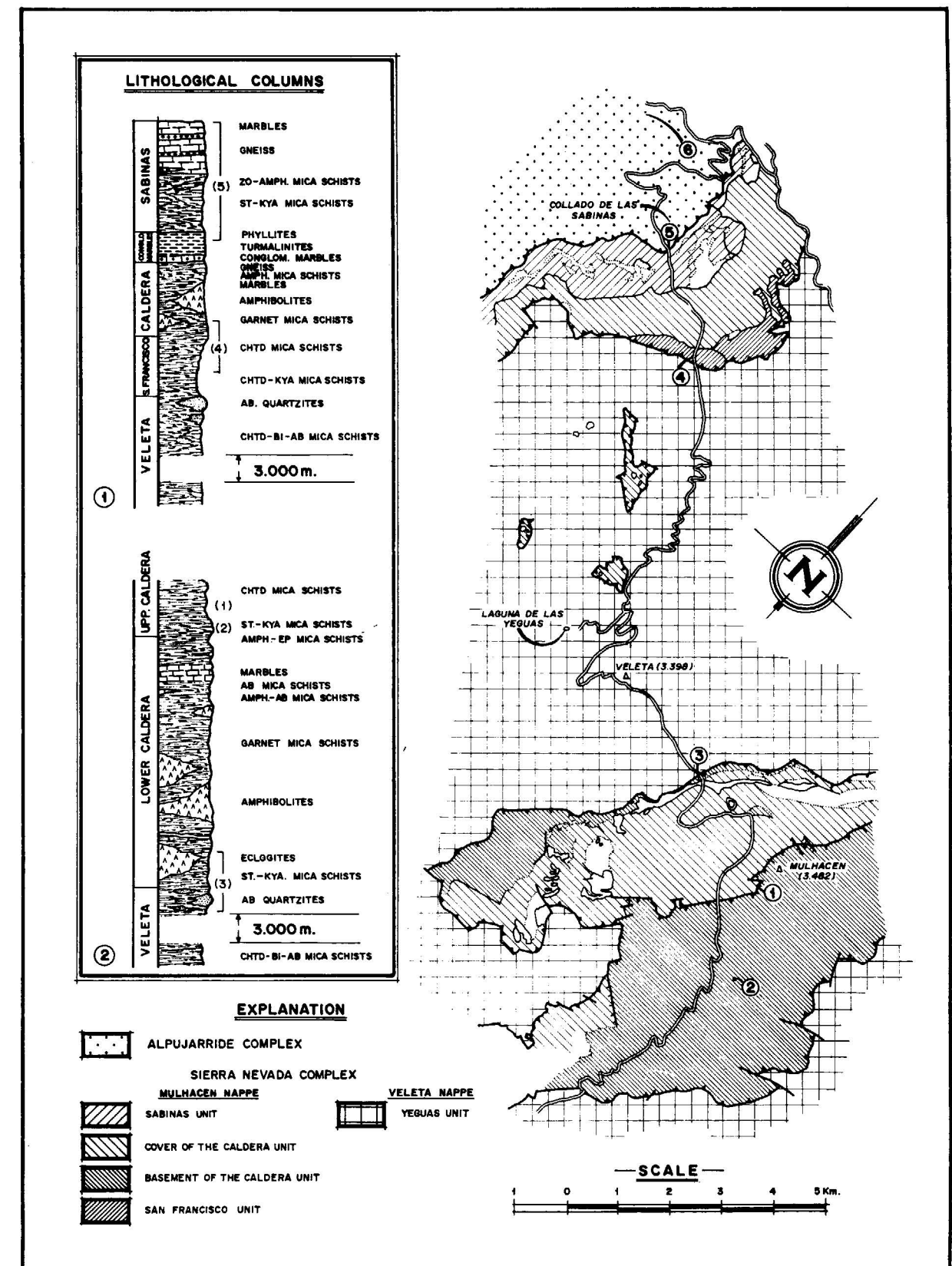


Figura 6.—Mapa geológico del complejo de Sierra Nevada en el área del Mulhacén, Veleta y Sabinas (PUGA y DÍAZ FEDERICO, 1976). Las cifras dentro de círculos indican paradas previstas.

desde las zonas externas de la Cordillera Bética hacia el N, abarca hasta la costa africana en dirección sur. La visión más próxima, sobre las laderas de Sierra Nevada, permite distinguir a grandes rasgos la superposición de los complejos Alpujárride y de Sierra Nevada que constituyen, en este área, las zonas internas.

Los materiales de la cima del Mulhacén son micasquistos con cloritoide del zócalo de la Unidad de la Caldera, del Manto del Mulhacén, que en este punto está duplicado tectónicamente. Además de cloritoide estos micasquistos contienen mica blanca, cuarzo, clorita, grafito, granate y cloritoide; estos dos últimos minerales son en gran parte residuos de una paragénesis prealpina. Los peciloblastos de cloritoide pueden alcanzar hasta 5 cm de longitud.

Parada 4.2. Micasquistos grafitosos con pseudomorfos de chialtolito por distena, y de biotita por granate, del zócalo de la unidad de la Caldera.
A unos 2 km de la bifurcación hacia el pico del Mulhacén, desde la carretera Granada-Veleta-Alpujarra.
3° 18' 39" W, 37° 02' 29" N

Estos micasquistos están situados por debajo de los de la parada 4.1 y forman parte, junto con ellos, de la lámina superior de la duplicación tectónica de la unidad de la Caldera. Presentan porfidoblastos de chialtolito prealpino (de hasta 30 cm de longitud), pseudomorfizados por distena, y cristales de biotita, también prealpina (de hasta 1 cm de longitud), pseudomorfizada por agregados de pequeños granates. Estos procesos de pseudomorfosis han desarrollado durante el primer acontecimiento metamórfico alpino, de alta presión (ver fig. 7).

Parada 4.3. Contacto de micasquistos y eclogitas del zócalo de la unidad de la Caldera sobre micasquistos del zócalo del Manto del Veleta.
Km 32,1 de la carretera Granada-Veleta-Alpujarra.
3° 21' 04" W, 37° 03' 19" N

El grado de metamorfismo de los micasquistos del Manto del Veleta, infrayacente, es menor que en los del Manto del Mulhacén; por tanto, la superposición tectónica de ambos conjuntos es

posterior al metamorfismo alpino (fig. 7). Los micasquistos del Veleta en este punto están compuesto por: moscovita, cuarzo, grafito, clorita, biotita y albita.

Los micasquistos del zócalo de la Caldera, en este punto, forman parte de la lámina basal, muy poco potente, de la duplicación tectónica que se muestra. Son micasquistos grafitosos, con restos de estaurilita y cloritoide prealpinos (fig. 7). Las eclogitas, parcialmente retromorfizadas a anfibolitas, forman una banda que atraviesa tanto los micasquistos del zócalo de la Caldera como los de su cobertera. Han sido originadas a partir de magmas básicos de naturaleza toleítica que hicieron intrusión en una etapa distensiva de edad jurásica-cretácea inferior.

Parada 4.4. Contacto de la unidad de San Francisco (Manto del Mulhacén) sobre el Manto del Veleta.
Km. 32,9 de la carretera de Granada-Veleta-Alpujarra.
3° 24' 49" W, 37° 06' 31" N

Por encima de la carretera se observan los Peñones de San Francisco, constituidos por micasquistos grafitosos con cloritoide y biotita, del Manto del Veleta. Encima, se encuentran los micasquistos con distena, y/o cloritoide, de la unidad de San Francisco. Este contacto de corrimiento esá retocado en este punto por fallas normales. Siguiendo la carretera, afloramiento de anfibolitas de albita-epidota, con escasos restos de una paragénesis eclogítica preexistente. Estas rocas están intercaladas entre micasquistos de la cobertera de la unidad de la Caldera.

Parada 4.5. Filitas y turmalinitas intra-orogénicas y ortogneises, micasquistos y mármoles de la unidad de las Sabinas.
Km 31,4 de la carretera Granada-Veleta-Alpujarra.
3° 25' 00" W, 37° 07' 01" N

Estas filitas con granate y turmalina están intercaladas tectónicamente entre los materiales de las unidades de las Sabinas y de la Caldera. Su grado de metamorfismo es más alto que el de estas unidades. Corresponden a la «formación de tuftas y sedimentos intraorogénicos», que probablemente se depositaron entre los dos acontecimientos metamórficos de la orogenia alpina (figu-

SIERRA NEVADA COMPLEX											
PRE-ALPINE OROGENY						ALPINE OROGENY					
PRECAMBRIAN ? CARBONIFEROUS		PERMIAN-TRIASSIC		JURASSIC-CRETACEOUS		UPPER CRETACEOUS-PALEOCENE		EOCENE-OLIGOCENE		LOWER MIOCENE	
						OVERTHRUST		OVERTHRUST		TECTONIC SUPERPOSITION OF THE COMPLEXES	
						SUBDUCTION		SURRECTION		SUBDUCTION, SURRECTION	
PRE-MERCYNIAN SEDIMENTATION		PERMIAN AND TRIASSIC SEDIMENT.				INTRAOROGENIC SEDIMENT.					
		ACIDIC MAGMATISM 205-215 x 20 m.y.		ULTRABASIC AND BASIC MAGMATISM		CALC-ALKALINE PIROCLASTITES					
				FRACTURATION		EOALPINE EVENT		ALPINE S. STR. EVENT			
DEFORMATION D ₁ SCHISTOSITY S ₁		DEFORMATION D ₂ STRAIN-SLIP A ₂ FOLDS P ₂				DEFORMATION D ₁ SCHISTOSITY S ₁		DEFORMATION D ₂ SCHISTOSITY S ₂ FOLDS P ₂		DEFORMATION D ₃ SCHISTOSITY S ₃ FOLDS P ₃	
OROGENIC METAMORPHISM		STATIC REGIONAL METAMORPHISM				BLASTESIS PRE- AND SIN-S ₁ 60 m. y.		BLASTESIS POST-S ₁ DIAPHTHORESIS		BLASTESIS PRE- AND SIN-S ₂	
								BLASTESIS POST-S ₂			
MULHACEN NAPPE	GREENSCHIST FACIES		AMPHIBOLITE FACIES			GLAUCOPHANITIC GREENSCHIST F.	GREENSCHIST FACIES	AB-EP AMPHIBOLITE FACIES	ALMANDINE-ALM. AMPHIBOLITE FACIES	GREENSCHIST FACIES	GREENSCHIST FACIES
METAPELITES: SCHISTS	SERICITE		COLORLESS MICA			COLORLESS MICA					
	QUARTZ		QUARTZ			QUARTZ					
	CHLORITOID		BIOTITE			GARNET					
	BIOTITE		CHIASTOLITE			KYANITE					
	ORES		GARNET			CHLORITOID					
	TURMALINE		STAUROLITE			GLAUCOPHANE					
	ZIRCON		CHLORITOID			GR-BL AMPHIBOL					
	CHLORITE		TURMALINE			ALBITE					
	GRAPHITE		CORDIERITE			NA OLIGOCLASE					
						STAUROLITE					
						EPIDOTE					
						GREEN BIOTITE					
						CHLORITE					
						SERICITE					
METABASITES: ECLOGITES AND AMPHIBOLITES						JADEITIC PYROXENE					
						GARNET					
						KYANITE					
						RUTILE					
						ILMENITE					
						HORNBLende					
						GLAUCOPHANE					
						GR-BL AMPHIBOL					
						ZOISITE					
						EPIDOTE					
						TALC					
						SYMPLECTITE					
						PLAGIOCLASE					
						PARAGONITE					
VELETA NAPPE	GREENSCHIST FACIES					GREENSCHIST FACIES	GREENSCHIST FACIES	GREENSCHIST FACIES	AB-EP AMPHIBOLITE-ALM. AMPHIBOLITE FACIES	GREENSCHIST FACIES	GREENSCHIST FACIES
	SERICITE					MUSCOVITE					
	QUARTZ					QUARTZ					
	GRAPHITE					CHLORITOID					
	ORES					TURMALINE					
	TURMALINE					ALBITE					
	APATITE					NA OLIGOCLASE					
						CHLORITE					
						BIOTITE					
						GARNET					

Figura 7.—Paragénesis de las rocas del Complejo de Sierra Nevada correspondientes a los distintos acontecimientos tectonometamórficos (PUGA y DÍAZ DE FEDERICO, 1976).

ra 7). La turmalina localmente forma nódulos y lentejones que pueden alcanzar hasta 1 dm.

Sobre estas filitas se encuentran ortogneises milonitizados de la unidad de las Sabinas, que corresponden a niveles piroclásticos ácidos. Siguiendo la carretera se cortan otros niveles de la misma unidad: micasquistos con estaurolita, y distena y granate, micasquistos con zoisita, anfíbol y albita, y de nuevo ortogneises alternantes con mármoles cipolínicos.

Sobre estas rocas y mediante un contacto de corrimiento retocado por una falla normal de dirección NNE-SSW, se encuentran las dolomías triásicas del Complejo Alpujárride suprayacente.

Parada 4.6. Isleo de micasquistos paleozoicos sobre dolomías triásicas del Complejo Alpujárride.
Km 16 de la carretera Granada-Veleta-Alpujarra.
3° 29' 09" W, 37° 08' 45" N

La superficie de contacto presenta estrías y acanaladuras de dirección general NNE-SSW. Tanto las dolomías como los micasquistos, cerca del contacto, están fuertemente milonitizados. Sobre estos micasquistos y dolomías reposan conglomerados del Mioceno Superior.

Segunda parte: Materiales postorogénicos,
por J. M. Fontboté y C. Sanz de Galdeano.

Parada 4.6' (opcional). Materiales miocenos transgresivos y panorámica.
Balcón de Canales, km 13,9 de la carretera Granada-Veleta.
3° 28' 38" W, 37° 09' 16" N

Junto a la carretera, calcarenitas, bioclastitas y conglomerados. Por debajo, otros niveles detríticos. Conjuntamente forman parte del Vindobonense, transgresivo y netamente discordante sobre los materiales de la zona bética, que continúa hacia el W formando parte del relleno de la depresión de Granada. Deformado aún por efecto del notable abombamiento de Sierra Nevada y por numerosas fracturas, este Mioceno puede ser considerado ya como una molasa.

La vista panorámica hacia el alto Genil y hacia la depresión de Granada permite apreciar las relaciones entre varias de las principales unidades litológicas y estructurales de este sector de la Cordillera.

La carretera corta varias veces distintos niveles del Mioceno; luego, del Neógeno y Cuaternario. A 2 km de Granada puede apreciarse una discordancia angular entre la formación de la Alhambra (Pleistoceno) y el Plioceno subyacente. En Granada se tomará la carretera N-323 hasta la bifurcación de la C-333, que se seguirá hasta Lanjarón. Vistas sobre las laderas NW de Sierra Nevada y los terrenos modernos de la depresión. Parada opcional hacia el km 462, al S de Dúrcal (fotos de la falla del borde de Sierra Nevada); en el km 462,3, desvío hacia Nigüelas.

Parada 4.7. Falla de borde de Sierra Nevada. Junto a Nigüelas.
3° 32' 06" W, 36° 58' 53" N

El borde occidental de Sierra Nevada está limitada por fallas normales de dirección N 30-50° W. En este punto se observa una de ellas. Los movimientos de estas fallas se prolongan hasta la época actual, a juzgar por las deformaciones que afectan al Cuaternario. El salto total alcanzado en esta época es del orden de 800 m. Junto a los rasgos propios de falla normal, en algunos puntos aparecen indicios de etapas compresivas.

Se observa la fosa de Padul, con relleno de turbas de edad cuaternaria.

Parada 4.7' (opcional). Fallas en el borde de la depresión de Lecrín.
Puente de Tablate, km 427 de la N-323.
3° 31' 32" W, 36° 55' 24" N

A ambos lados del puente la carretera corta en trinchera el Vindobonense, postorogénico, afectado por numerosas fallas del sistema que separa Sierra Nevada respecto a la depresión tectónica de Lecrín. Buenos ejemplos de fallas sintéticas y antitéticas que dan precisiones sobre la evolución cinemática local.

Parada 4.8. Panorámica del sector de Lanjarón. Mirador junto km. 5,4 de la Carretera C-333.
3° 30' 41" W, 36° 55' 07" N

El mirador se halla sobre calizas y dolomías del Triás Medio de uno de los mantos alpujárrides inferiores. Hacia el E, buena vista panorámica sobre estas unidades, y sus relaciones con las unidades de Sierra Nevada. Lanjarón se ha-

lla en gran parte edificado sobre la superior de éstas: el Manto del Mulhacén. Al W del pueblo, existen varias fuentes mineromedicinales, en relación con una red de fracturas de edad relativamente tardía.

1 julio 1980: LANJARON-ANTEQUERA,
por R. Torres-Roldán

Se regresa a la carretera N-323 y se sigue hacia el S, por el valle del río Isbor. Retazos del Mioceno postorogénico sobre materiales pertenecientes a varios mantos alpujárrides.

Parada 5.1. Superposición de unidades alpujárrides en el curso inferior del río Guadalfeo.
Carretera N-323, km 491.
0° 41' 32" W, 36° 49' 07" N

En la región comprendida entre Almuñécar y Motril, pueden distinguirse hasta cuatro unidades alpujárrides superpuestas en orden ascendente denominadas como de Alcázar, Almuñécar, Salobreña y de los Guájares. En la parada (fig. 9), es posible apreciar bien la superposición de la unidad de Salobreña (Permotrias y Triás Medio Superior) a la unidad de Alcázar (Triás Medio-Superior), según una superficie que es sensiblemente horizontal. En este punto, la potencia de la formación carbonatada (Tm-s) de la unidad de Alcázar se encuentra bastante disminuida, aunque aumenta rápidamente hacia el Sur, siguiendo la carretera. El zócalo de la Unidad de Salobreña no aparece en este corte (queda pellizcado más al Sur), y tampoco lo hace la Unidad de Almuñécar, que en el área costera se sitúa entre las anteriores.

Parada 5.2. Panorámica de la superposición de unidades alpujárrides, al N de Salobreña.
Carretera N-323, km. 498, desvío a Salobreña.
3° 33' 20" W, 36° 46' 13" N

En este área, se observa la unidad de Almuñécar (Permotrias y zócalo paleozoico Medio-Inferior), que se adelgaza progresivamente hacia el Norte hasta desaparecer pinzada bajo la superficie de cabalgamiento de la Unidad de Salobreña. Esta última está representada sobre todo por

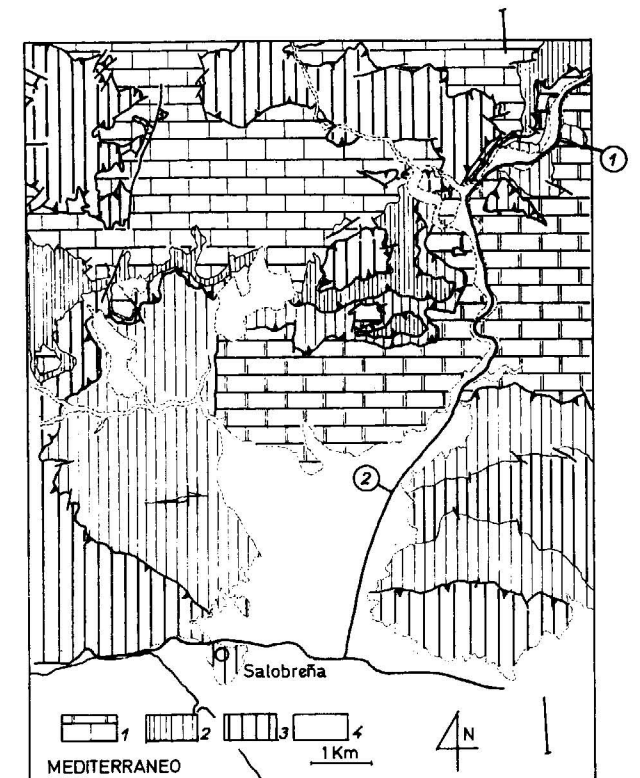


Figura 8.—Croquis geológico del valle inferior del Guadalfeo y áreas adyacentes, Salobreña y el macizo de Guindalera, según AVIDAD (1976).

1, Formaciones carbonatadas del Triás Medio-Superior; 2, Formaciones metapelíticas del Permo-Triás; 3, Formaciones del Paleozoico Medio-Inferior (zócalo); 4, Materiales postorogénicos (Plioceno y Cuaternario). En el interior de los círculos, la situación de las paradas 1 y 2. Se señala a la derecha de la figura la situación del corte figura 9.

metarenitas grafitosas de colores pardos oscuros, atribuibles al Paleozoico.

Algo más adelante, en el trayecto a la altura del pueblo de Salobreña, es posible contemplar, desde el autobús (fig. 10), una panorámica de las montañas de Guindalora (al Norte) constituidas por materiales carbonatados (Tm-s) de la Unidad de Salobreña sobre los que se disponen retazos (Klippen) de diversa envergadura, de la Unidad de los Guájares (metapelitas grafitosas. Probable Paleozoico Medio Inferior). En el talud de la carretera, y hasta las inmediaciones del pueblo de Almuñécar, se atraviesa de E a W el zócalo de la Unidad de Salobreña, con ocasionales intercalaciones carbonatadas.

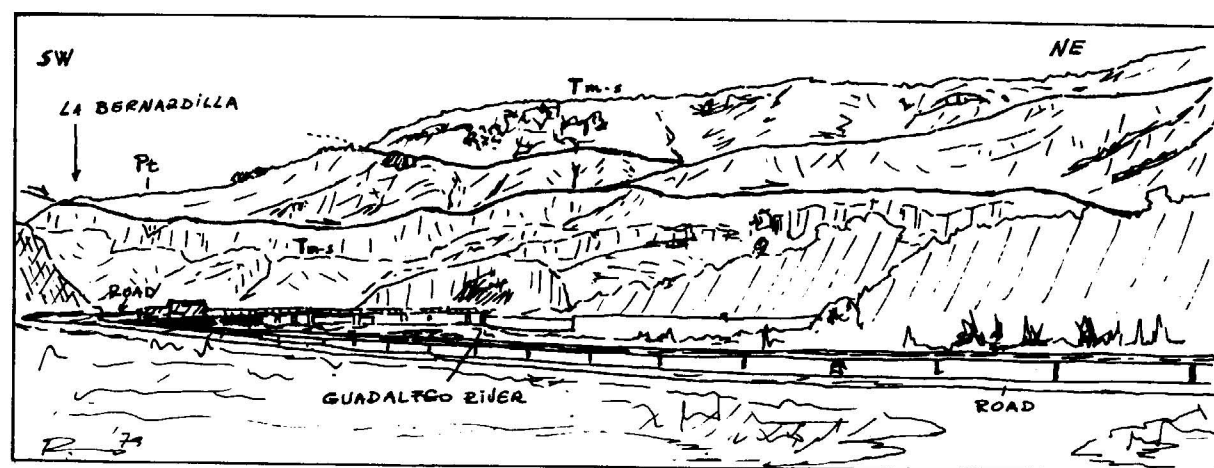


Figura 9.—Croquis panorámico correspondiente a la parada 5.1. En primer plano, el río Guadalfeo. En segundo plano, las colinas situadas al N de la Bernardilla. En posición superior, la unidad de Salobreña (Permo-Trías, Pt; Trías Medio y Superior, Tm-s), sobre el Trías Medio y Superior de la unidad de Alcázar.



Figura 10.—Corte geológico del macizo de Guindalera y valle del Guadalfeo, según AVIDAD (1976).

Parada 5.3. Serie metapelítica con lechos de silicatos cálcicos de la unidad de Almuñécar. Inmediaciones de El Cotobro, cerca de la carretera N-340, km 326.
3° 42' 50" W, 36° 44' 25" N

Metapelitas y metarenitas de la Unidad de Almuñécar; tiene colores claros, con ocasionales intercalaciones de lechos de silicatos cálcicos (epidota-anfibol).

El metamorfismo es de grado medio a alto (estauroлита, distena, sillimanita). Los niveles de silicatos cálcicos, probablemente se originaron a partir de intercalaciones delgadas de carbonatos. La existencia de estas intercalaciones, junto a ciertos criterios geoquímicos, permiten la atribución de esta secuencia al Permo-Trías.

Parada 5.4. Panorámica del Valle del río Jete y la ensenada de la Herradura. Mirador de Cerro Gordo. Carretera N-340, km 315.
3° 45' 00" W, 36° 44' 09" N

Afloran mármoles dolomíticos despegados de su substrato; pertenecen probablemente a la Unidad de Salobreña (Trías Medio-Superior). En la panorámica (hacia el E) (fig. 11), se aprecia la superposición de la Unidad de Salobreña (Paleozoico Medio-Superior) a la Unidad de Almuñécar (Permo-Trías), según una superficie que se inclina progresivamente hacia el S.

El paquete carbonatado de la Punta de la Mona, es equivalente al de esta parada.

Parada 5.4' (opcional). El isleo de Cantarriján. Carretera N-340, km 312,5.
3° 46' 24" W, 36° 44' 48" N

El isleo de Cantarriján (metapelitas con intercalaciones carbonatadas. ¿Permo-Trías?) se halla sobre la formación carbonatada (Trías Medio-Superior) de la Unidad de Salobreña. La atribución de estos materiales del isleo es, hasta el momento, dudosa. Podría tratarse de una duplicación de materiales de la propia unidad de Salobreña, o bien pertenecer a alguna de las unidades definidas más al N, en el macizo de Vélez-Málaga (por ejemplo, a la unidad de Vélez-Málaga. Ver parada siguiente).

Parada 5.5. Observaciones sobre las metapelitas del zócalo de la Unidad de Torrox, fases de deformación penetrativas, y la estructura del macizo de Vélez Málaga - Sierra Tejeda. Carretera N-340, km. 291.
3° 56' 32" W, 36° 44' 03" N

Pasado el pueblo de Nerja, la carretera entra en el macizo de Vélez Málaga-Sierra Tejeda, en

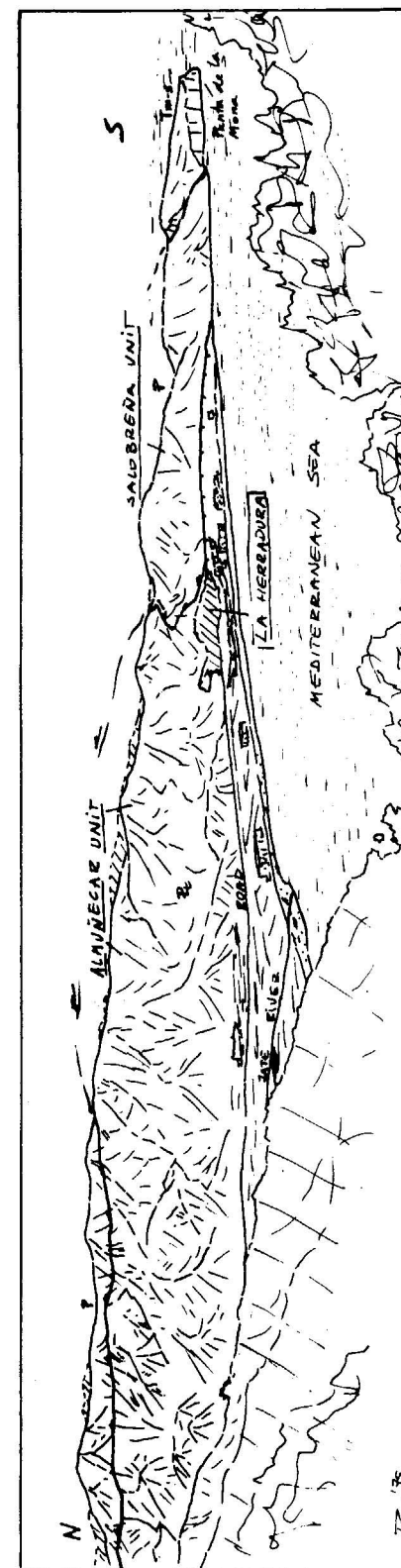


Figura 11.—Croquis panorámico de la ensenada de la Herradura, vista desde el Cerro Gordo (hacia el E). Se observa la superposición de la unidad de Salobreña a la de Almuñécar. Notación de los terrenos, como en la figura 9.

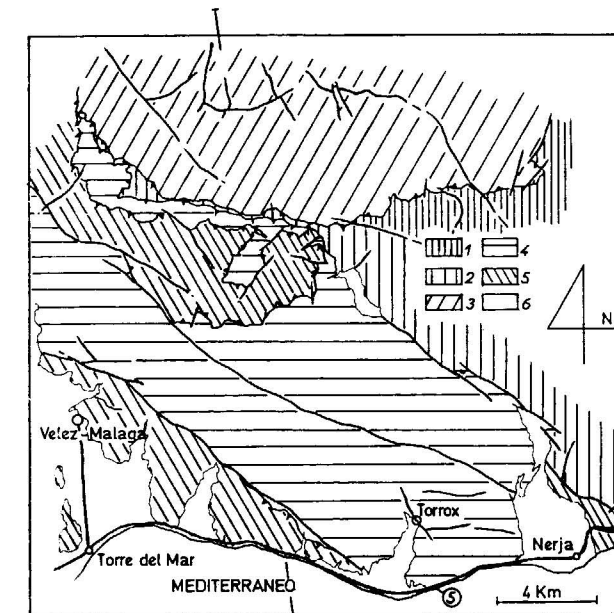


Figura 12.—Distribución de unidades estructurales en el macizo de Vélez Málaga-Sierra Tejeda. 1, Unidad de Cerro Verde; 2, Complejo de Canillas; 3, Unidad de Sierra Tejeda; 4, Unidad de Torrox; 5, Unidad de Vélez Málaga; 6, Materiales postorogénicos (Plioceno y Cuaternario). La situación de la parada 5 se indica en un círculo. Los trazos de la parte superior e inferior en la izquierda de la figura indican la situación del corte figura 13.

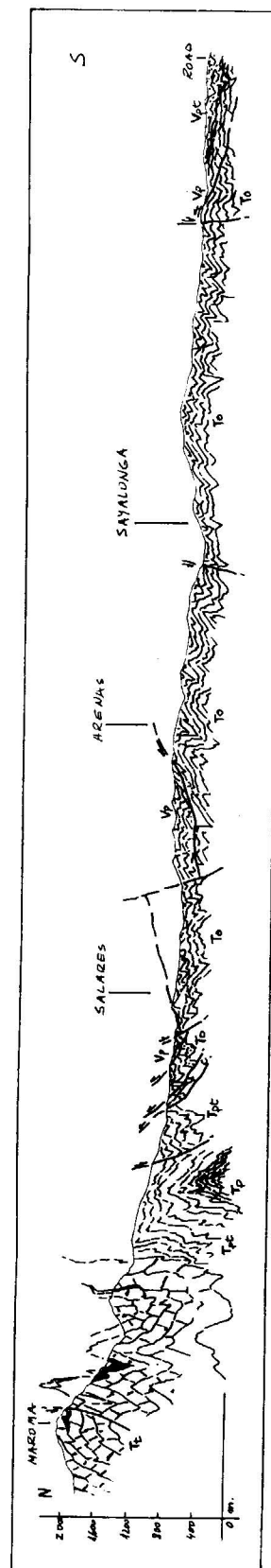


Figura 13.—Corte geológico del macizo de Vélez Málaga-Sierra Tejeda: C, Complejo de Canillas; Te, unidad de Sierra Tejeda; To, Unidad de Torrox; V, Unidad de Vélez Málaga. Los terrenos se indican con subíndices, en minúsculas: t, Triás Superior y Medio; pt, Permo-Triás; p, Paleozoico.

el que pueden distinguirse hasta cinco unidades estructurales (fig. 13). La correlación de estas unidades con las existentes en el área entre Motril y Almuñécar es aún incierta.

En la parada, se puede observar con detalle la secuencia de metapelitas grafitosas de la unidad de Torrox (metamorfismo de grano medio-alto) y la superposición de tres episodios de deformaciones penetrativas, coetáneos del metamorfismo (ver fig. 14).

Parada 5.5' (opcional). La cobertura permo-mesozoica y terciaria del conjunto Maláguide en los alrededores de El Palo (Málaga).
Cala del Moral, a unos 10 km al E de Málaga,
Carretera N-340, km. 256.
4° 18' 49" W, 36° 42' 59" N

La secuencia post-Triásica de algunas unidades maláguides es aquí bien conocida (fig. 15).

Es posible observar el Permotriás detrítico rojizo, discordante sobre el Paleozoico. Sobre el Permo-Triás (en parte del contacto está despegado) descansa una secuencia carbonatada, brechoide, del Jurásico Inferior.

Parada 5.6. Diques basálticos calcoalcalinos intercinemáticos en el Paleozoico de los Montes de Málaga.
Carretera N-331, nueva variante, km 551.
4° 26' 03" W, 36° 47' 18" N

A la salida de Málaga, en dirección a Antequera, hacia el N, la carretera corta extensivamente al Paleozoico de los Montes de Málaga predominantemente constituido por metapelitas y meta-grauvacas con bajo grado de metamorfismo. Estos materiales están profusamente atravesados por enjambres de diques de composición basáltica calcoalcalina (de microgabros a microcuarzodioritas); la edad de estos diques es posterior a la de las estructuras penetrativas de las metapelitas encajantes.

Estos diques son anteriores a las últimas etapas que originaron cabalgamientos, y han sido datados (K/Ar) como de edad terciaria inferior (Paleoceno-Eoceno). En este afloramiento pueden distinguirse dos generaciones de diques, en el seno de metapelitas, en las cuales pueden apreciarse cristales esqueléticos —cargados de grafito— de andalucita. Todo el conjunto está afectado



Figura 14.—Croquis ilustrativo, tomado de una fotografía, de las relaciones entre sucesivas fases del plegamiento en el Paleozoico de la unidad de Torrox (parada 5.5).

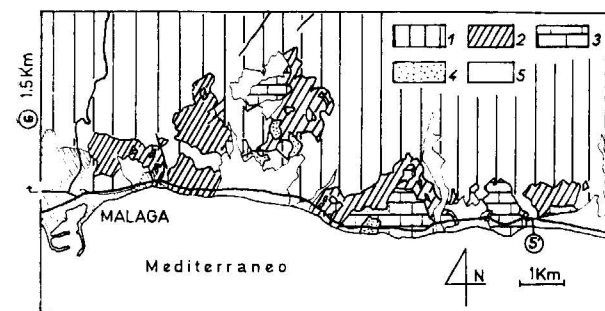


Figura 15.—Esquema de los alrededores de El Palo, al E de la ciudad de Málaga (según BOULIN, 1970). La parada (opcional) se indica en un círculo.

1, Paleozoico de los Montes de Málaga (Complejo maláguide); 2, Permo-Triás detrítico rojo; 3, Lías carbonatado; 4, Eoceno carbonatado (calizas con alveolinas, nummulites y orbitolinas); 5, Materiales posttectónicos (Plioceno y Cuaternario).

tado por cizallas internas que, en parte, pueden ser relacionadas con el proceso de traslación y colocación de la unidad.

Al N de los Montes de Málaga se atraviesa el denominado corredor de Colmenar, en el que se encuentran representados numerosas unidades tectónicas pertenecientes al conjunto de las denominadas del Campo de Gibraltar. En el puerto de las Pedrizas se tomará la carretera de Antequera, que en gran parte del recorrido discurre precisamente sobre el Triás de la unidad denominada de Antequera por muchos autores (=U. de Antequera-Osuna, de Cruz). En las jornadas sexta y novena se comentará más extensamente esta unidad.

LA REGION OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA BETICA

Desde la transversal de Granada hacia el W, y, sin perjuicio de algunas variaciones locales, los ejes de las estructuras principales van hundiéndose progresivamente. Así —como ya se ha indicado anteriormente— en la transversal de Málaga, de la zona bética aflora solamente el conjunto más alto desde el punto de vista tectónico, es decir, el maláguide. De modo comparable, en la misma transversal, las unidades subbéticas tectónicamente más bajas quedan ocultas debajo de las superiores, en gran extensión, y los materiales postorogénicos se extienden ampliamente por la vasta depresión transversal situada al N. de Antequera.

Más al W aún, una culminación axial de cierta importancia facilita de nuevo el extenso afloramiento del conjunto alpujárride al S y SE de la Serranía de Ronda, así como el del gran macizo ultramáfico inserto en el mismo. Los efectos de dicha culminación, aunque menos acentuadamente, se dejan sentir también en las zonas externas. En este área de culminación, aunque de forma un tanto discontinua por los condicionamientos de la red de carreteras, se puede obtener la observación de una transversal ciertamente interesante, por Teba, Cañete y Ronda hasta la costa mediterránea. A ella se dedican las jornadas 6.^a y 7.^a y parte de las dos siguientes.

No existe en el tercio occidental de la Cordillera Bética un frente montañoso que, como ocurre en la transversal de Granada y más al E, jalene el borde de las zonas externas. Aquí, los suaves relieves de la depresión del Guadalquivir enlazan sin solución de continuidad con los modelados en diversas unidades tectónicas de las propias zonas externas o del conjunto del Campo de Gibraltar, constituidas todas ellas preponderantemente por rocas blandas. Los aislados relieves montañosos de la parte septentrional de dicha transversal corresponden casi exclusivamente a afloramientos de calizas y dolomías jurásicas de la zona subbética propiamente dicha. Más continuos hacia el S, cerca del límite con las zonas internas, en el resto esos relieves aparecen aislados (Sierras de Estepa, de los Caballos, de las Yeguas, etc.), allí donde por efecto de plegamientos y/o fallas relativamente tardíos, los materiales del Subbético s.str. asoman en ventanas

tectónicas, rodeados por los de otras unidades de procedencia más interna, constituidos, como se ha indicado, por rocas blandas preponderantemente.

Un corte transversal por Estepa y Teba, prolongado un poco por ambos extremos, muestra bien esas características (6.2). Los dominios subbéticos reconocidos en la transversal de Granada se prolongan hasta esa transversal, según puede apreciarse en las ventanas tectónicas antes aludidas. Hay que advertir, sin embargo, que —posiblemente por la pequeñez del área de esos afloramientos—, no existe ningún testimonio de la actividad volcánica submarina tan bien representada más al E. El Subbético interno, en cambio, aflora mucho más extensamente y toma aquí características litoestratigráficas —y también estructurales— especiales, que han llevado a muchos autores a considerarlo como unidad aparte: el «Penibético» (6.1, 6.3, 7.1, 7.2).

Por encima de todas estas unidades, aflora muy extensamente el Manto de Antequera-Osuna (9.2, 9.4) constituido sobre todo por materiales triásicos que tuvieron ya una primera traslación en el Cretáceo. Después de recibir una cobertera de edad cretácea superior y paleógena, por acción de la gravedad se deslizaron más hacia el N, fragmentándose progresivamente y alimentando grandes olistostromas que invaden la depresión del Guadalquivir. Dada la «naturaleza» subbética de esa cobertera y, por otra parte, la plausible procedencia del Triás (y terrenos depositados antes de la primera traslación antes aludida) de un dominio también de características subbéticas, pero situado más al interior que el propio Subbético interno, este manto se considera como un elemento subbético «ultrainterno».

Por encima aún de dichos materiales del Manto de Antequera-Osuna, aunque sin llegar a haberlos rebasado hacia el N más que parcialmente, se encuentran otros elementos alóctonos. En bastantes casos son evidentes (6.2) sus filiaciones respecto a ciertas unidades del Campo de Gibraltar, bien desarrolladas más al W. En otros casos —la Unidad del Guadalteba—, por ejemplo (6.3), y en posición tectónica relativamente más alta, se hallan formaciones constituidas por arcillas que incluyen bloques de todos los tamaños, hasta de varios hm³, posiblemente, la unidad de Cañete (6.3', 6.4) sea en realidad uno de tales bloques gigantes. Esas formaciones parecen proceder,

en parte notable, del desmantelamiento de materiales de las unidades del Campo de Gibraltar en áreas situadas más hacia el interior de la Cordillera, y tienen características más propias de olistostromas que de mantos de corrimiento de cierta coherencia. Su colocación («mise en place») habría ocurrido sobre todo en el Mioceno Inferior, y parte de los materiales olistostromicos de la parte occidental de la depresión del Guadalquivir parece pertenecer al mismo conjunto.

Más al W, desde Ronda hasta el Mediterráneo se puede seguir un corte muy interesante de las zonas internas. Después de atravesar una banda de terrenos pertenecientes al Penibético (7.1, 7.2), se entra en un importante afloramiento de la unidad de las Nieves, perteneciente al conjunto denominado «Rondaide» (7.3 a 7.6). Este conjunto se correlaciona muy precisamente con la denominada «Dorsal» en las Cordilleras norteafricanas, por lo cual en la Cordillera Bética se ha generalizado también la denominación de «Dorsal bética», a pesar de su impropiedad (en ningún caso el dominio paleogeográfico de esa «Dorsal» tuvo características de tal). Plausiblemente se consideran estos elementos —«Dorsal» o «Rondaides»— como retazos de la cobertera correspondiente a parte de los dominios alpujárride —Unidad de las Nieves, Dorsal «externa»— y maláguide —Unidad de la Cabrilla, Dorsal «interna»—, la cual fue despegada más o menos precozmente del zócalo y se desarrollaron en la misma estructuras completamente independientes de las de este último. Con ello se tendría una explicación del enigma que plantea la inexistencia actual de materiales de edad posttriásica en los mantos alpujárrides; o su escasez, como ocurre en el conjunto maláguide. Observaciones complementarias de notable interés sobre estos materiales, y sus relaciones estructurales con los que actualmente los encuadran, se reservan para la última etapa (9.2 a 9.3').

Más al S, y después de observar efectos de metamorfismo térmico en la Unidad de las Nieves junto a su contacto (7.6), se atraviesa el gran macizo ultramáfico de la Serranía de Ronda (7.7 a 8.1), inserto en la unidad de Casares (8.1), perteneciente al conjunto alpujárride (seguramente, el manto de corrimiento más alto del mismo). También se han atribuido al mismo conjunto los materiales con grado alto de metamorfismo que aflo-

ran más al E, en la Sierra Blanca y alrededores, o asimilables a los mismos: unidades «tipo Blanca» (8.2, 8.3), que afloran entre Estepona y el macizo ultramáfico. En la misma transversal, cerca de la costa, se encuentran importantes afloramientos del conjunto maláguide (8.3). También al NW y W del macizo se encuentran afloramientos bastante externos del mismo, que serán objeto de reconocimiento de la última jornada (9.2 a 9.3').

Más al W aún, en el Campo de Gibraltar, son las unidades alóctonas de este nombre las que cubren la mayor parte del área. Muy especialmente dos de ellas —las de Algeciras (8.4, 8.6) y del Aljibe (8.5, 9.1)— constituidas por potentes formaciones de tipo flysch, muy características. Estas unidades se continúan, sin ninguna clase de dudas, a través del estrecho de Gibraltar para enlazar: con determinadas unidades mauritánicas, la de Algeciras; y con la gran unidad numídica, que se prolonga por las cordilleras norteafricanas y Sicilia hasta llegar al S de Italia, la del Aljibe. Por el E, de forma discontinua, se encuentran retazos de ambas unidades —lo mismo que de algunas más del Campo de Gibraltar— hasta el NE de Granada, a lo largo del contacto zonas internas-zonas externas. Pero es especialmente en el denominado corredor de Colmenar, donde se encuentra una buena representación del conjunto, aunque su complicada estructura dificulta determinadas atribuciones y correlaciones (9.5).

Mucho se ha discutido sobre la «patria» o procedencia de las unidades del Campo de Gibraltar. Los últimos estudios parecen indicar que, en parte, podía estar en la denominada micro-placa de Alborán, y tener así una filiación «interna», y en parte corresponder a dominios intermedios —posiblemente en parte oceánicos— entre dicha microplaca y los dominios de las zonas externas de las cordilleras bética y norteafricana. De tales dominios intermedios, el substrato de los materiales que integran las unidades del Campo de Gibraltar habría sido subducido durante los procesos de aproximación y colisión entre las placas africana y europea (y microplacas intermedias). Sea como sea, la posición de todas esas unidades es actualmente alóctona por completo, y reposan tanto sobre unidades de las zonas internas como de las externas. Por efecto de sus características litológicas y, sin duda, las de las etapas de de-

formación sufridas, la estructura actual de esas unidades es muy complicada en el detalle. Más que mantos de corrimiento extensos, forman escamas y retazos poco potentes que, en muchos casos, tienen solamente una composición muy incompleta desde el punto de vista litoestratigráfico. Sin duda, procesos de diverticulación bastante generalizados, y un mecanismo de traslación muy preponderantemente gravitatorio, pueden explicar bastante satisfactoriamente sus características antes aludidas.

Por lo demás, el breve resumen de la evolución paleogeográfica y tectónica expuesto a propósito de la transversal de Granada puede ser aplicado también a la región occidental de la Cordillera, sin más que introducir algunas matizaciones y complementos que no afectan lo esencial de lo allí indicado.

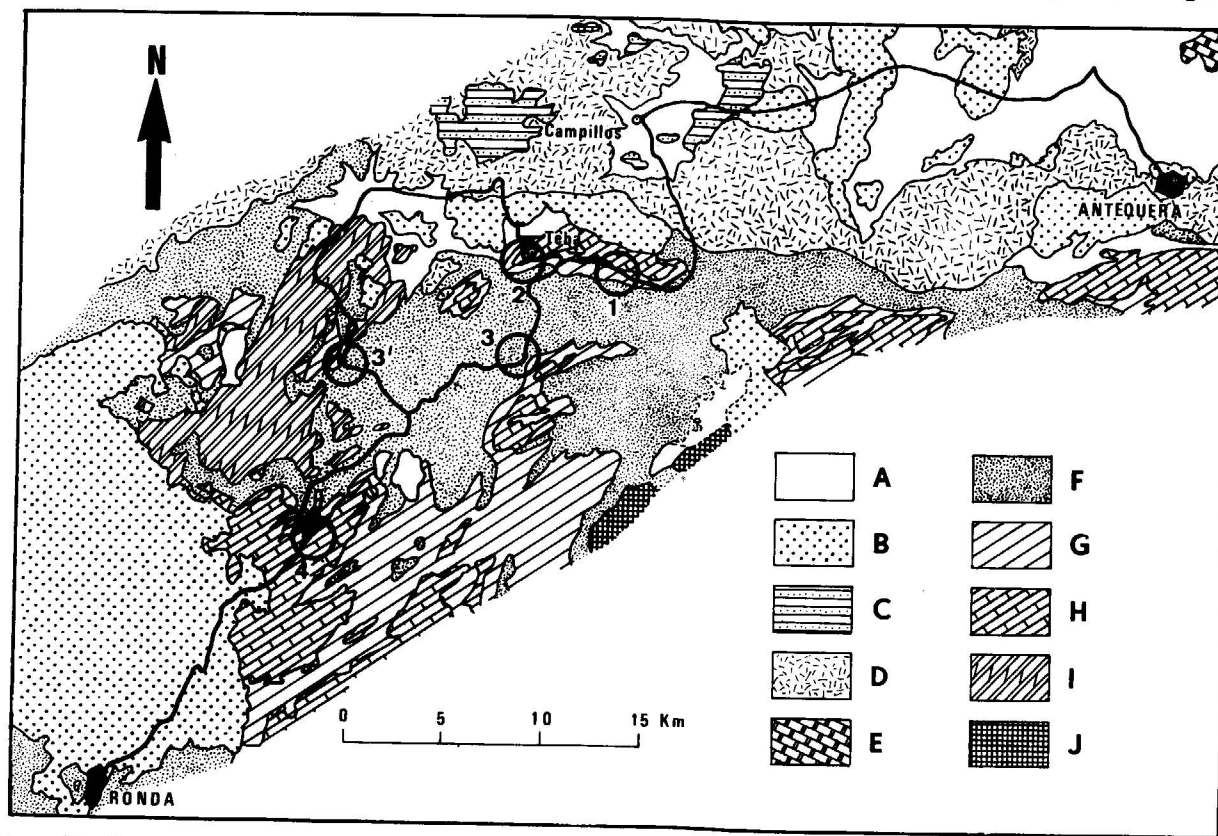


Figura 16.—Esquema geológico del área recorrida en la jornada sexta, por J. CRUZ-SAN JULIÁN, basado especialmente en CRUZ-SAN JULIÁN (1974).

1 a 4: Paradas (3': parada opcional).

A, Cuaternario (delimitado con trazos discontinuos el Embalse del Chorro); B, Mioceno Superior; C, Cretáceo Superior y Paleógeno del Manto de Antequera-Osuna; D, Triás de tipo germano-andaluz del Manto de Antequera-

2 julio 1980 (solamente la mañana):

ANTEQUERA-RONDA, por J. Cruz-San Julián.

Parada 6.1. El Cretáceo del Subbético interno.

Río de la Venta, Carretera C-431, km 14,5.
4° 52' 49" W, 36° 58' 54" N

La carretera corta el contacto entre los materiales calizos jurásicos y los materiales cretácicos. El último nivel calizo corresponde aquí al Titónico Superior-Berriasense. Encima se encuentran margas blancas verdosas, con belemnites muy abundantes y con nódulos de sílex, del Albense Superior.

Al E del puente afloran margocalizas y margas arcillosas grises y verdosas del Cenomanense; sobre ellas alternan calizas margosas, margas y

margocalizas rosadas del Coniacense al Santonense, con niveles de «slumping» en el Coniacense. El corte del río de la Venta, al sur del puente, permite reconocer el resto de la secuencia (170 metros) de «capas rojas», en las que está incluido, sin cambios apreciables de facies, hasta el Eoceno Inferior. En otros puntos, la secuencia continúa hasta el Oligoceno y Aquitaniense Inferior.

El curso sobreimpuesto del río de la Venta en el Tajo del Molino permite observar las calizas del Kimmeridgense Superior-Titónico Inferior, muy potentes en este corte (más de 100 metros).

Al sur de la carretera afloran, en el relieve de Cámara Alta, areniscas numídicas («areniscas del Aljibe»), alóctonas sobre el Subbético interno.

Parada 6.2. El Jurásico Superior del Subbético interno y relaciones de esta Unidad de la Sierra de Cañete.

Teba. 4° 59' 17" W, 36° 59' 11" N

En las inmediaciones del pueblo de Teba, contacto entre las calizas oolíticas del Lías y Dogger

—que constituyen la base de la secuencia— y las calizas nodulosas y brechoides del Oxfordense Medio a Kimmeridgense Inferior (30 m), cuya textura sugiere una erosión y redepósito submarino. Desde la cota 570 a la 500, ambas junto al pueblo, se divisa un extenso panorama (fig. 17).

Hacia el W, en el cerro de Lentejuela aflora una secuencia del Subbético interno similar a la de Teba. Entre Teba y Lentejuela, afloramientos de las unidades alóctonas del «Campo de Gibraltar»; en este caso, se distingue una unidad asimilable a la de Algeciras (mauritanica), con predominio de las arcillas rojas y verdes con delgadas intercalaciones calizas. En el techo, areniscas micáceas alternantes con arcillas o margas arcillosas. Diversos niveles del Terciario Inferior están representados.

Más al W, al fondo, en la Sierra de Cañete, sobre 50 m de arcillas con yeso, dolomías y carnioles, atribuibles al Triás, reposa una potente secuencia dolomítica (800 m) de Lías, cuyos afloramientos constituyen la mayor parte de la superficie de la Sierra de Cañete. Existe también el Dogger; está

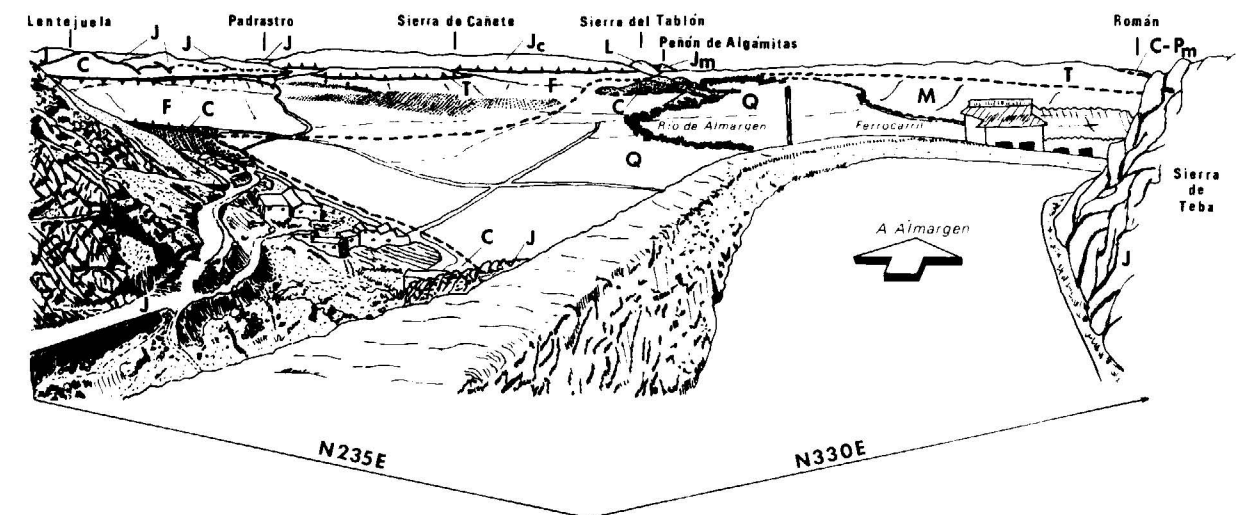


Figura 17.—Panorámica desde la carretera Teba-Almargen, en las inmediaciones de Teba (por J. CRUZ-SAN JULIÁN).

Advertencias: las orientaciones señaladas se refieren al horizonte en la vertical del punto indicado. Los contactos entre distintos materiales son aproximados y el esquema cartográfico está notablemente simplificado.

J, Jurásico del Subbético Interno de Padrastró (autóctono relativo de la Unidad de la Sierra de Cañete), Lentejuela y Sierra de Teba; C, «Capas rojas» del Subbético interno (Cretáceo Superior, Paleoceno, Eoceno, y Oligoceno?); F, Materiales de unidades asimilables a las «Unidades alóctonas» del Campo de Gibraltar. Se incluyen también materiales olistostromicos de la «Formación del Guadateba» (Burdigaliense); J_c, Jurásico de la Unidad de la Sierra de Cañete (Subbético ultrainterno); L, Liásico de la Sierra del Tablón (Subbético medio); T, Triásico de facies «germano-andaluz» del Manto de Antequera-Osuna; J_m, Dolomías liásicas del Manto de Antequera-Osuna. En la base del Peñón de Algámitas existe una pequeña banda de materiales triásicos no representados en el esquema; C-P_m, Materiales del Cretáceo Superior y del Cretáceo Superior y más Paleógeno, del Manto de Antequera-Osuna; M, Mioceno Superior, discordante; Q, Aluviones y suelos.

representado por calizas, margocalizas y margo-calizas con sílex que llegan a constituir verdaderas radiolaritas. No afloran materiales más recientes. El Subbético interno aparece en ventana bajo esta Unidad, que podría ser incluida, así, en el nuevo Dominio Subbético ultrainterno.

Hacia el N, amplias extensiones ocupadas por materiales triásicos alóctonos, con facies germano-andaluza del Manto de Antequera-Osuna. Estos materiales se superponen a las Unidades con flysch, al W, y más al N, a varias unidades del Subbético medio y externo. Sobre los materiales triásicos de dicho manto aparece una secuencia discontinua, incompleta y poco potente en la que se han identificado varios niveles del Mesozoico y del Paleógeno. Han podido identificarse dos etapas de corrimiento para esta Unidad: una en el Aptense-Albense, en la que se superpuso al Dominio Subbético medio, y otra entre el Aquitaniense Inferior y el Langhense, en la que la parte meridional de esta Unidad se trasladó gravitatoriamente hacia el Sur, por encima de las Unidades del Campo de Gibraltar, mientras que hacia el N se trasladó sobre el Subbético externo. Este último movimiento pudo continuar hasta el Mioceno Inferior y colaboró así en el relleno, unidades alóctonas del Guadalquivir, olistostromas de la antifosa de la Cordillera Bética, representada por la Depresión del Guadalquivir.

Parada 6.3. La formación del Guadateba.
Carretera C-341, km 21.
4° 55' 19" W, 36° 56' 00" N

Sobre los materiales del Subbético interno de la alineación Sierra de Ortégicar-Matagayar, que se observan al S de la carretera, aflora una formación que presenta bloques de edad, naturaleza y tamaño muy variados, englobados en una matriz arcillosa. En el mismo talud de la carretera, en este punto, pueden observarse areniscas numídicas y calizas biodetríticas del Paleógeno, y en las proximidades se reconocen calizas y dolomías de procedencia dudosa, «capas rojas», etc. Es notable la existencia en muchos puntos de brechas de tipo olistostrómico.

La edad de esta formación es posterior al Aquitaniense (edad de las areniscas numídicas) y anterior al Tortoniense Superior que reposa sobre ella en muchos puntos. La edad más probable es burdigaliense.

Parada 6.3' (opcional). La ventana tectónica de Cañete y la Unidad de la Sierra de Cañete.
Km 6 de la Carretera local a Cañete la Real.
5° 02' 02" W, 36° 55' 44" N

Desde este punto se observan las calizas jurásicas del Subbético interno que afloran en ventana tectónica bajo la Unidad de la Sierra de Cañete. La secuencia liásica de esta última podría visitarse brevemente en un recorrido hacia el Norte por esta misma carretera.

Parada 6.4. Panorámica sobre el borde sur de la Sierra de Cañete.
Carretera C-341, km 40.
5° 02' 59" W, 36° 51' 19" N

Se observa la superposición de los materiales del borde meridional de la Sierra de Cañete sobre calizas jurásicas del Subbético interno. Aunque las condiciones de observación no son muy favorables, parece que también la Unidad de Cañete descansa sobre la formación olistostrómica burdigaliense, lo que permite plantearse la cuestión de si la Unidad de Cañete en conjunto es un enorme bloque englobado en dicha formación.

Finalmente, en este sector puede observarse el «hard-ground» desarrollado sobre el último nivel jurásico en la secuencia de la Unidad del Subbético interno de la alineación Colorado-Llanos de Carrasco.

A partir de este punto, el itinerario prosigue por los materiales de esta Unidad hasta el km 44, en el que se cortan los materiales del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda que se extiende hasta esta localidad.

3 julio 1980: RONDA-ESTEPONA,
por A. Estévez y R. Torres-Roldán.

Parada 7.0. Panorámica desde Ronda.
Borde W del Tajo de Ronda.
5° 09' 17" W, 36° 44' 37" N

El acantilado del Tajo de Ronda corresponde a una potente sucesión de conglomerados poligénicos del Mioceno Superior. Este terreno tiene las características propias de una molasa, y forma parte del relleno de una de las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética: la depresión de Ronda.

Hacia el W, extensa panorámica sobre diversas unidades de las zonas externas de la Cordillera.

Se sale de Ronda por la carretera C-339, que se seguirá hasta su final en San Pedro de Alcántara. Tras atravesar el Arroyo de Las Culebras, se atraviesa una potente serie de calizas y dolomías, y algunas intercalaciones margosas, perteneciente al Muschelkalk del Subbético interno. A lo largo de la carretera aparecen buenos cortes, en los que la serie se muestra suavemente plegada.

Parada 7.1. Observación de los términos basales de la serie del Subbético interno (Penibético de Ronda).
Carretera C-339, km 6,5.
5° 07' 29" W, 36° 42' 13" N

Se observan los niveles más altos del Muschelkalk en la trinchera de la carretera. Los niveles dolomíticos poseen laminaciones finas, posiblemente debidas a mallas de algas.

Hacia el W, en primer plano, se observan el contacto con el Keuper (muy delgado), y los niveles basales del Lías.

Parada 7.2. Observación del Keuper del Subbético interno (Penibético de Ronda) y vista panorámica del frente de corrimiento de las unidades de Enamorados (Pico Almola) y de Nieves.
Carretera C-339, km 8,3.
5° 07' 00" W, 36° 41' 46" N

En el nuevo talud de la carretera se observan las margas irisadas del Keuper.

Hacia el S, sobre materiales del Cretáceo Superior (techo del Subbético interno, Penibético de Ronda) y del Paleógeno (probablemente pertenecientes a una de las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar), se contempla el frente de corrimiento de dos unidades: la inferior y más septentrional o Unidad de Enamorados (Pico Almola y parte de la Sierra del Oreganal), compuesta esencialmente por calizas blancas oolíticas del Lías parcialmente dolomitizadas; y la superior y más meridional o Unidad de Nieves, cuyo Triás dolomítico basal de facies alpina reposa sobre la anterior. Esta unidad pertenece ya al conjunto denominado Rondaide (o «Dorsal bética», o más precisamente «Dorsal bética externa»).

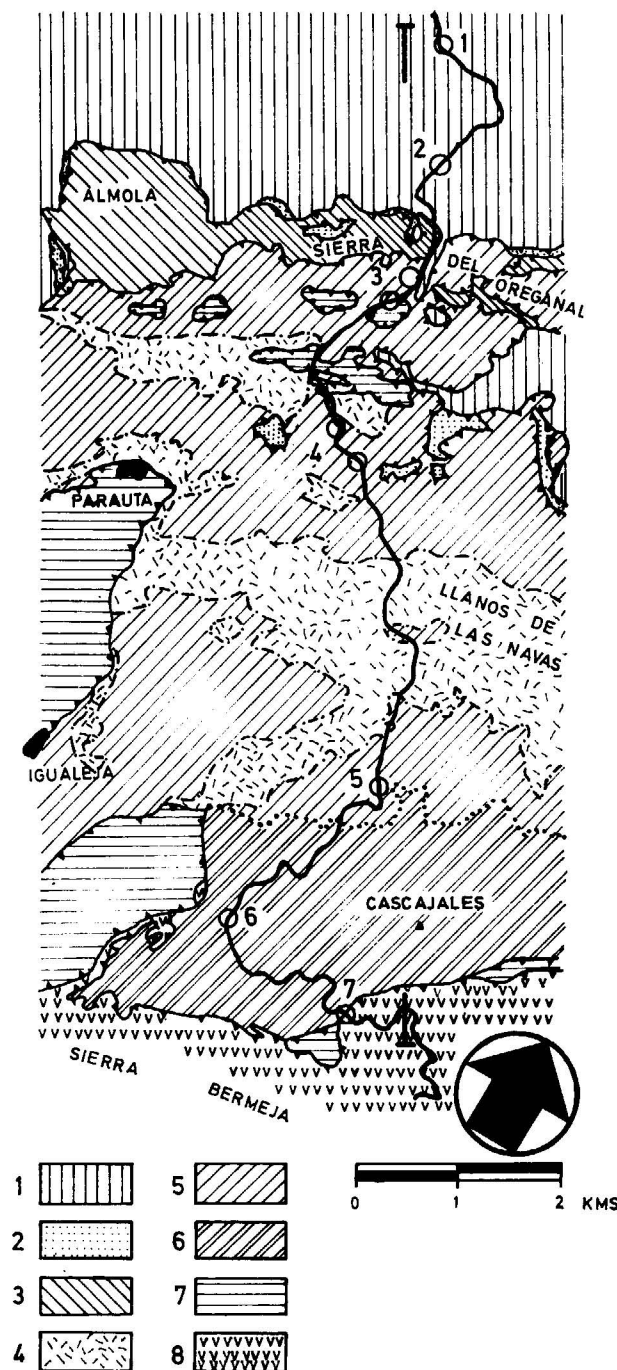


Figura 18.—Esquema geológico del área de la Serranía de Ronda, que es objeto de la jornada séptima. Datos, principalmente, de DÜRR (1967).
1, Subbético interno (Penibético de Ronda); 2, Paleógeno (probablemente perteneciente a una de las Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar); 3, Unidad de Enamorados; 4, Unidad de Nieves: Brecha de La Nava; 5, Unidad de Nieves: Triás dolomítico y Jurásico calizo; 6, Unidad de Nieves: Triás y Jurásico afectados por metamorfismo regional; 7, Unidad de Casares; 8, Peridotitas de Sierra Bermeja. En la parte derecha de la figura se indica la situación del corte figura 20.

Parada 7.3. Semiventana del arroyo de Linarejos e isleos de la Unidad de Casares. Carretera C-339, km 9,9.
5° 06' 46" W, 36° 40' 59" N

El encajamiento del citado arroyo permite observar la superposición de las Unidades de Enamorados y de Nieves, y la de éstas, a su vez, sobre el Cretáceo Superior (capas rojas, muy tectonizadas y replegadas).

Algo más al S, se cortan, en el nuevo talud de la carretera, materiales de la unidad de Casares. Se trata de varios isleos superpuestos a la unidad de Nieves (fig. 20); han quedado preservados de la erosión por efecto de fallas normales que retocan los contactos de corrimiento.

Parada 7.4. Panorámica del contacto de las unidades de Enamorados y Nieves. Corte de la serie de la unidad de Nieves. Carretera C-339, km 12,5.
5° 06' 27" W, 36° 40' 03" N

En la panorámica se observa el contacto de las unidades de Enamorados y de Nieves; es bien visible debido al contraste de color entre los respectivos materiales.

En el punto de parada se observa la superposición de la brecha de La Nava, mediante discordancia (fig. 19), sobre Malm (margocalizas blancas y calizas nodulosas con *Aptychus*) fuertemente tectonizado. Bajo el Malm aparecen calizas con sílex perteneciente probablemente al Dogger.

Un poco más al S se verán las calizas con sílex afectadas por mesopliegues angulares de vergencia S. A lo largo de la trinchera de la carretera aparecerán, inmediatamente debajo, calizas grises oscuras tableadas y de aspecto algo noduloso que deben representar el Lías. Finalmente se entra en el paquete dolomítico basal por intermedio de margas y margocalizas de tonos grises oscuros, con pátina de alteración amarillenta.

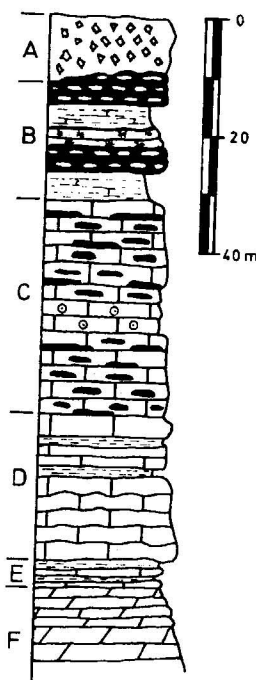


Figura 19.—Columna estratigráfica de la unidad de Nieves. Datos principalmente de DÜRR (1969).

A, Brecha de La Nava; B, Malm, margocalizas blancas y rojas, calizas nodulosas y niveles de radiolaritas; C, Dogger (probable): calizas grises con nódulos y niveles de sílex; intercalación de calizas de crinoides; D, Lías: calizas grises oscuras con niveles margosos intercalados en la parte superior; E, Retiense: dolomías arcillosas tableadas y margas, con algún nivel calizo intercalado; F, Trías de facies alpina: dolomías brechificadas, más tableadas hacia el techo.

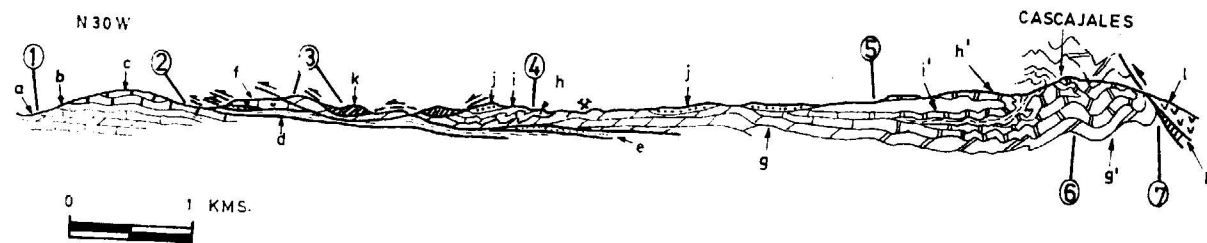


Figura 20.—Corte geológico de la Serranía de Ronda (véase su situación en la figura 18).

a, Muschelkalk del Subbético Interno (Penibético de Ronda); b, Keuper del Subbético Interno (Penibético de Ronda); c, Retiense-Lías del Subbético Interno (Penibético de Ronda); d, Senonense del Subbético Interno (Penibético de Ronda); e, Paleógeno (probablemente perteneciente a una de las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar); f, Calizas del Lías de la Unidad de Enamorados; f', Trías de facies alpina de la Unidad de Nieves; g, Trías de la Unidad metamórfica; h, Calizas del Lías de la Unidad de Nieves; h', Calizas del Lías de la Unidad metamórfica; i, Calizas con sílex y calizas nodulosas rojas del Dogger-Malm de la Unidad de Nieves; i', Calizas con sílex y calizas nodulosas de la unidad metamórfica; j, Brecha de La Nava; k, Metapelitas y cuarcitas de la Unidad de Casares. 1, Peridotitas de Sierra Bermeja.

Los pequeños círculos numerados indican la situación de las paradas correspondientes.

Parada 7.5. Frente de metamorfismo de la Unidad de Nieves. Carretera C-339, km 16.
5° 05' 12" W, 36° 38' 38" N

En la trinchera de la carretera aparece claramente la transformación gradual de la serie sedimentaria descrita, por efecto del metamorfismo; el grado de éste aumenta a medida que progresa hacia el S.

En este lugar las calizas con sílex exhiben cierta recrystalización tanto de los carbonatos como de los lechos silíceos. Se observan micropliegues y transposiciones según una esquistosidad espaciada aproximadamente coincidente con el plano axial de un gran pliegue tumbado de vergencia N. Los relieves de las colinas circundantes situados hacia el SE están constituidos por mármoles calizos, correspondientes metamórficos del techo de las calizas liásicas, los cuales forman ya parte del flanco invertido del sinclinal. Más hacia el S aparecen mármoles calizos e intercalaciones margosas con silicatos cálcicos que corresponden a niveles cada vez más bajos de la serie de la Unidad de Nieves.

Parada 7.6. Mármoles del Lías y panorámica del contacto de la unidad de Casares y la unidad de Nieves. Carretera C-339, km 18,5.
5° 05' 39" W, 36° 37' 46" N

Afloramiento de mármoles calizos del Lías de la serie de Nieves, con algunos lechos con silicatos cálcicos que representan las intercalaciones margosas de la serie no metamórfica. Se pueden observar varias deformaciones sinmetamórficas, así como micropliegues tardíos poco apretados.

La vista panorámica hacia el W muestra en primer plano la superposición de la unidad de Casares (metapelitas) sobre la unidad de Nieves; jalando el contacto entre ambas unidades, quedando algunos lentejones de serpentina; más lejos se observa el cabalgamiento de la unidad de Casares directamente sobre la unidad de Nieves. Al fondo, materiales carbonatados de la Unidad de Benadalid.

Parada 7.7. Contacto unidad de Nieves-Peridotitas de Sierra Bermeja. Al S de Cascajales. 5° 04' 49" W, 36° 37' 35" N
Se trata de una gran falla inversa. En algunos

puntos de la misma quedan pellizcadas metapelitas de la unidad de Casares. Cerca de este contacto y dentro de la unidad de Nieves aparecen niveles de silicatos cálcicos, con grado de metamorfismo más alto que en los precedentes; en corte fresco, muestran claramente un microplegado postesquistoso no muy apretado.

Parada 7.7' (opcional). Observación de «layering» de las peridotitas y cortes frescos de éstas. Carretera C-339, km 31.

La nueva trinchera muestra buenos afloramientos relativamente frescos. El «layering», por el contrario, sólo se observa en los cortes suficientemente meteorizados.

Esta estratificación interna de las peridotitas está determinada por pequeñas diferencias de la composición mineralógica entre niveles discretos adyacentes (generalmente del orden de uno a varios cm). Es perceptible a causa de la mayor vulnerabilidad a la meteorización de los «lechos» más ricos en olivino. En esta parte central del macizo la roca ultramáfica dominante es una lherzolita con espinela o plagioclasa.

4 julio 1980. Primera Parte (mañana): ESTEPONA-ESTEPONA, por R. Torres-Roldán.

LAS UNIDADES BÉTICAS AL N. DE ESTEPONA

Desde Estepona se emprende la subida al puerto de Peñas Blancas por la carretera de Jubrique; las paradas se harán en el descenso.

Parada 8.1. Diques anatócticos en las peridotitas del Macizo de Sierra Bermeja. Panorámica de la región costera de Marbella-Estepona. Puerto de Peñas Blancas. Carretera de Estepona-Jubrique. 5° 11' 15" W, 36° 30' 21" N

En la parada es posible observar diques y sills de material granitoide con cordierita, inyectados en fracturas del macizo ultramáfico de Sierra Bermeja. El origen de estos diques anatócticos está probablemente en relación con una anterior aureo-

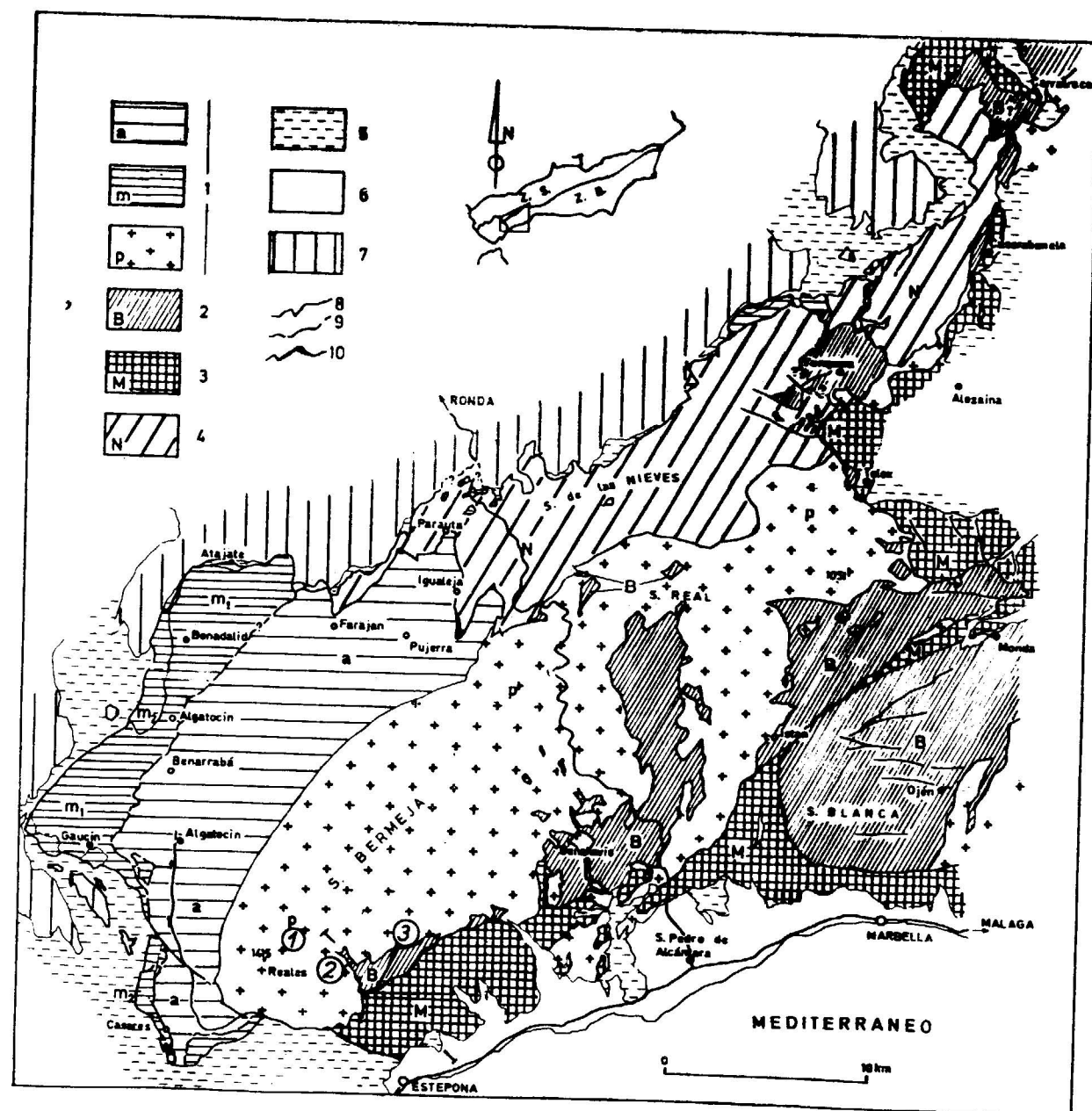


Figura 21.—Esquema tectónico del tercio más occidental de la Zona Bética. Construido sobre la base de la compilación de MAUTHE (1971), con modificaciones del autor. Datos de KOCKEL (1963), DÜRR (1967), MOLLAT (1968) y BUNTFUSS (1970).

1, Unidad de Casares: la secuencia de tipo alpujárride; 1m, secuencia de tipo maláguide (Paleozoico sobre todo); 1m₂, secuencia de tipo maláguide (cobertura permo-meso-zoica); lp, rocas ultramáficas. 2, Unidad(es) tipo Blanca. 3, Unidad de la Loma de la Portezuela (u. maláguide s. str.). 4, Unidad de Nieves-Prieta. 5, Unidades del Campo de Gibraltar, generalmente con gran desarrollo de formaciones tipo flysch. 6, Materiales posteriores a la última etapa de mantos de corrimiento (Plioceno y Cuaternario, esencialmente). 7, Unidades externas. 8, Contacto mecánico. 9, Contacto premetamórfico. 10, Serpentina de tipo «marginal» (cf. BLUMENTHAL, 1949). Los trazos situados al E y NNW de Estepona indican la situación del corte figura 22. Las cifras dentro de círculos indican el número de la parada correspondiente.

la de contacto de la peridotita, actualmente desmantelada por la erosión.

En este punto se tiene una excelente panorámica de la zona costera al sur de Sierra Bermeja, en la que se aprecia el dispositivo de superposición peridotitas-Unidad de (tipo) Blanca y una unidad superior de tipo maláguide que, a su vez, soporta un «flysch» de características especiales (flysch de Estepona, Formación de San Pedro de Alcántara) (figs. 21 y 22).

Parada 8.2. El complejo migmatítico de la Unidad de (tipo) Blanca.

Carretera de Estepona a Jubrique, km 7,5.

5° 10' 35" W, 36° 28' 38" N

En este área, la unidad de (tipo) Blanca está constituida por una masa de movilizados anatécicos, ricos en enclaves hiperaluminosos, en la que «flotan» varios bancos de rocas carbonatadas también con metamorfismo de alto grado. La parada está dedicada a observaciones sobre los movilizados anatécicos con enclaves.

Parada 8.3. El contacto Unidad de (tipo) Blanca-Unidad de tipo Maláguide.

Carretera de Estepona a Jubrique, km 4,7.

5° 09' 14" W, 36° 28' 13" N

Materiales atribuibles al complejo maláguide (metapelitas sobre todo) se superponen a la Unidad de (tipo) Blanca por intermedio de una banda de material ultramáfico cataclastizado cuyo grosor oscila entre 0,5 m y 10 m. Bajo este contacto, más al E, la Unidad de (tipo) Blanca puede llegar a desaparecer por completo, adelgazada, o pellizcada. La superficie es oblicua a las estructuras metamórficas zonales de ambas unidades en contacto.

En esta transversal existe una continuidad bastante buena en la zonación conjunta Blanca-Unidad Maláguide. Así, pues, habida cuenta también de las semejanzas en cuanto al tipo de evolución metamórfica en ambas unidades, podría ser sugerido que, con anterioridad a su coloración («mise en place»), ambas pudieron haber formado parte de la aureola del macizo ultramáfico de Sierra Bermeja. Tal dispositivo podría haber sido una continuación lateral del que se observa actualmente en la transversal de Jubrique, al NW de Sierra Bermeja.

Hasta Estepona, la carretera corta primero un notable afloramiento del Paleozoico del complejo maláguide. Más al S éste desaparece debajo del Mioceno, al aparecer transgresivo sobre el mismo. Finalmente, se regresa a la población entre afloramientos del Plioceno marino y depósitos cuaternarios.

Segunda Parte (tarde). ESTEPONA-ALGECIRAS, por J. G. Pendón.

Desde Estepona, por la carretera N-340 se llega a Algeciras. Después de atravesar afloramientos del Mioceno atribuibles a la cobertura del complejo maláguide, la carretera corta afloramientos de otros elementos de atribución más dudosa, hasta unos 8 km de Estepona. Luego, casi todo el trayecto transcurre a trechos sobre el Plioceno marino y depósitos cuaternarios, y sobre diversas unidades del Campo de Gibraltar, a las cuales se dedicarán las paradas siguientes, en puntos con mejores condiciones de observación. Al acercarse a San Roque, vistas cercanas sobre el Peñón de Gibraltar, constituido esencialmente por calizas

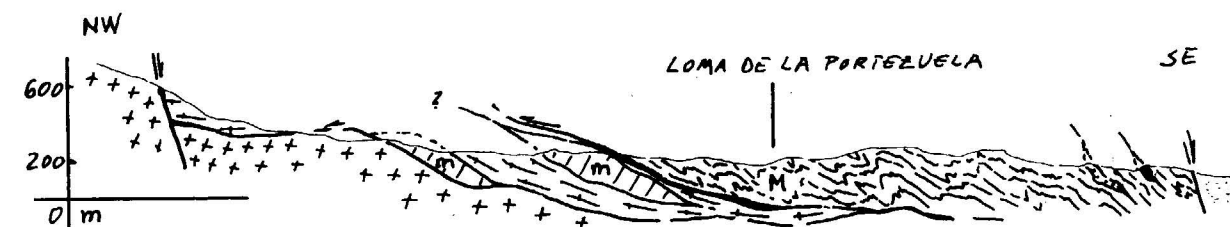
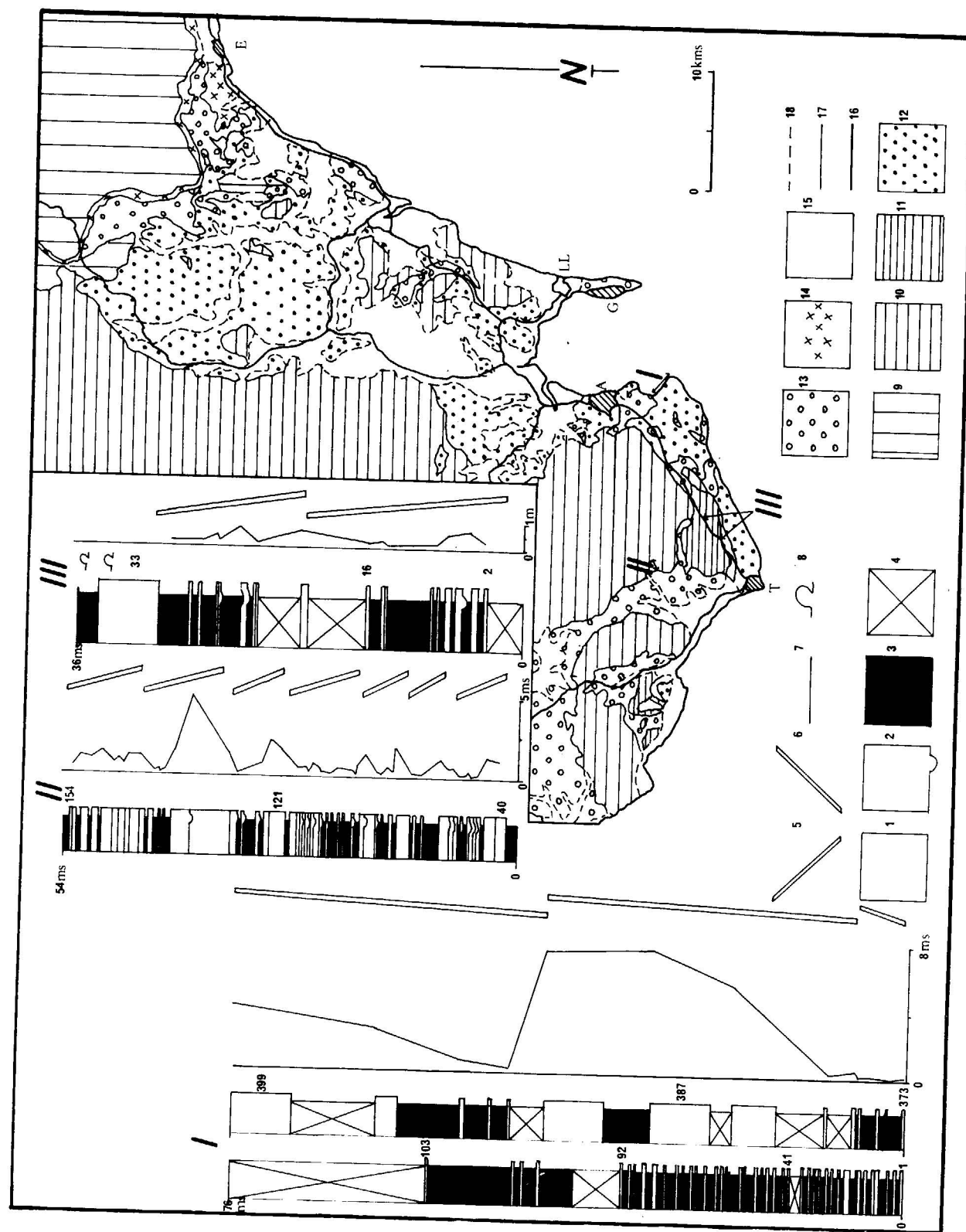


Figura 22.—Corte geológico de las unidades béticas al N de Estepona (la situación del corte viene indicada en la figura 21). La leyenda: cruces, rocas ultramáficas; m, mármoles intercalados en los movilizados anatécicos de la unidad de (tipo) Blanca; M, materiales del complejo maláguide.



jurásicas pertenecientes a una unidad «Tariquide» según los estudios más recientes. En Algeciras se abandonará la N-340 para seguir la carretera local al paso de la Punta del Carnero (fig. 23).

La estructura del Campo de Gibraltar es la de un apilamiento de mantos de corrimiento cuyas traslaciones, al menos en las etapas finales, debieron ser de origen gravitatorio. Las formaciones constituyentes de las distintas unidades tectónicas comportan fundamentalmente facies turbidíticas; su edad comprende desde el Cretácico Inferior al Mioceno Inferior. La procedencia o patria tectónica de estos mantos aún es muy discutida.

Parada 8.4. Panorámica desde la Punta del Carnero y observaciones sobre el flysch de la Unidad de Algeciras.

Punta del Carnero-Ensenada de Getares.
5° 25' 31" W, 36° 04' 45" N

Desde el Faro de Punta Carnero se aprecia una buena panorámica sobre ambas orillas del estrecho de Gibraltar. Comentario sobre las unidades representadas en una y otra, y sus correlaciones.

Desde este punto hacia Getares la carretera transcurre por el flanco N de un antiforme y corta la serie estratigráfica de la unidad de Algeciras de techo a muro (Oligoceno-Bartonense). Sus facies turbidíticas se ordenan en una megasecuencia negativa que indica la progradación de la parte externa de un abanico submarino profundo ('outer fan').

Parada 8.5. Arenisca del Aljibe.

Pista forestal al S de la Sierra de Ojén.
5° 35' 23" W, 36° 05' 13" N

En este punto se observa un afloramiento de las Areniscas del Aljibe (Stampiens-Mioceno Inferior), formación equivalente al flysch numídico de las costas africanas del Mediterráneo occidental. Estas areniscas pertenecen a la unidad del Aljibe.

Afloran más de cien metros de esta formación, en la que las areniscas presentan facies canalizadas y amalgamadas (facies B), que se ordenan en secuencias positivas («thinning and fining upward sequences»), indicativas del relleno de los canales de la parte media de un abanico submarino profundo («middle fan»).

Parada 8.6. Unidades de Bolonia, Algeciras y Almarchal.

Km 91 carretera N-340.
5° 34' 25" W, 36° 03' 10" N

En los alrededores de este punto se observan afloramientos de las unidades de Bolonia, Algeciras y Almarchal (respectivamente, en sentido descendente del edificio tectónico).

Se observa que las areniscas oligocénicas de Bolonia se asocian en secuencias positivas, reunien-

Figura 23.—Esquema geológico y columnas correspondientes a las turbiditas de las unidades de Bolonia, Algeciras y Aljibe (unidades alóctonas del Campo de Gibraltar), por J. G. PENDÓN.

I, II y III: perfiles sedimentológicos (se indica su afloramiento en el esquema cartográfico).

I: Bartonense-Oligoceno de la unidad de Algeciras.

II: Estampiense-Mioceno Inferior de la unidad del Aljibe (Areniscas del Aljibe).

III: Oligoceno de la unidad (?) de Bolonia.

1 a 8: leyenda de los perfiles sedimentológicos.

1, Divisiones ABC de Bouma. 2, Divisiones ABC de Bouma en facies canalizadas. 3, Divisiones DE de Bouma. 4, Cubierto. 5, Secuencia positiva. 6, Secuencia negativa. 7, Potencia de las divisiones ABC. 8, Estructuras de deslizamiento (slumping).

9 a 18: leyenda del esquema cartográfico.

9, Zonas internas de las Cordilleras Béticas (se incluye la dorsal calcárea). 10, Unidad del Aljibe. 11, Unidad (?) de Bolonia. 12, Unidad de Algeciras. 13, Otras unidades del Campo de Gibraltar (se incluye la «cordillera tariquida»). 14, «Flysch de Estepona» (Mioceno Inferior, transgresivo sobre las zonas internas). 15, Terrenos postorogénicos. 16, Carretera. 17, Contacto entre unidades tectónicas distintas. 18, Contacto discordante.

Situación de las poblaciones más importantes: A, Algeciras; E, Estepona; G, Gibraltar; LL, La Línea; T, Tarifa.

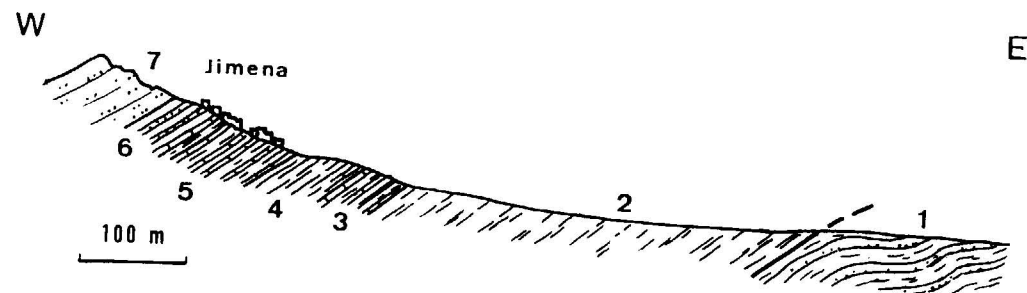


Figura 24.—Corte geológico del cerro de Jimena (según DIDON, 1969, fig. 46).

1, Flysch oligoceno de la unidad de Algeciras. 2, «Arcillas de Jimena», con microfaunas del Cretáceo Superior y del Eoceno. 3, Arcillas con intercalaciones de calizas, de hasta 30 cm. 4, Arcillas apizarradas rojas y verdosas. 5, Arcillas rojas, localmente verdosas, con numerosas capas intercaladas de calizas detríticas y organógenas; contienen microfaunas del Oligoceno. 6, Arcillas rojas con intercalaciones de calizas y de areniscas; estas últimas, hacia el techo, van siendo cada vez más semejantes a las «Areniscas del Aljibe» (= Areniscas «numídicas» del N de Africa). 7, Areniscas del Aljibe. Los tramos del 2 al 7 pertenecen todos a la unidad del Aljibe.

do facies de tipo Aljibe canalizadas y de tipo Oligoceno de la unidad de Algeciras. La lutita de este afloramiento también presenta retrabajo de lutitas de los dos tipos citados (unidades de Algeciras y Aljibe).

La serie de Bolonia, con idéntica posición tectónica que la unidad de Algeciras, puede representar pues una comunicación entre la extensa cuenca numídica y la cuenca donde se depositaron las unidades del Campo de Gibraltar.

Dos kilómetros hacia el N, en el mirador de Tarifa y a la vista de las costas africanas, se puede hacer una recapitulación sobre la correlación de las distintas unidades, así como sobre la patria tectónica de los diferentes mantos alóctonos.

Todo ello con el bien entendido de que las formaciones turbidíticas coetáneas, aunque pertenecientes a diferentes unidades tectónicas, pueden entroncarse entre sí desde el punto de vista de las relaciones de proximalidad/distalidad de sus facies sedimentarias.

5 julio 1980: ALGECIRAS-MÁLAGA,

por J. M. Fontboté, J. G. Pendón
y R. L. Torres-Roldán.

Se sale de Algeciras por la carretera N-340, hacia el N; se sigue luego la carretera C-333 hasta las proximidades de Jimena de la Frontera. Hasta

cerca de Castellar, el Plioceno marino está superpuesto en notable extensión a las unidades de Algeciras y del Aljibe, que luego dominan el paisaje hasta la parada 9.1.

Parada 9.1. Arcillas de base de la unidad del Aljibe.

Junto a Jimena de la Frontera.

5° 26' 51" W, 36° 25' 57" N

En los alrededores de Jimena aflora ampliamente la Unidad del Aljibe. Hacia el W, las areniscas del Aljibe forman varias escamas, en general despegadas de su substrato. Este, constituido por arcillas, aflora en las laderas del cerro en el que se halla Jimena (fig. 24).

En la ladera S se puede observar un buen corte de las denominadas «Arcillas de Jimena». Comprenden un conjunto de capas predominantemente arcillosas, situadas por debajo de las típicas «Areniscas del Aljibe». Contienen algunos niveles calizos, con características de turbiditas. Se trata de un flysch extremadamente distal, depositado desde el Cretácico Superior al Oligoceno en una llanura submarina de cierta profundidad.

Se continúa hacia el NE por la misma carretera, y se remontan las laderas de la Sierra Espartina: primero sobre materiales de la unidad de Algeciras; más arriba, en margocalizas y calizas de color salmón, del Cretácico Superior y del Paleoceno atribuidos al Penibético (Subbético interno, según otros autores).

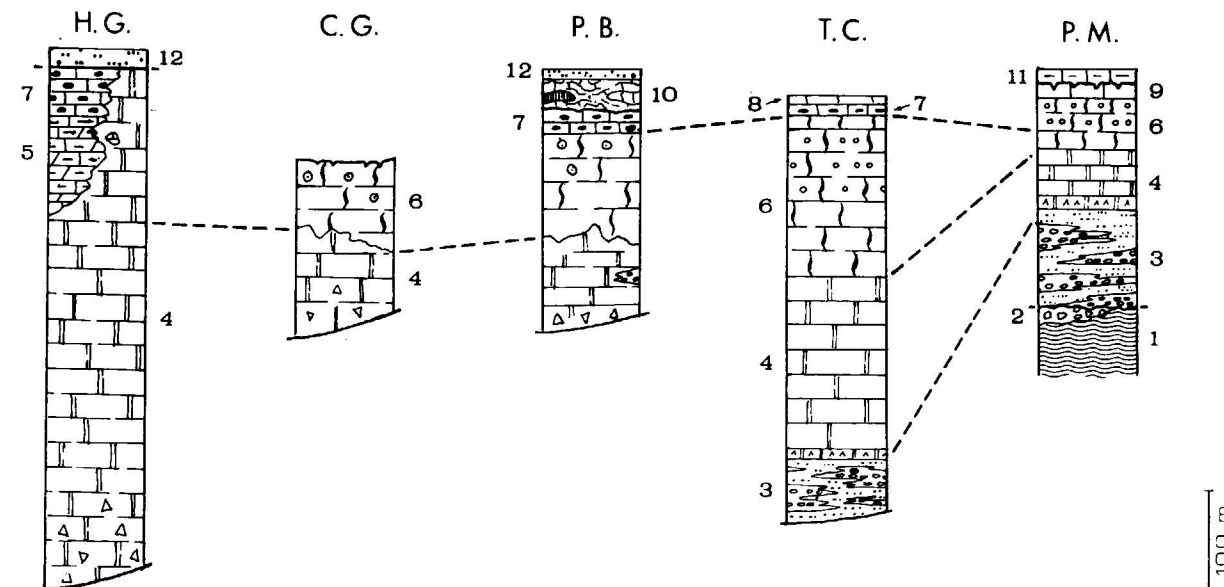


Figura 25.—Columnas estratigráficas de las unidades Rondaides («Dorsal bética»); correlaciones respectivas y con el conjunto maláguide. Según FELDER (1978, figs. 12, 13 y 15). H.G., Hacho de Gaucín (Unidad de las Nieves, «Dorsal externa»). C.G., Castillo de Gaucín. P.B., Peña de Benadaliid. T.C., Tajo de la Cabrilla (Unidad de la Cabrilla, «Dorsal interna»). P.M., Palo de Málaga (conjunto maláguide). Para la Unidad de las Nieves, véase también la columna reproducida en la figura 19 de estas páginas.

1, Paleozoico del conjunto maláguide. 2, Paleosuelos y regolitas atribuibles al Pérmico. 3, Permo-Trías. 4, Dolomías, localmente con brechas, y, en la base, carniolas; edad preponderantemente triásica, más localmente pueden llegar a comprender parte del Liásico. 5, Alternancias calizo dolomíticas, del Rhetiense. 6, Calizas masivas o con oolitos, preponderantemente del Liásico. 7, Calizas con sílex; pueden pertenecer a varios niveles del Jurásico s. lat. 8, Calizas en bancos delgados, biomicríticas o con sílex, atribuibles al Jurásico. 9, Calizas y margas del Jurásico Superior y Neocomiense. 10, Olistostroma de edad neocomiense. 11, Margocalizas y margas del Cretácico Superior. 12, «Arenisca de Horna», del Oligoceno Superior y Mioceno Inferior.

Parada 9.1' (opcional). Cretáceo tipo «couches-rouges».

Carretera C-333, arroyo del Acebuche.

5° 21' 27" W, 36° 30' 21" N

Afloramiento característico del Cretácico Superior «penibético». Notable desarrollo de pliegues de escala métrica a decimétrica.

La carretera alcanza las proximidades del Hacho de Gaucín. Es un área de estructura bastante complicada, en la que están representados el complejo maláguide, la Dorsal Bética, diversas unidades del Campo de Gibraltar y otros elementos. Desgraciadamente, la calidad de los afloramientos no permite precisar las relaciones recíprocas de varios de esos elementos entre sí.

Parada 9.2. La Dorsal Bética, el Complejo Maláguide y otros elementos.

Hacho de Gaucín, junto al km 99 de la Carretera N-341.

5° 22' 39" W, 36° 30' 49" N

El peñón principal del Hacho de Gaucín está constituido por calizas y dolomías del Triás y Lías (en contacto anormal sobre el Complejo Maláguide, fig. 26) como puede apreciarse en el km 98,7, y sobre materiales pertenecientes a una de las unidades del Campo de Gibraltar. La estructura de detalle está además complicada por numerosas fracturas. En el km 98,7 afloran areniscas y microconglomerados («Areniscas de Horca») del Paleógeno; pertenecen a la Dorsal también.

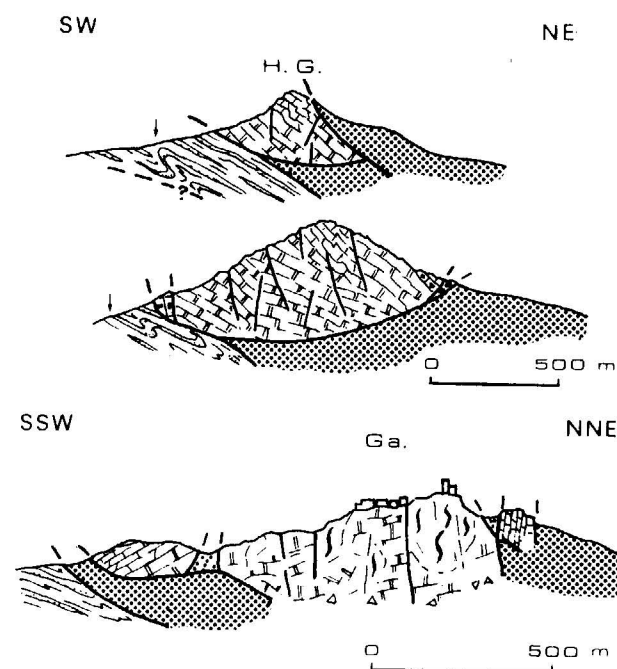


Figura 26.—Los elementos rondaides en Gaucín y sus relaciones con las unidades adyacentes. Según FELDER (1978, figuras 22 y 23, con pequeñas modificaciones). H.G., Hacho de Gaucín, cota 875, en el corte de arriba; cima culminante, cota 1012, en el corte central. Ga, pueblo de Gaucín. Leyenda: Al pie de la figura 27.

Puede divisarse un interesante panorama. Hacia el E, es especialmente interesante el sector del pueblo de Gaucín (fig. 26) (ver más adelante, 9.2').

Parada 9.2' (opcional). Observaciones complementarias a las de la parada 9.2. Castillo de Gaucín.

5° 18' 50" W, 36° 31' 08" N

Observaciones sobre las dolomías y calizas de la Peña de Gaucín, de edad triásica y liásica, pertenecientes a la unidad de la Cabrilla, es decir, a la «Dorsal interna» afín al dominio maláguide. En cambio, las del Hacho pertenecían a la Unidad de las Nieves («Dorsal externa», afín al dominio alpujárride). La figura 25 esquematiza las respectivas series estratigráficas. Buena panorámica sobre diversas unidades béticas y del Campo de Gibraltar.

Parada 9.3. Contacto Permo-Triás-Paleozoico, en el Complejo Maláguide. Cerca del pueblo de Algotocín.
5° 16' 37" W, 36° 35' 17" N

Discordancia entre el Permo-Triás y el Paleozoico Maláguide. Existen conglomerados mal cementados entre el Paleozoico, cuya superficie está rubeficada, y el Permo-Triás bien estratificado; representan verosimilmente un paleosuelo. La esquistosidad, bien presente en el Paleozoico, falta totalmente en el Permo-Triás.

Al W, cresta de la sierra de Algotocín, en calizas y dolomías de la unidad de Cabrilla (fig. 27).

Parada 9.3' (opcional). Observaciones sobre la Dorsal y el Subbético interno. Alrededores de Atajate.
5° 14' 39" W, 36° 38' 29" N

Buenas panorámicas sobre elementos de la Dorsal Bética, Complejo Maláguide, y macizo ultramáfico de Sierra Bermeja. Unos 200 m al W de su origen, la carretera local a Jimera corta un contacto, por cabalgamiento, del Triás y Lías de la Dorsal sobre Neocomiense atribuible a una de las unidades del Campo de Gibraltar.

Se sigue por la C-341 hasta Ronda. Extensos afloramientos del Jurásico y Cretáceo «penibéticos». Luego, entre los km 70 y 66. Lías Inferior y Keuper de la misma unidad (v. 7.1 y 7.2). Unos 2 m más allá, la carretera entra en el Mioceno Superior del relleno de la depresión de Ronda.

Hasta Antequera se sigue sin cambio notable, en sentido inverso, el itinerario recorrido en la etapa séptima. Desde Antequera se saldrá por la carretera N-331 en dirección de Málaga.

Se bordea un gran afloramiento del Triás de la unidad alóctona de Antequera-Osuna, que la carretera remonta en la cuesta del Romeral.

Parada 9.4. Bloque exótico en el Triás. Cuesta del Romeral.
4° 30' 45" W, 36° 01' 49" N

Buen afloramiento del Triás de Antequera, que presenta sus características típicas. Contiene aquí un gran bloque de composición caliza y margosa, que ha suministrado algunos microfósiles terciarios (posiblemente del Eoceno Inferior).

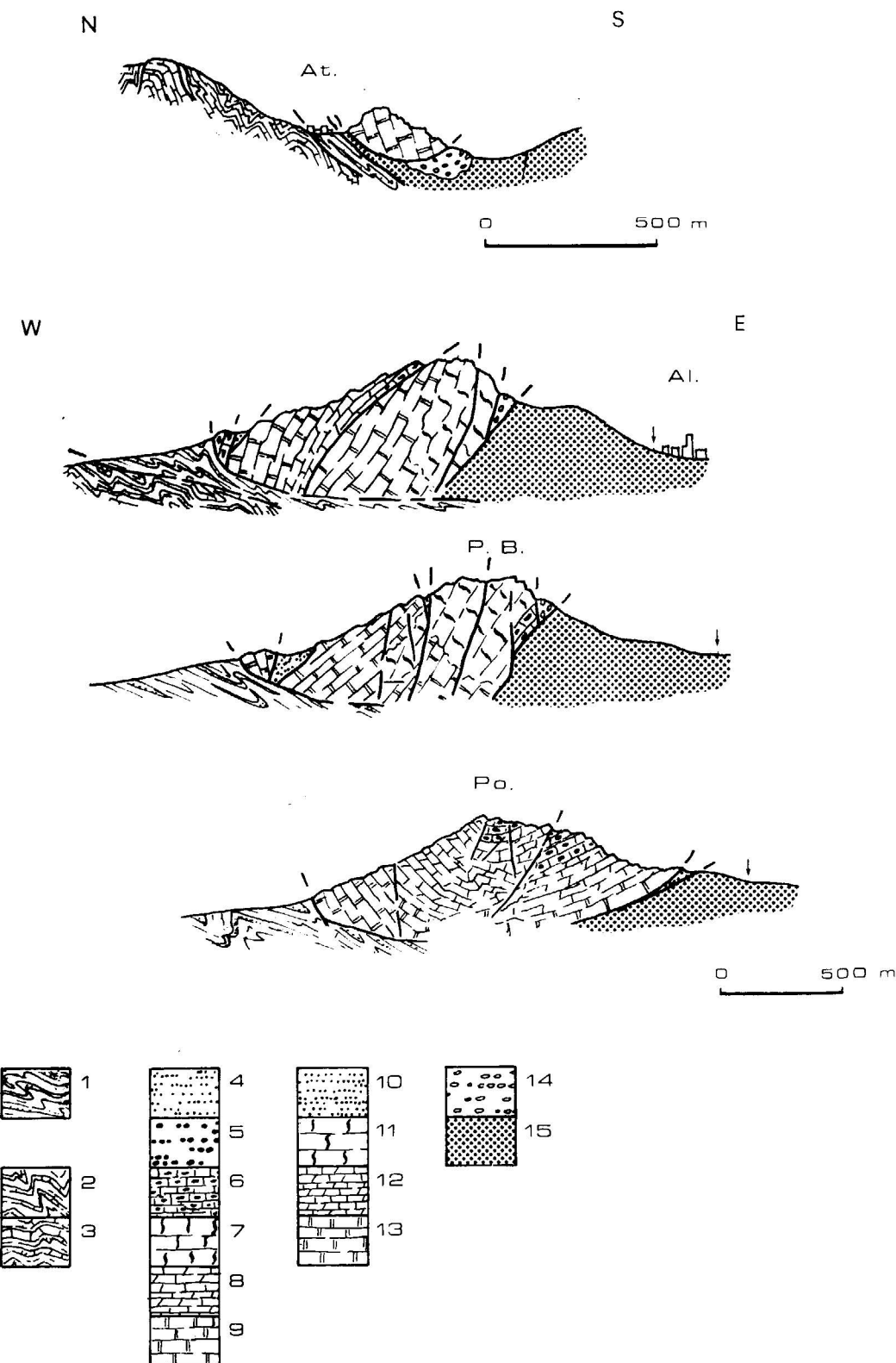


Figura 27.—Los elementos rondaides entre Atajate y el vértice Poyato (Sierra de Algotocín). Según FELDER (1978, figuras 16 y 17, con pequeñas modificaciones). At, Atajate. Al, Algotocín. PB, Peñón de Benadalid. Po, Poyato.

Elementos atribuibles a alguna de las unidades del Campo de Gibraltar: 1, Flysch paleógeno (en el corte de Atajate, margocalizas del Cretáceo). Penibético: 2, Margocalizas y margas del Cretáceo («capas rojas» del Cretáceo Superior predominantes). 3, Calizas jurásicas. Unidad de las Nieves (Dorsal externa): 4, Arenisca de Horna (Oligoceno Superior y Mioceno Inferior). 5, Conglomerado paleógeno. 6, Calizas con sílex, de edad liásica. 7, Calizas masivas, liásicas. 8, Alternancias calizodolomíticas, de edad Rhetiense. 9, Dolomías y calizas dolomíticas, de edad triásica. Unidad de la Cabrilla (Dorsal interna): 10, Areniscas terciarias. 11, Calizas liásicas. 12, Alternancias calizodolomíticas, de edad Rhetiense. 13, Dolomías, principalmente de edad triásica. Conjunto maláguide: 14, Permo-Triás. 15, Paleozoico.

Las pequeñas flechas verticales indican la posición de la carretera C-341.

Se sigue por la misma carretera hasta encontrar la antigua de Madrid a Málaga (N-321) en su km 527. El trayecto, en conjunto oblicuo a los ejes de las estructuras principales, discurre por un sector cuya estructura especialmente complicada, y no ha sido todavía totalmente descifrada. Al Triás de Antequera, suceden formaciones de tipo flysch, con indudables afinidades respecto a ciertas unidades del Campo de Gibraltar. En el puerto de las Pedrizas (km 15) se atraviesa una alineación de montañas calizas que separan la depresión de Antequera respecto a la de Colmenar. En estas montañas afloran sobre todo calizas del Jurásico, con evidentes semejanzas con el de la zona subbética. No obstante, sólo algunas de las unidades (Sierra de Gíbalto, p. e.), situadas unos kilómetros más al E del puerto, pueden ser correlacionadas con la misma con garantías suficientes. Al S del puerto, hasta los montes de Málaga se abre la depresión o corredor de Colmenar. En el mismo afloran terrenos mesozoicos y, sobre todo, terciarios, en los que los de tipo flysch están muy bien representados. La estructura no es sencilla. Se pueden distinguir numerosas unidades, parte de las cuales han sido plausiblemente correlacionadas con otras del Campo de Gibraltar.

Parada 9.5. La unidad de Magiaza.
Cerro del Aguila, junto a la bifurcación de
carreteras hacia Antequera y hacia Loja.
 4° 21' 55" W, 36° 55' 51" N

Una de las unidades del corredor de Colmenar, la de la Magiaza, se caracteriza por la asociación de un flysch de edad Oligocena Superior, con tramos que recuerdan el «Wildflysch» alpino. Están constituidos por bloques extremadamente heterométricos (hasta masas de varios dm³) de materiales Paleozoicos y del Permo-Triás procedentes, sin ninguna duda, del Complejo Maláguide.

La carretera sigue atravesando otras unidades predominantemente constituidas por flysch. Pasado el km 532 se atraviesan materiales pertenecientes a la cobertera del Complejo Maláguide y, seguidamente, del Paleozoico. En los alrededores del km 533, los conglomerados del Paleozoico Superior están abundantemente representados. Cerca del km 535, retazo de Permo-Triás, pellizcado por efecto de una escamación del zócalo. A lo largo del trayecto siguiente, numerosos afloramientos de diversos tramos del Paleozoico maláguide. Vistas sobre extensas áreas de los montes de Málaga.

Parada 9.6. Panorámica sobre la región de Málaga.

Fuente de la Reina,
km. 545,3, carretera N-321.
 4° 22' 14" W, 36° 48' 49" N

En los alrededores, buenos afloramientos de las formaciones de las «calizas alabeadas» y de grauwacas y pizarras del Paleozoico, del Complejo Maláguide.

Con buenas condiciones de visibilidad, panorámica muy extensa sobre el sector de Málaga, extremidad occidental la zona bética, Gibraltar, y costas de Africa, que permite comentar las relaciones entre las diversas unidades estructurales.

La carretera desciende rápidamente hasta la ciudad de Málaga, término de la excursión. El Paleozoico maláguide aflora casi continuamente a lo largo de la carretera.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.: *La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona bética)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, vol. 1, pp. 159-181 (1970).
- ALDAYA, F., y GARCÍA-DUEÑAS, V.: *Les séquences lithologiques des nappes alpujárrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)*. Bull. Soc. Géol. France, t. (7) 18, pp. 635-639, 1 fig. (1976).
- AZEMA, J.: *Etude géologique des abords de Málaga*. Est. Geol., v. 17, pp. 131-160 (1961).
- BLUMENTHAL, M. M.: *Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde*. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. 62, pp. 11-203, 6 figs., 1 lám., 1 mapa (1949).
- BOULIN, J.: *Les zones internes des Cordillères Bétiques de Málaga à Motril (Espagne méridionale)*. Ann. Hebert et Haug, Univ. París, t. X, 237 pp., 189 figs., 1 mapa (1970).
- BOURGOIS, J.: *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, 3.ª série, fasc. 30, 445 pp., 216 figs., 4 láms., 1 mapa (1978).
- BUNTFUSS, J.: *Die Geologie der Küstenketten zwischen dem Rio Verde um dem Campo de Gibraltar*. Geol. Jb., v. 88, pp. 373-420 (1970).
- BUSNARDO, R.: *Prebética et subbética de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias*. Docum. Lab. Géol. Fasc. Sci. Lyon, núm. 65, 183 pp., 37 figs., 3 láms. (1975).

- COMAS, M. C.: *Sobre la Geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior (Zona subbética, Andalucía)*. Tesis Univ. Bilbao, x + 323 pp., 56 figs. (1978).
- CRUZ-SANJULIÁN, J.: *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis Doct. Univ. Granada, v. 71, xii + 431 pp., 37 figs. (1974).
- CRUZ-SANJULIÁN, J.: *Die Antequera-Osuna-Decke und ihre Beziehungen zum Subbetikum sowie zu den Flyscheinheiten des Campo de Gibraltar (westliches Betisches Gebirge)*. Geol. Jb., v. 20, pp. 115-129, 5 figs. (1976).
- DÍAZ DE FEDERICO, A.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M. T.; PUGA, E., y TORRES ROLDÁN, R.: *Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordillera (Southern Spain)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 8-9, pp. 37-60, 4 figs. (1977).
- DIDON, J.: *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. Thèse Univ. Paris, pp. 539 (1969).
- DIDON, J.; DURAND DELGA, M., y KORNPORST, J.: *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France, t. (5) 15, pp. 77-105, 11 figs., 1 mapa (1973).
- DURAND DELGA, M.: *La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des Chaînes Alpines, unit l'Europe et l'Afrique*. Eclogae Geol. Helvetiae, v. 65, pp. 267-278 (1972).
- DURAND DELGA, M., y FONTBOTÉ, J. M. (in litt.): *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale*. Comm. al Congreso Geol. Intern. París, julio 1980.
- DURAND DELGA, M., y FOUCAULT, A.: *La Dorsale bétique: nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques au bord Sud de la Sierra Arana*. Bull. Soc. Géol. France, t. (7) 9, pp. 723-728 (1967).
- DÜRR, S. H.: *Geologie der Serrania de Ronda und ihrer Südwestlichen Ausläufer (Andalusien)*. Geol. Romana, v. 6, pp. 1-73, 18 figs., 2 mapas (1967).
- EGLER, C. G., y FONTBOTÉ, J. M.: *Aperçu géologique sur les parties centrale et occidentale des Cordillères Bétiques*. Bull. Soc. Géol. France, t. (7) 18, pp. 571-582, 2 figs. (1976).
- EGLER, C. G., y SIMON, O.: *Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne)*. Verh. Kon. Akad. Wetens., Afd. Nat. v. 25, 90 pp., 16 figs. (1969).
- FALLOT, P.: *Les Cordillères Bétiques*. Est. Geol. v. 4, pp. 83-172, 11 figs. (1948).
- FELDER, TH. E.: *Zur geologischen Entwicklung der Betschen Internzonen der westlichen Serrania de Ronda (Prov. Malaga, Spanien)*. Abh. Dokt. Naturwiss. E. T. H. Zürich, iv + 169 pp., 31 figs., 1 mapa (1978).
- FONTBOTÉ, J. M.: *Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 245, pp. 1324-1326 (1957).
- FONTBOTÉ, J. M.: *Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 1, pp. 71-76, 2 figs. (1970).
- FONTBOTÉ, J. M., y GARCÍA-DUEÑAS, V.: *Essai de systématization des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes bétiques*. C. R. Ac. Sc. Paris, v. 261, pp. 186-189 (1968).
- FONTBOTÉ, J. M., y QUINTERO, J.: *Lavas almohadilladas (pillow lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, núm. 60, pp. 186-189 (1960).
- FOUCAULT, A.: *Etude géologique des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne)*. These doct. Univ. Paris, 633 pp. (1971).
- GALLEGOS, J.: *Los Alpujárrides al W de Sierra Nevada*. Tesis Doct. Univ. Granada, v. 111, 494 pp., 135 figs., 35 fot. (1975).
- GARCÍA-DUEÑAS, V.: *Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona subbética*. Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, núm. 101, pp. 73-100 (1967).
- GARCÍA-DUEÑAS, V.: *Les unités allochtones de la zone subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., v. 11, pp. 211-222 (1969).
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.: *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y del Segura (Zona prebética)*. Tesis doct. Univ. Granada, v. 190, 354 pp., 90 figs. (1978).
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., y LÓPEZ-GARRIDO, A. C.: *Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Publ. Univ. Granada, 79 pp., 43 figs. (1979).
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (en curso de publicación): *Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera (Spain)*. Geol. en Mijnb.
- GARCÍA-ROSELL, L.: *Estudio geológico de la transversal Ubda-Huelma y sectores adyacentes*. Tesis doct. Univ. Granada, 483 pp. (1973).
- GÓMEZ-PUGNAIRE, M. T.; PUGA, E., y SASSI, F. P.: *New data on alpine metamorphic history of the Nevada-Filabride Complex in the Sierra de Baza area (Betic Cordilleras, Spain)*. Miner. Petr. Acta, v. 21, pp. 29-41, 11 figs. (1976).
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M.: *Los materiales miocenos de la depresión de Granada*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 9, pp. 191-203, 1 fig. (1978).
- GRUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBALTAR: *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran*. Bull. Soc. Géol. France, t. (7) 19, pp. 575-614, 17 figs. (1977).
- HERMES, J. J.: *The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory*. C. R. Soc. Géol. France, pp. 187-190, 5 figs. (1978).

- HERNÁNDEZ-PACHECO, A.: *Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga)*. Est. Geol. v. 23, pp. 85-143 (1967).
- JULIVERT, J.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. N.: *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. 1 memoria, 113 pp., 15 figs., 1 hoja con mapa 1:1.000.000. Madrid (Inst. Geol. Min. España) (1974).
- KOCKEL, F.: *Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien)*. Geol. Jb., v. 81, pp. 413-480 (1963).
- KORNPROBST, J.: *Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes bético-rifaines*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 27, pp. 1204-1207 (1971).
- LINARES, A.; MOUTERDE, R., y RIVAS, P.: *El Lías del sector central de la zona subbética*. Cuad. Geol. Ibér., v. 2, pp. 183-204, 3 figs. (1971).
- LOOMIS, T. P.: *Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain*. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, pp. 2475-2496, 17 figs. (1972).
- LÓPEZ-GARRIDO, A. C.: *Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis doct. Univ. Granada, 317 pp. (1971).
- MAUTHE, F.: *La Geología de la Serranía de Ronda*. Bol. Geol. y Min., t. 82, p. 1-36, 2 figs., 3 láms., 1 mapa (1971).
- PENDÓN, J. G.: *Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada, 261 pp., 66 figuras, 1 mapa (1978).
- PERCONIG, E.: *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)*. In Livre Mem. Prof. Paul Fallot (Mém. h. s. Soc. Géol. France), pp. 199-208 (1960).
- PEYRE, Y.: *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Thèse Univ. Paris, 528 pp., 77 figs., 2 láms. (1974).
- PUGA, E.: *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental*. Tesis doct. Univ. Granada, 269 pp., 51 figs., 125 láms., 1 mapa (1971).
- PUGA, E., y DÍAZ DE FEDERICO, A.: *Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordillera, Spain)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 7, pp. 161-171, 3 figs., 5 láms. (1976).
- PUGA, E., y DÍAZ DE FEDERICO, A.: *Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas*. In «Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Granada, mayo 1976», pp. 79-114, 3 figs., 3 láms. (1978).
- PUGA, E., y FONTBOTÉ, J. M.: *Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Granade, Espagne)*. C. R. Sc. Paris, t. 262, pp. 2681-2684 (1966).
- PUGA, E.; FONTBOTÉ, J. M., y MARTÍN-VIVALDI, J. L.: *Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain)*. Schweiz. miner. u. petr. Mitt., v. 55, pp. 227-241, 10 figs. (1975).
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A.: *Itinerarios Geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Granada (Secret. Public. Univ. Granada), 87 pp., 36 figs. (1979).
- SANZ DE GALDEANO, C.: *Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén)*. Tesis doct. Univ. Granada, t. 83, 274 pp., 102 figs., 1 mapa (1973).
- SANZ DE GALDEANO, C.: *Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada)*. In «Reunión Geodin. Cord. Bét. y mar de Alborán (Granada, 1976)», pp. 197-218 (1976).
- TORRES-ROLDÁN, R. L.: *El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de la Sierra Almiijara*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 5, pp. 21-77 (1974).
- TORRES-ROLDÁN, R.: *The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the western-most alpine belt*. Am. Jour. Sci., v. 279, pp. 19-51, 7 figs. (1979).

Depósitos minerales del suroeste de la Península Ibérica

Por F. VAZQUEZ, R. ARTEAGA y J. SCHERMERHORN

I.—ITINERARIO EN ESPAÑA

DÍA 27 DE JUNIO

VISITA A MINAS DE ALMADEN (CIUDAD REAL)

Itinerario: Madrid-Almadén-Córdoba. 410 km.

Minas de Almadén

Almadén está situado en la parte SO de la provincia de Ciudad Real, en el límite con Badajoz y Córdoba (fig. 1).

Diversos autores de la antigüedad demuestran con sus escritos que los romanos explotaban las minas de cinabrio de Almadén algunos siglos antes de la Era Cristiana. También lo atestiguan multitud de monedas, medallas, vasijas y otros utensilios hallados en los alrededores de Almadenejos y Valdeazogues. Puede afirmarse que la antigüedad de las mismas es superior a los dos mil años.

El año 1714 de nuestra era comienza la dominación árabe y las minas pasan a formar parte del patrimonio de los califas.

Posteriormente, las minas siguieron diversas vicisitudes, pasando por manos de la Orden y Milicia de Calatrava, los Fúcares y la Real Hacienda, hasta nuestros días en que son recogidas por el Consejo de Administración de las Minas de Almadén y Arrayanes.

Para dar una idea de su importancia basta decir que desde el año 1499, en que se tienen datos, hasta la fecha se han producido unos ocho millones de frascos (*).

(*) 1 frasco = 34,473 = 76 libras.

El mineral se ha extraído de Almadén (7.500.000 frascos), Almadenejos (400.000 frascos), las Minetas de Valdeazogues (50.000 frascos) y Las Cuevas (producción desconocida, pero no superior a 40.000 frascos).

De todas las minas, la de Almadén es la única que sigue en actividad, siendo la media de producción en los últimos tiempos de 50.000 frascos por año. El descenso paulatino de las leyes en los últimos veinte años (del 8 por 100 al 1,5 por 100 actualmente) hace prever el fin del yacimiento en las próximas décadas.

Sin embargo, en 1975, el Servicio Geológico de Almadén descubrió en la antigua explotación de El Entredicho lo que hoy en día constituye la

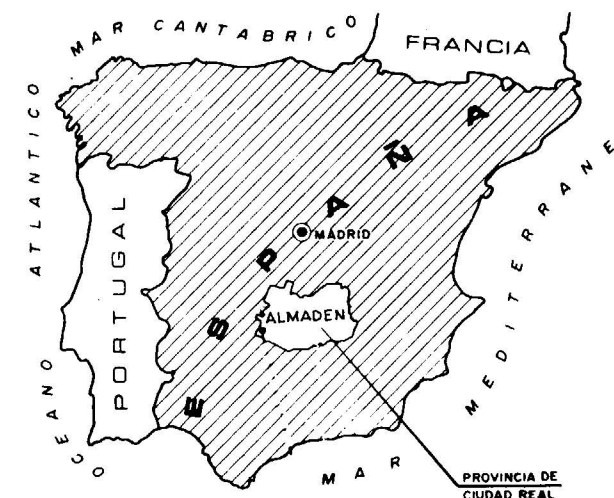


Figura 1

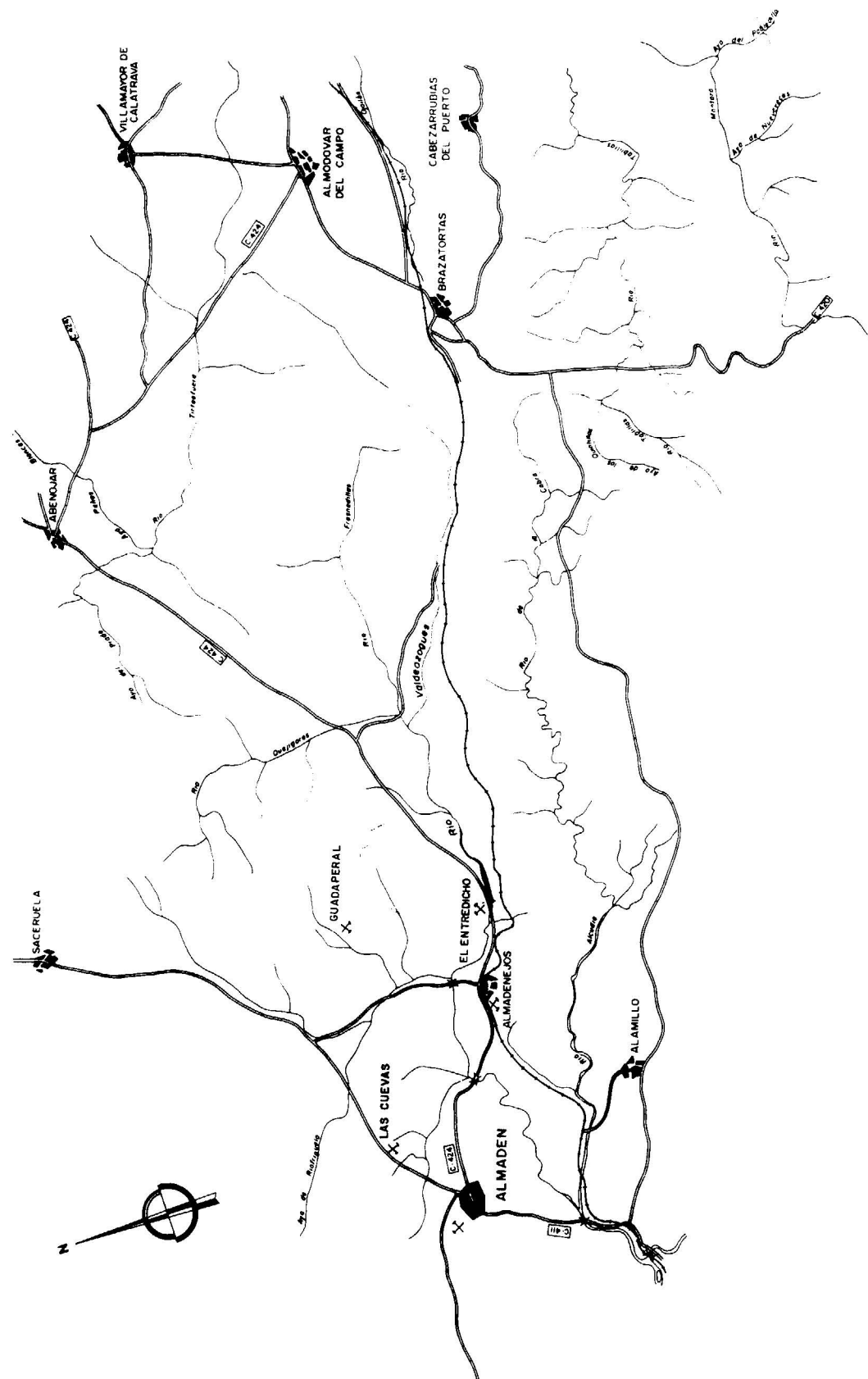


Figura 1

mayor reserva de cinabrio del mundo, asegurando el futuro de la producción de mercurio. El nuevo yacimiento es explotable a cielo abierto, desviando el río Valdeazogues y la carretera Almadén-Ciudad Real, previéndose su puesta en explotación el año 1980.

Almadén se encuentra situado dentro de la zona «Lusitánico-Alcúdice» de Lotze. Como es general en toda esta área, sobre unos sedimentos precámbricos de carácter turbidítico muy potentes reposa discordante un Paleozoico que empieza, en Almadén, con la cuarcita armoricana (Arenig) de unos 450 m de espesor.

Toda la sedimentación prehercínica por encima de la cuarcita armoricana constituye una serie de secuencias regresivas más o menos importantes, culminada cada una de ellas por su correspondiente barra de cuarcita o areniscas cuarcíticas.

Tres de estas secuencias terminan en barras de cuarcita lo suficientemente potentes y continuas como para tener representación cartográfica. Son las llamadas cuarcitas de Canteras (Llandeilo), de Criadero (Llandovery) y de «base del Devónico» (Siegeniense).

Se trata, pues, de una serie típica de plataforma detrítica, en la que tienen muy poca importancia los materiales carbonatados. La columna estratigráfica del Paleozoico se da en la figura 2.

Localmente, en Almadén, la serie es la siguiente de techo a muro:

- > 200 m. Complejo superior: Alternancias de pizarras con areniscas cuarcíticas y alguna pasada de pizarras con Graptolites, todo ello muy intruido por sills diabásicos.
- 0,2-1 m. Pizarras grafitosas negras con Graptolites (zonas 19-22 de Elles-Wood).
- 9 m. Cuarcitas. Son canales amplios entre 10 cm. y 1 m. de espesor. Reciben el nombre local de banco de San Nicolás.
- 4-5 m. Cuarcitas negras, llamadas de San Francisco.
- 22 m. Cuarcitas y areniscas cuarcíticas con frecuentes «ripple marks». Son muy frecuentes estructuras de tipo «load cast». Hacia la base hay intercalaciones de material peli-

COLUMNA LITOLOGICA

Según SOLER, M., et al. (1979).

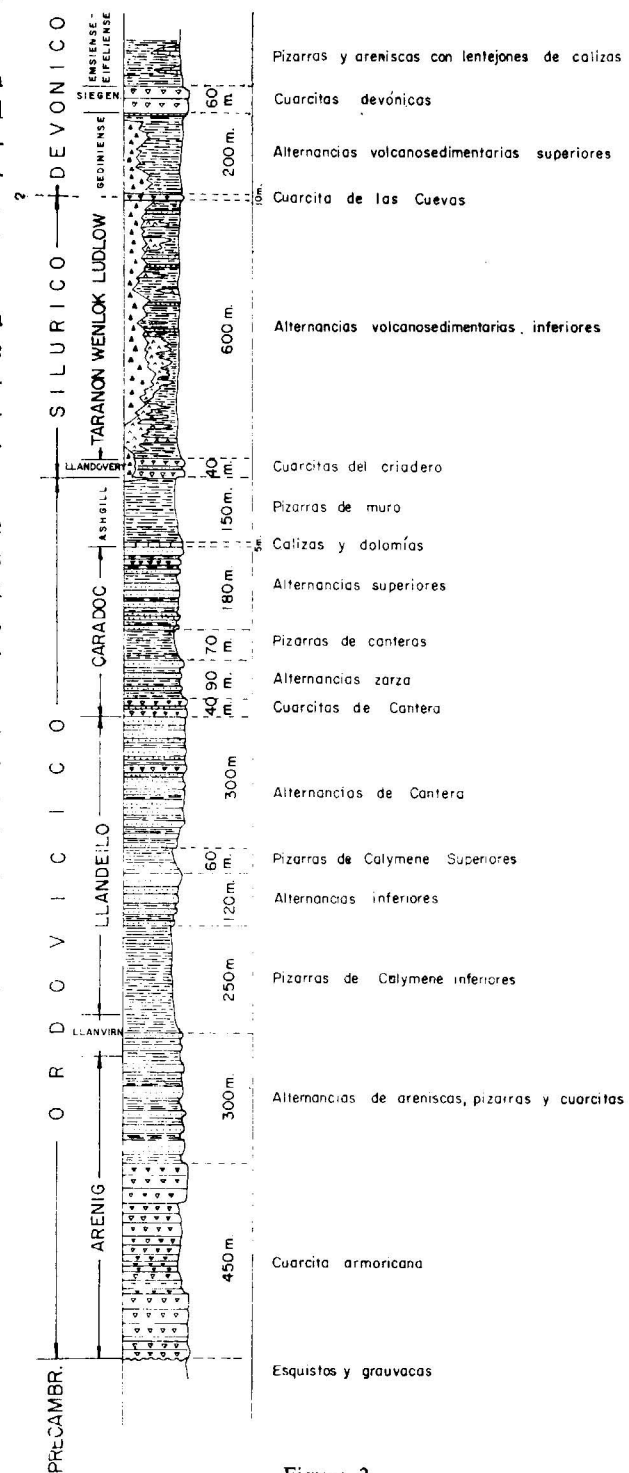


Figura 2

tico. Forman con el tramo siguiente una típica secuencia «thickening upwards».

- 7 m. Pizarras arenosas oscuras.
- 9 m. Cuarcitas blancas con megaripples y laminación paralela. Puede presentar localmente en la base microconglomerados. Son las llamadas cuarcitas de San Pedro.
- 150 m. Pizarras con finas pasadas arenosas. Se conocen con el nombre de «pizarras de muro». Son frecuentes las intrusiones de sills diabásicos, extendiendo uno muy constante de 0,25-0,60 m. a muro de la cuarcita de San Pedro.
- 0-3 m. Calizas, calizas dolomíticas y dolomías de carácter lenticular conocidas en la literatura con el nombre de caliza Urbana.
- 250 m. Secuencias «thickening upwards» formadas por pizarras en la base (pizarras de Cantera) en las que gradualmente se intercalan delgados lechos de areniscas, que aumentan en número y espesor a medida que se sube en la serie, hasta llegar a barras de 1 m. de espesor (alternancias superiores). El techo lo constituye un nivel fosilífero muy constante de areniscas limonitizadas, auténticas lumaquelas, en las que se ha encontrado fauna del Caradoc.

Durante el depósito de esta serie han tenido lugar procesos volcánicos importantes, de tipo básico, estando sus productos interestratificados. Su mayor intensidad ha tenido lugar en el Silúrico y Devónico.

Los materiales volcánicos están constituidos fundamentalmente por basaltos y, localmente, por tobas.

Los basaltos, con textura porfídica, se presentan generalmente concordantes con la estratificación, en niveles de 1 ó 2 m. de potencia, que alternan con los materiales sedimentarios, o en paquetes masivos, de varias decenas de metros, que tienen textura diabásica. Con frecuencia se observa que los paquetes masivos pasan lateralmente a niveles de poca importancia.

No se han encontrado criterios que permitan afirmar que los niveles de basaltos sean de carácter efusivo (pillow-lavas, por ejemplo); sin embargo, sí se ha observado que a veces cortan a los

niveles sedimentarios entre los que encajan. Por este motivo, se ha creído más correcto considerar a estos niveles como sills, que aumentan en potencia y número en las proximidades de las chimeneas volcánicas.

Las tobas volcánicas son rocas formadas por una matriz de aspecto arcilloso, generalmente silicificada o carbonatada, que engloba clastos de materiales volcánicos y sedimentarios. El tamaño de los clastos oscila entre algunos milímetros y algunos metros. Estas tobas líticas constituyen la «roca fraileasca» de la mina de Almadén.

Las tobas se presentan en afloramientos de dimensiones inferiores a 1 km², que corresponden a cráteres de explosión. La existencia de estratificación en las rocas piroclásticas, intercalaciones de material detrítico y fósiles marinos en algunas muestras de «roca fraileasca» permite afirmar que se trata de un volcanismo explosivo de carácter submarino.

Los plegamientos hercínicos han deformado estos materiales, que han sufrido al menos dos fases de plegamiento. La existencia de sedimentos estefanienses subhorizontales discordantes sobre el resto de los niveles paleozoicos indica que las fases principales son anteriores a esta edad.

A grandes rasgos, los materiales se disponen en una serie de grandes anticlinorios en los que aflora el Precámbrico, separados por sinclinorios del Paleozoico, que de norte a sur son: Anticlinorio del Esteras, Sinclinorio de Almadén, Anticlinorio del Alcudía y Sinclinorio de Guadamez (fig. 3).

La primera fase de plegamiento da origen a pliegues asociados a la única esquistosidad regional existente.

Las medidas tomadas en el Paleozoico entre Almadén y Saceruela se reflejan en el estereograma de la figura 4 (SCHMIDT, hemisferio inferior), en el que han representado medidas de polos de S_1 y ejes ϕ_1 y ϕ_2 . Puede verse que los polos S_1 y ejes ϕ_1 describen arcos de círculos menores alrededor de los ϕ_2 , que han sido obtenidos a partir de medidas efectuadas en capas deformadas por las fallas de desgarre descritas. El centro de giro es, pues, el eje de un pliegue cónico subvertical, comprendido en el plano de las fallas de desgarre.

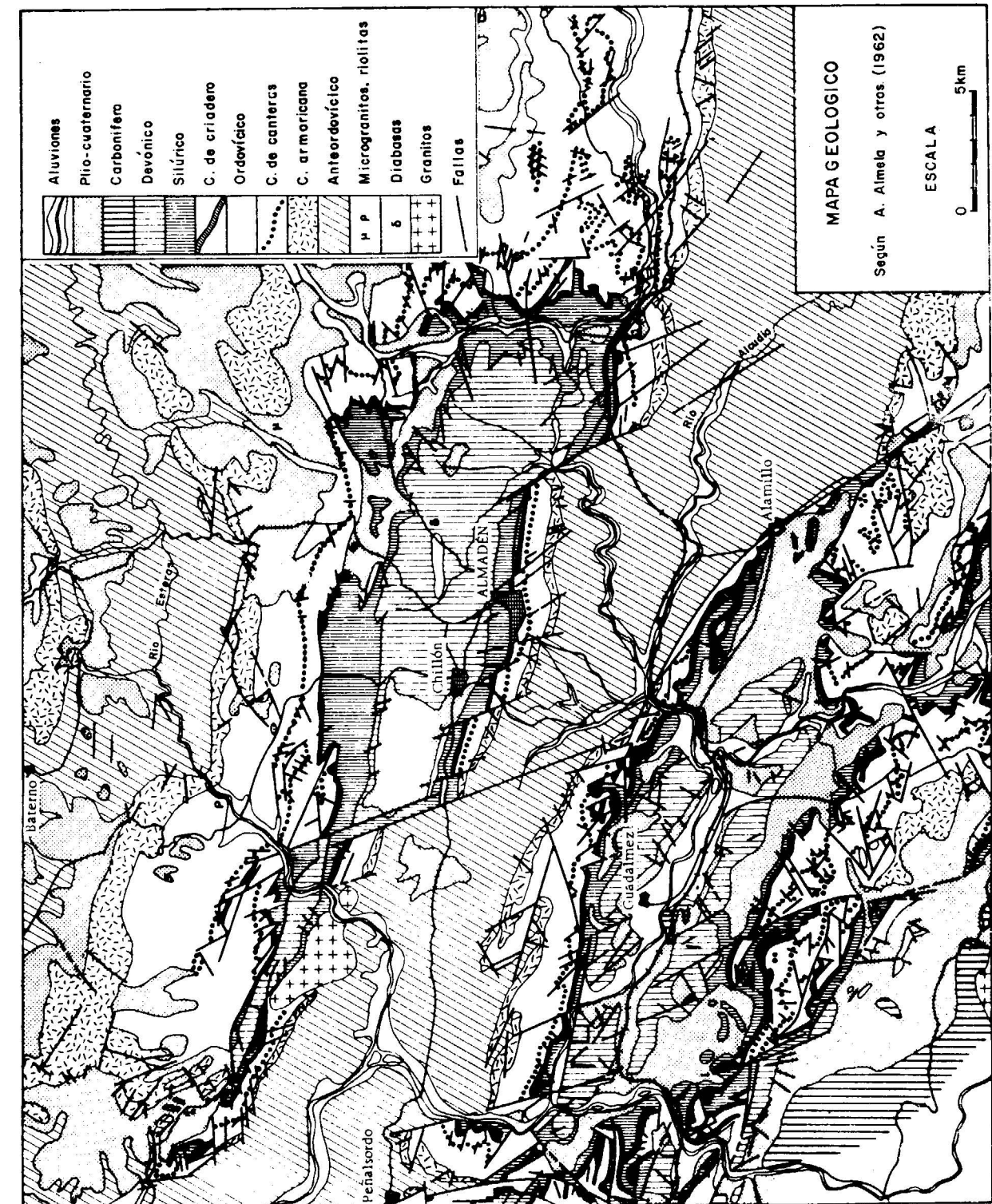


Figura 3

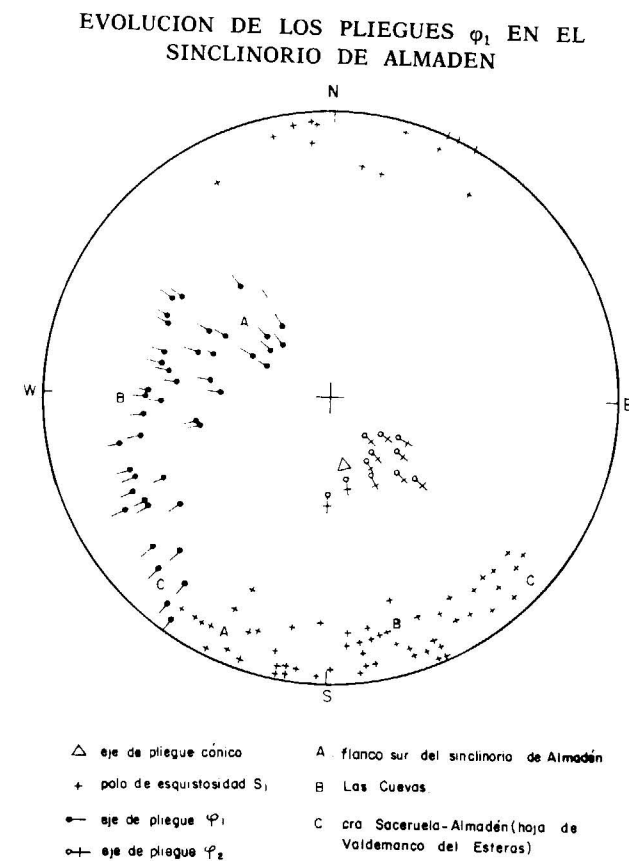


Figura 4

ESQUEMA GENETICO DE LA MINERALIZACION DE ALMADEN

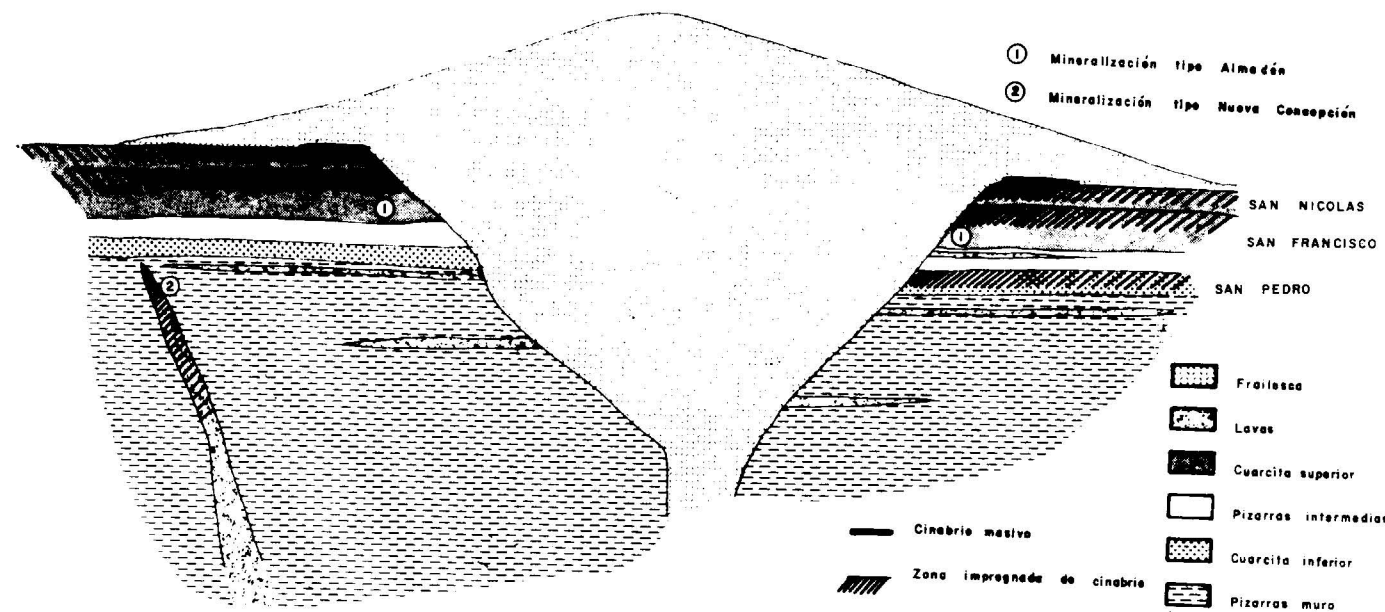


Figura 5

Según SOLER, M., et al. (1979)

seguridad de que se trata de sills, ya que una misma «capa» cambia frecuentemente de nivel dentro de la serie). Algunos de estos sills, en El Entredicho y Almadenejos, contienen clastos de rocas ultrabásicas de tipo peridotita con abundantes espinelas.

En el caso de la mina de La Nueva Concepción, tal como ha demostrado la investigación por sondeos, se ha explotado la parte más alta de uno de los diques de alimentación de estos sills y aparatos volcánicos, que no habría llegado a abrirse, quedándose detenido debajo de la «cuarcita de Criadero» (fig. 5). Aquí el cinabrio armaba en lavas, estando concentrado en la parte más elevada del dique, perdiendo rápidamente ley en profundidad. Así, a nivel de las alternancias superiores, la mineralización está reducida a algunas pintas de cinabrio y a mercurio nativo.

Por otra parte, el mejor conocimiento de la geometría de los pliegues falla de la primera fase tectónica ha permitido tener una visión más completa del yacimiento de Almadén. Este se encuentra dividido en dos partes por uno de estos pliegues falla (su eje buza 50° al NO), situándose en la rama meridional la antigua explotación (desde los romanos hasta 1770) y el aparato volcánico representado por los piroclastos; en la rama septentrional se localizan las explotaciones habidas desde 1770 hasta la actualidad (fig. 6). Dado que las capas están verticalizadas, las superficies del cráter de explosión se encuentran también en posición vertical; su sección a nivel del suelo es muy reducida, alcanzando su máximo diámetro a la profundidad de 170 m y desapareciendo hacia los 300 m. Desdoblando el pliegue y llevando las capas a su posición primitiva, la zona mineralizada de ambas ramas se dispone en una configuración aproximadamente elíptica, cuyo centro está ocupado por el cráter. Las zonas más ricas están en su vecindad inmediata, tanto en forma de depósito de avalanchas de lodos cinabríferos (cinabrios masivos con estructuras sedimentarias) como en la cuarcita impregnada de cinabrio. A medida que aumenta la distancia al cráter desaparecen los cinabrios masivos (siempre situados a techo de la cuarcita) y disminuye la ley de impregnación. Son frecuentes las disposiciones en «stockwork» en cualquiera de los bancos, tanto de origen diagenético como por removilización tectónica (visible, en el nivel 450 m de Almadén, en los pliegues de primera fase).

La paragénesis del yacimiento es fundamentalmente cinabrio, mercurio nativo y pirita; en grietas tardías se encuentran ankeritas, algo de barita y pirita, cinabrio y trazas de blenda, galena y calcopirita.

Todos estos datos permiten proponer un modelo volcanosedimentario para los yacimientos de tipo Almadén. Estos estarían ligados a las fases tempranas de un volcanismo explosivo, emisor de rocas básicas.

CALVO y GUILLEMANY (1974) han obtenido datos de los isótopos de azufre del cinabrio que indican que éste es de origen magmático. Por ello parece que no hay otra posibilidad para explicar la génesis del mercurio de la región de Almadén que invocar una concentración anómala de mercurio a nivel del manto, ya que las cantidades de este metal existentes en la zona, en el Silúrico y Devónico, son superiores al contenido actualmente en el mar. Esta filiación parece estar confirmada por la presencia de xenolitos de rocas ultrabásicas en diques basálticos (brechas de fluidificación) en El Entredicho y Almadenejos.

En la zona del yacimiento explotada actualmente, la mineralización aparece impregnando dos «bancos» de las cuarcitas de Criadero, llamados de San Pedro y San Francisco. En los niveles superiores se explotó un tercer banco situado a techo, llamado San Nicolás (fig. 5). La dirección de la estratificación es, aproximadamente, Este-Oeste y su buzamiento del orden de 80° al Norte.

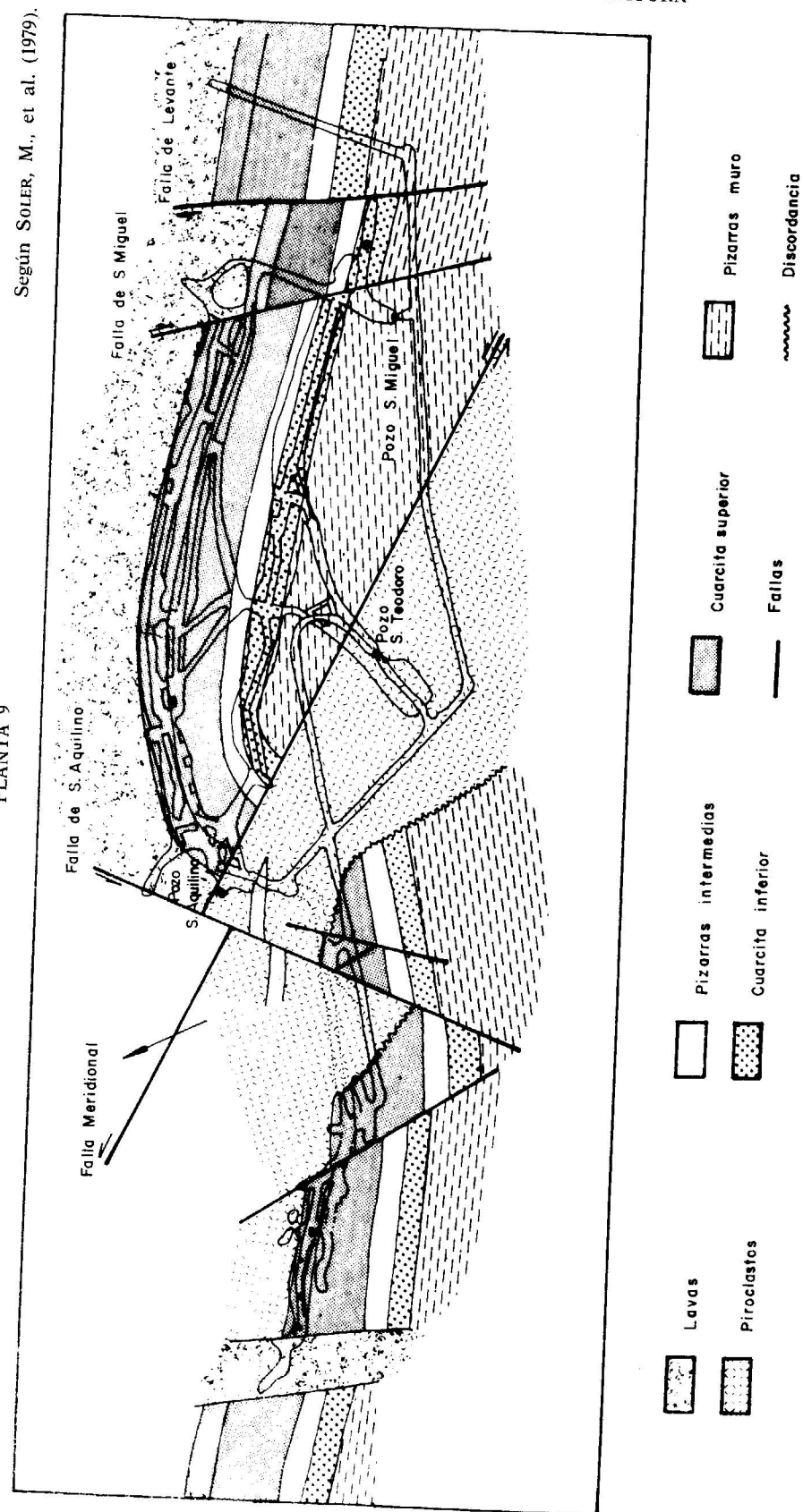
Los dos bancos anteriores son explotados en toda su longitud y la cota actual de explotación está en los 550 m.

La mina dispone de tres pozos en servicio: San Teodoro, San Joaquín y San Miguel. Las características principales de los mismos son las siguientes: El primero tiene una profundidad de 504 m y su sección es circular de 4,5 m de diámetro. Está revestido de hormigón y dotado de máquina de extracción con polea KOEPE bicable. La capacidad de extracción es de 50 t/h, mediante vagonetas de dos jaulas de dos pisos cada una.

El segundo, situado a 514 m al oeste del anterior, tiene una profundidad de 704 m, también circular y dotado de polea KOEPE con jaula para personal SKIP de 7 t para mineral. La capacidad de extracción es de 150 t/h.

MINAS DE ALMADEN
PLANTA 9

Escala aproximada: 1:2.400



El pozo San Miguel, situado a 117 m al oeste del pozo San Teodoro, circular, de 3 m de diámetro y revestimiento de hormigón, se utiliza exclusivamente como retorno de ventilación.

El sistema de explotación empleado es el «Cut and Fill», o corte y relleno, siendo la distancia vertical entre dos plantan consecutivas de 50 m.

Para trazar una planta se realiza, a partir del pozo San Joaquín y a muro de criadero, la galería general de transporte. Su dirección es la de estratificación y pone en comunicación los tres pozos. A partir de la galería de transporte se hacen transversales al Norte cada 30 m. para cortar los dos bancos, llevándose a cabo luego, desde los puntos de corte, los inicios de los trabajos de explotación de los respectivos bancos.

En cada planta se establecen cinco unidades de explotación o cuarteles, dos para el banco de San Pedro y tres para el banco de San Francisco. La división en estas tres zonas viene definida por dos fallas principales que afectan al criadero.

En cada unidad de explotación se ejecutan dos chimeneas, a partir de la galería en dirección a la planta inferior, o galería base, para comunicar ésta con la galería en dirección de la planta superior. Estas chimeneas servirán para la introducción de relleno y materiales y retorno de ventilación. La ejecución de las chimeneas se realiza mediante jaula JORA.

Una vez terminadas las chimeneas correspondientes a un cuartel se construyen las tolvas de carga en los cruces de los transversales con la galería de dirección. Estas tolvas son de accionamiento neumático y van apoyadas en un cierre de perfiles metálicos situado sobre unos muros de hormigón que se construyen en toda la potencia del banco y siguiendo los hastiales de los recortes. Estos tramos de galería artificial constituyen los puntos de carga de los Dumpers y permiten el paso de los mismos de un banco a otro. Sobre ellos descansará el relleno correspondiente a la explotación posterior del banco. En los extremos del cuartel se dejan dos coladeros para paso de personal. Los coladeros, tanto de personal como de mineral, son tubos metálicos de chapa, de 8 mm, de 1 m de alto y 1,60 m de diámetro, que se van prolongando mediante unión con tornillos a medida que se progresa en la explotación.

La perforación es a base de martillos ligeros, tipo FALCON o BBC-24; la cuadrícula empleada, de 1 x 1 m, y la longitud de los barrenos, de 2,4 m, con posición ascendente e inclinados 20° con la vertical.

En cada voladura se disparan series de barrenos para avanzar 3 m. el frente de cada cuartel. El explosivo empleado es dinamita goma-2.

Después de la voladura se procede a fortificar el tramo de corona y hastiales correspondiente al mineral arrancado. La fortificación se realiza desde el montón de mineral y consiste en un bulonaje de los hastiales empleando pernos de 1,8 m. En la corona se colocan palos de 120 mm de diámetro y de 4 m de longitud, cosidos a ella por dos bulones en los extremos. Entre la corona y el palo se coloca una tela metálica para evitar la caída de pequeños trozos de mineral. Esta fortificación, implantada en 1971, ha disminuido notablemente el número de accidentes y ha permitido mecanizar la carga del mineral en el medio piso.

El material de relleno llega en trenes por la galería superior hasta la chimenea, donde se basculan los vagones. Al pie de la chimenea en cuartel, es cargado y transportado por una CAVO 310 hasta el talud de la capa de 2 m, que se va así formando. El relleno avanza dentro del testero dejando siempre entre ambos un coladero para el deszafre. La distancia entre piso y cielo antes del relleno es de 5 m y después del relleno se reduce a 3 m.

En el cuartel se trabaja simultáneamente en las operaciones anteriores de perforación, fortificación, deszafre y relleno con una cierta independencia entre ellas, lo que da una relativa flexibilidad al sistema. De todas formas, este método no permite grandes producciones, siendo apto sólo para yacimientos ricos e irregulares, como el de Almadén.

El mineral extraído de la mina sufre un proceso de trituración en dos etapas, quebrantadora de mandíbulas de doble efecto (0-120 mm) y molino de conos (0-40 mm), con tolvas de almacenamiento intermedias y finales de 160 t y 1.000 t respectivamente de capacidad total, y con un tamaño máximo de 40 mm de aristas es conducido a los hornos, donde es tostado.

La tostación se realiza en hornos de soleras múltiples de 130 t/h de capacidad de tratamiento cada horno, de acuerdo con la conocida reacción $\text{SHg} + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + \text{Hg}^\circ + \text{calor}$.

Las variables fundamentales del proceso, temperatura en cada plano del horno y depresión en el mismo, se fijan de acuerdo con la riqueza del mineral a tostar, mientras que el tiempo de residencia es siempre el mismo.

El aporte de calor lo proporcionan quemadores de propano en las soleras 3.ª, 4.ª y 5.ª, siendo las superiores de precalentamiento y 6.ª, 7.ª y 8.ª de enfriamiento.

Aumentos y descensos de la temperatura de la masa tostada son, en consecuencia, graduables y modificables a voluntad.

Los gases de reacción, en contracorriente con el mineral, abandonan el horno a una temperatura que evita condensaciones del vapor de mercurio y, antes de llegar a los condensadores, son despolvados mediante multiciclones. Aquí son enfriados y el vapor de mercurio condensado, dando lugar al «hollín», producto formado por mercurio metal, polvo de sílice, inquemados de propano, productos de polimerización del combustible y agua.

El gas frío, pero aún con vapor de mercurio, es conducido a la planta de eliminación de mercurio en el gas.

El hollín producido por horno y día se lleva a la planta de tratamiento, donde va a sufrir un proceso químico en tres etapas:

- 1.ª etapa: Se le adicionan sosa cáustica y sulfuro, sódico en solución. Con agitación, a 95°C y con cinco horas de residencia, se recupera el 95 por 100 del mercurio contenido.
- 2.ª etapa: Aún caliente y en un segundo reactor, se continúa con reacción durante otras cinco horas.

En un tercer reactor, ya sin aporte de calor, se adiciona aluminio en polvo, manteniéndose la reacción de amalgamación durante treinta y seis horas, aumentando así el rendimiento metalúrgico al 97 por 100.

- 3.ª etapa: Los residuos son enviados a un filtro de tambor en vacío, y después, filtrados y secados, se vuelven a introducir en el horno.

El gas, aún con 70 mg de mercurio vapor por metro cúbico normal, pasa a una torre de absorción, donde es regado con una solución de sulfocianuro en contracorriente. El complejo formado se precipita con sulfato sódico, regenerándose el sulfocianuro y dando lugar a un lodo de sulfuro de mercurio que, una vez seco, se vuelve a introducir en el horno.

El gas deja la planta con una concentración de 1 mg Hg^o/m³N.

Todas las aguas, ácidas y alcalinas, producidas durante el proceso son conducidas a una planta de tratamiento, donde una vez decantadas se adiciona una solución de cal hasta su neutralización. Los precipitados obtenidos se decantan y el agua sobrenadante vuelve a ser utilizada en la planta metalúrgica.

Finalmente, el mercurio procedente de la planta de hollines se filtra, se lava químicamente y se envasa en frascos metálicos de 34,5 Kg netos.

Los datos reseñados han sido suministrados por Minas de Almadén.

DIA 28 DE JUNIO

VISITA A MINAS DE CALA Y TEULER (HUELVA)

Itinerario: Córdoba-Cala-Sevilla. 280 km.

En el sudoeste de España existe una importante provincia metalogénica de hierro, que se extiende desde las provincias de Córdoba y Sevilla, norte de la de Huelva, hasta la frontera portuguesa en Badajoz. A pesar de su gran extensión, únicamente se encuentran depósitos económicamente explotables, por el momento, en las provincias de Huelva y Badajoz.

Su potencial minero se estima en, aproximadamente, unos 150×10^6 t de mineral con leyes medias del 36-40 por 100 Fe, pero susceptibles de concentrarse hasta leyes del 60-67 por 100.

Existen principalmente dos tipos de mineralizaciones. Unas aparecen en íntima relación espacial y genética con rocas carbonatadas, del Cámbrico Inferior, y con rocas graníticas intermedias de la orogenia variscica. Otras aparecen en las calizas del Cámbrico Inferior y/o en tra-

mos inferiores y son claramente singenéticas, es decir, de origen simultáneo con la roca de caja.

Las del primer tipo son de origen metasomático de contacto con una mineralización principalmente de magnetita diseminada en rocas de «skarn» o silicatos cálcicos, acompañada de sulfuros de cobre de origen hidrotermal. Las del segundo tipo se consideran de origen sedimentario o exhalativo-sedimentario, con una mineralización casi exclusivamente de magnetita y hematites.

Una mineralización totalmente diferente es la existente en el Cerro del Hierro, cerca de la localidad de San Nicolás del Puerto, en la provincia de Sevilla. Se trata de un depósito tipo Bilbao, del que sólo se han explotado los óxidos de hierro con una ley del 50-52 por 100 Fe.

La mayoría de las mineralizaciones son masas irregulares o cuerpos estratiformes y tabulares (Cala, San Guillermo, Mochi, Las Galerías, etc.), aunque algunas presentan morfología filoniana (Las Silgadas, La Valera, etc.).

La principal mina en explotación es Cala (Huelva), con unos 60×10^6 t de reservas totales, a la que sigue San Guillermo-Santa Justa (Badajoz), con unos 31×10^6 t. Por la riqueza de su mineralización destaca Mina Mochi, aunque sus reservas y producciones han sido escasas, estando inactiva en la actualidad.

Recientemente, el Instituto Geológico y Minero de España ha investigado la zona de La Berrona, del término municipal de Jerez de los Caballeros, habiendo cubicado 24×10^6 t, con una ley media del 26 por 100 Fe, y estando prevista su total investigación para 1980.

Minas de Cala

Las explotaciones se sitúan a unos 4 km. de la localidad de Cala, al norte de la provincia de Huelva.

Las calizas cámbricas en las que se encuentran las mineralizaciones pertenecen al flanco sur del gran anticlinorio Olivenza-Monesterio y se hallan entre dos series de pizarras, con cuarcitas y grauvacas en las de muro.

Estas calizas cámbricas son originariamente de color gris, y en ocasiones se observa un bandeado interno con espesores unitarios de uno o varios centímetros de potencia.

Las pizarras limolíticas, situadas a techo de las calizas, son de color gris o violáceo, y presentan en algunos puntos estructuras tipo «Kramenzel».

Las pizarras situadas a muro de las calizas forman parte de una formación alternante de areniscas feldespáticas y pizarras arcillosas y violáceas, que también poseen estructuras «Kramenzel». Sus aproximadamente 800 m de potencia descansan sobre un conjunto detrítico de 200 metros de espesor, compuesto por cuarcitas, pizarras y grauvacas. Todo ello (1.000 m) se considera del Georgiense Inferior.

Se destaca el hecho, por su posible implicación en la génesis del mineral, de que en diversas áreas próximas a Cala se han cartografiado volcanitas (generalmente de naturaleza básica) interstratificadas en los niveles detríticos de la serie cámbrica, y hasta en las mismas calizas. En Minas de Cala no se ha confirmado su existencia en superficie, pero algunas pequeñas intercalaciones básicas existentes en las antiguas labores de interior, entre los «skarns» piroxénicos de la zona oriental de las cortas, pudieran corresponder a rocas volcánicas transformadas.

Encajado en las pizarras del Georgiense, en su contacto con las calizas, se encuentra emplazado un «stock» granodiorítico, con una extensión superficial de 1.000×400 m, al que rodea una aureola de corneanas, con un espesor medio de 50 a 60 m. Esta se prolonga hacia el extremo E (240 m de extensión), denunciando probablemente la proximidad de la granodiorita a la superficie en esta zona.

Dentro del área metasomatizada cabe distinguir las siguientes zonas o aureolas fundamentales, algo irregulares en sí mismas, pero bastante concéntricas:

1) Zona externa dolomitizada

Se trata de una aureola de dolomitización, patente por su coloración marrón en los afloramientos, pero blanca o roja hematítica en corte fresco. De todas las zonas metasomáticas es la más discontinua y heterogénea, estando muy asociada a la fracturación, lo cual se manifiesta en el hecho de que algunos de sus contornos sean claramente rectilíneos y/u oblicuos a la estratificación.

MINAS DE CALA
División de Investigaciones Mineras 1975 — IGME

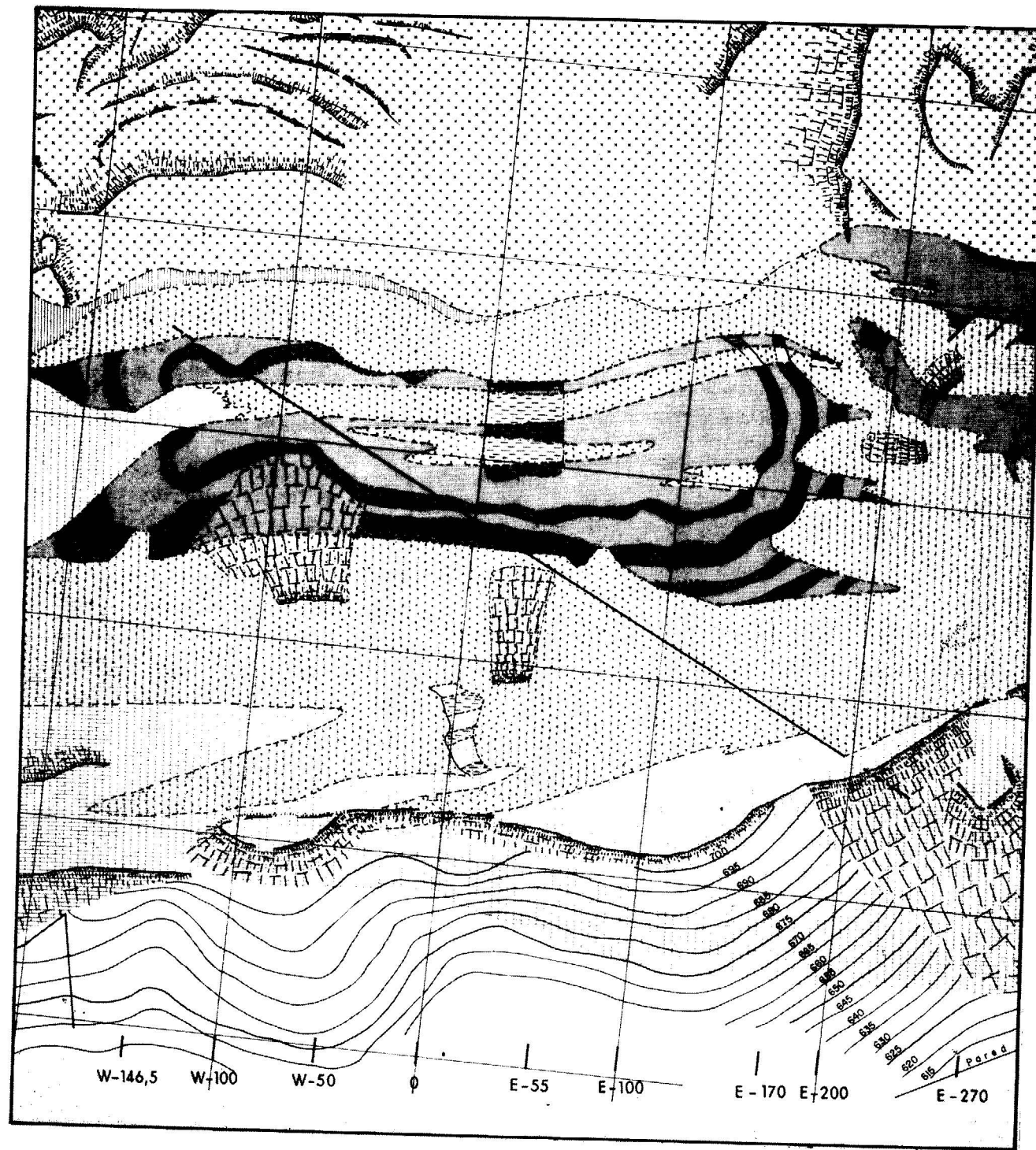


Figura 7

Escala aproximada: 1:2.900

2) Zona de «skarns»

Al contrario que la aureola externa, la zona de «skarns» es bastante uniforme, con escasos «caballos» de dolomía o caliza, diferenciándose tres subzonas:

a) Subzona de los «skarns» silícicos.

Representa el tránsito de las calizas y dolomías a los «skarns» piroxénicos y granatíferos, con

LEYENDA

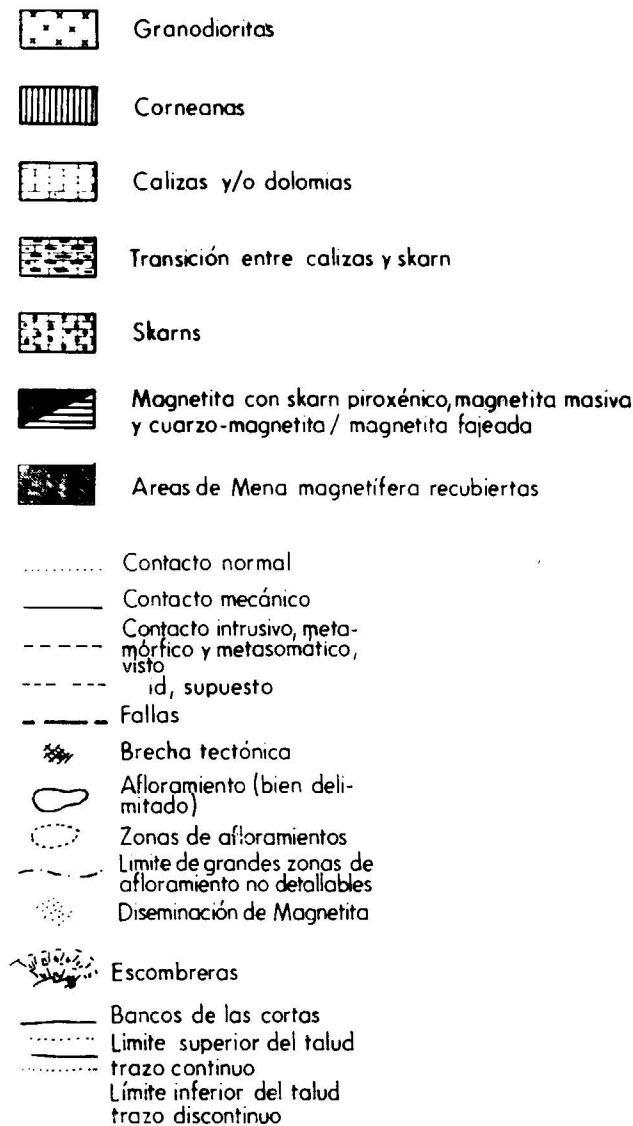


Figura 7

Leyenda correspondiente al plano Minas de Cala.

un grano extremadamente fino (10-20 micras) y en el que, si bien parecen predominar los silicatos, existen con frecuencia contenidos apreciables de carbonatos.

La zona en que más abundan es lógicamente la periferia del área de «skarns», si bien muy frecuentemente se encuentran también dentro de éstos.

b) Subzona de los «skarns» granatíferos y piroxénicos.

Los «skarns» piroxénicos constituyen la masa fundamental del área metasomática, pero los enclaves de «skarns» granatíferos se hallan tan íntimamente incluidos en los piroxénicos, y los límites entre ambos son tan difusos, en ocasiones, que constituyen un conjunto, por heterogéneo que éste resulte. Sin embargo, excepto cerca de los contactos mutuos, los dos tipos de «skarns» son marcadamente diferentes.

El «skarn» granatífero se caracteriza por un tamaño de grano comprendido entre 1 y 3 centímetros, existiendo a veces megacristales de 6 ó 7 cm, y está constituido por grossularia-andradita, en un 90-95 por 100, y cantidades variables de calcita rosada, epidota, actinolita y cuarzo.

El «skarn» piroxénico («skarn» verde) se caracteriza por una granulometría media, bastante constante, de 1 a 2 mm, y fundamentalmente compuesto por un mosaico de diópsido, con cantidades variables de plagioclasas cálcicas, wollastonita, etc., y más pequeñas de magnetita.

c) Subzona de los «skarns» piroxénico-magnetíferos.

Los «skarns» piroxénico-magnetíferos (mena) no son distintos de los «skarns» piroxénicos anteriores. Su única diferencia está en el contenido de magnetita, que puede llegar a constituir localmente cerca del 90 por 100 de la roca, pudiendo pasar de un carácter granular, disseminado, a un aspecto masivo característico. A pesar de la abundancia de grandes caballos de estéril, el 95 por 100 de esta subzona se localiza en la mitad del área de «skarns», que se halla inmediata y adosada al «stock» granodiorítico, constituyendo el núcleo de toda el área metasomática.

Las masas de mena magnetífera son lentejas irregulares y con numerosas intercalaciones esté-

riles; siempre se hallan orientadas según el rumbo y buzamiento de la estratificación, describiendo junto al granito las mismas distorsiones de rumbo que éste ha inducido en las calizas que les circundan.

Espacial y genéticamente relacionada con la mineralización de hierro, existen sulfuros de cobre de origen hidrotermal, fundamentalmente en la zona de Poniente de la mina, cuya recuperación es de gran importancia para la economía de la mina.

La explotación se realiza, a cielo abierto, por Minera del Andévalo, S. A., en frente largo y bancos de 12 m de altura.

El todo-uno de la zona oriental tiene una ley de 40 por 100 Fe y 0,41 por 100 Cu; el de la zona occidental, 37,6 por 100 Fe y 0,10 por 100 Cu. La ley en cobre aumenta tanto hacia el Oeste como hacia el Sur, con la distancia al «stock» granítico.

El mineral se tritura y concentra magnéticamente, obteniéndose un producto vendible de 0-1 mm y 60 por 100 Fe. Del estéril se recupera el cobre por flotación, obteniéndose concentrados del 18-19 por 100 Cu.

Las producciones obtenidas, en los últimos años, han sido las indicadas en el cuadro de la columna siguiente.

Mina de Teuler

Se sitúa a unos 4 km al SE de las de Cala, en el flanco NE del sinclinal de Herrerías o Cala, de dirección NO-SE.

La masa mineralizada tiene forma tabular y encaja en niveles detríticos inferiores a las calizas cámbricas. Estos niveles detríticos, que incluyen lentejones de calizas, son metamorfizados por el batolito granodiorítico de Santa Olalla del Cala, que ha originado «skarns» de magnetitas.

El mineral está constituido por magnetita de buen tamaño de grano, junto con cantidades pequeñas de pirita, calcopirita.

Las reservas alcanzan unos 3 × 10⁶ t de mineral, explotables a cielo abierto.

En la actualidad, el mineral extraído es transportado por camión a Minas de Cala para ser tratado en la planta de Minera del Andévalo, S. A., que es la empresa explotadora.

	1973	1974	1975	1976	1977	1978
Estéril	3.331.915 t	3.286.264 t	3.678.561 t	2.723.214 t	4.633.208 t	2.924.353 t
Todo-uno	741.511 t	1.021.003 t	1.294.238 t	1.402.859 t	1.350.209 t	1.159.379 t
Concentrado (0-1 mm)	335.000 t	430.500 t	610.000 t	606.000 t	620.000 t	548.000 t
Concentrado de cobre	5.394 t	9.848 t	11.107 t	4.797 t	3.041 t	1.086 t
Ley concentrado hierro	60,34 % Fe	60,29 % Fe	60,91 % Fe	59,58 % Fe	58,81 % Fe	59,21 % Fe
Ley concentrado cobre	18,1 % Cu 4,61 gr Au/t	18,9 % Cu 4,78 gr Au/t	17,5 % Cu 4,14 gr Au/t	18,05 % Cu 3,32 gr. Au/t	19,2 % Cu 2,91 gr Au/t	18,73 % Cu 3,02 gr Au/t

Fuente: Minera del Andévalo, S. A.

VISITA A LA ZONA DE SULFUROS POLIMETALICOS DE SEVILLA-HUELVA

La casi totalidad de la producción española de piritas procede de las minas situadas en la provincia de Huelva, las cuales pertenecen a una de las más importantes provincias metalogénicas de Europa: el Cinturón Pirítico Hispano-portugués. Otras fuentes de producción son los depósitos de Pb-Zn de Cartagena (Murcia) y Santander, aunque de muchísima menor importancia.

El Cinturón Pirítico se extiende sobre una longitud de unos 230 km, en dirección E-O, desde la provincia de Sevilla hasta la costa atlántica portuguesa, con una anchura de 35 km. Su potencial minero se estima que llegó a superar en

tiempos pasados los 1.000 millones de toneladas con leyes del orden del 44-48 por 100 S, 39-43 por 100 Fe, 2-6 por 100 Cu + Pb + Zn, 0,2-1,5 g. Au/t y 5-40 g. Ag/t. Hasta la fecha, unos 300 millones de toneladas han sido extraídas, 500 millones se consideran reservas seguras y el resto representan reservas probables.

La actividad minera, que se remonta a más de tres siglos, ha experimentado numerosos altibajos acompañados por cambios en los productos beneficiados. Tartesos y romanos beneficiaron oro, plata y cobre del gossan y zona de enriquecimiento secundario. Modernamente, desde los años cincuenta del siglo pasado, los elementos beneficiados fueron el cobre y el azufre, este último para atender la demanda de la industria

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA METALOGENICA DE SULFUROS POLIMETALICOS DEL SO DE ESPAÑA

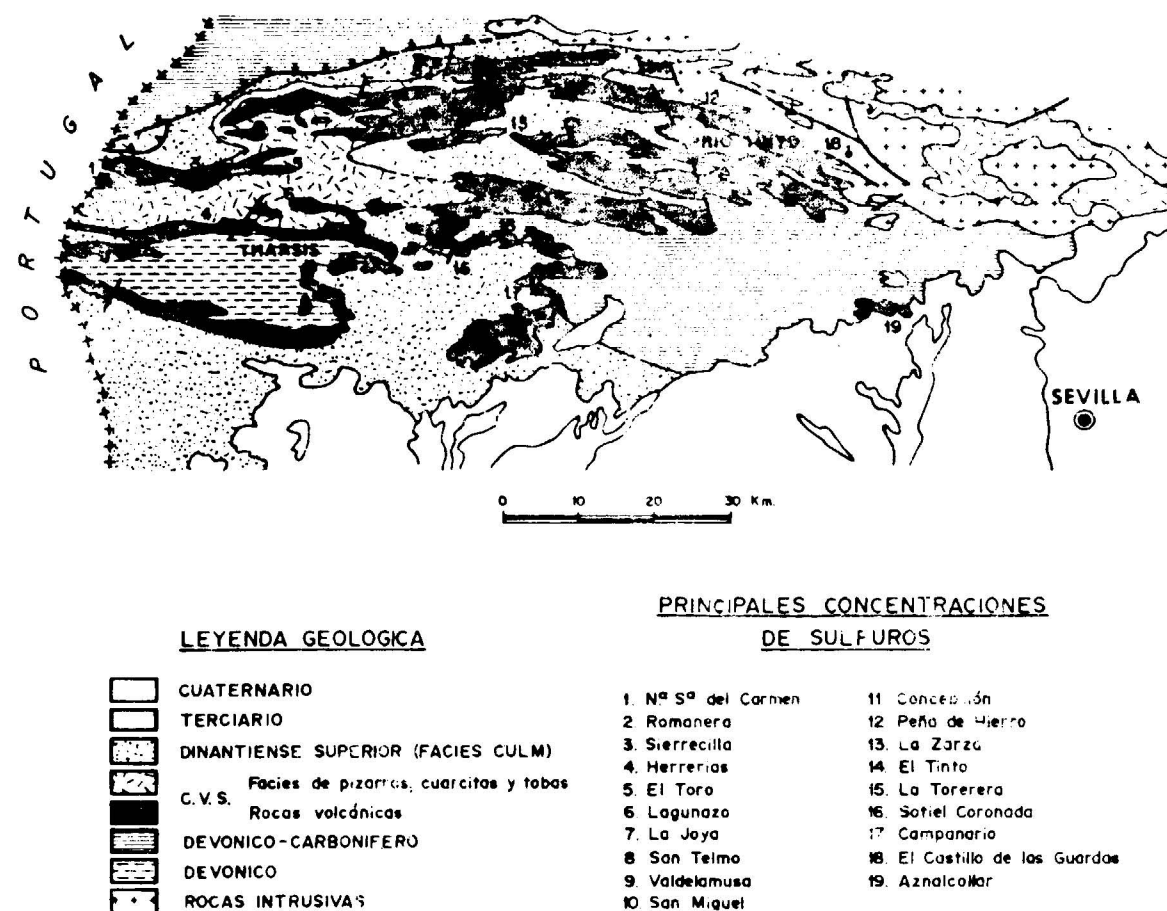


Figura 9

química europea. En la actualidad, la mayor parte de la producción de pirita se destina a las plantas nacionales de ácido sulfúrico, pero, debido a avances tecnológicos tanto en los procesos de flotación como de nuevos métodos hidrometalúrgicos, se tiende cada vez más hacia la recuperación de los metales de los minerales piríticos, a partir de los residuos de tostación.

Las mineralizaciones se encuentran en relación con un volcanismo submarino del Carbonífero Inferior, que se intercala en pizarras, cuarcitas, areniscas, calizas, etc., y que en conjunto forman el denominado Complejo Volcánico-Sedimentario. Este se encuentra recubierto por una formación de pizarras y grauvacas del Culm, en aparente concordancia, y reposa sobre una potente formación de muro con pizarras, cuarcitas, areniscas, calizas y conglomerados del Devónico Superior. Figura 9.

Estos materiales fueron plegados durante la orogenia hercínica, originando estructuras de dirección E-O en España y SE-NO en Portugal.

Las mineralizaciones piríticas aparecen masivamente en las proximidades de los centros volcánicos, bien depositadas directamente sobre las rocas volcánicas (masas autóctonas), bien intercaladas en pizarras carbonosas y tobos (masas alóctonas).

Mineralizaciones de manganeso ligadas a jaspes aparecen también en el Complejo Volcánico-Sedimentario, y son contemporáneas con los depósitos de pirita o, en la mayoría de los casos, más jóvenes.

En algunas minas, junto con los sulfuros polimetálicos aparecen óxidos y carbonatos de hierro.

En la actualidad, estas mineralizaciones se consideran de origen volcánico-sedimentario.

Las principales minas son las de Río Tinto, Tharsis, Aznalcóllar y La Zarza.

VISITA A MINAS DE AZNALCOLLAR

DÍA 30 DE JUNIO

Itinerario: Sevilla-Aznalcóllar-Sevilla. 78 km.

Minas de Aznalcóllar

En la zona de Aznalcóllar aparecen todas las formaciones que constituyen el «cinturón pirítico».

La formación prevolcánica está constituida fundamentalmente por pizarras, areniscas y grauvacas, entre las que se sitúan algunos lentejones de calizas y conglomerados, consideradas del Famenense.

Las únicas manifestaciones ígneas que aparecen en la formación prevolcánica son diques tardihercánicos y «sills».

Los diques tardihercánicos tienen naturaleza básica. Su edad está demostrada por el hecho de cortar a la estratificación y esquistosidad y producir metamorfismo de contacto en la formación prevolcánica.

Los «sills» no son muy frecuentes. Presentan dimensiones reducidas y están afectados por la orogenia hercínica.

Por encima de los materiales devónicos descritos y en aparente concordancia con los mismos, aflora una potente serie de carácter volcano-sedimentario comprendida entre un Famenense Superior y un Viseense Superior.

El carácter submarino de, al menos, gran parte del volcanismo está confirmado por la existencia de pillow-lavas y de niveles de pizarras intercalados entre las coladas. La emisión de las lavas se produjo por numerosas fisuras submarinas, lo que explica los frecuentes cambios de facies que caracterizan a la formación volcano-sedimentaria.

Por esta causa, en las proximidades de los focos efusivos hay un franco predominio de las rocas volcánicas, mientras que lejos de los mismos el Complejo Volcano-Sedimentario está representado únicamente por pizarras, areniscas y grauvacas.

En la zona de Aznalcóllar, a pesar de los numerosos cambios de facies, hay una sucesión clarísima dentro de la formación volcano-sedimentaria, tanto en la banda que aflora al norte de la zona como en la existente al sur, en la que arman los yacimientos de sulfuros de Aznalcóllar.

En esta última, la serie está formada por volcanitas ácidas en la base, que pasan a volcanitas intermedias y luego a básicas. Los accidentes tectónicos impiden la continuación de la serie.

Al norte también se presentan lavas ácidas a muro de la formación volcano-sedimentaria. Siguen volcanitas básicas y por encima aparecen polvos de hematites, a techo de los cuales se sitúa el Carbonífero fosilífero. A veces, inmedia-

tamente a muro de los polvos de hematites aparecen en este sector pequeños lentejones de volcanitas ácidas.

Por último, aparecen también en la formación volcano-sedimentaria algunos lentejones de jaspes y niveles de polvos de hematites.

Hacia el sur de Aznalcóllar se desarrolla ampliamente el Mioceno, que oculta a los materiales volcano-sedimentarios. De poco espesor en el borde, aumenta progresivamente hacia el sur.

Las rocas de la zona de Aznalcóllar, y en general las del cinturón pirítico, muestran varios grados de deformación, existiendo pliegues, fallas y cabalgamientos originados durante la orogenia hercínica.

El plegamiento se produjo en varias fases, cuyas características son:

Fase 1 A. Corresponde a los mantos de corrimiento descritos en Aljustrel (SCHERMERHORN y STANTON, 1969). No se ha demostrado la existencia en Aznalcóllar, aunque hay posibilidad de que uno de los cabalgamientos existentes en las cercanías de la mina «Caridad» pertenezca a esta etapa.

Fase 1 B. Es la fase de deformación mayor de la región y la que da su estructura casi definitiva. Durante esta fase se desarrollan los pliegues de dirección Este-Oeste y vergencia Sur, acompañados de una esquistosidad S_1 del plano axial que buza al Norte. Los anticlinales mayores son frecuentemente cabalgantes hacia el Sur.

La esquistosidad S_1 es plana, paralela y penetrativa en las pizarras y anastomosada en las rocas lávicas y grauvacas. En su génesis ha tenido un importante papel la circulación de fluido. Los datos observados permiten interpretarla como un verdadero «slaty cleavage» desarrollado perpendicularmente a la dirección de compresión mayor.

Todas estas deformaciones se acompañan de un metamorfismo regional sintectónico de carácter epizonal débil.

Fase 1 C. En esta fase se originan cabalgamientos de vergencia Sur y dirección general E-O, acompañados de una esquistosidad S_2 no penetrativa, también de dirección E-O y buzamiento Norte, sobre la que forma pliegues la S_1 .

Los pliegues de la S_1 indican siempre una geometría de flanco normal, lo que prácticamente excluye la existencia de pliegues mayores en el estadio 1 C.

Las deformaciones descritas hasta aquí responden a esfuerzos cuyos componentes principales tienen la misma orientación, por lo que deben ser considerados como distintos estadios de una misma fase de plegamiento.

Fase 2. Es debida a unos esfuerzos principales orientados diferentemente a los de la fase anterior.

Se manifiesta por pliegues desarrollados sobre la esquistosidad S_1 de dirección N-S y escala centimétrica o decamétrica, que a veces van acompañados de una fracturación de plano axial subvertical que localmente pasa a ser un verdadero «strain slip cleavage».

Fase 3. Se trata de sistemas conjugados de «kink bands» diversamente orientados.

Fase 4. La última fase de deformación hercínica origina un sistema conjugado N-S y NE-SO de fallas de desgarre.

En el sector de la mina los estudios tectónicos permitieron establecer tres unidades principales: unidad norte, unidad del río Crispinejo y unidad sur, todas ellas formadas por materiales volcano-sedimentarios. De ellas, la que muestra una serie más completa es la del Crispinejo, importante además por armar en ella la masa de Aznalcóllar. Figuras 10, 11 y 12.

Por encima de pizarras y areniscas, con un lentejón de calizas, que se consideran pertenecientes al prevolcánico terminal (D_1), aparecen riolitas de aspecto masivo con textura microcristalina («serie felsita», V_1).

A techo y por paso lateral de la serie V_1 se desarrolla la serie V_2 , constituida por pizarras negras y riolitas, a las que sigue una formación piroclástica compuesta por brechas y tobos con intercalaciones de pizarras.

El tramo V_3 es piroclástico y fundamentalmente pizarroso. En tránsito gradual al anterior aparece la serie V_4 (serie mineralizada), fundamentalmente pizarrosa en la base piroclástica, brechas y aglomerados a techo. La masa de pirita parece estar íntimamente ligada a las pizarras

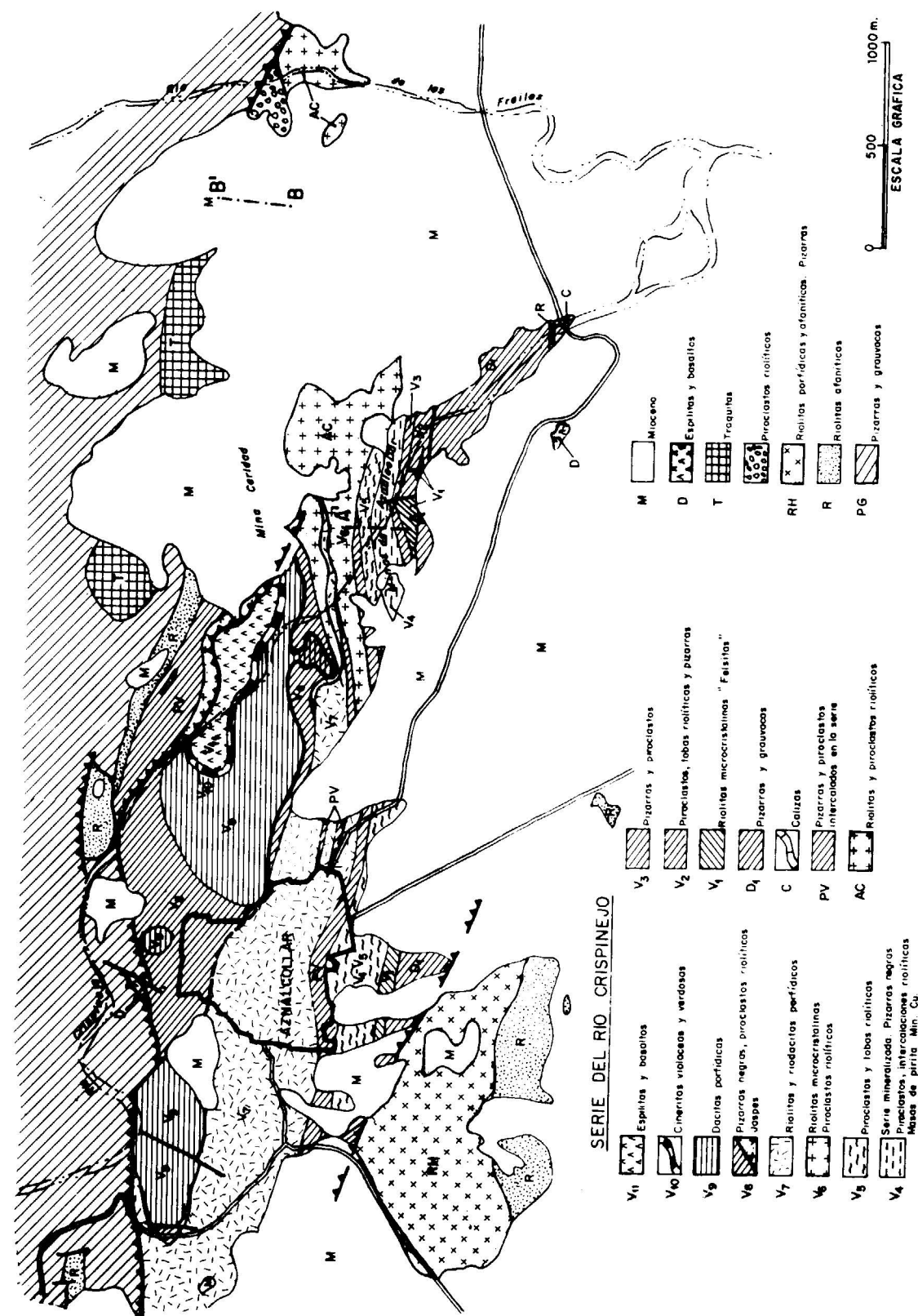


Figura 10

grafitosas; en la parte superior, piroclástica, hay mineralización de cobre.

Por encima de la serie mineralizada yace una formación piroclástico-arcillosa con intercalaciones de tobas y lavas riolíticas. Aún se presentan pequeños lentejones de pirita, no económicos, relacionados con un nivel (PV) de pizarras negras y piroclastos que aparecen a techo del tramo. Sigue una serie piroclástica (V₆) con intercalaciones de pizarras sericítico-cloríticas y riolitas microcristalinas y vítreas.

Constituye el tramo siguiente (V₇) un banco de riolitas y riolacitas porfíroides esquistosadas que adquieren un gran desarrollo hacia el Oeste, sustituyendo a la serie V₆.

Encima del tramo V₇ corre un horizonte pizarroso con gran continuidad de afloramiento (V₈);

son pizarras arcillosas negras, con intercalaciones de tramos más silíceos lentejones de jaspes rojos y piroclastos. Este tramo al norte del pueblo de Aznalcóllar está constituido por una alternancia de pizarras y episodios lávicos y riolacíticos con mineralizaciones difusas de pirita.

Las series V₅ a V₇ y parte de la V₈ quedan sustituidas hacia el Este por una sucesión de bancos riolíticos de aspecto masivo o esquistosado, con lenticulas de riolitas vítreas y de jaspes rojos. Esta formación aflora ampliamente al sur de la mina «Caridad».

Sigue al tramo V₈ una potente formación de dacitas porfídicas de aspecto masivo, V₉.

Sobre el conjunto porfídico aparece un delgado nivel de cineritas silíceas de tonos violáceos y verdosos (V₁₀), que dan paso a la formación de

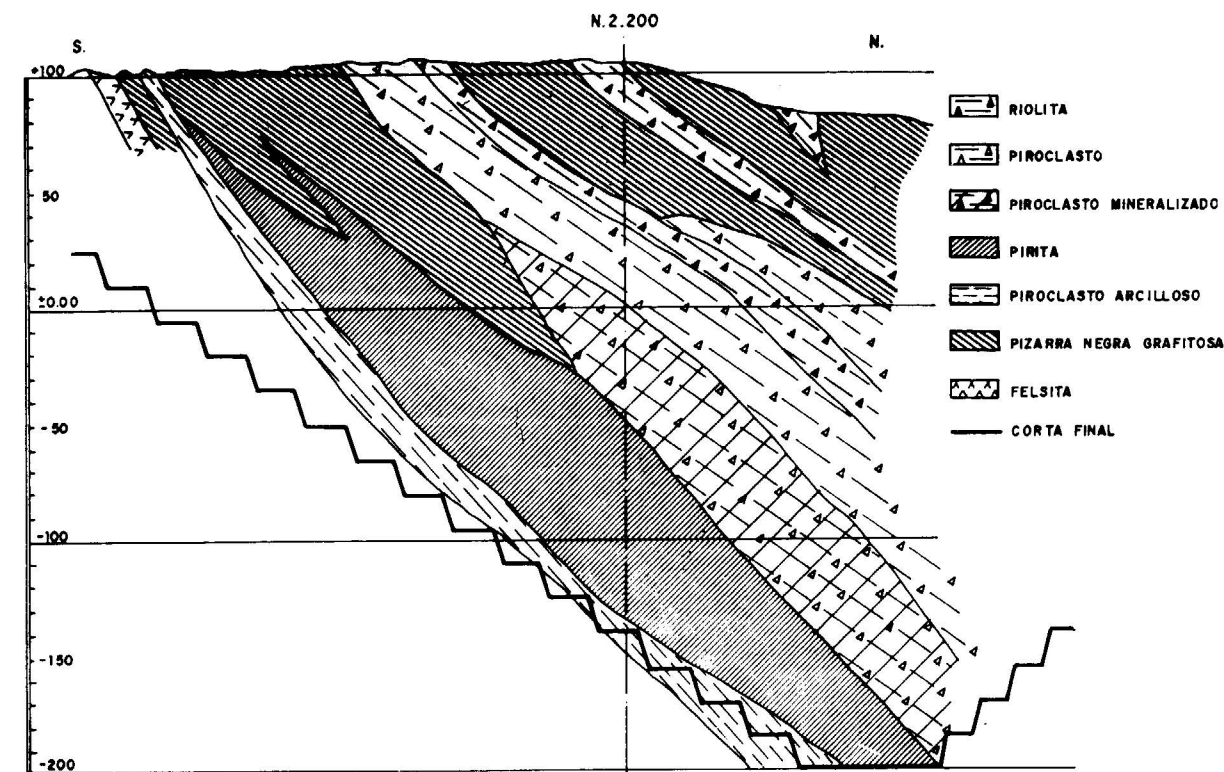


Figura 11

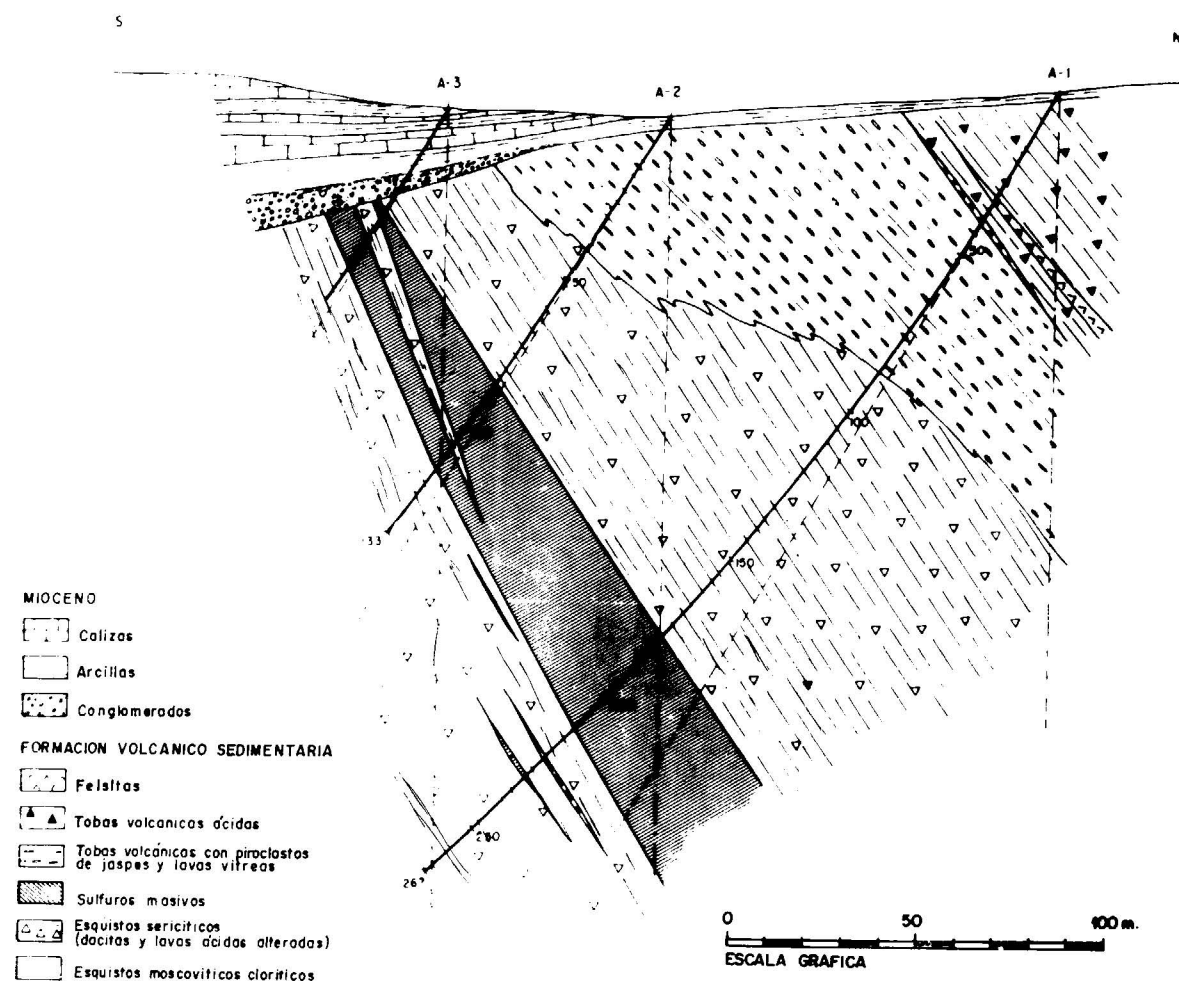
espilitas y basaltos (V_{11}), que constituye el estrato más superior visible de la serie.

El rasgo más característico del sector de la mina es la existencia de varios accidentes cabalgantes al Sur, que originan una estructura en escamas. Se han distinguido tres escamas principales: Norte, Crispinejo y Sur.

La unidad Norte está constituida por una serie en posición normal, con techo al norte, limitada por un accidente de fase 1 B reactivado en fase 1 C, al norte. Su límite sur lo constituye un accidente importante, que cruza la zona de E a O y la separa de la unidad del Crispinejo.

La principal característica estructural de la unidad del Crispinejo es su disposición sinclinal, en cuyo núcleo afloran los tramos V_9 , V_{10} y V_{11} . Esta estructura se ha puesto en evidencia mediante criterios microtectónicos.

El accidente que separa las unidades Norte y Crispinejo es perfectamente observable hasta el oeste de mina «Caridad», apreciándose que el contacto entre las dos unidades corta al sinclinal de la unidad del Crispinejo, superponiéndola los materiales de la unidad Norte. A partir de ese punto, hacia el este, el recubrimiento mioceno y la similitud entre los materiales de las unidades



CORTE LITOLOGICO B-B'
MASA ARROYO DE LOS FRAILES

Segun J.L. Coullaut et al. 1975

Figura 12

Norte y Crispinejo impide marcar la separación entre ambas unidades.

Ante estos hechos caben dos hipótesis, sin que los datos de campo permitan inclinarse por una u otra. La primera consiste en admitir que el contacto cabalgante es, al menos en parte, tardío o la formación del sinclinal (fase 1 C). La segunda hipótesis estriba en admitir que el contacto corresponde a un cabalgamiento de gran envergadura, correspondiente a la fase 1 A y deformado por la esquistosidad S_1 . Ambas hipótesis tienen argumentos a su favor.

Parece ser que la masa de mina «Caridad» se sitúa en la unidad Norte, viniendo limitada al Oeste por la superficie de cabalgamiento.

Por último, la unidad Sur, separada de la unidad del Crispinejo por un accidente importante, carece de afloramientos que permitan su estudio.

La realización de 105 sondeos en una malla de aproximadamente 40 m ha permitido poner de manifiesto la existencia de unas reservas de 43×10^6 t de piritas, con leyes medias de 0,44 por 100 Cu, 1,77 por 100 Pb, 3,33 por 100 Zn, 67 g. Ag/t y 1 g. Au/t, más otros 47×10^6 t de piroclasto cuprífero, con ley media de 0,58 por 100 Cu, 0,40 por 100 Zn y 10 g. Ag/t.

La explotación de la mina se ha programado para dar una producción anual de 2.000.000 de toneladas de cada uno de los mencionados tipos de menas mediante un desmonte previo y cuatro fases de explotación consecutivas y diferentes. Cada una de ellas permitirá la extracción de, aproximadamente, la cuarta parte de las reservas de mineral.

La corta final programada será de forma elíptica, con una longitud de 1.500 m, según el eje mayor, y de 700 m, según el menor, con altura de bancos de 15 m con ángulos de taludes de muro a techo de 35 y 47°, respectivamente, y anchura de pistas de 25 m.

El desmonte previo de unos 41×10^6 t de estéril ha finalizado, en el primer semestre de 1979, con una producción media de 14×10^6 t/año, habiéndose iniciado la primera fase de explotación. Se estima que al final de la explotación del yacimiento se habrán extraído 234×10^6 t de estériles, 43×10^6 t de piritas y 30×10^6 t de piroclasto cuprífero, con una relación de estériles a mineral de 3 a 1.

Los dos tipos de menas extraídas serán sometidos a un tratamiento de flotación selectiva, obteniéndose concentrados diferenciales de Cu, Pb y Zn.

Las instalaciones de trituración son comunes para ambos tipos de menas, y la de molienda y flotación son líneas independientes, pero ubicadas en una misma planta, con capacidad de tratamiento de 2.000.000 t/año para cada una de ellas.

El mineral pirítico, que contiene calcopirita, galena y blenda con relación mutua muy compleja y tamaño de grano fino, necesita molienda $K_{80} = 20$ micras para la liberación de las especies a recuperar.

Las producciones anuales de concentrados previstas son 63.113 t con el 25 por 100 Cu; 42.086 t con el 50 por 100 Pb, y 100.764 t con el 50 por 100 Zn. Se espera obtener, además, 1.275.000 t de piritas flotadas, con ley del 48 por 100 S.

DIA 1 DE JULIO

VISITA A MINAS DE RIO TINTO (HUELVA)

Itinerario: Sevilla-Río Tinto-Huelva. 164 km.

Minas de Río Tinto (Huelva)

Las diversas masas de piritas de la zona se sitúan en relación con un anticlinal de rocas volcánicas que emerge en el denominado sinclinal de Río Tinto, formado por pizarras y grauvacas del Culm. Las rocas son lavas espilitas almohadilladas (spilita pillow lavas), y sills de diabasas intercaladas con bandas de pizarras y chert, del Tournaisiense posiblemente, a cuyo techo se sitúan lavas cuarzoqueratófidas y/o riolíticas y rocas piroclásticas, que pasan a sedimentos de polvos volcánicos hematíticos y pizarras carbonosas del Viseano Superior.

Los depósitos de sulfuros masivos aparecen en el extremo occidental del anticlinal, en cuyos flancos se sitúan las explotaciones de San Dionisio, Filón Sur, Planes-San Antonio, Filón Norte (Dehesa, Lago y Salomón) y de Cerro Colorado, en la charnela del domo periclinal. Se considera que todos estos depósitos formaron originalmente una casi continua capa de sulfuros, de aproximada-

mente 5 km de longitud, 750 m de ancho y unos 40 m de espesor, con más de 500 millones de toneladas de mineral. Figuras 13, 14 y 15.

Salvo la pequeña Masa Valle, encajada entre pizarras carbonosas y polvos volcánicos riolíticos, todas las masas piríticas de Río Tinto están estratigráficamente relacionadas con rocas piroclásticas félsicas, conectadas con chimeneas o pipas en las que aparecen multitud de pequeñas vetillas de sulfuros formando verdaderos stocworks. Las rocas encajantes de éstos se encuentran sericitizados, cloritizados y silicificados.

En la actualidad, Explosivos Río Tinto, Sociedad Anónima, propietaria de la mayoría de las minas de la zona, explota solamente cuatro, dos a cielo abierto, Corta Atalaya y Cerro Colorado, y dos por métodos subterráneos, Pozo Alfredo (contramina de Corta Atalaya, con la que forma la Masa San Dionisio) y Masa San Antonio-Planes.

Corta Atalaya, que corresponde a la explotación a cielo abierto de la masa de San Dionisio, tiene forma de elipse con un eje mayor de 1.200 m y menor de 906 m, y una profundidad de 300 m en su parte norte y de 225 m en la sur; la cota más baja de la corta se encuentra a unos 170 m sobre el nivel del mar, punto donde se inicia el túnel de conexión a la rampa de acceso a la explotación subterránea de Pozo Alfredo.

El mineral se transporta subterráneamente desde los bancos del arranque hasta el pozo-tolva de descarga situado en el piso 23. El todo-uno se somete a un machaqueo primario, que lo reduce a tamaño inferior a 150 mm, y se transporta al exterior, mediante dos tramos de cinta de 800 m cada uno que lo descargan en un nivel superior (piso 14), sobre ferrocarril de interior de mina con un tendido de línea de 5 km.

Anualmente se mueven unos 6×10^6 t de estéril y 1×10^6 t de piritas.

Pozo Alfredo corresponde al laboreo de la masa de San Dionisio mediante contramina subterránea por cámaras y pilares, realce y relleno («cut and fill»). El acceso puede hacerse mediante jaula y a través de galería desde Corta Atalaya; galería que, partiendo de la principal de descarga en el pozo-tolva, conduce al piso 25, dando acceso al plano inclinado, y que, descendiendo, conduce al piso 35, mientras que el ramal ascendente

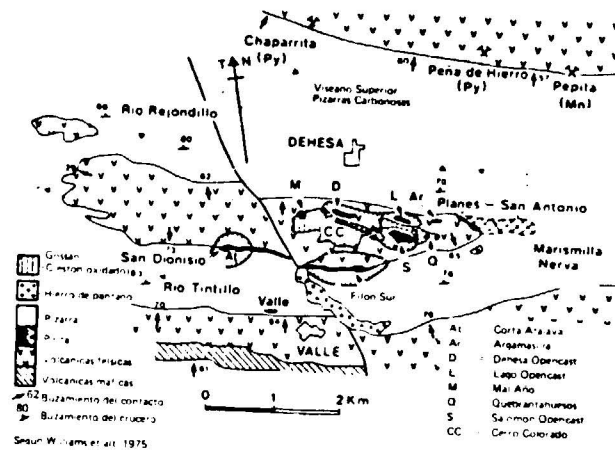


Figura 13

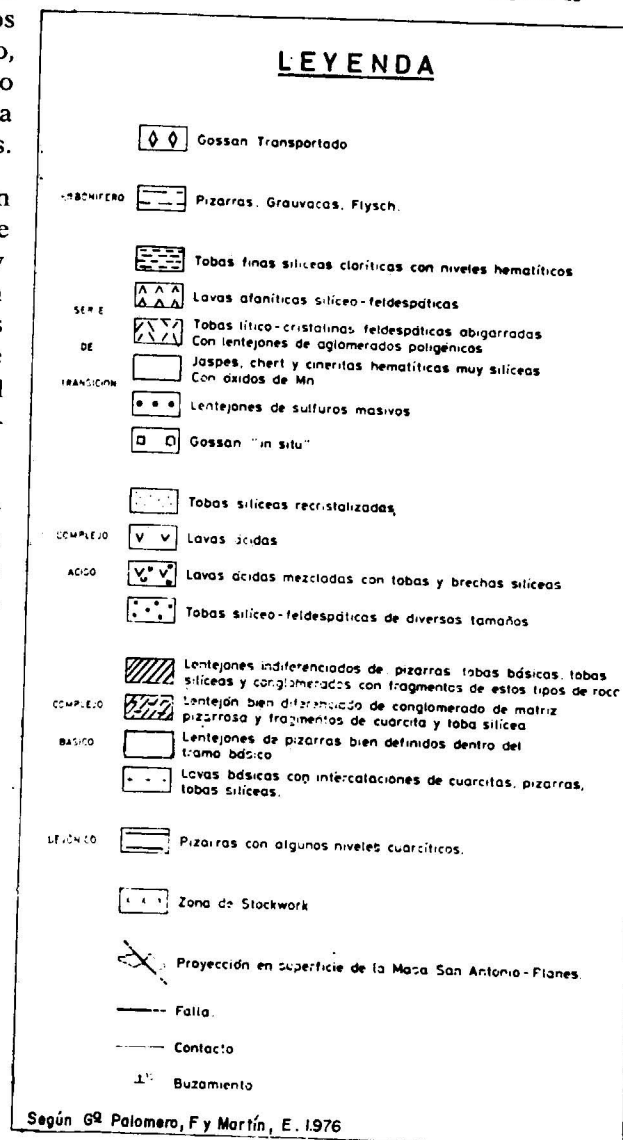
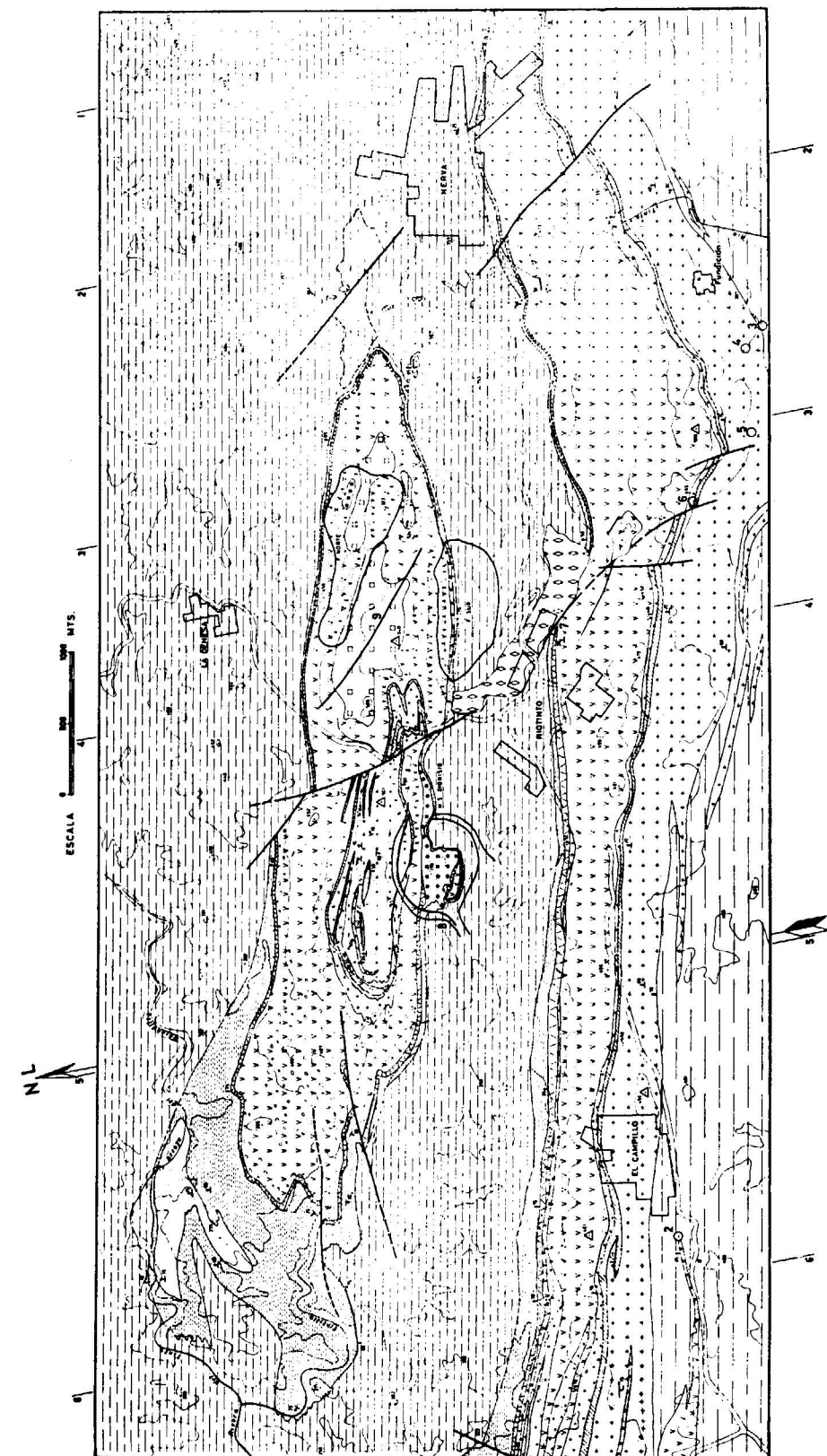
Figura 14
Leyenda correspondiente al plano geológico.

Figura 14

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS (ZONA DE RIOTINTO)

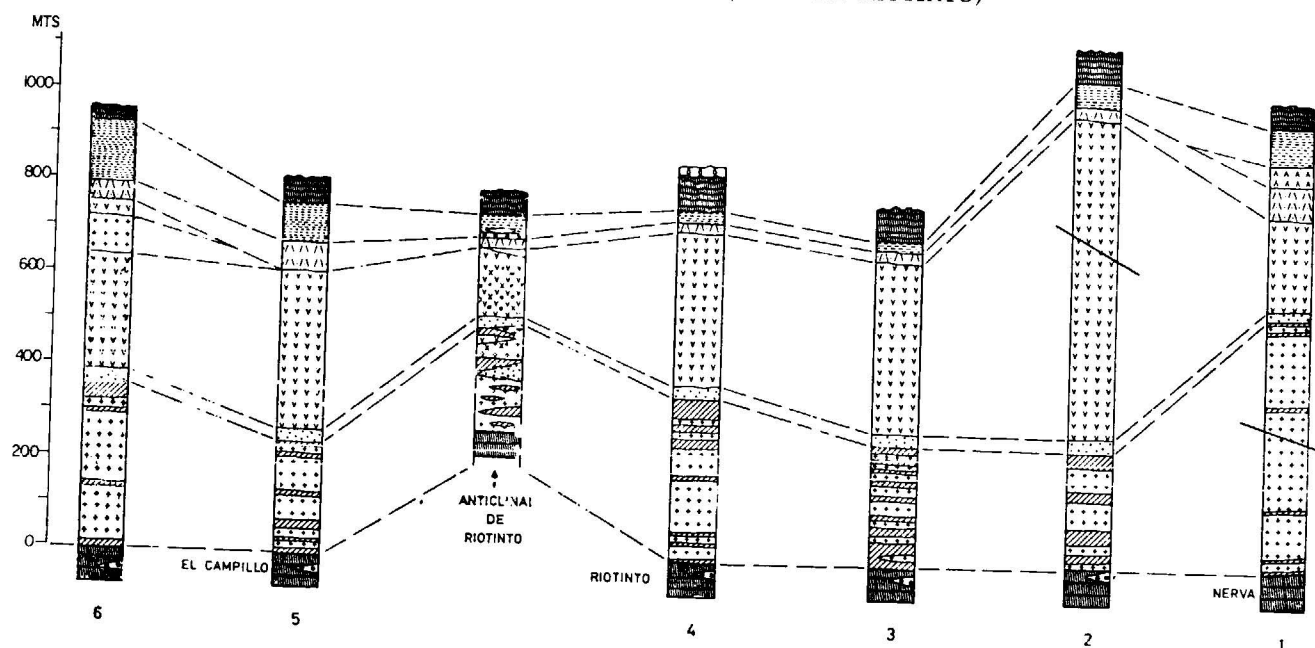


Figura 15

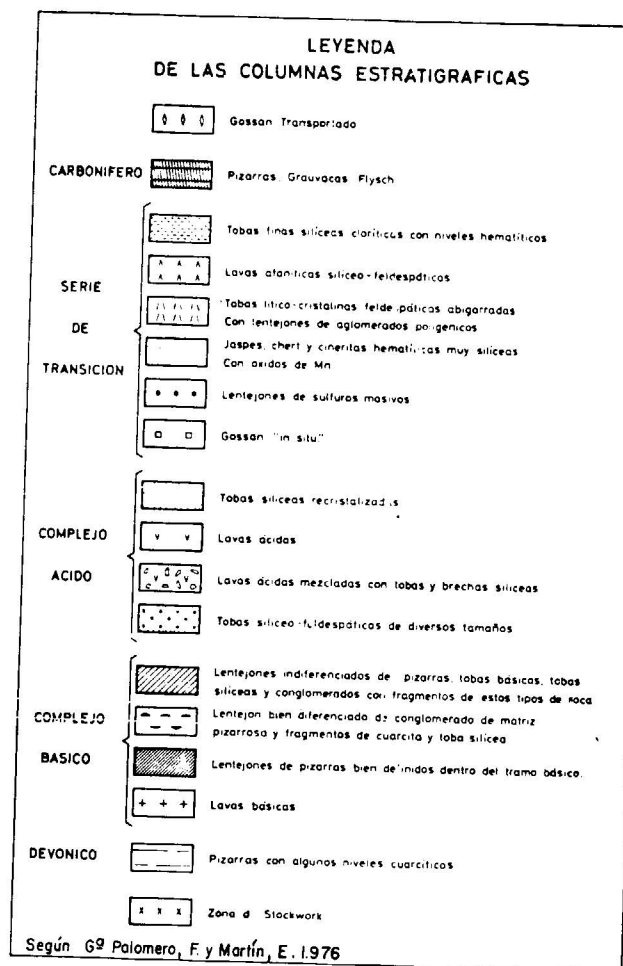


Figura 15

se remonta hasta el piso 14, en el que se encuentran los pozos de almacenamiento de mineral (100.000 t) para su carga en trenes y transporte, por el ferrocarril de interior, a la planta de trituración secundaria y clasificación (6-8 mm).

Doce cámaras, de 20 x 40 m, con sus correspondientes pilares, de 8 m de ancho, forman el conjunto de la explotación subterránea; de ellas, normalmente cuatro se encuentran en perforación, un número análogo en ciclo de carga y el resto en fase de relleno. Las cámaras se encuentran comunicadas por rampas longitudinales por las que se realiza el transporte de mineral mediante bandas con puntos de transferencia en el punto de zigzag de unión de dos planos.

La trituración primaria, a menos de 200 mm, se realiza en una estación de machaqueo, en el mismo lugar del interior en que se haya la del mineral de Corta Atalaya, pero con instalaciones y circuito distintos. El producto es transportado por ferrocarril a la planta de trituración secundaria, clasificación y almacenamiento, conocida con el nombre de Zarandas, donde se reduce a tamaño inferior a 6 mm.

Actualmente la producción de Pozo Alfredo es

más de 500.000 t de mineral, con ley media del 1,35 por 100 Cu.

Cerro Colorado es hoy en día una de las mayores explotaciones de Europa para mineral de cobre, y sus reservas se amplían a medida que avanza la investigación de las zonas próximas al mismo, como las de Filón Sur, Cerro Salomón, Lago y Quebrantahuesos, antiguas explotaciones actualmente inactivas.

A mediados de 1968 se estableció la rentabilidad de la explotación a cielo abierto de 39×10^6 t con el 0,8 por 100 Cu, para tratar en un concentrador de 10.000 t/día y enviar en forma de concentrados de 16-21 por 100 Cu a la fundición de Huelva. Al mismo tiempo se construyó el concentrador para el tratamiento de una capa de 18×10^6 t de gossan que cubre la cumbre de Cerro Colorado, con una ley media de 2,4 g Au/t y 42 g Ag/t. Las reservas actuales se cifran en 92×10^6 t con el 0,64 por 100 Cu, si bien aumentan continuamente debido al sistemático programa de investigación que se realiza.

La corta es de forma arriñonada con una longitud de 1.560 m, una anchura de 850 m y profundidad de 230 m. La altura de los bancos es de 10 m y la anchura de rampas de 20 m.

El ritmo de producción viene siendo de 13×10^6 t/año, de las que 3×10^6 t son de mineral de cobre, $1,5 \times 10^6$ t de mineral de Au y Ag, y $8,5 \times 10^6$ t de estéril y mineral marginal con ley del 0,28 por 100 Cu. La relación entre estas tres producciones es de 1; 0,45; 2,75.

El proceso mineralúrgico se realiza mediante una planta de concentración de cobre, con una capacidad de 10.000 t/día (3×10^6 t/año), y otra de concentración de oro y plata de 4.500 t/día ($1,5 \times 10^6$ t/año).

El mineral de cobre se tritura a menos de 200 mm mediante una machacadora primaria y pasa posteriormente a un circuito de conos, molinos de barra y de bolas, y a un sistema clasificador por hidrociclones que proporciona un producto con el 65 por 100 a menos de 200 mallas y 0,77 por 100 Cu.

El mineral molido pasa a unas celdas de flotación de desbaste, sufre un remolido a 325 mallas en un molino de bolas y éste se somete a tres estados de limpieza en celdas de flotación, obteniéndose el concentrado final de cobre y unos

residuos a partir de los cuales podrá flotarse la pirita. El residuo de desbaste se espesa para recuperar el agua y pasa a las represas; igualmente, el concentrado de cobre se espesa en un espesador y se filtra en filtros de vacío, transportándose en camión a la fundición de Huelva.

Está prevista la existencia de oscilaciones en la producción y ley de los concentrados en función del tipo y calidad del mineral, estimándose una variación entre las 100.000 y 80.000 t de concentrado de cobre por año, con una ley entre el 17 y 21 por 100 Cu. Es posible obtener también una producción media de 135.000 t/año de pirita con el 49 por 100 S.

El mineral de gossan se tritura en la misma planta que el mineral de cobre, en unidades similares, pero separadamente. Debido a su naturaleza arcillosa se somete además a un deslamado.

El producto, con el 75 por 100 a menos de 325 mallas, es espesado antes de ser sometido a un proceso de oxidación y lixiviación en siete tanques Pachuca mediante la adición de cal y cianuro sódico. La separación de la solución cianurada con oro y plata del gossan estéril se realiza por el procedimiento de contra corriente y decantación en cuatro espesadores. La solución de oro y plata se clarifica en filtros de presión y posteriormente, tras un proceso de desaireación, se precipita el oro y la plata con polvo de cinc, y el producto se pasa por filtros de presión idénticos a los anteriores.

Los concentrados de oro y plata se someten a un tratamiento con ácido sulfúrico para disolver el exceso de cinc. Tras su paso por un filtro de placas, se seca, calcina y funde, obteniéndose barras con oro y plata para su envío a la refinería, donde se realiza la separación de ambos metales.

El complejo mineralúrgico de Explosivos Río Tinto, S. A., en Río Tinto, se completa con una planta de cementación de cobre. Los minerales de cobre marginales (0,28 por 100 Cu) y oxidados de Cerro Colorado se descargan en un parque de lixiviación donde se riegan con agua cuprífera de la antigua mina Filón Norte. El agua enriquecida se pasa a una presa de agua cobriza en ocho tanques con rejillas de plástico reforzado, sobre las que se precipita el cobre utilizando chatarra

de hierro. El cobre precipitado se recoge periódicamente en tanques de decantación y, después de secarse por evaporación, se envía a Huelva como cáscara con un contenido de cobre metal de 75-80 por 100.

La masa mineral de Planes-San Antonio se sitúa en la terminación oriental del Cerro Salomón. El área de Planes fue explotada intermitentemente desde tiempos romanos hasta 1950, en que el acuífamento de la mineralización hizo antieconómica su explotación. En 1962, una detallada investigación geofísica con sondeos mecánicos de reconocimiento puso de manifiesto la prolongación de la mineralización en unos 600 metros hacia la parte este de Planes, que fue denominada San Antonio. Figura 16.

En la actualidad se realizan ensayos de distintos métodos de laboreo con el fin de decidir el definitivo sistema de explotación.

Los datos reseñados han sido facilitados por E. R. T., S. A.

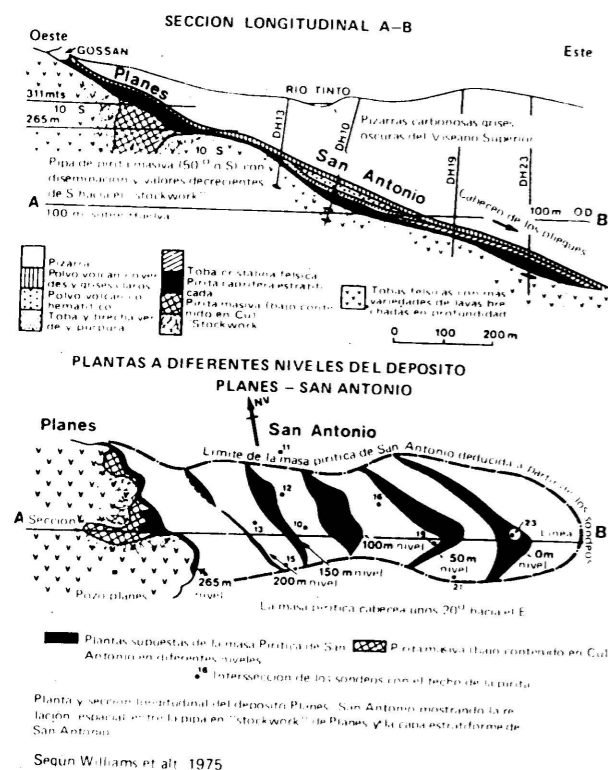


Figura 16

DÍA 2 DE JULIO

VISITA A MINAS DE THARSIS (HUELVA)

Itinerario: Huelva-Tharsis-Ayamonte (frontera con Portugal). 92 km.

Minas de Tharsis

La Compañía de Azufre y Cobre de Tharsis mantiene en la actualidad dos centros de producción de pirita, en Tharsis y en La Zarza (Silos de Calañas).

En el área de Tharsis se conocen 16 depósitos de pirita diferentes, con reservas que oscilan entre 50.000 t y 50×10^6 t cada uno. Las mayores concentraciones son las de Filón Norte (20×10^6 t), San Guillermo (55×10^6 t) y Sierra Bullones (13×10^6 t), con un total de 110 millones de toneladas probadas a lo largo de 1,5 km. y una profundidad investigada de 270 m.

Existe una estrecha relación espacial entre las mineralizaciones y alineaciones volcánicas ácidas de dirección E-O, situándose a distancias relativamente pequeñas de los centros efusivos respectivos. Figuras 17 y 18.

En 1970 se inició la producción a cielo abierto de Filón Norte, dentro de un proyecto general de explotar 45×10^6 t de piritas con un desmonte de 150×10^6 t de estéril, correspondiente a las concentraciones de Filón Norte y San Guillermo. Ambas tienen diferente estructura, diferente ganga y diferentes contenidos en azufre, cobre, cinc y plomo.

En la actualidad, la corta de Filón Norte produce anualmente 1×10^6 t de mineral y más de $3,5 \times 10^6$ t de estéril, y tiene preparadas continuamente $2-3 \times 10^6$ t para conseguir una flexibilidad en la explotación selectiva de los diferentes tipos de mineral, de forma que pueda atenderse a las especificaciones y requerimientos del mercado. Los rendimientos medios son de 5.000 t/día de mineral y 20.000 t/día de estéril.

El mineral es triturado a tamaños inferiores a 18 mm y transportado por ferrocarril de la propia mina a la planta de Corrales, en las cercanías de Huelva.

A unos 30 km al nordeste de Tharsis y a unos 20 km al oeste de Río Tinto se encuentra la mina

MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DE LOS ALREDEDORES DE THARSIS CON LA DISTRIBUCION DE YACIMIENTOS PIRITICOS MASIVOS

CENTROS EFUSIVOS: VL (Lagunazo), VLe (Legua), VM (Madroñal), VT₂ (Tharsis 2), VH (Hueca), VG (Gatos), VC (Cantareras), VA₁ y VA₂ (Almagrera 1 y 2)

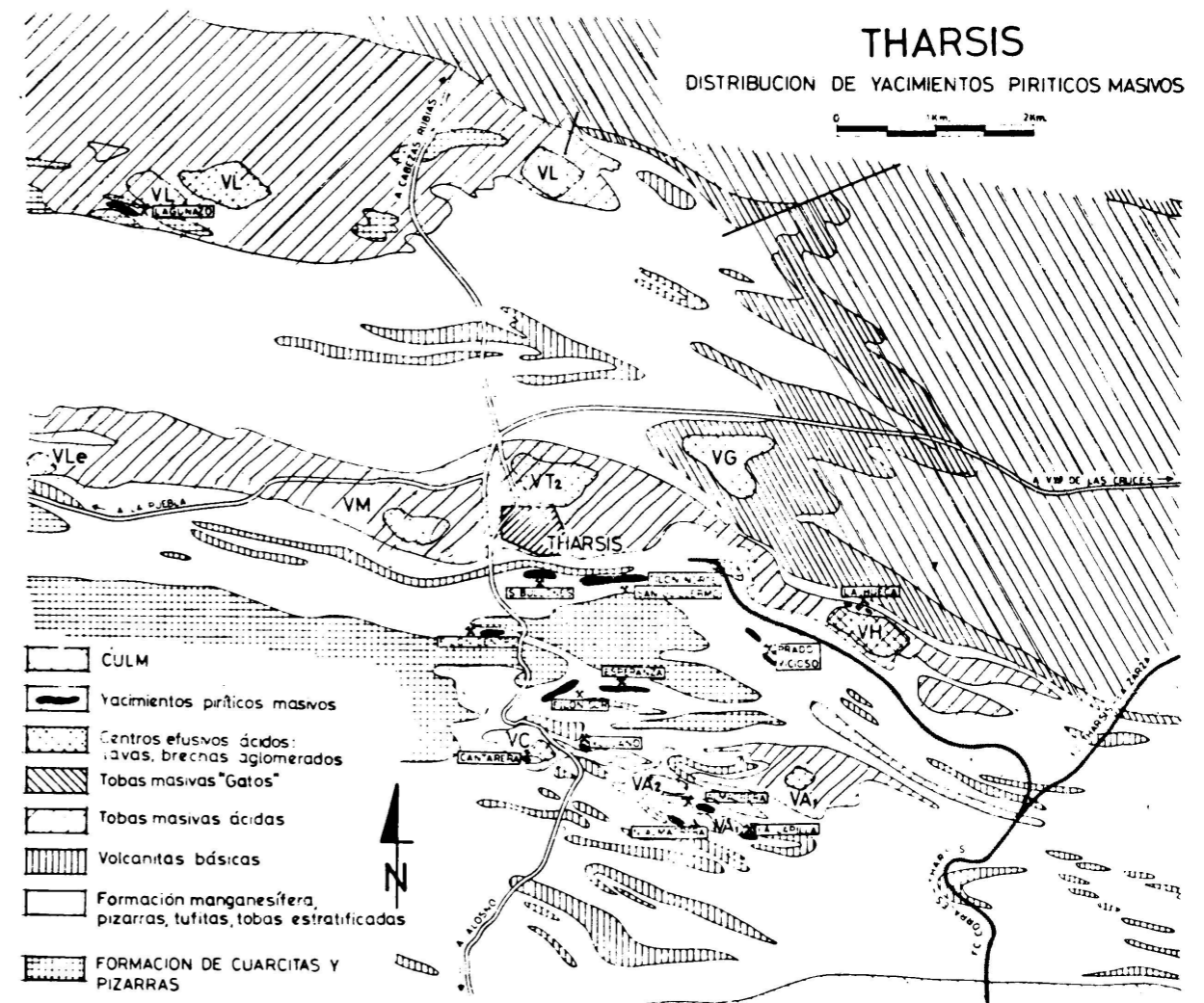


Figura 17

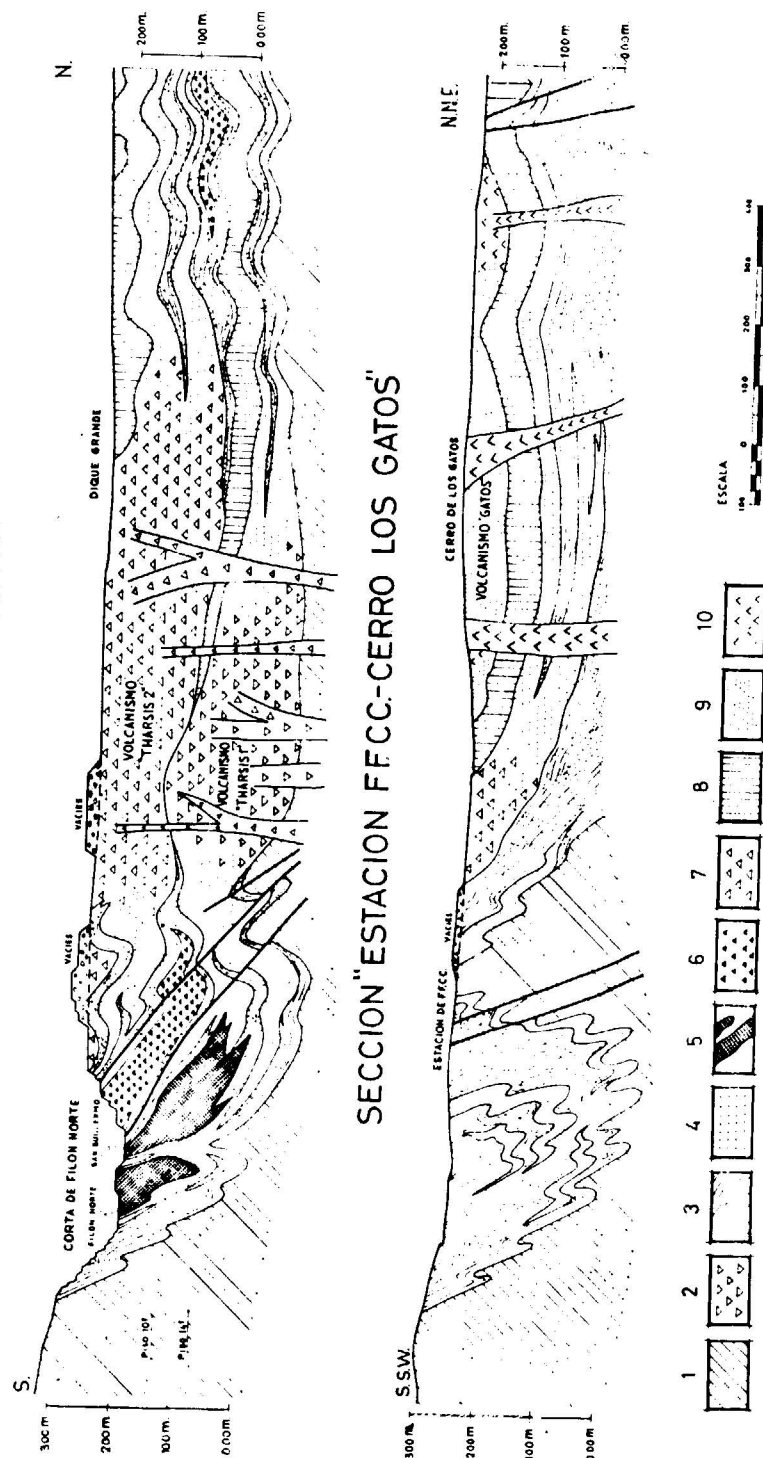
de La Zarza, en las cercanías del pueblo de Silos de Calañas, en la parte oriental de la masa pirítica La Zarza-Perrunal, que tiene una longitud de 2.900 m, alcanza potencias de hasta 100 metros en su extremo oriental y profundidades de 350 m, con unas reservas de unos 100×10^6 t originalmente.

El yacimiento se ubica en el extremo oeste de una alineación volcánica ácida de dirección E-O, distante unos 600 m del centro extrusivo de Sierra Blanca, con pizarras negras y polvos volcánicos a muro y tobas masivas porfiríticas a su techo. Una formación con lentejones de jaspes que llevan mineralizaciones de manganeso sigue

CORTES GEOLOGICOS POR LA ALINEACION VOLCANICA CENTRAL

La distancia entre las secciones es aproximadamente 1 km.
La sección 30 es la más occidental de ambas.

SECCION 30 "FILON NORTE"



1. Pizarras y cuarcitas.—2. Lavas, brechas, aglomerados y tobas masivas del volcanismo «Th. 1a».—3. Pizarras, tuftas, chertis.—4. Tobas acidas finas a medianas, estratificadas de los volcanismos «Th. 1a» y «Th. 2a».—5. Yacimientos pirriticos.—6. Espilitas.—7. Lavas, brechas, aglomerados y tobas masivas del volcanismo «Th. 2a».—8. Formaciones manganesiferas.—9. Tobas estratificadas del volcanismo «Gatos».—10. Brechas y tobas masivas del volcanismo «Gatos».

Según G.K. Strauss, J. Madel y Fdez. Alonso. 1974

Figura 18

a la pirita e incluso la reemplaza parcialmente hacia el Sur.

Tres tipos de mineral han sido reconocidos: uno de bajo contenido en azufre, 25 por 100 S, pero con el 0,8 por 100 Cu, 1-3,5 por 100 Zn y 0,1-1 por 100 Pb, situado en la parte central de la mina, que fue concentrado por flotación como mineral de cobre en el pasado; otro muy homogéneo de pirita masiva, que se explota en la actualidad, con el 47 por 10 S, 42 por 100 Fe, 0,7 por 100 Cu, 1,3 por 100 Zn y 0,8 por 100 Pb; y un mineral pirítico tipo «stockwork» epigenético, con el 10-25 por 100 S y 0,1-0,5 por 100 Cu.

La explotación se realiza subterráneamente por el método de cámaras y pilares. La masa mineral se ha dividido en una serie de cámaras longitudinales paralelas, de hasta 900 m de longitud por 28-30 m de ancho, separadas por columnas de 10-12 m; el relleno se realiza, a través de varios pozos, con pizarras negras. La recuperación es sólo del 60 por 100 y se ha ensayado a escala piloto el método de subniveles («sublevel caving») para recuperar las columnas y pilares maestros de los pisos más superiores; paralelamente se han realizado los estudios de viabilidad de explotación a cielo abierto. La producción anual es de unas 400.000 t de pirita, que son transportadas por ferrocarril a Corrales.

La planta de Corrales, con una capacidad de 2×10^6 t/año de mineral, recibe el todo-uno a 0-18 mm procedente de Tharsis y La Zarza e inmediatamente es molido para evitar la aglomeración y posible combustión espontánea. Posteriormente, tras su paso por distintos circuitos de conos, cribas, giradiscos, de lavado de mineral, etcétera, se obtienen tres fracciones (0-4, 0-6, 0-8 milímetros) que constituyen el producto vendible que se envía a las plantas de sulfúrico de Huelva o al nuevo cargadero del puerto de Huelva para su embarque.

La planta de Corrales incluye una instalación de jigs con capacidad de 1.000 t/día para mineral mezclado con escombros procedente de la explotación por subniveles de La Zarza o de zonas marginales de la explotación a cielo abierto de Tharsis.

PROYECTO AIPSA

Uno de los mayores obstáculos para la utilización de las piritas como materia prima de las

plantas de ácido sulfúrico ha sido siempre la manipulación y transporte de grandes toneladas de piritas y cenizas residuales; la tostación de una tonelada de piritas origina 0,7 t de cenizas. En España se producen anualmente más de 2×10^6 t de cenizas y sólo unas 500.000 t son tratadas por Metalquímica del Nervión, en Bilbao, por el procedimiento D.K.H. Por otra parte, el transporte de cenizas, a las pocas plantas de tratamiento existentes en diferentes partes de Europa, tiene un coste casi tan alto como el valor de venta del hierro y metales ricos de las cenizas.

En 1970, Tharsis y Explosivos Río Tinto, junto con Metalquímica del Nervión, formaron una compañía, Aprovechamiento Integral de Piritas, Sociedad Anónima (AIPSA), con vistas a realizar los estudios de viabilidad técnica y económica de una planta de tratamiento de cenizas que hiciera frente a los siguientes requerimientos: proceso adecuado para todo tipo de cenizas, independientemente de sus características físicas y químicas; recuperación de los metales mayoritarios y preciosos; obtención de «pellets» de calidad siderúrgica; localización óptima de la planta con el fin de reducir los costes de transporte de las piritas, cenizas y mineral de hierro.

El proceso elegido es una combinación del de cloruración de Montedison en lecho fluidizado, por el cual se recuperan los metales no féreos, y del de pelletización del mineral de hierro de Kowa Seiko.

La planta, con localización en Huelva, ha sido diseñada para una capacidad de $1,1 \times 10^6$ t/año de cenizas, con un incremento opcional de su capacidad a 2×10^6 t/año. En la actualidad, las diferentes plantas de tostación de piritas en Huelva consumen alrededor de $1,8 \times 10^6$ t/año de piritas, y, en consecuencia, producen más del $1,1 \times 10^6$ t/año de cenizas necesarias para abastecer la nueva planta.

Diversas dificultades de tipo económico y administrativo han retrasado la realización del proyecto, que en su primera etapa deberá producir, por año, $1,01 \times 10^6$ t de «pellets» con el 62,3 por 100 Fe, < 0,02 por 100 Cu, < 0,02 por 100 Pb, < 0,02 por 100 Zn, < 0,02 por 100 S, < 0,03 por 100 As y una resistencia a la compresión de 250 Kp; 11.000 t de cáscara del 85 por 100 Cu; 8.800 t de concentrado del 65 por 100 Pb; 35.000 t de concentrado del 66 por 100 Zn; 24,2 t de plata, y 0,45 t de oro.

PRODUCCIONES ANUALES DE LAS PRINCIPALES MINAS DE PIRITAS DE HUELVA. MINERAL VENDIBLE

EMPRESAS	1973	1974	1975	1976	1977
U. E. Río Tinto (*)	853.211 t	1.090.034 t	1.150.573 t	908.496 t	892.956 t
Cía. Azufre y Cobre de Tharsis.	1.009.710 t	1.189.514 t	1.063.729 t	994.345 t	1.094.210 t
Minas de Herrerías	116.285 t	119.461 t	134.118 t	113.141 t	131.291 t
Sdad. Francesa de Piratas de Huelva (Mina Lomero-Poyatos).	78.300 t	77.600 t	126.800 t	113.625 t	60.600 t
Electrolitos del Cobre (Mina Concepción)	66.343 t	84.060 t	90.542 t	81.574 t	41.264 t
San Telmo Ibérica	36.767 t	39.614 t	70 t	52.910 t	68.542 t
Hijos de Vázquez López (Mina La Joya)	30.451 t	32.679 t	28.305 t	29.476 t	11.075 t
Minas de Paymogo (Nuestra Señora del Carmen)	3.600 t	4.940 t	1.398 t	—	—

(*) Piritita cruda y flotada.

Fuente: Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; FEBREL, T.: *La roca fraileasca de Almadén, un episodio tobáceo del Siluriano Superior*. Not. y Com. Inst. Geol y Min. de España, núm. 59, 1960, pp. 41-72.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; FELGUEROSO, C.; QUINTERO, I.: *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 73, 1962, pp. 193-327.
- ANDALUZA DE PIRITAS, S. A.: *Las piritas de Aznalcóllar*, 1979.
- CALVO, F. A., y GUILLEMANY, J. M.: *Estructura del mineral de mercurio en Almadén*. I Congreso Internacional del mercurio, t. I, pp. 177-188, Barcelona (1974).
- COULLAUT, J. L.; SOLER, M.; ANTÓN, J. A.: *Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar*. Jornadas Minero-Metalúrgica, tomo II, pp. 155-178, Bilbao 1975.
- COULLAUT, J. L.; VILLOTA, L.; AGUILAR, M. J.: *Estudio geológico minero de la zona norte de Gargantiel*. Compañía General de Sondeos, S. A. Inédito, 91 pp. (1975).
- COULLAUT, J. L.; VILLOTA, L.; BABIANO, F.; AGUILAR, M. J.: *Estudio geológico minero de la zona Arroyo del Mimbres*. Compañía General de Sondeos, S. A. Inédito, 51 pp. (1977).
- FEBREL, T.: *Criaderos y yacimientos minerales*. E. T. S. Ingenieros de Minas de Madrid, 1970.
- GARCÍA, F.; MARTÍN, E.: *Libro-guía das excursões geológicas na faixa piritosa Ibérica*. III Reuniao de Geologia do Sudoeste do Maciço Hespérico da Península Ibérica, Huelva-Beja, 1975.
- PUIG DE FÁBREGAS, C.: *Estudio de las relaciones entre paleocorriente y direcciones de mineralización de la Mina de Almadén*. Compañía General de Sondeos, S. A. Inédito (1974).
- PUIG DE FÁBREGAS, C.: *Estudio de paleocorrientes en la cuarcita de criadero. Zona de Valdeazogues y Almadenejos*. Compañía General de Sondeos, S. A. (1975).
- SAUPE, F.: *La géologie du gisement de mercure d'Almadén*. Scienc Terre núm. 29. Ecole Nat. Sup. Geol. Nancy 1973, pp. 1-343.
- SOLER, M.; FELGUEROSO, C.; AGUILAR, M.: *Un ejemplo de la aplicación de técnicas petrográficas y microtectónicas a la geología minera: El yacimiento de las Cuevas (Almadén)*. Jorn. Min. Met., tomo II, Bilbao 1975.
- SOLER, M.; FONTALBA, F.; GARCÍA, J.: *Informe sobre las minas de Almadén*, marzo 1979.
- STRAUSS, G. K.; MADEL, J.: *Geology of Massive Sulphide Deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite*. Bolt. Geol. Rundschau, 63, 1, 1974, pp. 191-211.
- STRAUSS, G. K.; MADEL, J.: *From sulphur ore to base metals*. Sulphur núm. 120, 1975, pp. 24-33.
- VÁZQUEZ, F.: *Metalogenia de la Mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España)*. Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica. Com. Serv. Geol. Portugal, tomo LX, 1976, pp. 107-119.
- VÁZQUEZ, F.: *Depósitos Minerales de España*. Instituto Geológico y Minero de España, 1978.
- WILLIAMS, D.; STANTON, R. L.; RAMBAUD, F.: *The Planes-San Antonio pyritic deposit of Rio Tinto, Spain: Its nature, environment and genesis*. Trans. Inst. Min. Metall., sect. B, vol. 84, 1975, pp. 83-81.

II.—ITINERARIO EN PORTUGAL

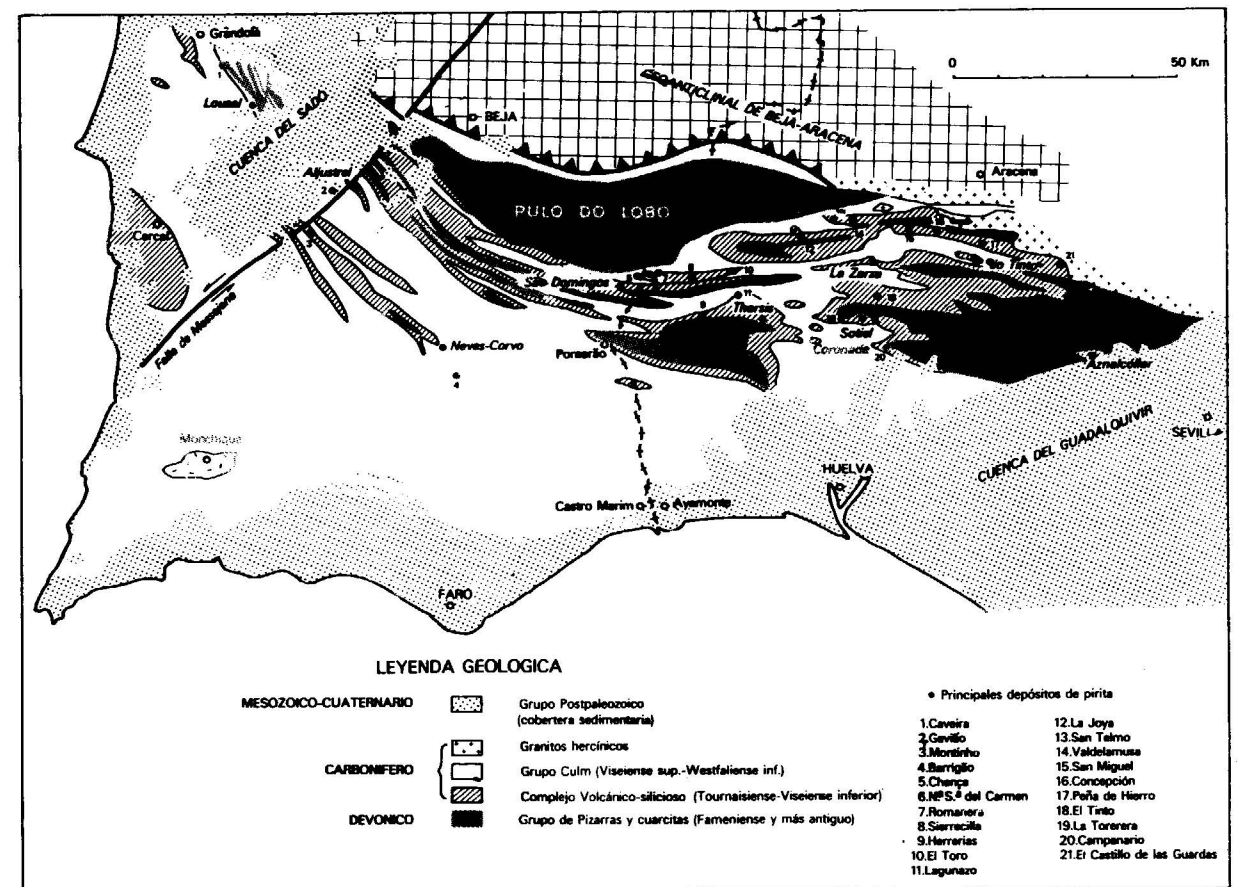
VISITA A LA ZONA DE SULFUROS POLIMETALICOS DEL SUR DE PORTUGAL

LA FAJA PIRITICA IBERICA

Los sulfuros masivos polimetálicos del suroeste de la Península Ibérica son los mayores yacimientos piriticos del mundo y pertenecen a una de las más importantes provincias metalogénicas de Europa: La Faja Piritica Ibérica. Tienen una gran importancia en las economías nacionales de España y Portugal como productores de pirita para las industrias químicas y de fertilizantes, y en menor grado, para las de cobre y otros metales.

De hecho, España, ocupa el segundo lugar mundial como productor de piritas, detrás de la Unión Soviética.

Los depósitos piriticos de la Faja Piritica Ibérica se depositaron en su geosinclinal hercínica, relacionados con un amplio volcanismo félsico durante el Carbonífero Inferior. El sudoeste de la Península está ocupado por estratos devonianos y carboníferos que se plegaron y metamorfixaron débilmente en la orogenia hercínica. Los afloramientos más antiguos son filitas del Devoniano Superior con capas de cuarcitas, cuarzogruavacas y algunas calizas y conglomerados, el Grupo Filítico-Quarcítico. El Carbonífero Inferior (Tournaisense y Viseense Inferior) está formado por alteraciones volcánicas félsicas y máficas y esquistos, con algunas cuarcitas, grauavacas jaspes, radiolaritas, escasas calizas y otras rocas. Esta sucesión forma el complejo Volcánico-Silíceo. Contiene los depósitos de pirita y manganeso, asociados con el volcanismo félsico que fue principalmente explosivo, formando tobas cuarzo-keratófíricas a riolíticas. Este complejo está uniformemente recubier-



EL CINTURON PIRITICO IBERICO. GEOLOGIA GENERAL Y DEPOSITOS

to por las grauvacas y esquistos del muy potente y extenso grupo Culm que pertenece al Viseasiense Superior y terrenos posteriores.

Los depósitos minerales de la Faja Pirítica Ibérica son:

1. Criaderos piríticos masivos, que alcanzan grandes tamaños (por encima de los 100 millones de toneladas).
2. Criaderos piríticos más pequeños, ricos en metales base, conocidos como «menas complejas», con sulfuros de Cu-Pb-Zn.
3. Diseminaciones de cobre y cobre-cinc en rocas silíceas, asociadas con cuerpos piríticos, incluyendo (a) masas minerales epigenéticas debajo de sulfuros masivos y (b) sulfuros singenéticos diseminados.
4. Pequeños criaderos de manganeso no rentables.
5. Filones pequeños epigenéticos de cobre.

Los criaderos piríticos, tienen un origen exhalativo-sedimentario. Son sedimentos químicos que se produjeron por emanaciones volcánicas submarinas (soluciones hidrotermales) sobre el fondo del mar, en donde el mineral se precipitaba como geles sulfurosos, alrededor de los orificios exhalativos, al contacto con el agua. Se pueden distinguir yacimientos piríticos autóctonos y alóctonos. Los sulfuros autóctonos que yacen sobre una zona con minerales en «stockwork» con tobas cloritizadas al muro, como ocurre en Río Tinto y otros sitios. Las masas sulfurosas alóctonas, se desplazaron tras su precipitación al fondo del mar, cuando aún eran lodos minerales blandos en estado coloidal, moviéndose por gravedad hasta una corta distancia al pie de las laderas volcánicas donde estaban los orificios exalativos. Estas piritas redepositadas están bien estratificadas y muestran estructuras sedimentarias.

Los criaderos piríticos y manganíferos son estratiformes, salvo raras excepciones, y están estratigráficamente controlados. Muchos yacimientos de piritas, como los de Río Tinto y Aljustrel, se encuentran al techo de potentes series de rocas félicas volcánicas. Otras, como la de Tharsis o Lousal, se localizan en esquistos negros a alguna distancia del centro volcánico local. Las masas piríticas depositadas en o cerca del techo de una serie

volcánica, son, o bien, autóctonas, o se han movido algo por efecto de la gravedad. Las masas piríticas que están sobre las pizarras negras son alóctonas; se han movido mayores distancias, separándose de los volcanes, hasta los yacimientos sedimentarios próximos sobre el fondo del mar.

Los principales minerales de los yacimientos piríticos son la pirita, la calcopirita, la esfalerita y la galena, con cantidades inferiores de arsenopirita, pirita y muchos otros. En algunas minas, los sulfuros están acompañados por pequeñas cantidades de óxidos y carbonatos de hierro.

Los depósitos estratiformes de manganeso, a menudo asociados al jaspe, están formados por rodocrosita y rodonita, oxidados cerca de la superficie. Se depositaron muy poco después de los sulfuros.

La búsqueda de masas ocultas de piritas ha sido muy positiva en los últimos veinticinco años; durante este período, las reservas de la Faja Pirítica Ibérica se han duplicado. Las grandes masas de Moinho, Feitais y Estação en Aljustrel, se descubrieron en 1954, 1963 y 1968, respectivamente. En Tharsis, se descubrió la gran masa de San Guillermo en 1955. En Aznalcóllar, se descubrió la existencia de mineral en profundidad en 1966. En Río Tinto, se encontró en 1962 el depósito de San Antonio. En Sotiel Coronada, se localizaron nuevos macizos piríticos en 1965. Estos fueron hallazgos nuevos en minas existentes. Además el yacimiento de piritas cupríferas de Gavião fue descubierto, en 1970, bajo 70 m de recubrimiento terciario, y el enorme depósito de Neves-Corvo, también al Sur de Portugal, rico en metales básicos, se localizó en 1977 a gran profundidad. Otros criaderos menores se han descubierto también en otras partes de la Faja Pirítica.

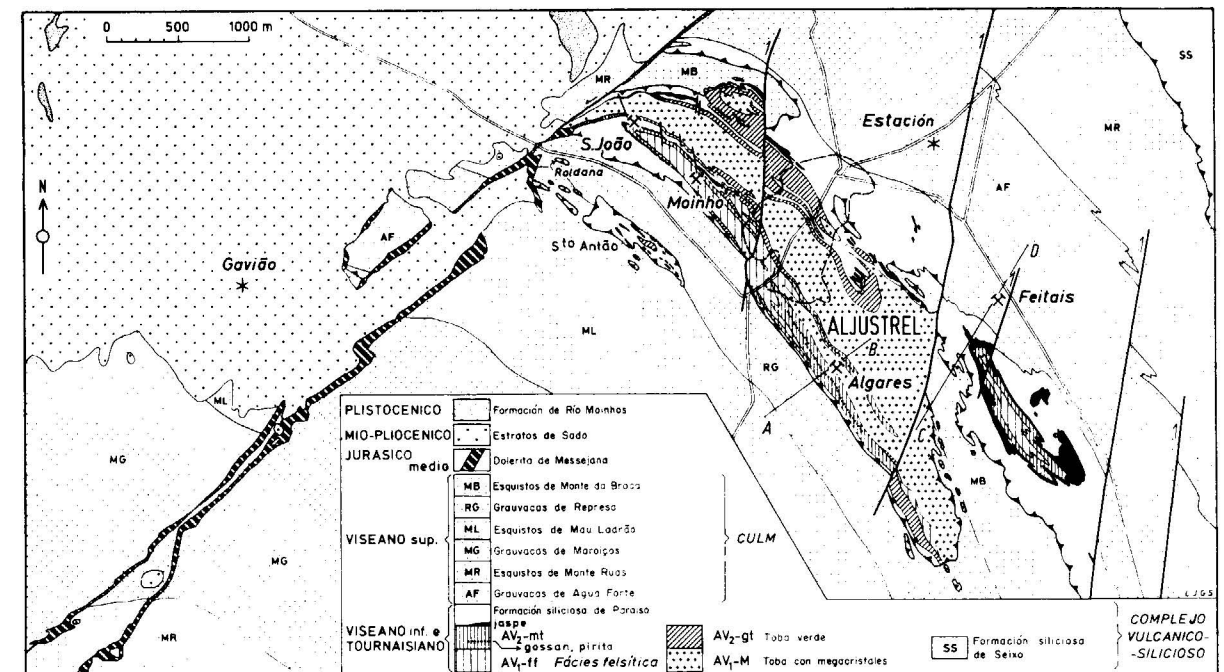
DIA 3 DE JULIO

Itinerario: Monte Gordo-Aljustrel-Beja. 175 km

Minas de Aljustrel

Introducción e historia

Desde el agotamiento y cierre de la famosa mina de S. Domingo en 1966, tras un siglo de explotación, quedan dos minas de pirita en Portugal: Lousal y Aljustrel.



MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DE ALJUSTREL-GAVIAO

Figura 19

El grupo de yacimientos piríticos de Aljustrel-Gavião, en el distrito de Beja, al Sur de Portugal, comprende cuatro minas (San João do Deserto, Moinho, Algases, Feitais) y dos en investigación (Gavião, Estação) dentro de una zona de 6×2 km (figura 19). Con al menos 250 millones de toneladas de reservas (Carvalho et al., 1976), esta zona equivale a más de la tercera parte de los 680 millones de toneladas conocidas de pirita, potencial de la Faja Pirítica Ibérica.

Los dos yacimientos que afloran, Algases y S. João, se han explotado desde épocas pre-romanas, como se puede comprobar por descubrimientos arqueológicos, trabajos abandonados de minería y escorias. La actividad minera de los romanos fue muy amplia. Entre los muchos restos romanos, parte de los cuales se hallan en el Museo Minero de Aljustrel, que será visitado por la excursión, existen dos grabados en bronce fechados en los siglos primero y segundo A. D., respectivamente. Contienen parte de la Lex Metalli Vipascensis, es decir, leyes mineras y de otro tipo, aplicadas al distrito de Vispaca, como se llamaba Aljustrel (nombre moro).

Más recientemente, la primera concesión minera fue otorgada a Sebastiao de Gargamola, en 1847, el cual alquiló la mina a La Lusitania Mines LTD, compañía que fracasó en su intento de reabrir la mina. En 1867, la Companhia de Mineração Transtangana inició los trabajos de minería, que fueron suspendidos en 1881. En 1898, la Société Anonyme Belge des Mines d'Aljustrel, posteriormente llamada Mines d'Aljustrel, S. A., adquirió los derechos mineros.

Después de la segunda guerra mundial, ya próximo el agotamiento de la Mina de Algases y con grandes problemas en la explotación de la mina de S. João, debido a la gran fracturación causada por la falla de Messejana, una intensa exploración condujo a una serie de descubrimientos de depósitos de gran tamaño no aflorantes: Moinho (1954), Feitais (1963), Estação (1968) y Gavião (1970).

En 1973, la Companhia União Fabril, S.A.R.L. (CUF), Minas de Aljustrel, S. A., y el Gobierno Portugués se unieron para formar una nueva compañía minera llamada Piritas Alentejanas, S.A.R.L., para la explotación de las minas de Aljustrel. Además, la Sociedade Mineira de Santiago, S.A.R.L.,

que exploró el yacimiento de Estação (descubierto por el Serviço de Fomento Mineral) y descubrió el yacimiento de Gavião, está muy relacionada con Piratas Alentejanas. Ambas compañías fueron nacionalizadas en 1975.

GEOLOGIA GENERAL

La mineralización del distrito Pirítico Aljustrel-Gavião se encuentra cerca del techo de una potente serie de tobas félsicas submarinas, el *Volcanismo de Aljustrel*, que pertenece al complejo Volcánico-Silíceo del Tournaisiense y Viseasiense Inferior. La base de esta serie no aflora y no se ha encontrado aún en los trabajos mineros más profundos ni en sondeos. Las tobas se encuentran uniformemente recubiertas por la *Formación Silícea Paraiso*, compuesta de pizarras y tobas de grano muy fino (pizarras silíceas) las cuales pueden ocasionalmente llevar lentejas de jaspes (de hasta 20 m de espesor) y depósitos de manganeso. Esta formación está uniformemente recubierta por el grupo Culm, de grauvacas y pizarras (figura 19).

El Volcanismo de Aljustrel está formado por dos series de facies diferentes que son equivalentes lateralmente. Una facies, la *Formación Tobas de la Mina* (símbolo: AV₂-mt) está mineralizada; contiene las masas de piritita y está compuesta por diversos tipos de tobas. La otra facies, que no contiene depósitos, está formada por la Toba Megacrística homogéneamente gruesa (AV₁-M), de por lo menos 200 m de espesor (se desconoce su base), recubierta por las Tobas Verdes (AV₂-gt), de 0 a 50 m de espesor. La Toba Megacrística (SCHERMERHORN, 1976) se caracteriza por la presencia de grandes megafenocristales de feldespato potásico de hasta 4 cm de longitud, y la Toba Verde es a menudo algo clorítica. Las diferencias entre estas facies radican en el origen de la distribución de la mineralización y en la estructura plegada de la zona minera. Una zona central de Tobas Megacrísticas cubiertas por Tobas Verdes está flanqueada al noroeste y sudeste por las Tobas de la Mina y los depósitos que encierra.

Las seis grandes masas de piritita y varias de las pequeñas del campo minero de Aljustrel-Gavião, se alinean en dos zonas. La zona norte incluye las masas de Feitais y Estação, que fueron originalmente un gigantesco depósito único (de más de

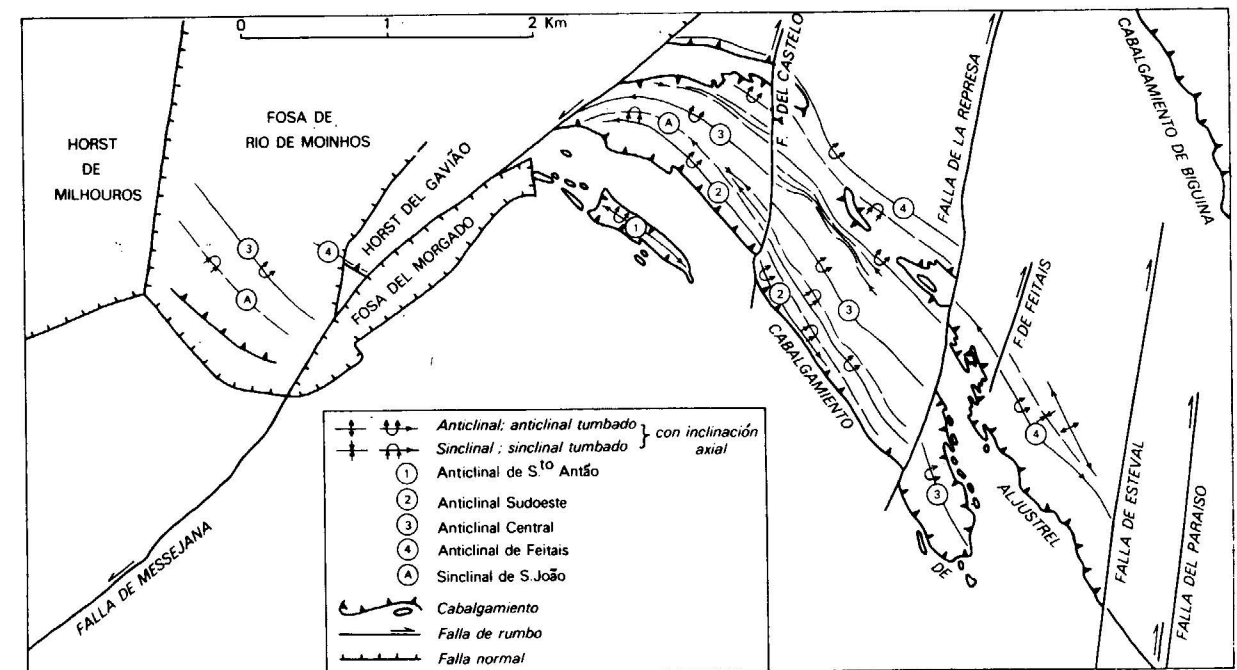
60 m de espesor y con por lo menos 100 millones de toneladas de mineral), que fue partido y alterado durante el plegamiento hercínico por una falla de corrimiento. La zona Sur, que incluye los yacimientos de Algarés, Moinho, S. João y Gavião, se extiende sobre una corrida de 4.250 m. El mineral de la zona sur es más cuprífero que el de la zona norte, existiendo además otras diferencias de textura, composición y forma de presentarse.

La estructura de la zona de Aljustrel-Gavião (figura 20) está dominada por tres grandes anticlinas de dirección NO-SE, volcados hacia el suroeste. El Anticlinal Central está formado por Tobas Megacrísticas no mineralizadas, recubiertas por Tobas Verdes. Hacia el NE, está el Anticlinal de Feitais en cuyo flanco NE yacen los depósitos de Feitais y Estação. Hacia el SO se encuentra el Anticlinal Suroccidental. Entre éste y el Anticlinal Central, está el Sinclinal de S. João, un pliegue isoclinal volcado, que contiene masas de piritita en ambos flancos, en la zona de Aljustrel y en Gavião. Además, afloran mineralizaciones menores en el flanco SO del anticlinal y en otro anticlinal alejado hacia el SO, el Anticlinal de Santo Antão (figura 20).

La Formación de Tobas de la Mina comprende tres clases principales de tobas (Tobas de la Mina, toba granular y felsófira) que se interdigitan. Estas rocas tienen fenocristales de albita, pero no de cuarzo, en contraste con las Tobas Megacrísticas y las Tobas Verdes. Las tobas-brechas forman una parte menos importante de la Formación de Tobas de la Mina y son independientes de las Tobas Megacrísticas y las Tobas Verdes; no existen lavas. En Gavião, las Tobas de la Mina pasan lateralmente a pizarras y pizarras silíceas (felsitas esquistosas, es decir, tobas de grano muy fino), la Formación Gavião.

En Aljustrel, no se conocen volcanismos máficos. Sin embargo, algunos kilómetros al oeste, en Milhouros, existe un importante centro de volcanismo máfico, con potentes lavas espilíticas almohadilladas y «sills» intrusivos de diabasa albitica. En Gavião, a mitad de camino entre Aljustrel y Milhouros, existen algunas volcánicas máficas, principalmente «sills» de diabasa albitica.

El reconocimiento de la Toba de la Mina como la formación conteniendo el mineral, dio lugar al descubrimiento de la mineralización de Gavião, bajo 100 m de sedimentos terciarios que ocultaban



MAPA ESTRUCTURAL DEL AREA ALJUSTREL-GAVIAO

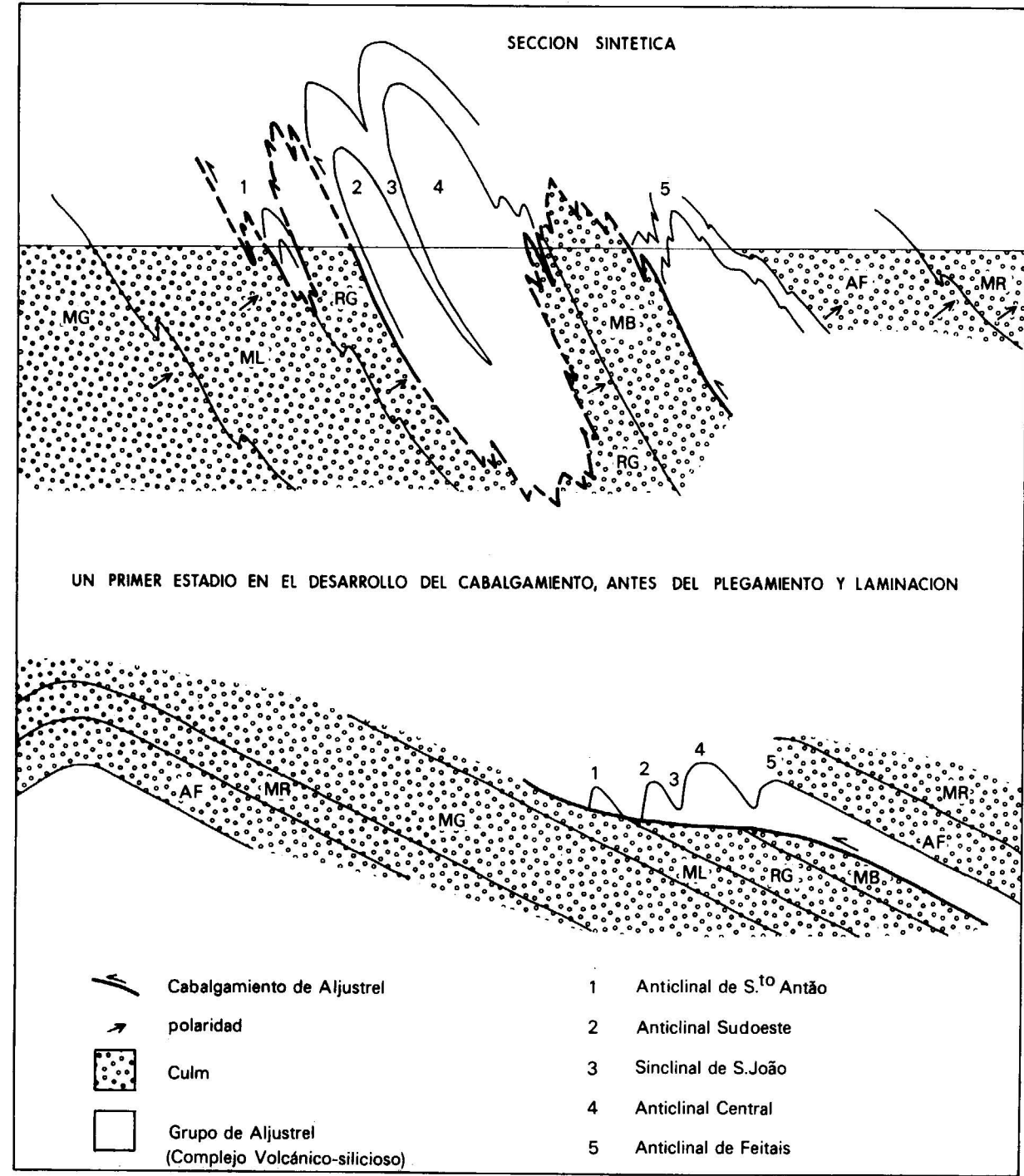
Figura 20

las características geofísicas y geoquímicas superficiales de los criaderos (FREIRE DE ANDRADE y SCHERMERHORN, 1971).

ANTECEDENTES ESTRUCTURALES DE LA ZONA DE ALJUSTREL-GAVIAO

La zona de Aljustrel-Gavião sufrió grandes plegamientos y cabalgamientos durante la orogenia hercínica, con el consiguiente desarrollo de marcadas esquistosidades en todas las formaciones excepto en el jaspe y la piritita. La fase principal de plegamientos tuvo lugar en el Westphaliense Medio (SCHERMERHORN, 1971). A esto siguió un bajo metamorfismo regional de bajo grado, facies pumpeítica, y en esta zona, la facies baja de esquistos verdes (SCHERMERHORN, 1975). En Aljustrel se ha reconocido la importancia de los corrimientos en la Faja Pirítica (SCHERMERHORN y STANTON, 1969). Estos movimientos incluyen cabalgamientos subhorizontales que originan estructuras laminares, posteriormente plegadas, como en Aljustrel, o bien con levantamientos muy pronunciados (CARVALHO *et al.*, 1976).

Mientras que en las rocas del complejo volcánico-silíceo (figs. 19, 20, 21) se pueden diferenciar cuatro anticlinales isoclinales, las rocas periféricas del Culm presentan una estructura homoclinal más sencilla y a mayor escala, en la cual todas las formaciones, desde la más joven hasta la más antigua, buzan al NE, con sólo pequeños pliegues y con una anchura de varios kilómetros. Al NE de Aljustrel, el Culm se presenta como el flanco nororiental de un gran anticlinal; el Complejo Volcánico-Silíceo, en Aljustrel, forma su núcleo y está concordantemente recubierto, primero por potentes grauvacas, las Grauvacas de Agua Forte, que constituye la formación basal del Culm con 500-600 m de espesor. Estas, a su vez, están recubiertas por las Pizarras de Monte Ruas, la segunda formación Culm. Al Sur de Aljustrel la situación es totalmente diferente: el flanco suroriental del anticlinal del Aljustrel falta, y al sur el Culm buza al NE, debajo de las volcánicas. Esto se descubrió mediante la cartografía detallada de la estratificación gradada y otras estructuras sedimentarias techo-muro (polaridad). En efecto, el eje de un anticlinal en las capas del Culm se encuentra a 5 km al SO de Aljustrel y en el flanco nororiental



EL CABALGAMIENTO DE ALJUSTREL

Figura 21

de este pliegue emergen capas cada vez más jóvenes en dirección a Aljustrel. Como consecuencia, el Complejo Volcánico-Silíceo de la zona de Aljustrel-Gavião, está en el NE en contacto normal con un recubrimiento concordante de Culm basal y en el SE tienen un contacto tectónico con las formaciones más jóvenes del Culm, las Pizarras de Monte da Broca y las yacentes Grauvacas de Represa, dos formaciones muy diferentes al Culm basal.

Este contacto tectónico es el *Cabalgamiento de Aljustrel* (figs. 19 y 20) a lo largo del cual está cortado todo el flanco suroccidental del anticlinal Culm, al NE de Aljustrel. Este corrimiento, desarrollado en una etapa temprana, una vez iniciado el plegamiento, arrastró con un bajo ángulo al Volcanismo de Aljustrel en dirección suroeste sobre el Culm más joven de la zona, en el flanco noroccidental del anticlinal Culm del Sur (fig. 21). El plano de corrimiento se levanta hacia el SO. En consecuencia, el anticlinal más sudoccidental, el Anticinal de Santo Antão, está completamente rodeado de Culm y es de hecho un «thrust klippe».

A continuación, los pliegues existentes fueron comprimidos isoclinalmente en anticlinales y sinclinales de vergencia SO, plegándose simultáneamente el plano de cabalgamiento en sinformas y antiformas volcadas. Santo Antão es un anticlinal de rocas del sub-Culm, descansando en un sinforma del plano de corrimiento. Ello se encuentra a lo largo de una formación limítrofe de las capas monoclinales del Culm (figs. 19, 20), una formación pizarrea de grano fino hacia el suroeste (Pizarras de Mau-Ladrão) y una formación arenosa más joven al nordeste (Grauvacas de Represa).

Lo que en la actualidad vemos, en Aljustrel, son anticlinales del Volcanismo de Aljustrel descansando en sinformas del plano del Cabalgamiento de Aljustrel, que los separa de las rocas subyacentes y envoltentes del Culm monoclin. Todas las formaciones son muy esquistosas y el crucero que buza fuertemente al NE, corta transversalmente el plano de corrimiento fuertemente plegado. La compresión de los pliegues iniciales y del plano de corrimiento en pliegues apretados fue acompañada y seguida por cizalladuras. Los flancos de los pliegues del plano de corrimiento actuaron como planos principales de corte o cizalla, coincidiendo generalmente con niveles incompetentes de pizarras. Este plegamiento de cizalla, que a lo

largo de planos de crucero alarga e incluso rompe las estructuras menores, es responsable de los abundantes «klippes» alrededor de las estructuras del sub-Culm: representa pliegues menores o arrugas en el plegado plano de corrimiento. Estos «klippes», sobresalen hacia abajo del plano de corrimiento y no tienen, por tanto, raíces en profundidad, como se comprobó en algunos de ellos mediante sondeos y túneles.

Como es normal, en la Faja Pirítica Ibérica, las masas piríticas, gruesas, completas y muy competentes no están de hecho plegadas: aparecen en los flancos de los pliegues, pero no en sus apretadas charnelas isoclinales.

Durante el plegamiento, aparecieron muchas fallas, grandes y pequeñas, de corrimiento de dirección NNE a N, generalmente dextrales. Una posterior fase tectónica originó la aparición de crenulaciones con dirección NE y micropliegues en las pizarras. Posteriormente, una gran falla de corrimiento sinistral originó la Falla Messejana, de dirección NE que atraviesa Portugal y España (SHERMERHORN et al., 1978). Su desplazamiento alcanza los 4 km, aunque normalmente está comprendido entre 0,5 y 3 km, ya que el rumbo de las capas adyacentes se tuercen hacia la falla (fig. 20). Así, el yacimiento de piritas de S. João tiene rumbo ENE, en lugar del habitual NO, de los otros criaderos. La Falla de Messejana atraviesa la zona mineralizada y desplaza los yacimientos de Gavião hacia el SO.

Durante el Mesozoico se formaron fracturas de distensión a lo largo de la Falla Messejana, que fueron introducidas por dolerita durante el Jurásico Medio, formando el sistema dique de la Dolerita de Messejana (SHERMERHORN et al., 1978). En Gavião, la dolerita ha metamorfozeado localmente el contacto con los depósitos de pirita.

En el Mioceno, fallas normales aparecen a lo largo del sistema de falla-dique de la Dolerita de Messejana, con la formación del gran «graben» de la Cuenca del Sado, que se extiende al NO de Aljustrel. Los límites de esta cuenca con el «horst» paleozoico al SE están marcados por pequeños «grabens» y «horsts» (fig. 20). Los «grabens» fueron rellenados por los sedimentos del Sado entre el Mioceno Medio y el Plioceno Inferior, y están compuestos de margas, lodos, dolomitas, calizas, areniscas y conglomerados. Durante un período interglacial, cuando el nivel del mar estaba alto,

en el Pleistoceno, se desarrolló en el sur de Portugal una amplia superficie de erosión plana que fue cubierta por sedimentos continentales de poca potencia. Esta es la Formación de Rio de Mohino, que en esta zona está compuesta de gravas silíceas recubiertas por laterita.

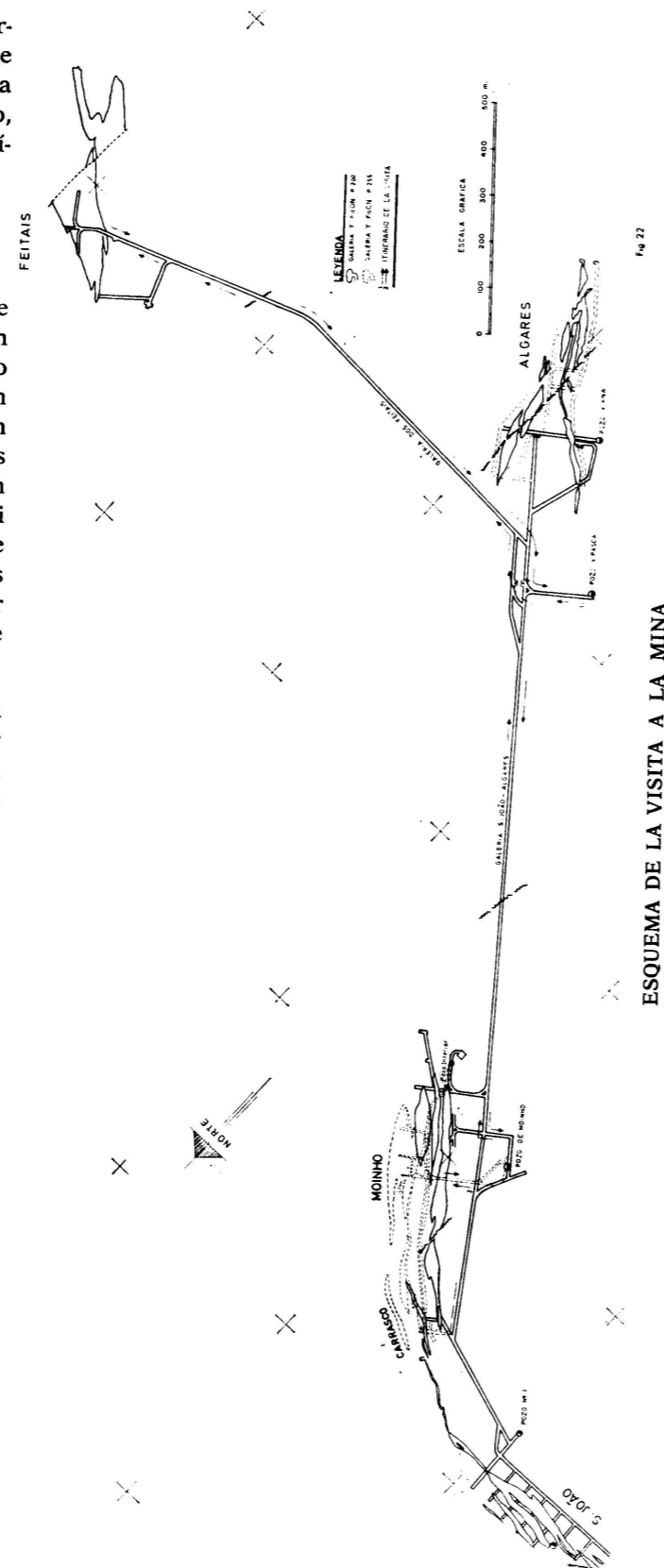
LOS DEPOSITOS MINERALES

La principal mineralización de la zona al sur de Aljustrel, es el yacimiento de *Moinho*, ubicado en la Formación de Tobas de la Mina, en el flanco suroeste del sinclinal isoclinal de S. João. Es un yacimiento oculto, cuyo techo queda a unos 50 m de la superficie. Los criaderos de Moinho son tres gruesas masas de pirita (fig. 22) que se unen en profundidad en una masa única que alcanza casi los 100 m de potencia y una corrida conocida de unos 1.100 m y desconociéndose aún sus límites en profundidad. El yacimiento está atravesado por pequeñas fallas. El buzamiento medio es de 75° N.

Análogamente, la mineralización de S. João está formada por tres masas que alcanzan un espesor total de 60 m, y cuya extensión en profundidad no ha sido investigada. Este yacimiento se encuentra en el flanco volcado opuesto del sinclinal de S. João. Su extensión longitudinal es de unos 350 m, pero la zona occidental del yacimiento está cortada y alterada por la Falla de Messejana. El buzamiento varía desde los 75° N hasta subvertical. Los pliegues de arrastre tectónicos a lo largo de la Falla de Messejana han fracturado considerablemente el mineral.

Más al este, la ya explotada mineralización de *Algaes* consistía en un yacimiento más pequeño fuertemente plegado en dos sinclinales isoclinales y buzando de 50° a 75° NE. Parte del yacimiento primitivo desapareció por la erosión y se desarrolló sobre el afloramiento un «gossan» en una profundidad de unos 30 m. Debajo del «gossan», una alteración supergénica de la pirita originó mineral secundario muy rico en cobre, hasta una profundidad de unos 100 m. La ley en cobre llegó a alcanzar el 30 por 100, siendo esta zona de cementación muy explotada por los romanos.

Los yacimientos de pirita cuprífera de Gavião forman la continuación occidental de la zona mineral del sur, a través de la Falla Messejana. Esta mineralización fue descubierta en 1970 mediante

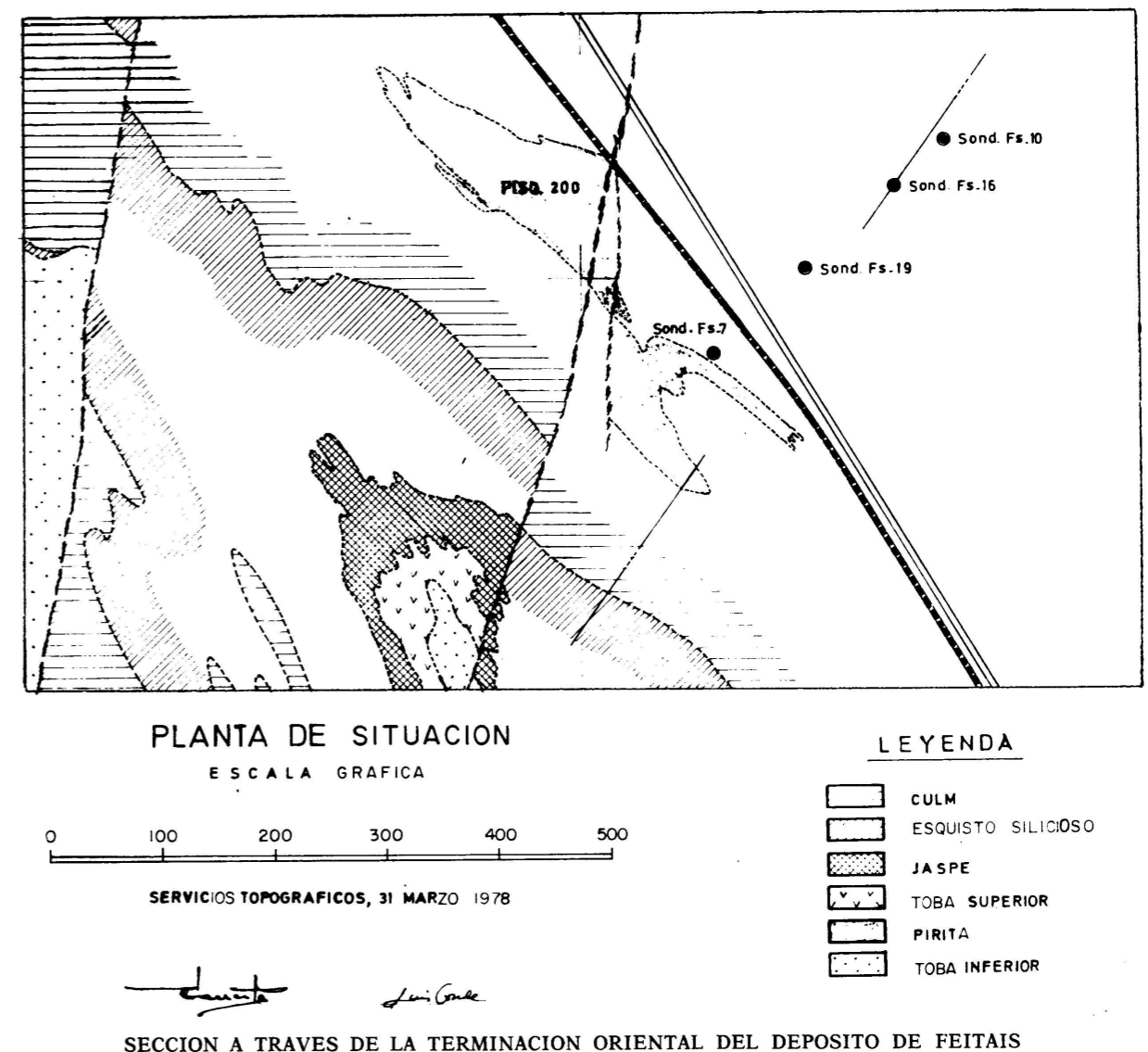


ESQUEMA DE LA VISITA A LA MINA

el uso de sondeos geológicamente dirigidos a encontrar la continuación del mineral de S. João en el lado oeste de la falla. La geología del Paleozoico fue primeramente delimitada por una serie de sondeos poco profundos que atravesaron el recubrimiento Terciario. Cuando se localizó el horizonte portador de la mineralización, la Formación de Tobas de la Mina, se perforó un sondeo profundo inclinado que cortó la pirita (FREIRE D'ANDRADE y SCHERMERHORN, 1971). En este lugar, los depósitos aparecen a ambos flancos del sinclinal de S. João. De suma importancia es un gran depósito que alcanza los 40 m de espesor y más de

800 m de longitud que se encuentra en el flanco suroccidental del sinclinal. En el flanco invertido existen pequeños criaderos que ocupan cinco horizontes estratigráficos diferentes dentro de la Formación de Tobas de la Mina. La continuación en profundidad de la mineralización es aún desconocida.

El criadero de *Feitais* pertenece a la zona mineralizada del norte y se ubica en el flanco noroccidental del anticlinal de Feitais (fig. 24). Este forma parte de un cuerpo mineralizado único, dividido en dos por la Falla de Represa, una falla dextral



SECCION A TRAVES DE LA TERMINACION ORIENTAL DEL DEPOSITO DE FEITAIS

Figura 24

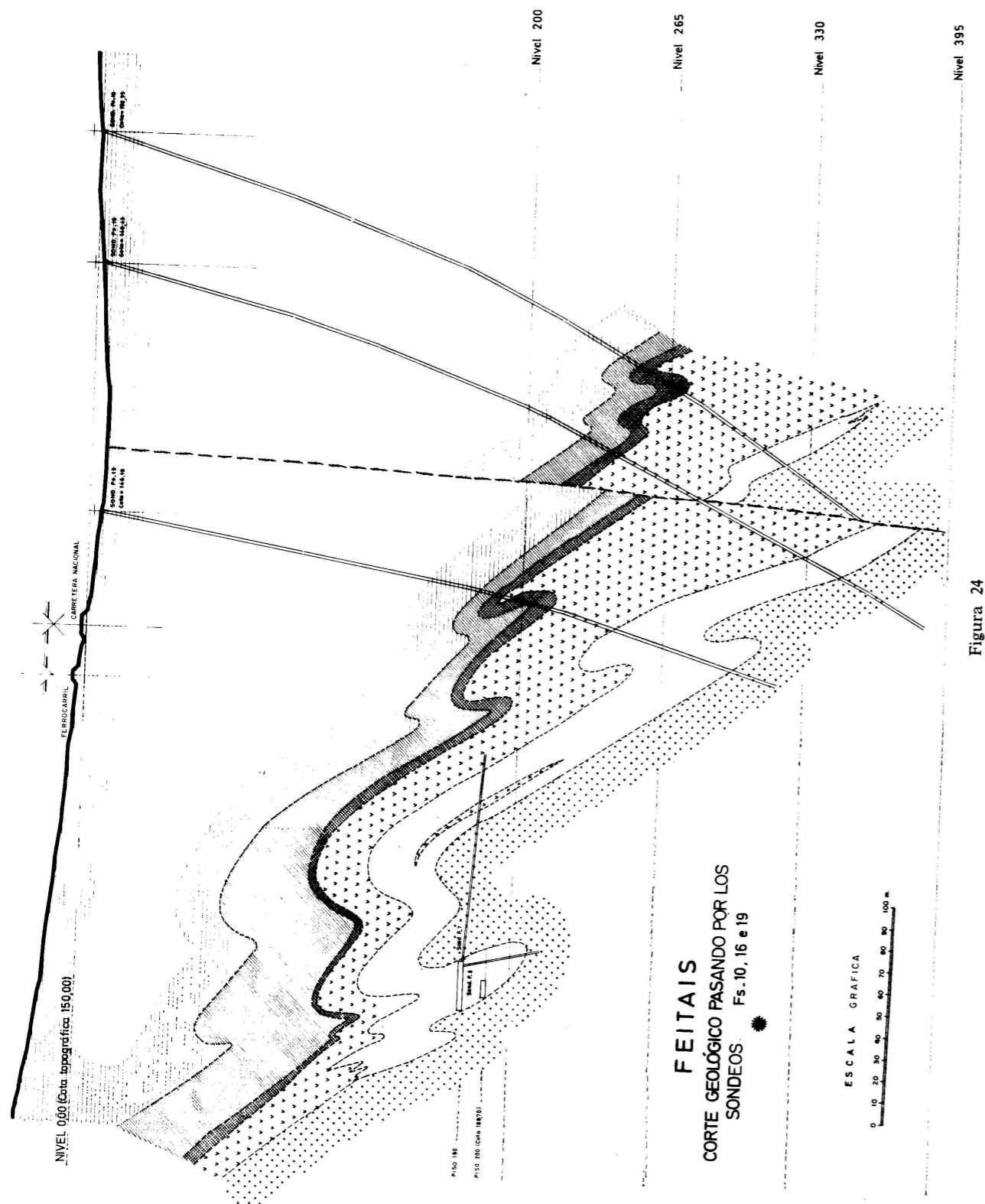


Figura 24

de corrimiento. Los yacimientos de Feitais fueron descubiertos al sondear una gran anomalía gravimétrica y el techo del criadero está a unos 100 m debajo de la superficie. La pirita de Feitais se encuentra en el techo de la Formación de Tobas de la Mina. Se encuentra cubierta, bien directamente por jaspe (la base de la Formación Silícea Paraíso) o bien primero por una zona intermedia de Tobas de la Mina. El criadero está cruzado por una falla de corrimiento, la Falla de Feitais (figuras 20, 22, 24).

La masa pirítica de *Estação* es la mitad oeste del cuerpo mineralizado de Feitais-Estação, separada y hundida a mayor profundidad, desplazada unos 600 m a lo largo de la Falla de Represa. Se ha explorado mediante sondeos y se conoce a lo largo de una corrida de 500 m. El criadero alcanza una potencia de 61 m y su techo se halla a unos 250-300 m bajo la superficie. La pirita está recubierta por algunos metros de Tobas de la Mina y reposa sobre tobas-brechas. Aún falta por explorar su extensión hacia el oeste y en profundidad.

EL MINERAL

El mineral de pirita es generalmente masivo y puro en las zonas del sur (en las que tiene una densidad media de $4,7 \text{ g/cm}^3$) y algo menos puro en la zona norte (densidad media, $4,6 \text{ g/cm}^3$). Localmente, aparece mineral impuro, mezclado con silicatos y carbonatos, llamado azufrón. El mineral es generalmente de grano muy fino (promedio 10 micrones) y finamente estratificado. Esta estratificación se manifiesta por alternancias de lechos y lenticulas y variable tamaño de grano en la pirita y con diferentes proporciones de esfalerita y galena. Ocasionalmente aparecen lechos tobáceos, silíceos o cloríticos. También existen estructuras sedimentarias tales como derrumbes, estratificación cruzada, erosión, etc.

Los principales minerales son la pirita, con cantidades variables de esfalerita, calcopirita y galena. Minerales accesorios en cantidades variables y sin exceder un reducido porcentaje, son arsenopirita, pirrotina, tetrahedrita y tennantita. Minerales raros son la bournonita, meneginita, boulangerita, cobaltita, magnetita, casiterita, estannita, greenockita y bismuto (GASPAR y CONDE, 1988). Los minerales de la ganga son cuarzo, clorita, dolomita, calcita y minerales arcillosos.

Así, pues, el mineral está compuesto principalmente por sulfuros de hierro, cobre, cinc y plomo. Contiene además un amplio abanico de elementos presentes en contenidos-traza, incluyendo subproductos de interés económico como Au (0,5-1,5 ppm), Ag (10-100 ppm), Hg (25-150 ppm), Cd (40-80 ppm), Co (40-400 ppm) y Se (20-70 ppm).

Generalmente, los contenidos de cobre aumentan algo hacia el muro de las masas piríticas, mientras que el contenido de cinc, plomo, plata y arsénico aumenta hacia el techo.

Químicamente el mineral de la zona pirítica septentrional (Feitais y Estação) es ligeramente más alto en As y Ca y algo más bajo en Cu y S que el mineral de la zona pirítica meridional (Algares, Moinho, S. João y Gavião). También es más rico en ganga carbonatada.

METALOGENIA

Los depósitos de Aljustrel - Gavião son yacimientos masivos estratiformes de sulfuros polimetálicos singenéticos, con pirita predominante, también llamada piritita. Los minerales son volcanogénicos, es decir, que se precipitaron como minerales exhalativo-sedimentarios submarinos, generados por actividad solfatárica hacia el final del ciclo eruptivo del Volcanismo de Aljustrel.

Los minerales se depositaron en forma de lodos coloidales sulfurosos de grano muy fino, durante los períodos de calma de ciclo volcánico, cuando no existían o apenas había dilución con los silicatos precedentes de las erupciones volcánicas. La estratificación de la mineralización indica una sedimentación de capas de sulfuros lenta e interrumpida. Las estructuras sedimentarias de la mineralización indican que los lodos sulfurosos se desplazaron una cierta distancia antes de depositarse, es decir, los criaderos son alóctonos.

En la zona de Aljustrel-Gavião las dos facies de tobas félsicas forman tres zonas longitudinales paralelas. En la central, están las Tobas Megacristalinas y las Tobas Verdes, sedimentos derivados de erupciones explosivas a lo largo de una fisura central. Las zonas de Tobas de la Mina al NE y SO, con sus depósitos de piritas, provienen de otras dos fisuras que flanquean la fisura longitudinal central.

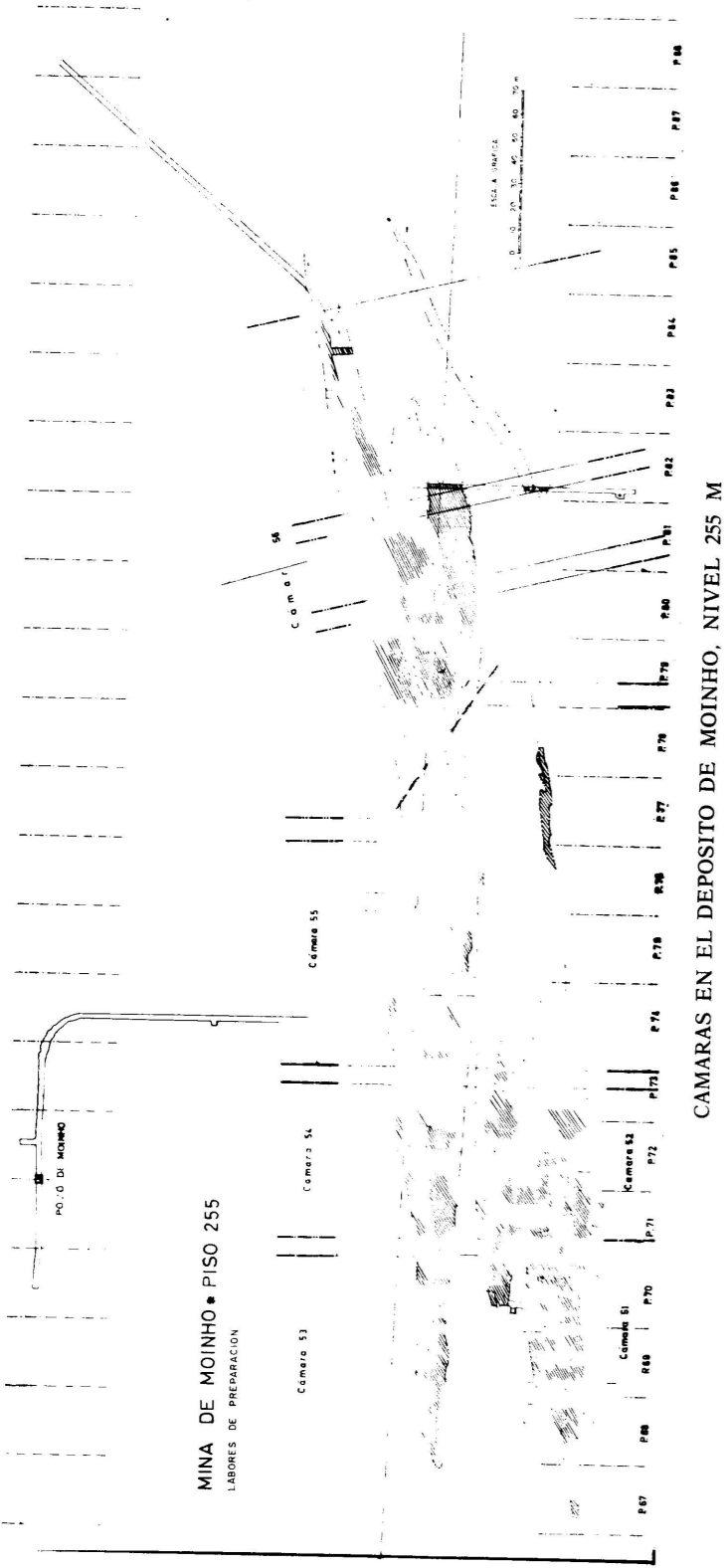


Figura 23

CAMARAS EN EL DEPOSITO DE MOINHO, NIVEL 255 M

Las masas mineralizadas a lo largo del sinclinal de S. João aumentan su espesor con la profundidad hacia el fondo del sinclinal, igual que ocurre con el grosor de las tobas que les acompañan (de hecho, la continuación en profundidad de los criaderos de S. João y Moinho es aún desconocida). Se supone, por tanto, que el origen de los sulfuros y las tobas, el cráter de la fisura volcánica está bajo la charnela del sinclinal (CARVALHO *et al.*, 1976; SHERMERHORN, 1976). De esta fisura se produjeron las erupciones de Tobas de la Mina, extendiéndose a cada lado de ella. Asimismo, los lodos piríticos exhalados por las fisuras volcánicas se extendieron a ambos lados. Aún falta por descubrir la zona de alimentación original.

PRODUCCION

Actualmente las minas en producción son la de Moinho y Feitais. Existen dos pozos de extracción, el pozo de Moinho y el Nuevo de Vipaca, equipado con trituradora primaria subterránea y un doble «skip» totalmente automático. El túnel de Feitais une las dos minas al nivel 200 m, el principal nivel de arrastre (fig. 22). La producción en Moinho se encuentra actualmente en el nivel 255 m (fig. 23), y será visitada durante esta excursión. La extracción se lleva a cabo mediante el sistema de corte y relleno. Para aumentar la producción en Feitais se introducirá el sistema de subniveles escalonados. Las cámaras son normalmente de 40-50 m de longitud (o mayores en Feitais) y 15-30 m de ancho (figuras 23, 25). La pirita se machaca a tamaño inferior a 0,8 mm (será disminuido a 0,6 mm) y transportada por rail. Está en preparación un programa de expansión, aumentándose la producción de la mina hasta 2 millones de toneladas por año para 1984. Las minas de Aljustrel emplean a 800 personas.

La producción de los últimos 15 años es como se indica en el cuadro de la página 88.

Los promedios de contenido de la producción de mineral entre 1974 y 1978 son los siguientes:

- 45,10% S
- 39,01% Fe
- 0,86% Cu
- 1,42% Pb
- 3,81% Zn
- 0,55% As

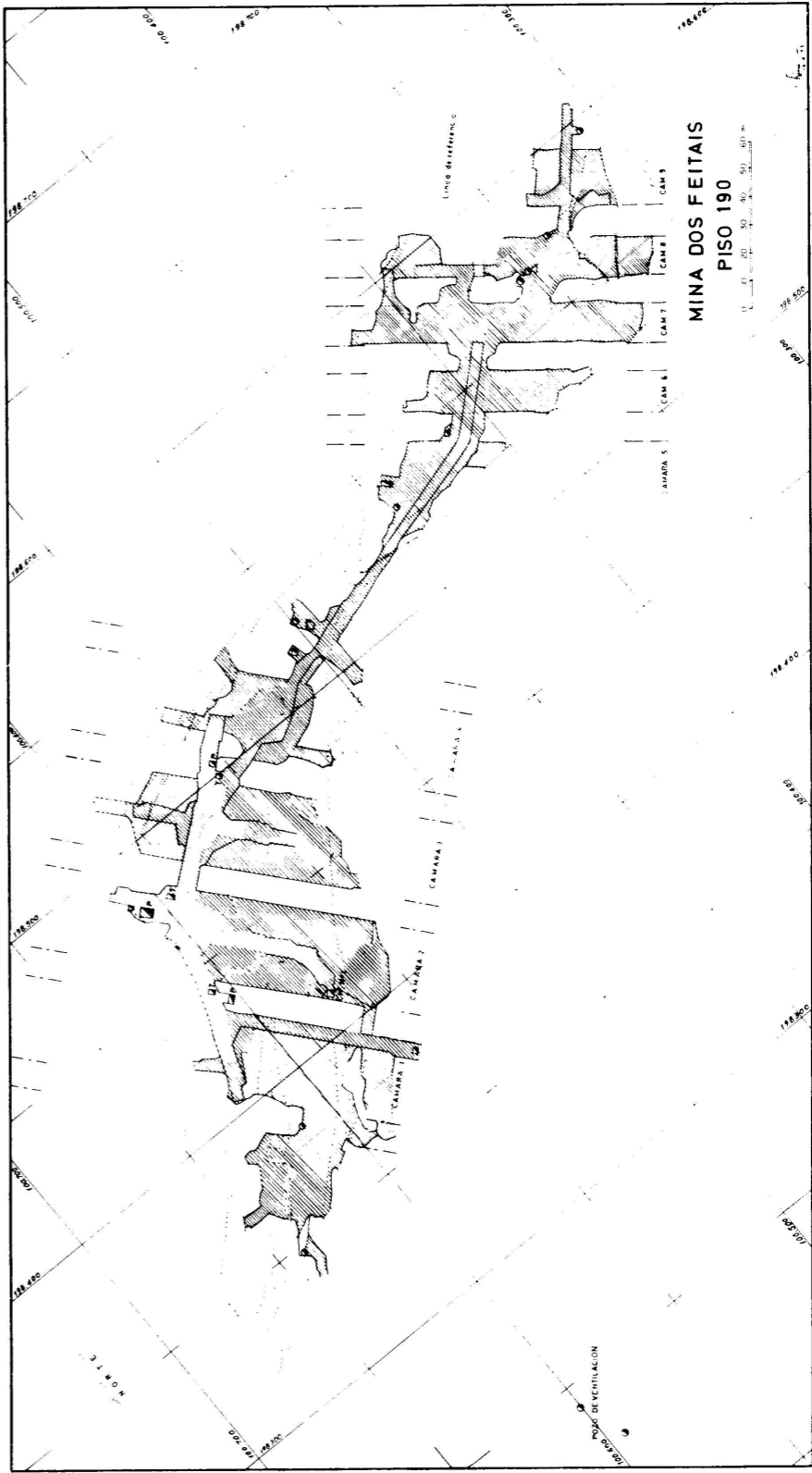


Figura 25

CAMARA EN EL DEPOSITO DE FEITAS, NIVEL 190 M

AÑO	Producción de la mina en toneladas				
	Algares t	S. João t	Moinho t	Feitais t	Total t
1964	101.806	37.109	135.816	—	274.731
1965	121.057	37.060	153.273	—	311.390
1966	106.782	37.326	175.758	—	319.866
1967	110.499	8.805	177.674	—	296.978
1968	97.603	5.666	225.012	—	328.281
1969	59.306	2.994	229.033	1.203	292.536
1970	21.685	—	243.491	3.577	268.753
1971	11.898	—	293.752	47.253	352.903
1972	2.499	—	282.209	75.986	360.694
1973	—	—	273.512	85.034	358.546
1974	—	—	259.885	80.839	340.724
1975	—	—	227.708	77.854	305.562
1976	—	—	208.258	72.210	280.468
1977	—	—	195.033	62.072	257.105
1978	—	—	169.065	55.969	225.034

Una pequeña parte de la producción se exporta a Bélgica y el resto es absorbido por la industria química nacional, en las plantas de ácido sulfúrico de la Companhia União Fabril, S.A.R.L. (CUF), en Barreiro (Lisboa). Después de la fabricación de ácido sulfúrico, destinado en su mayor parte a las fábricas de fertilizantes, las escorias de pirita contienen cobre, óxido de cinc, plata, oro y «purple ore» (hierro).

BIBLIOGRAFIA

CARVALHO, D. DE; CONDE, L.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.; OLIVEIRA, V., and SCHERMERHORN, L. J. G.: *III Reunião de Geologia do Sudoeste do Maciço Hespérico da Península Ibérica, Huelva-Beja*. Livro-Guia Excursões na Faixa Pirítica Ibérica. Com. Serv. Geol. Portugal, 60, 271-315 (1976).

FREIRE d'ANDRADE, R., and SCHERMERHORN, L. J. G.: *Aljustrel e Gavião*. In: Carvalho, D.; Goinhas, J. A. C., and Schermerhorn, L. J. G.: *Principais jazigos minerais do Sul de Portugal*. I Congresso Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., Livro-Guia Excurs., no. 4, 32-59 (1971).

GASPAR, O., and CONDE, L.: *A caracterização dos sulfuretos de Aljustrel com vista ao seu aproveitamento integral*. Ordem dos Engenheiros, Congresso 78, Porto, Tema 3, Comunicação 12, 1-23 (1978).

SCHERMERHORN, L. J. G.: *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. Minero (Madrid), 82, 239-268 (1971).

SCHERMERHORN, L. J. G.: *Pumpellyite-facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*. Pétrologie, 1, 71-86 (1975).

SCHERMERHORN, L. J. G.: *The Aljustrel Volcanics: Megacryst Tuff and Green Tuff (Aljustrel and Gavião pyrite deposits, South Portugal)*. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, no. 82, 41-60 (1976).

SCHERMERHORN, L. J. G., and STANTON, W. I.: *Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)*. Geol. Mag., 106, 130-141 (1969).

SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. Th., and VERSCHURE, R. H.: *Age and origin of the Messejana Dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean*. Jour. Geology, 86, 299-309 (1978).

DIA 4 DE JULIO

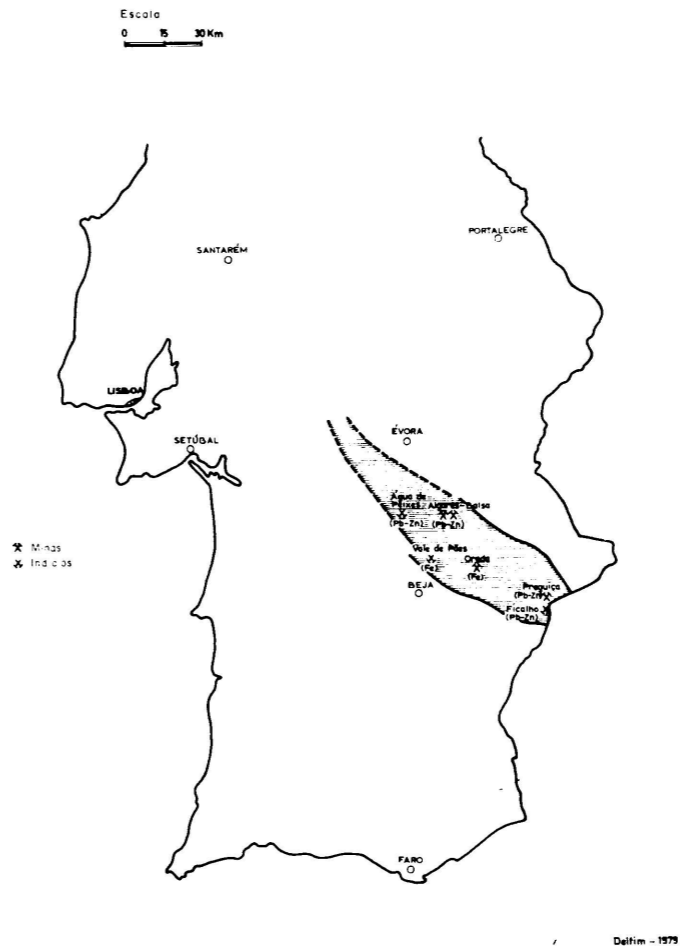
Itinerario: Beja-Portel Beja

LA FAJA DE CINCO DEL SUR DE PORTUGAL *

Marco geológico general

La llamada «Faja del Cinco», al sur de Portugal, es una zona alargada de dirección NO-SE, con características geológicas y morfológicas específicas. Tiene una longitud total de 80 km en territorio portugués, pero también existe en España en la región de Aracena. La Faja del Cinco contiene formaciones paleozoicas del Cámbrico, Ordovícico y

(*) Por José Antonio Carvoeiras Goinhas.



FAJA CINCIFERA PORTUGUESA
Figura 26

Silúrico, existiendo la posibilidad de que afloren en el área rocas pre-cámbricas. Aunque admitida, esta posibilidad aún no ha sido confirmada.

La serie estratigráfica, establecida tras una detallada cartografía y sondeos en varias zonas de la faja, puede resumirse de la siguiente forma:

- Esquistos cloríticos y sericíticos con vetas de cuarzo. Cerca de las bases se encuentran tobas básicas con intercalaciones calizas. Esta formación es llamada localmente «Esquistos de Moura» y probablemente es siluriana.
- Metavolcánicas ácidas o intermedias (esquistos verdes) con intercalaciones calizas. Estas calizas, a veces, se explotan como mármoles

en diversas zonas. Se consideran como de probable edad ordovícica.

- Series de carbonatos, consistentes principalmente en calizas dolomíticas, conocidas generalmente como dolomitas de FICALHO/PORTEL. Se admite que la edad de esta formación es Cámbrico inferior, estando ausentes los Cámbricos medio y superior. El intervalo corresponde a una discontinuidad indicada por la presencia de óxidos de hierro y manganeso (superficie paleocárstica).
- Esquistos negros con intercalaciones de cuarcitas negras (Esquistos de ZANGALHO), considerados como eocámbricos e incluso pre-cámbricos.

En las series anteriores no se han encontrado fósiles y las relaciones estratigráficas están basadas en la correlación de las facies, según estudios paleográficos y por comparación con otras zonas.

La orogenia hercínica ha tenido una gran influencia tectónica en la faja, por lo menos en dos fases diferentes. Esto explica la gran complejidad estructural de la faja, que muestra pliegues invertidos que podrían asociarse incluso a corrimientos. La primera fase se estima que es pretournaisiense y la última es considerada como prewestphaliense por algunos autores. El efecto total del metamorfismo da un aspecto epizonal.

La Faja del Cinco debe ser considerada como una sub-provincia metalogénica, donde los principales recursos minerales son los siguientes:

- Depósitos «stratabound» de Pb-Zn, en íntima relación espacial con las series cámbricas dolomíticas carbonatadas.
- Pequeños depósitos lenticulares de hierro, especialmente magnetita, relacionados con secuencias volcánicas.
- Ocurrencias no rentables de asbestos, asociados a pequeñas diferenciaciones peridotíticas de las series volcánicas básicas.

Los recursos, potencialmente más importantes, se encuentran en los depósitos «stratabound» de Pb-Zn, formados por pirita diseminada, blenda y galena dentro de microfracturas de la roca de caja.

Las dos regiones más importantes de Portugal, en las que han cartografiado los principales afloramientos de la formación dolomítica, constituyen las zonas más interesantes para la aparición de concentraciones rentables de este tipo de mineralización. Estas son, a saber, la región de Ficalho, cerca de la frontera española (con afloramientos de Pb-Zn en la zona adyacente de Aracena, en España) y la región de Portel, que es objeto de esta visita, y que se describirá con mayor detalle en las siguientes páginas.

- Serie de carbonatos, generalmente dolomitas silicificadas, de color gris claro, a veces solapadas por lentejas de calizas y/o tobas básicas de grano grueso.
- Pizarras gráficas negras, con niveles de cuar-citas negras, centimétricos a decimétricos (¿liditas?).

La estructura resultante de la superposición de al menos dos direcciones oblicuas de plegamiento se complica aún más por varias series de fallas cruzadas que, probablemente según el autor, juegan un importante papel en el control de las mineralizaciones.

ZONA DE PORTEL

Geología

La zona minera de Portel, localizada aproximadamente a mitad de camino entre Evora y Beja, está situada dentro de un gran anticlinal volcado, buzando ligeramente al este, que fue replegado en la segunda fase hercínica, para dar lugar a una estructura anticlinal cartografiable a escala regional.

La estructura regional es cortada, al norte, por un gran accidente tectónico, de dirección NE-SO, que constituye el Dique Dolerítico del Alentejo. Hacia el sur, la estructura regional pasa bajo los esquistos sericíticos del Siluriano.

La reciente cartografía de detalle de la estructura de Portel ha llevado a la revisión de la serie estratigráfica, la tectónica y la metalogenia (véase el mapa geológico y los cortes transversales). La serie puede resumirse como sigue:

- Esquistos sericíticos, con intercalaciones de tobas básicas (tobas superiores) cerca de la base de las series.
- Tobas ácidas y metavolcánicas ácidas (ahora esquistos feldespáticos), con lentejones de calizas cristalinas e intercalaciones de cuar-citas.
- Cherts ferruginosos en una zona alargada N-S, expuesta por erosión diferencial. Corresponde probablemente a una superficie discordante suavemente plegada por la segunda fase de la orogenia hercínica.
- Series volcano-sedimentarias, compuestas de esquistos volcánicos, que en general yacen directamente sobre las «serie carbonatadas» en esta zona.

Los depósitos minerales

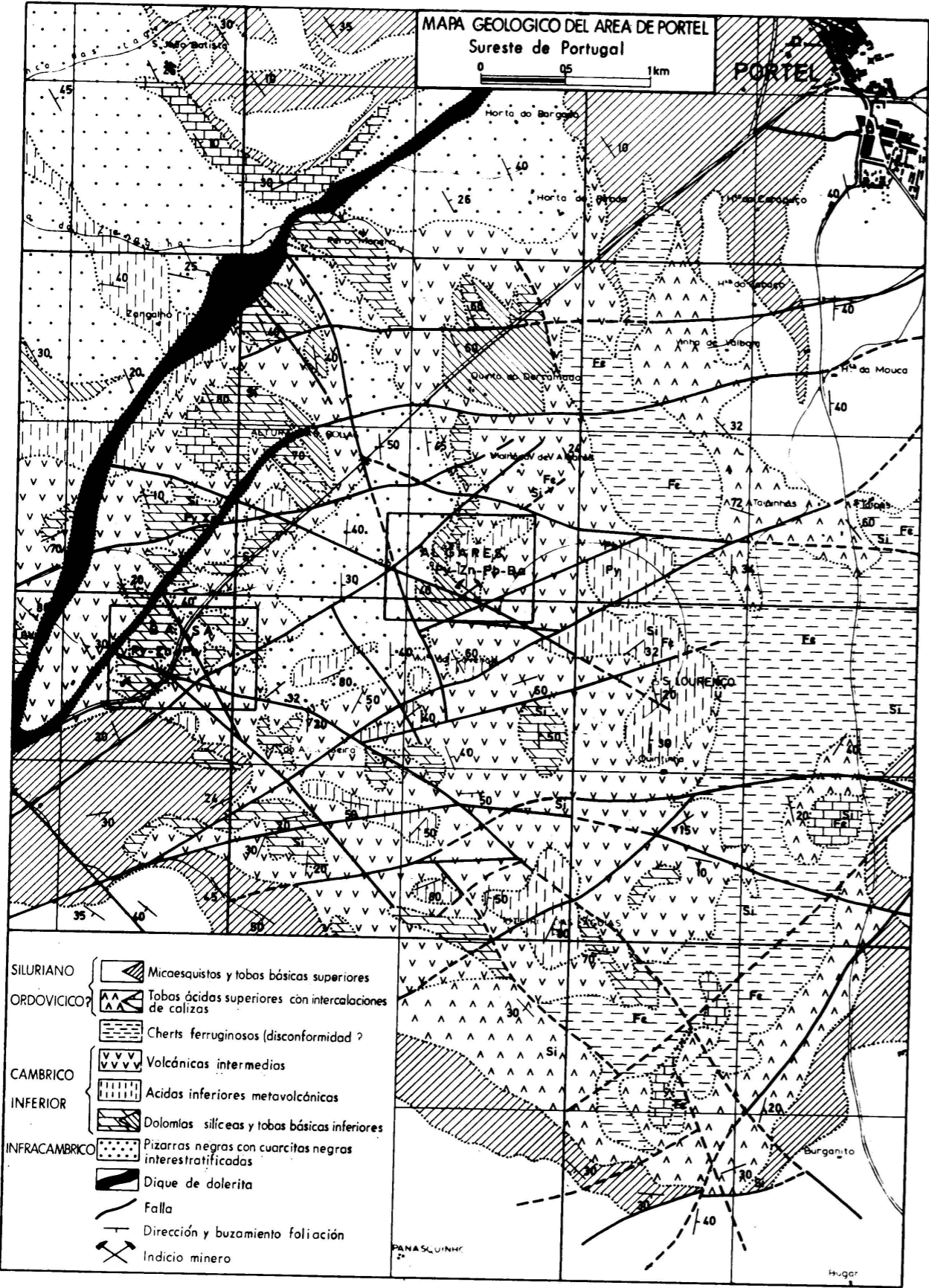
En la zona de Portel las concentraciones económicas de mineralizaciones de plomo y cinc aparecen como de sulfuros complejos (p.ej., Algarés y Balsa). La mineralización más interesante de sulfuros está diseminada a lo largo de una red de microfracturas en algunos horizontes de las dolomitas cámbricas, generalmente cerca del contacto con las volcánicas de básicas a intermedias.

Se supone que la mineralización se moviliza a partir de una fuente primaria, quizá contenida en el volcanismo básico existente en la zona, de tipo fisural, o a partir de los valores del contenido de metal elemental en la propia dolomita (el contenido en Zn de las dolomitas es anormalmente alto en las dolomitas cámbricas), o por combinación de ambos fenómenos.

En cualquier caso, los criaderos más importantes conocidos hoy en día son de origen secundario, con una paragénesis de pirita-cinc, blenda-galena, presentando la roca de caja un tipo característico de silicificación y microfracturación de las series dolomíticas cámbricas.

Esto se ve muy típicamente en las mineralizaciones de Balsa, en la zona de Portel, y en las de Preguiça, en la zona de Ficalho.

La estrecha relación de esta clase de mineralizaciones con las volcánicas es bien evidente y favorece el considerarlas como probable fuente de las mineralizaciones primarias. Esto es típico del depósito de Algarés, en la zona de Portel, donde las volcánicas están mineralizadas con pirita, magnetita, pirrotina y barita (incluyendo algo de galena, blenda y calcopirita como minerales acceso-



SUDESTE DE PORTUGAL — MAPA DE SITUACION

Figura 27

rios). La mineralización es en bandas, siguiendo la exfoliación de la roca de caja y estando ambas plegadas juntas. Las dolomitas están fracturadas a lo largo de los contactos, y estas fracturas están rellenas de sílice secundaria, dolomitas y sulfuros metálicos elementales, formando una aureola mineralizada, envuelta por las volcánicas.

El control estructural es muy complejo e incluye pliegues (las concentraciones en las crestas anticlinales secundarias están representadas en el mapa por estructuras en forma de V), fallas (principalmente el sistema de fallas paralelo al dique de dolerita NO-SE que corta las estructuras más favorables), y la posibilidad de cabalgamientos. Esto último se deduce del suave buzamiento de las formaciones y la gran longitud de los pliegues secundarios en la dirección del buzamiento (véase el mapa geológico de Portel y las correspondientes secciones transversales).

Parece conveniente suponer un origen exhalativo-

sedimentario para la mineralización, con la subsecuente removilización y reconcentración en las dolomitas, en un contexto estructural más bien complejo.

Depósito de Algarés.

El descubrimiento de los sulfuros de Pb-Zn, en Preguiça (Ficalho), y la existencia de una mina antigua de pirita en Algarés (Portel), en un contexto geológico similar, propició un programa de exploración combinado geoquímico-geofísico, en esta última zona, realizado por el Servicio de Fomento Minero (la Oficina Estatal Portuguesa de Investigación Minera), que comenzó en 1963. Los resultados de este programa fueron tan alentadores que dieron lugar a una serie de sondeos, que condujeron a la identificación de una nueva mineralización cerca de la antigua mina. Esta consiste principalmente de pirita masiva, pirrotina y mag-

netita, con cinc como accesorio y leyes menores de plomo y cobre, adyacente al contacto de las volcánicas básicas y ligada a las crestas anticlinales.

Sondeos complementarios, llevados a cabo después de 1969, identificaron otros dos lentejones buzantes, formados por pirita-blenda-galena diseminadas en microfracturas de las dolomitas cámblicas (véase sección transversal de Algarés). Estas lentejas están localizadas en el flanco inverso de los pliegues secundarios volcados, que están separados transversalmente por bloques fallados, siendo, por tanto, discontinuos los horizontes del mineral. Se han identificado tres lentejones principales; dos de sulfuros diseminados de Pb-Zn, y otra del tipo de pirita masiva.

El cálculo de las reservas, basándose en los datos existentes, 15 sondeos mineralizados distribuidos en cinco secciones transversales separados 100 m), nos condujeron a los siguientes resultados:

- 5 a 7 millones de toneladas para los dos lentejones diseminados en las dolomitas.

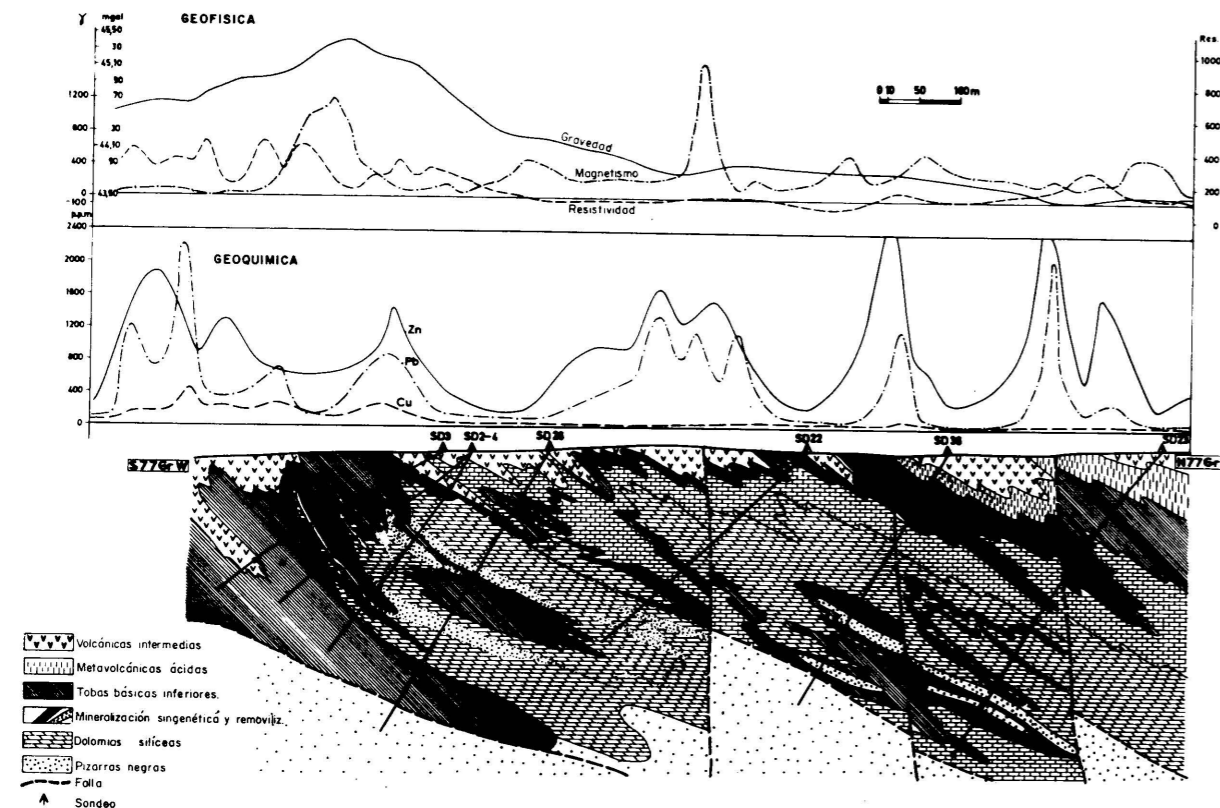
— 6,5 millones de toneladas para el mineral de pirita masiva de las volcánicas básicas.

— Leyes medias, 11 g/t Ag; 0,5% Pb; 4% Zn para los primeros y 18% S; 26% Fe, y 0,25% Cu para los últimos.

Estudios metalúrgicos preliminares, basados en el mineral de los testigos de los sondeos, muestran la posibilidad de formar concentrados con el 50% de Zn, con una recuperación del 90% en el caso del tipo de sulfuros diseminados, y concentrados con un 20% de Cu y un 75% de recuperación, en el caso de las mineralizaciones masivas de pirita. De acuerdo con este estudio, sería difícil la recuperación de la plata, así como la obtención de una buena separación entre el plomo y el cinc.

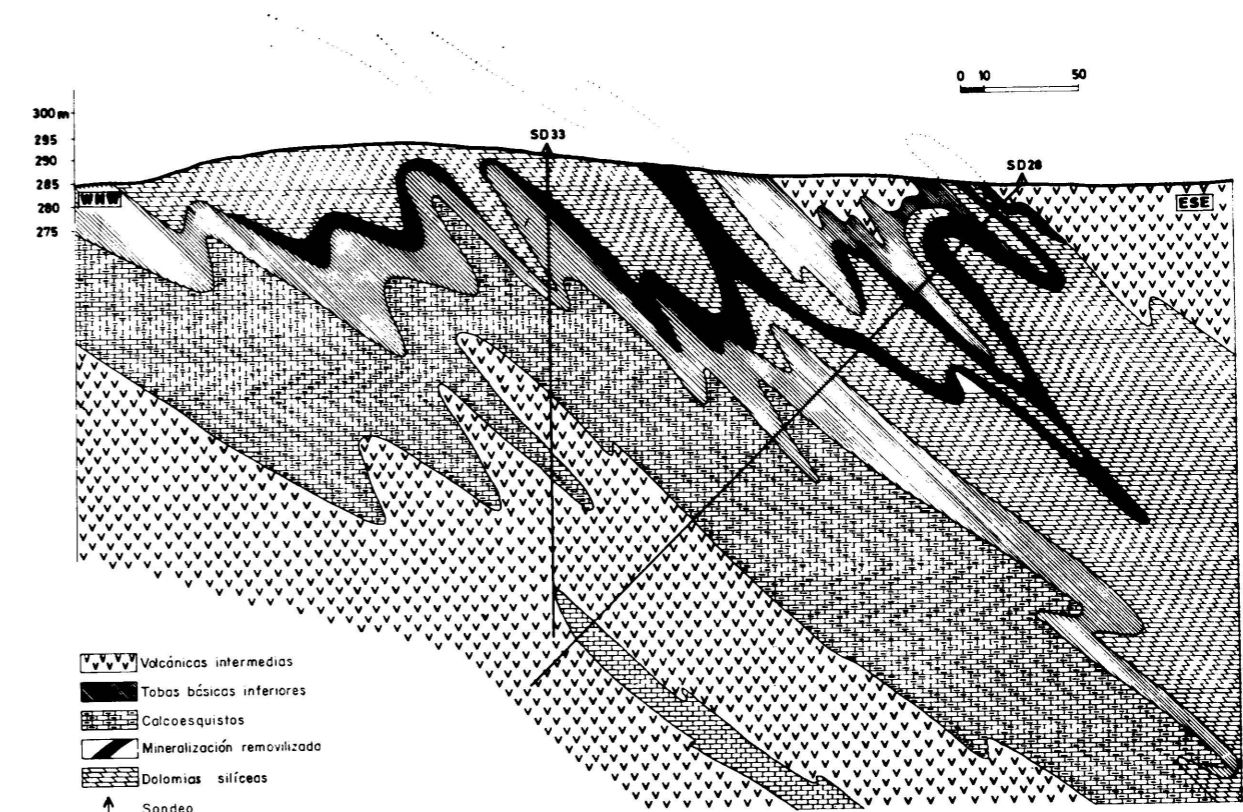
Depósito de Balsa

Está formado por sulfuros de plomo y cinc asociados a pirita y distribuidos en las microfracturas de las dolomitas Cámblicas situadas en la zona



AREA PORTEL — SECCION TRANSVERSAL DE ALGARES

Figura 28



AREA PORTEL — SECCION TRANSVERSAL DE Balsa

Figura 29

noroeste de la estructura anticlinal de Portel, ligada del Dique Dolerítico.

Las dolomitas mineralizadas que afloran en esta parte de la zona, muy evidentes en una pequeña cantera, condujeron a un programa de muestras de suelo, para Pb, Zn y Cu. El resultado de este programa proporcionó la definición de una zona anómala en forma de V, coincidente con una estructura geológica de la misma forma. En esta zona aflora un pequeño pliegue secundario en las dolomitas, con un eje NNE-SSO, inclinándose al norte y buzando al ESE. Esta estructura ha sido sondeada y se admite la posibilidad de dolomitas mineralizadas hacia el ESE y al norte, por debajo de los esquistos suprayacentes.

Un número pequeño de sondeos (9) se han realizado, con los que se ve la notable continuidad de la dolomita mineralizada y microfracturada, con un promedio de 10 m de anchura y siempre adyacente al volcánico suprayacente (véase la sección transversal de Balsa).

Desde el punto de vista metalogénico, la mineralización de Balsa es similar a la de la zona de Ficalho y aunque situada en la zona de Portel la paragénesis no es la misma que la de las piritas masivas de Algaes, no existiendo ni pirrotita ni magnetita. Sólo están presentes los sulfuros de plomo y cinc removilizados secundariamente, no siendo evidente la relación de estos minerales con las volcánicas.

Un cálculo preliminar de las reservas se realizó basándose en los datos que se tenían: nueve sondeos mineralizados distribuidos a través de una línea base y dos secciones transversales separadas 200 m.

Los resultados se pueden resumir de la siguiente forma:

- 4,5 a 6 millones de toneladas de sulfuros de plomo y cinc diseminados en una matriz dolomítica silificada, con piritita como mineral accesorio.
- Leyes medias: 30-35 g/t Ag; 0,6 a 0,75% Pb, y 2,35 a 2,75% Zn.

Dos puntos más a recalcar: las leyes importantes de plata y el hecho de que el 90% de las reservas conocidas se encuentran entre la superficie y una profundidad de 100 m (posibilidad de usar métodos de laboreo a cielo abierto).

La exploración continúa en las dos zonas de Ficalho y Portel. La cartografía geológica detallada

ha dado nuevas interpretaciones del control estructural de la mineralización y de la tectónica de toda la zona.

Nuevas técnicas geofísicas y geoquímicas van a ser aplicadas, así como métodos más sofisticados para la interpretación de la información. Todavía queda mucho potencial para los depósitos de plomo y cinc en la Faja Portuguesa del Cinc.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, A. SOARES DE: *Os jazigos estratóides do Maciço de Évora*. «Mem. e Not. da Univ.», núm. 61, pp. 57-75, Coimbra (1966).
- ANDRADE, A. SOARES DE: *Contribution à l'étude géologique et métallogénique du gisement plomb-zincifère et cuprifère d'Algaes de Portel (Alentejo-Portugal)*. «Thèse Nancy» (1969).
- ANDRADE, A. SOARES DE: *Problèmes géologiques et métallogéniques de l'Alentejo central (Portugal)*. «Mem. Not.», tomo 73, pp. 66-79, Coimbra (1972).
- CARVALHO, D., et alia: *Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas*. «Est. Not. e Trab.» do Serviço de Fomento Mineiro, vol. XX, fasc. 1-2, Porto (1971).
- CARVALHO, D., et alia: *Principais jazigos minerais do Sul de Portugal*. «I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica», Livro-guia da exc. núm. 4, Lisboa (1971).
- CARVALHO, D.: *Les gisements de fer du Portugal*, in «Gisements de Fer de l'Europe», I, pp. 255-260, Hannover (1976).
- CARVALHOSA, A. B.: *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. «Mem. dos Serv. Geol. de Portugal», 11 N. S., Lisboa (1965).
- CARVALHOSA, A. B.: *Sobre uma estrutura em anticlinal na área de Portel (Alentejo)*. «Boletim de Minas», 3 (4), pp. 233-237, Lisboa (1966).
- CARVALHOSA, A. B.: *Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000*. «Notícia explicativa das Folhas 40-D (Portel) e 44-C/D (Vila Verde de Ficalho)». Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa (1967-1968).
- GASPAR, O. DA CRUZ: *Micrografia dos sulfuretos de Algaes de Portel, e sua contribuição para o esclarecimento da gênese desta ocorrência*. «Est. Not. e Trab.» do Serviço de Fomento Mineiro, vol. XVIII, fasc. 1-2, Porto (1967).
- GASPAR, O. DA CRUZ: *O asbesto do Arado do Castanheiro (Portel)*. «Est., Notas e Trab.» do Serviço de Fomento Mineiro, vol. XX, fasc. 1-2, Porto (1971).
- GOINHAS, J. A. C.: *Estudo geológico-económico preliminar dos jazigos de Zn/Pb da região de Portel (Alentejo)*. «I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica». Secção 4, tomo 2, pp. 621-642, Lisboa (1971).
- GOMES, A. A. R. et alia: *Formações Zincíferas da Serra da Preguiça*. «Est., Not. e Trab.» do Serviço de Fomento Mineiro, vol. XIII, fasc. 1-2, pp. 47-72, Porto (1958).
- GOMES, A. A. R.: *Dois casos de aplicação de métodos geofísicos e geoquímicos à prospecção mineira da Metrópole*. «Primeiras Jornadas de Engenharia de Moçambique», pp. 391-408, Lourenço Marques.
- SERVIÇO DE FOMENTO MINEIRO.—(Diversos relatórios internos não publicados). Non published intern reports, 1965-1979.

Yacimientos de uranio asociados a los granitoides de Europa occidental (*)

Por M. MOREAU, D. OSTLE, J. R. SERRANO y A. P. FERNANDEZ

Lunes, 30 de junio de 1980

- 08,00 h. Desayuno.
- 09,00 h. Salida de Ciudad Rodrigo para visitar los yacimientos FE y D (recorrido aproximado, unos 11 km.). Entrega de mapas de itinerarios y geológicos regionales.
- 10,00-13,00 h. Visita a la mina FE y al yacimiento D, con exposición sobre la geología de los yacimientos, así como historia, descubrimiento y metodología de prospección, investigación y evaluación. Recogida de muestras. Método de explotación, producciones, ley corte, ley media, etc.
- 13,00-14,00 h. Comida en el campo.
- 14,00 h. Salida desde la mina FE hacia la zona de Aldea del Obispo-Alameda de Gardón (recorrido aproximado, unos 40 km.).
- 15,00-16,30 h. Visita al yacimiento 2 y 5 Nidos. Exposición geológica.
- 16,30-17,00 h. Desplazamiento desde el yacimiento 2 y 5 Nidos a la Zona 24 (recorrido aproximado, unos 10 km.).
- 17,00-18,30 h. Visita a la Zona 24. Exposición geológica.

- 18,30-19,00 h. Regreso a Ciudad Rodrigo (unos 15 km.).
- 20,00 h. Cena ofrecida por ENUSA en el Parador de Turismo de Ciudad Rodrigo.

Martes, 1 de julio de 1980

- 08,00 h. Desayuno.
- 09,00 h. Salida desde Ciudad Rodrigo para visitar la mina Esperanza (recorrido aproximado, 30 km.).
- 10,00-12,00 h. Visita de Mina Esperanza. Exposición geológica.
- 12,00-13,00 h. Comida en el campo.
- 13,00-15,00 h. Recorrido desde Mina Esperanza a Salamanca (unos 100 km.).
- 15,00-16,00 h. Alojamiento en Salamanca.
- 16,00-20,00 h. Visita turística a Salamanca.

Miércoles, 2 de julio de 1980

- 08,00 h. Desayuno.
- 09,00 h. Salida en autocar de Salamanca hacia Valladolid (unos 115 km.). Breve parada en Tordesillas (media hora).
- 11,00 h. Llegada a Valladolid. Breve recorrido en autobús por la ciudad.
- 12,00-13,00 h. Comida en restaurante.
- 14,00 h. Llegada al aeropuerto de Valladolid.

(*) Se incluye únicamente la descripción del recorrido en territorio español.

DIA 30 DE JUNIO

Por las mañanas: MINAS FE - D

Al suroeste de la cuenca del Duero, desde Salamanca a Ciudad Rodrigo, existe una franja constituida por materiales de edad Terciaria que rellenan una fosa, cerca de cuyo borde septentrional se sitúan los principales depósitos uraníferos. Tanto los bordes como el sustrato de la fosa están constituidos esencialmente por terrenos paleozoicos y pre-paleozoicos plegados por los movimientos hercinianos, con la consiguiente intrusión de rocas graníticas.

Las mineralizaciones tienen como roca encajante los materiales del Complejo Antiguo Salmantino. Su edad es Cámbrico Inferior-Precámbrico.

La mineralización parece presentarse sin preferencias por niveles de litología determinada, pues hay microconglomerados, cuarcitas y alternancias de areniscas y pizarras. Está controlada por la fracturación: fallas y diaclasas. La dirección de las fallas que guían la mineralización primaria parece ser Este-Oeste, pero estas fallas, en detalle, varían en dirección y en la potencia de las brechas originadas. Las masas explotables están en torno a estas fallas, gracias a una red de fracturación secundaria por ella producida, y que ha permitido la circulación de fluidos mineralizantes. Existen fracturas N-S que han desplazado a las anteriormente citadas, y que removilizan la mineralización, contribuyendo a la creación de nuevas masas mineralizadas a favor de las bandas de fracturación por ellas creadas. La removilización penetra incluso según planos de esquistosidad.

Existe, además, una zonación vertical debida a procesos de alteración supergénica. En la zona oxidada predominan los minerales secundarios de uranio, acompañados de limonita, presente también en la zona encajante. Por debajo, en la zona de transición a la reducida, coexisten minerales primarios, pechblenda y óxidos negros, con los secundarios: silicatos y fosfatos. Asimismo, hay limonita y pirita. Finalmente, en la zona reducida sólo hay pechblenda, óxidos negros y pirita, sobre todo en las rocas más pelíticas y con colores negruzcos. Hay también carbonatos, aragonito y calcita, que acompañan a la pechblenda, pero solamente en líneas de fractura.

Se comprende que, dadas las sucesivas removilizaciones de los minerales de uranio, la morfología de las masas explotables es muy variada, según las dimensiones superficiales, siendo unas veces alargada en sentido Este-Oeste, otras en sentido Norte-Sur y, a veces, equidimensionales. En vertical, la variación es menor.

La génesis no se ha esclarecido todavía, pues puede pensarse tanto en un origen epitermal a partir de los granitos, como supergénico a partir de la lixiviación del uranio en ellos contenido y retención por ambiente reductor de la zona encajante.

**DIA 30 DE JUNIO POR LA TARDE
Y 1 DE JULIO POR LA MAÑANA**

**Visita a los yacimientos: 2 y 5 Nidos —
Zona 24 de Alameda — Mina Esperanza**

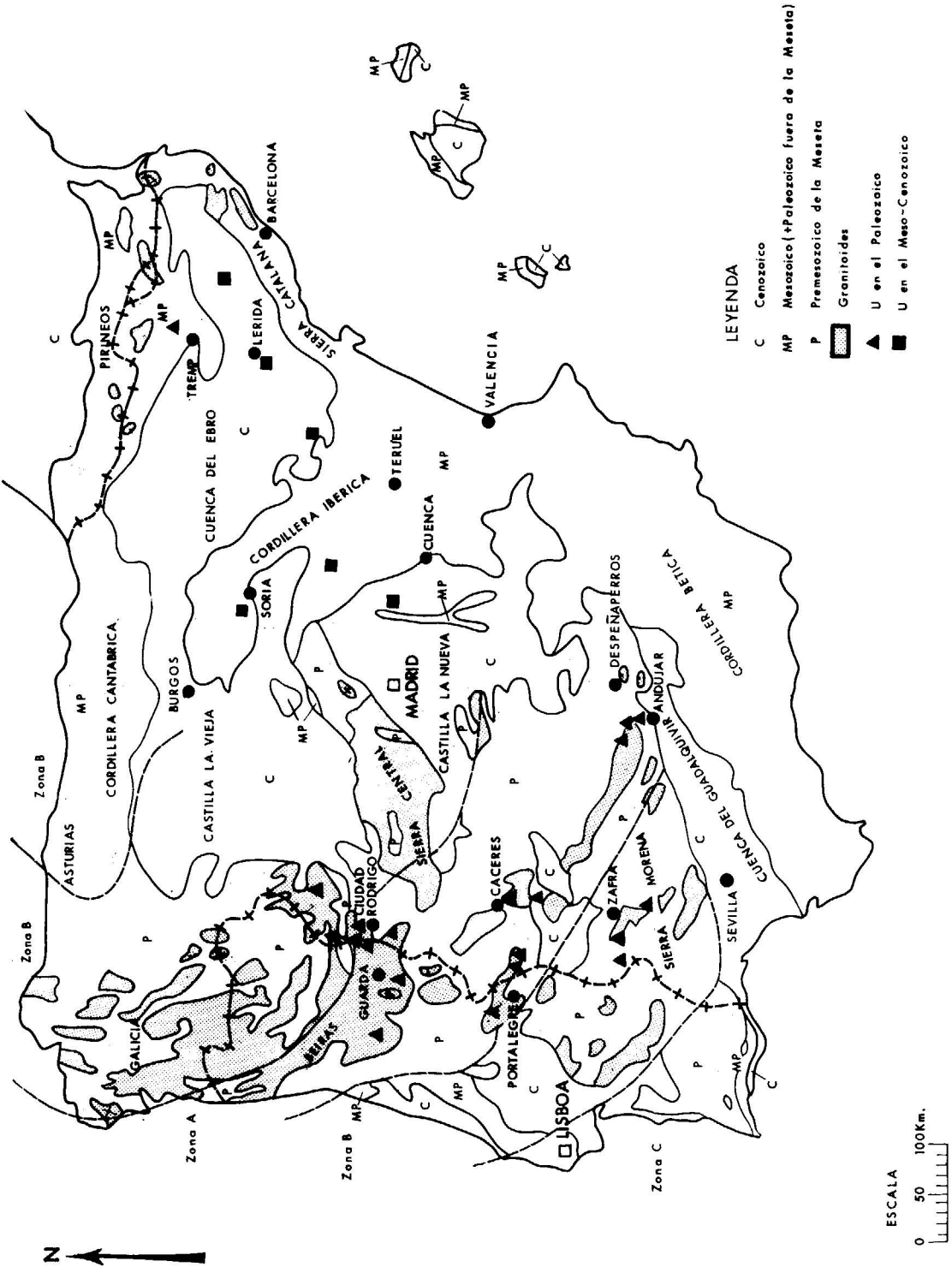
La finalidad de las visitas a distintos yacimientos uraníferos encajados en pizarras está relacionada con sus génesis. De la observación de las mineralizaciones en torno a Ciudad Rodrigo, e incluso de la comparación con los de Nisa (Portugal), podrán los excursionistas obtener sus propias ideas.

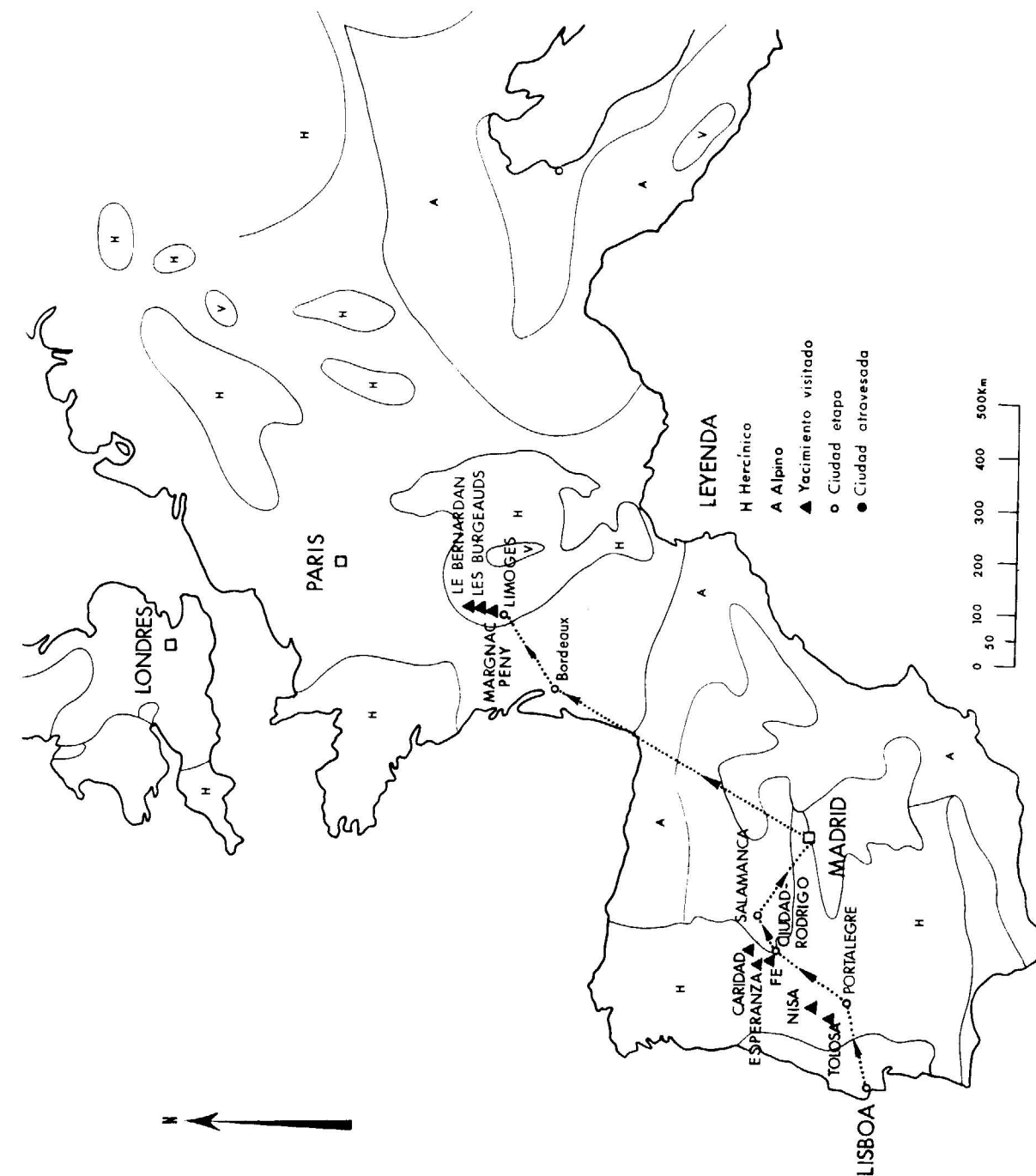
Así, podrá comprobarse cómo las masas se emplazan con independencia de la litología y de la edad de los metasedimentos encajantes. Lo esencial es que éstos estén fracturados para permitir la circulación de fluidos mineralizantes, por «per descensum», bien a partir del granito, próximo en 2-5 Nidos, Zona 24 y Mina Esperanza, mientras que en FE-D no se aprecia el metamorfismo de contacto que hubiera debido producirse.

La proximidad de los yacimientos a la fosa rellena de sedimentos sugiere a J. A. FERNÁNDEZ POLO (Génesis de los yacimientos uraníferos en los metasedimentos de Salamanca. Uranium Exploration Geology. Int. At. En. Ag. Viena, 1970) la idea de que éstos han podido servir, antes de su desaparición por erosión, de puente sobre el granito y la pizarra para que el uranio lixiviado del granito se precipite en metasedimentos con ambiente reductor.

La proximidad del granito sugiere a otros geólogos la posibilidad de que las masas minerales sean depósitos epitermales generados por aquél.

SITUACION DE LOS YACIMIENTOS DE URANIO EN ESPAÑA Y PORTUGAL





Cuaternario y prehistoria del litoral mediterráneo entre Génova y Barcelona (*)

Por H. DE LUMLEY, J. F. DE VILLALTA, G. FIERO y M. A. DE LUMLEY

5 JULIO: PERPIÑAN-BARCELONA

Cuaternario y prehistoria del Empordá, por R. Juliá

INTRODUCCION

Entre la terminación oriental de la cordillera Pirenaica, los Catalánides, se abre una amplia depresión de casi 60 km. de longitud máxima N-S por 30 km. de anchura E-O que corresponde a la depresión del Empordá.

Esta depresión ha sido colmatada en varias etapas desde el Neógeno. Hasta el momento actual es muy difícil poder dar una visión detallada y correcta de la evolución sedimentaria; sin embargo, las campañas de campo y el lavado de muestras efectuadas últimamente por varios especialistas han aportado nuevos datos sobre la posición cronoestratigráfica de los distintos afloramientos. Cronoestratigráficamente se distingue una potente serie miocénica continental en la que se intercalan vulcanitas. En esta serie CRUSAFONT ha reconocido en La Bisbal: *Tragocerus*, *Dinotherium* y *Hipparion*, y VILLALTA in litt. *Chalinotherium magnum* y «*Mastodons*» en Cruilles. El Plioceno está bien representado por las facies marinas de Siurana-Sant Mori, en donde se han citado unas 300 especies de moluscos marinos, braquiópodos, equinodermos, etc., y por facies continentales que han suministrado abundantes restos de vertebrados. Los principales yacimien-

tos continentales son: Camallera, con *Tapirus arvernensis* y *Anancus arvernensis*; Lladó, con *Tapirus arvernensis*; Maiá de Montcal, con *Dicerorhinus megarhinus*; El Far, con *Hipparion crasum*; Cornellá de Terri, con *Anancus arvernensis*, y Mata, con *Zigolophodon borsoni*, y el yacimiento de micromamíferos de Vilafant, actualmente en estudio.

EL CUATERNARIO

Es difícil precisar el límite plio-cuaternario en el Empordá; morfológicamente puede establecerse con claridad en aquellas zonas donde los materiales aluviales de los ríos Ter y Fluviá cortan los relieves (principalmente en las llanuras aluviales de la terraza inferior del Ter y Fluviá, que enlazan con las actuales marismas). Los sondeos practicados en la zona litoral dan espesores de cuaternario próximos a los 100 m., y el cuaternario que recubre la plataforma aumenta de espesor considerablemente a causa de la subsidencia.

En el límite occidental del Empordá y en contacto con los relieves eocénicos de La Garrotxa, una extensa cubeta con sedimentación continental predominantemente carbonatada y rica en vertebrados ha aportado un amplio material que abarca desde el Plioceno al Holoceno (JULIÁ, 1975-1979). Además, la existencia de vulcanismo cuaternario de la región de Olot, junto con los abundantes restos prehistóricos, permiten obtener unas series pliocuaternarias extraordinariamente completas.

(*) Se incluye únicamente la descripción del recorrido en territorio español.

JULIÁ (1979) describe las distintas unidades litológicas de la cuenca lacustre de Banyoles-Besalú, que permiten establecer una escala cronológica relativa, desde el Plioceno al Holoceno. De esta serie se visita los niveles más representativos.

Parada 9.1. Carretera de La Jonquera a Figueres. 2° 53' 40" E y 42° 21' 10" N

Desde este punto, que domina gran parte de la depresión neógena del Empordá, se dará una visión de conjunto sobre su origen tectónico y su colmatación.

Parada 9.2. Explotación de Incarcal (Crespí). 2° 45' 10" E y 42° 11' 55" N

Después de cortar las facies detríticas atribuidas al plioceno y cruzar las arenitas del eoceno se abre el amplio glacis de Maiá de Montcal, en cuyo límite meridional aflora su substrato, formado aquí por una potente acumulación de carbonatos continentales. Estos carbonatos (con un espesor superior a los 100 m.) están formados por la alternancia de facies detríticas finas con bancos de travertino de carofitas. En estas facies carbonatadas VILLALTA y VICENTE, 1972, han descrito una extensa macroflora arcaica y restos de *Leptodus etruscus*. Toda la formación carbonatada está afectada por embudos cársticos, en cuyo relleno se ha hallado *Hippopotamus amphibius major* y *Hyena brevirostris*.

Parada 9.3. Coladas Basálticas cuaternarias. (Castellfullit de la Roca, 2° 32' 40" E, 42° 15' 05" N)

En Castellfullit de la Roca se puede observar la superposición de dos coladas basálticas sobre una terraza del río Fluviá, que a su vez se asienta sobre arenitas y margas eocénicas. En la terraza, SOLÉ (1962) cita la fauna determinada por J. F. DE VILLALTA: *Equus hydruntinus* REG y *Sus Scropha antiquus*, y sitúa la erupción en el Pleistoceno Medio; DONVILLE (1973) data estas coladas en 0,11 m. a.

Parada 9.4. Complejo prehistórico de Serinyá. 2° 44' 15" E y 42° 09' 45" N

A lo largo de la margen derecha del Serinyadell se abre un complejo de cuevas, bajo una visera

de travertinos de cascada, en las que existe un relleno con abundante fauna e industria. Abarca una cronología desde el premonasteriense hasta la edad de los metales. La cueva que presenta la secuencia estratigráfica más completa es La Arbreda, que está en curso de excavación.

Parada 9.5. Museo Arqueológico comarcal de la ciudad de Banyoles.

Contiene la más importante colección de los materiales paleontológicos y líticos recogidos en el complejo prehistórico de Serinyá.

Parada 9.6. Construcciones estromatolíticas de Banyoles. 2° 45' 25" E y 42° 06' 55" N

El subsuelo de la ciudad de Banyoles está formado por una potente serie carbonatada en la que se distingue un nivel superior estromatolítico algal, caracterizado por la superposición de láminas de oscilatoriáceas, que descansa sobre un travertino formado por restos vegetales incrustados del tipo de las tifáceas que conservan en general su posición de vida.

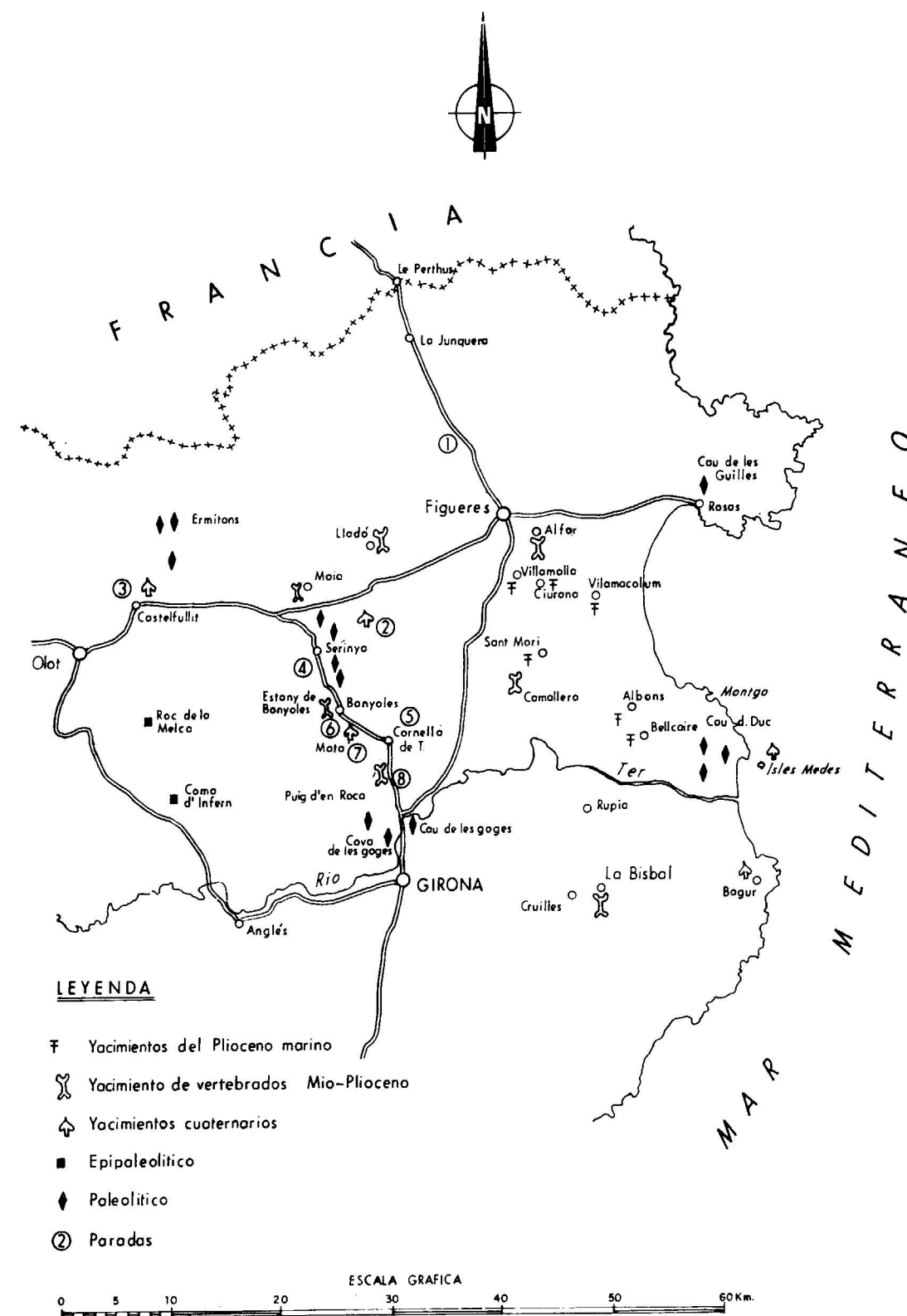
En la base, a partir de los 4 m. de profundidad aparece un travertino detrítico, pulverulento de color ocre, que pasa lateralmente hacia el Sur a los travertinos de Mata.

Parada 9.7. Cantera en explotación del travertino de Mata. 2° 46' 02" E y 42° 06' 25" N

A unos 20 m. por debajo de la cota actual del nivel del lago se observa, bajo una formación edáfica de 40 cm. de espesor, el desarrollo de una potente acumulación de travertinos detríticos. En estos niveles se ha encontrado abundante fauna entre la que destaca, por su importancia, la mandíbula humana de Banyoles.

Parada 9.8. La Banyeta. 2° 48' 12" E y 42° 03' 50" N

En el extremo sur del llano de Mata afloran los depósitos detríticos del plioceno que han suministrado en Cornellá de Terri *Mastodons arvernensis*. En estas facies pliocénicas se observan intercalaciones de piroclastos cuyo espesor puede alcanzar una potencia de 1 m.



Islas Canarias

FUERTEVENTURA, por J. M. FUSTER, M. MUÑOZ, J. SAGREDO, A. YEBENES
TENERIFE, por T. BRAVO, A. HERNANDEZ-PACHECO

Director excursión, J. M. FUSTER

1. INFORMACION GENERAL

1.1. ENCUADRE GEOTECTONICO EN EL NO AFRICANO

Las diferentes alineaciones que pueden marcarse en el Archipiélago Canario (fig. 1) y en las zonas sumergidas adyacentes:

35º = Fuerteventura-Lanzarote-Banco de la Concepción

60º = Hierro-Gomera-Tenerife

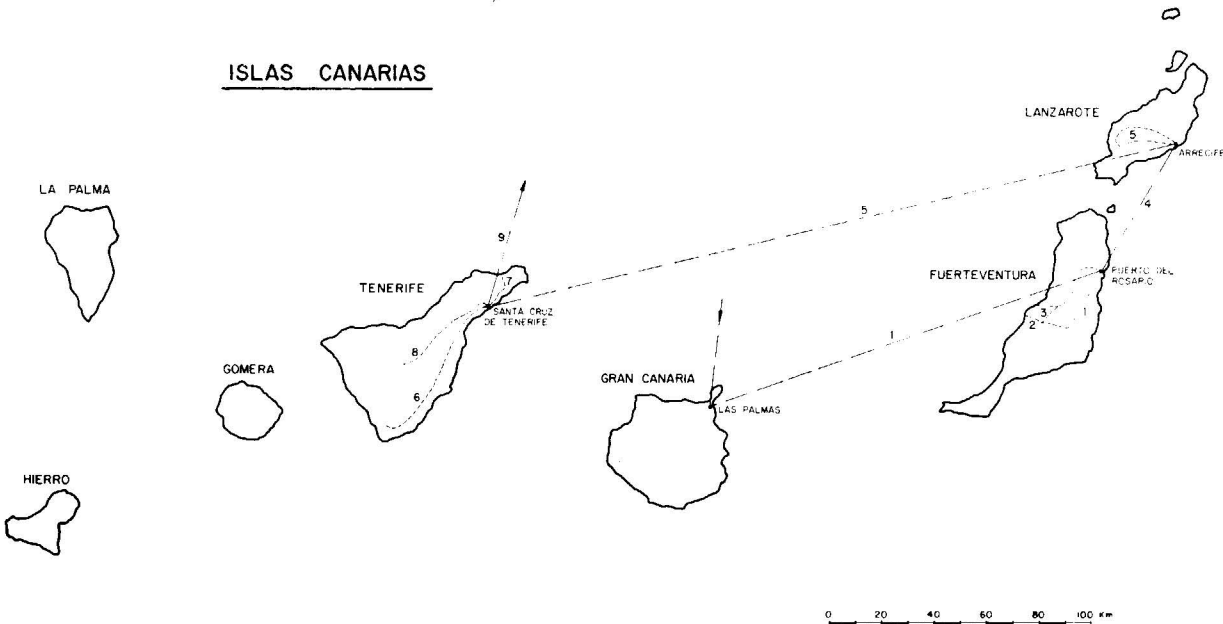
120º = La Palma-Tenerife-Gran Canaria

responden a directrices tectónicas reflejadas en superficie por alineaciones de centros volcánicos,

direcciones preferentes de penetración filoniana y en algunos casos (Fuerteventura) por alineación de intrusiones plutónicas.

Las determinaciones de la profundidad del manto indican una corteza oceánica para las islas situadas más al O (12 km) y para las Canarias Centrales (15-17 km). En cambio, Fuerteventura y Lanzarote están situadas sobre una corteza de unos 20 km de espesor.

En el espacio intermedio entre estas últimas islas y el Continente Africano los datos de geología-geofísica marina indican potentes acumulaciones sedimentarias apoyadas sobre un basamento cristalino de naturaleza no determinada, en don-



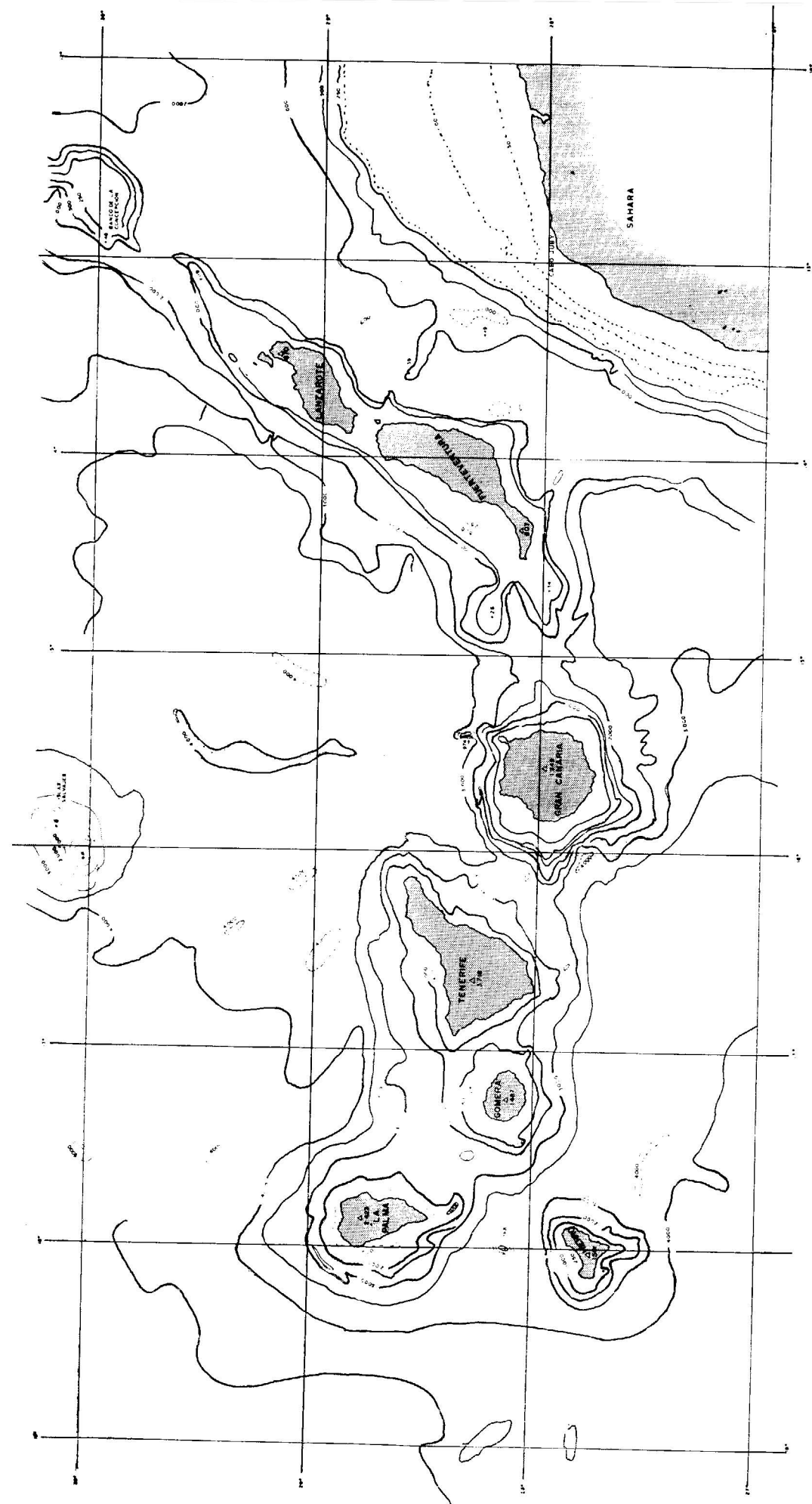


Figura 1.—Mapa batimétrico de las islas Canarias.

Bathymetric map of the Canary Islands.

de puede diferenciarse una primera secuencia mesozoica plegada, recubierta por una secuencia terciaria poco trastornada.

Dentro de la secuencia mesozoica, la alineación de diapiros salinos de edad Triásica Superior-Jurásico Inferior, paralela a la costa africana, se prolonga hasta la altura de Fuerteventura (fig. 2). También dentro de la serie aparece una secuencia turbidítica de edad Cretácica Inferior (Delta de Tantán).

En el substrato de cada isla los modelos sísmico-gravimétricos ponen de manifiesto la existencia de masas de alta densidad (3.1 g/cm^3) y alta velocidad ($V_p = 7.1 \text{ km/sg}$) que pueden representar masas de rocas ígneas equivalentes a las que se encuentran en los Complejos Basales que afloran bajo la cobertera volcánica en las islas de Fuerteventura, Gomera y La Palma.

El conjunto del Archipiélago está situado en la zona magnética tranquila del borde del sector oceánico de la placa africana, por lo que no es posible deducir con seguridad la influencia que

pueden haber tenido en la formación del Archipiélago las fracturas transformantes del Atlántico Central.

Los datos geofísicos, geoquímicos y geológicos hasta hoy existentes indican que todo el Archipiélago (incluso las islas situadas más cerca del continente africano) se comportan como una unidad estructural e ígnea bien definida. En lo que se refiere a la actividad ígnea, no existen influencias continentales especiales, pudiéndose afirmar que las Canarias representan una provincia intraplaca (oceánica) de carácter fuertemente alcalino.

Por su posición marginal en el Atlántico, en la evolución geológica del Archipiélago han influido probablemente los siguientes factores:

1. Evolución de un «rift» marginal desarrollado en el borde del Atlántico con tránsito de un período de «doming» (iniciado con posterioridad al Albense) a una situación de «rifting» (que culminó en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) caracterizada por intensa intrusión filoniana seguida de intrusión plutónica.

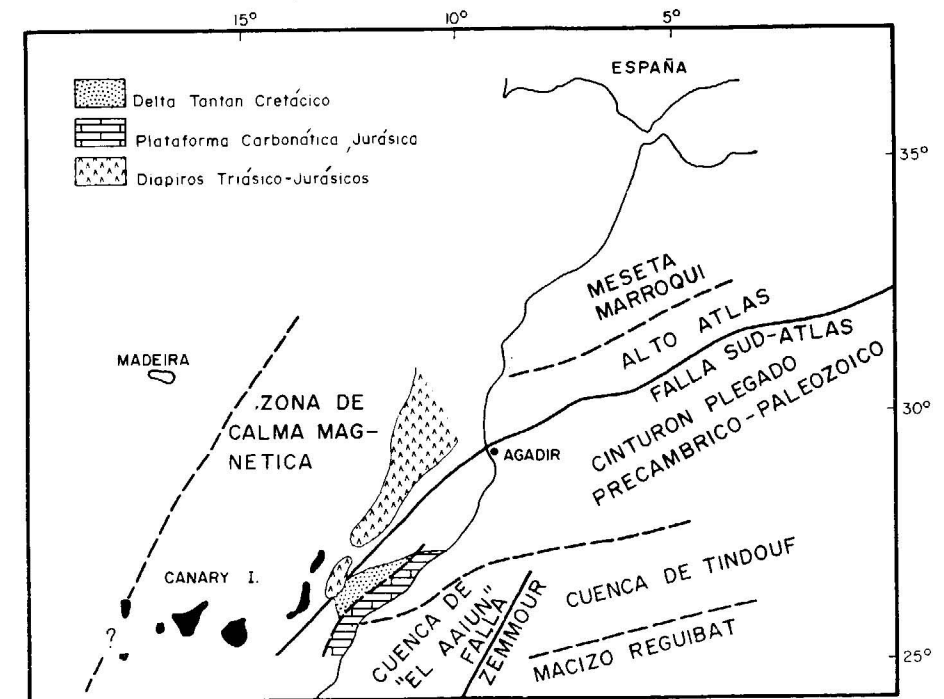


Figura 2.—Posición de las islas Canarias respecto a las grandes unidades estructurales del NO africano.

Location of the Canary Islands related to the structural grain of north-western part of the African continent.

2. Actividad espasmódica de la zona de fractura «transformante» del sur del Atlas, que se prolonga hasta el ámbito de las Canarias occidentales, y repercusión en el ámbito insular de las fases de deformación de la orogenia atlásica. Parece existir una cierta correlación entre las principales fases deformativas y los períodos de actividad ígnea en el Terciario Superior.

3. Posibles influencias de zonas de fractura de fondo oceánico en la orientación general de los centros de emisión más occidentales.

Los datos hasta ahora existentes no permiten suponer que el Archipiélago se haya formado como consecuencia de un punto caliente en la astenosfera (plume). En cualquier caso, las islas Canarias representan un ejemplo espectacular de volcanismo oceánico, donde la actividad ígnea se ha mantenido íntimamente desde hace varias decenas de años hasta la actualidad.

1.2. PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES DEL ARCHIPIÉLAGO

En el conjunto del Archipiélago Canario hay dos unidades geológicas de significado diferente:

Una, denominada Complejo Basal, que aflora únicamente en superficie en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma (fig. 3), formada por una sucesión compleja de sedimentos mesozoicos, lavas y tobas submarinas, penetradas profusamente por enjambres filonianos e intrusiones plutónicas. Otra, los edificios volcánicos subaéreos formados por una sucesión más o menos compleja de episodios efusivos que se prosiguen con hiatus de menor actividad desde el Mioceno (aproximadamente, 20 m. a.) hasta la actualidad.

1.2.1. Los complejos basales

Los complejos basales están integrados por materiales formados en ambiente oceánico o en su sustrato profundo. Incluso en la isla más cercana al Continente Africano (Fuerteventura) no hay ningún material de origen continental, si se exceptúan los detritus terrígenos de las turbiditas de procedencia africana.

La distribución espacial de los complejos basales y los datos geofísicos y algún sondeo profundo permiten sospechar que los complejos basales

existen en todas las islas, pudiéndose explicar su ausencia en superficie (Lanzarote, Gran Canaria, Tenerife, Hierro) por diferencias de elevación relativa entre bloques insulares (fig. 4), aunque también influya en esta situación una mayor actividad efusiva en los últimos millones de años en las islas donde no afloran los Complejos Basales.

El Complejo Basal mejor desarrollado es el de Fuerteventura, pues en él aparece completa una sucesión de secuencias turbidíticas en la base, recubiertas por una potente formación volcánica submarina. El conjunto está atravesado por una densa red de diques e intrusiones plutónicas (máficas y ultramáficas) posteriores.

No existen datos suficientes para asegurar si los tres complejos basales se han formado al mismo tiempo, pues las secuencias turbidíticas sólo se han podido datar en Fuerteventura (Albense); éstas están muy mal expuestas en La Gomera y no afloran en La Palma.

En la formación volcánica submarina posterior a los sedimentos, una fauna de *Lepidocyclinas* y *Nummulites* permite deducir para parte de las brechas y pillow-lavas de Fuerteventura una edad de Oligoceno Medio a Superior. En La Palma, en la matriz intersticial de las pillow-lavas se han encontrado asociaciones de foraminíferos planctónicos y teutónicos (*Orbulinas*, *Globorotalia*, *Globigerinas*, *Textularias*, etc.) que dan edades del Mioceno Medio a Superior. No es fácil decidir si estas diferencias de edad corresponden a diferencias absolutas entre las emisiones submarinas de los dos extremos del Archipiélago o simplemente que en La Palma, donde el Complejo Basal está menos erosionado, los controles paleontológicos encontrados corresponden a una zona estratigráficamente más alta que los de Fuerteventura, ya que en la formación volcánica submarina, aunque hoy insuficientemente conocida, pueden diferenciarse varios ciclos sucesivos de emisión.

En las tres islas con Complejo Basal están bien representadas las rocas plutónicas máficas (y sus diferenciados sálicos), pero no existen hasta hoy suficientes datos de edad radiométrica para hacer comparaciones cronológicas fiables. En cualquier caso, existen notables analogías desde el punto de vista petrológico y geoquímico entre las rocas plutónicas básicas y alcalinas de los tres complejos.

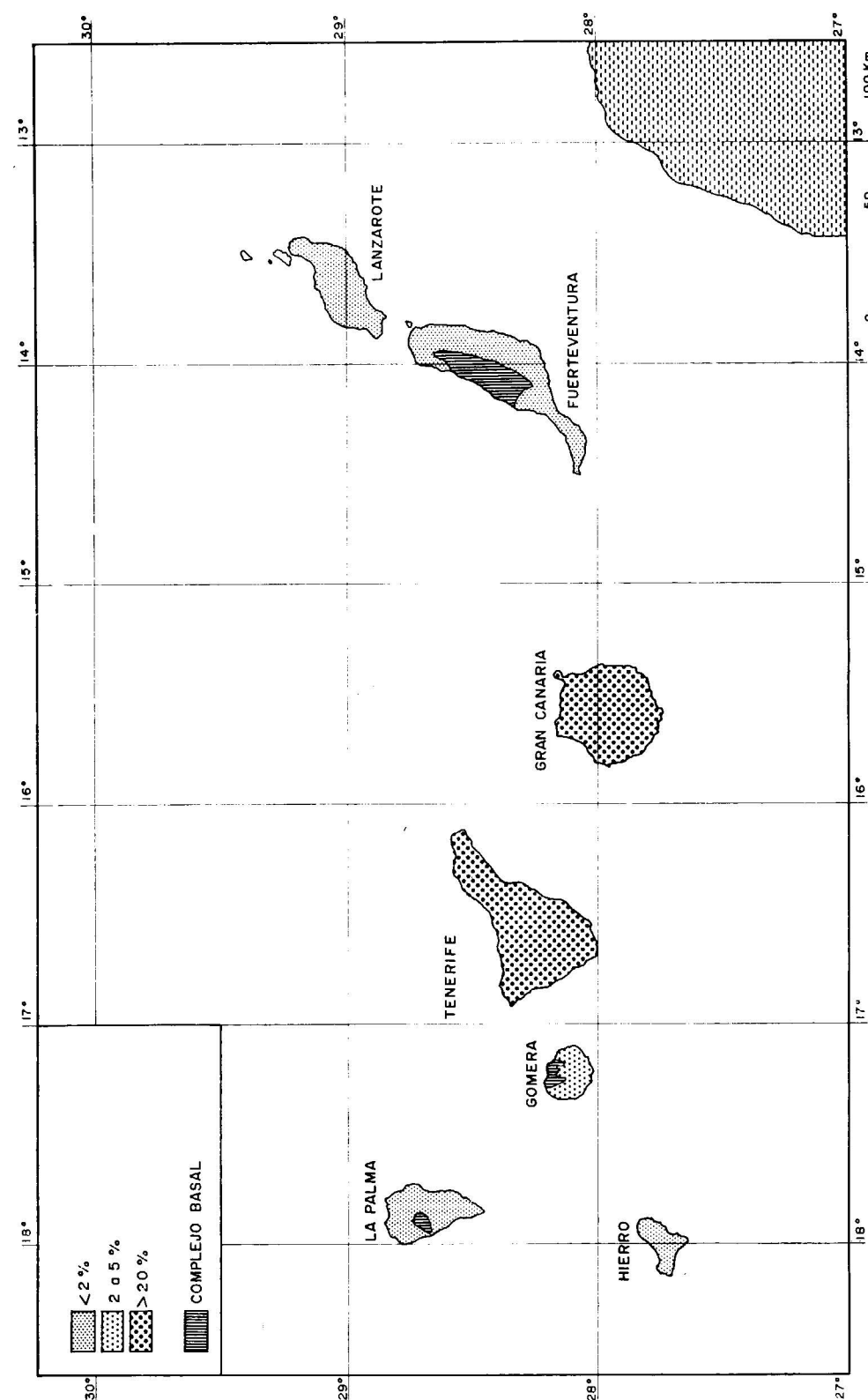


Figura 3.—Esquema en el que se muestran los afloramientos de los Complejos Basales y la proporción de emisiones sálicas en las diferentes islas del Archipiélago Canario.

Sketch showing the basal complex outcrops and percentage of salic emissions at the different islands of the Canarian Archipelago.

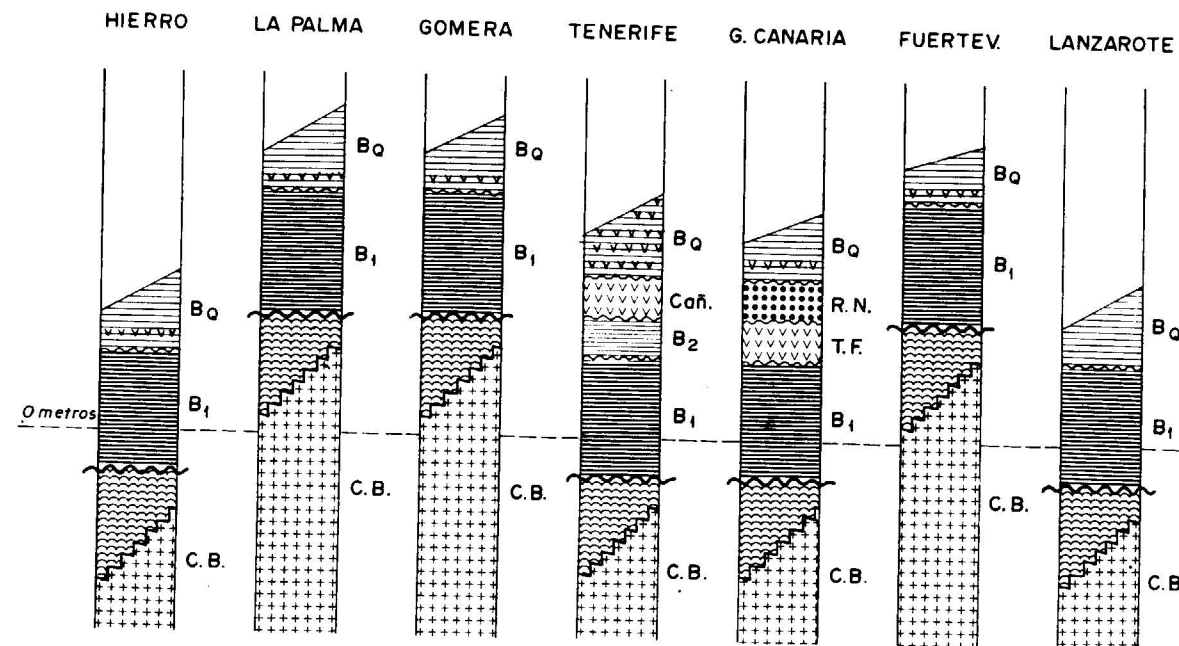


Figura 4.—Columnas litológicas comparativas de las diferentes islas del Archipiélago Canario.

Comparative lithological sequence among the different islands of the Canarian Archipelago:

- CB = Basal complexes.
- B₁ = Basaltic fissural Series I.
- B₂ = Basaltic and trachibasaltic Series II (in Tenerife only).
- Cañ = Cañadas series of basaltic and salic type (in Tenerife only).
- TF = Trachytic and phonolitic series in Gran Canaria.
- R.N. = Pre-Roque Nublo and Roque Nublo series in Gran Canaria (formed by lava flows, agglomeratic materials of "nuee ardent" type and domes).
- QB = Quaternary basaltic series.

Los participantes en la excursión tendrán ocasión en Fuerteventura de observar directamente los aspectos fundamentales del Complejo Basal de esta isla.

1.2.2. Las formaciones volcánicas subaéreas

En las islas donde existe Complejo Basal sobre una discordancia que corresponde a un período de emersión y erosión se apoyan las primeras emisiones volcánicas subaéreas. En términos generales, en éstas y en las otras islas del Archipiélago, existe un primer período de efusiones basáltico-alcalinas voluminosas. Se construyeron grandes volcanes en escudo (de varios millares de km³) de mayor extensión que las islas actuales, formados fundamentalmente por coladas suavemente inclinadas que forman apilamientos de varios centenares de metros de espesor. Estas series tabulares son denominadas «Series anti-

guas» o «Serie I» en cada isla, teniendo en cuenta las grandes semejanzas volcanológicas y morfológicas existentes entre todas ellas. Pero estas denominaciones no tienen valor cronológico, ya que las edades de estas primeras emisiones fisurales (fig. 5) pueden ser bastante diferentes.

Cada isla del Archipiélago tiene su historia volcanológica particular, existiendo a veces diferencias muy notables entre islas próximas. También existen diferencias sensibles en cuanto a la existencia de hiatos de inactividad volcánica y erosión en las diferentes islas, así como en lo referente a la naturaleza de los productos volcánicos y a los mecanismos de erupción.

Con todo, existen mayores semejanzas petrológicas y volcanológicas entre las islas situadas más cerca del continente y las más alejadas de la costa, en tanto que el grupo central de Tenerife y Gran Canaria, y en menor grado La Palma, se

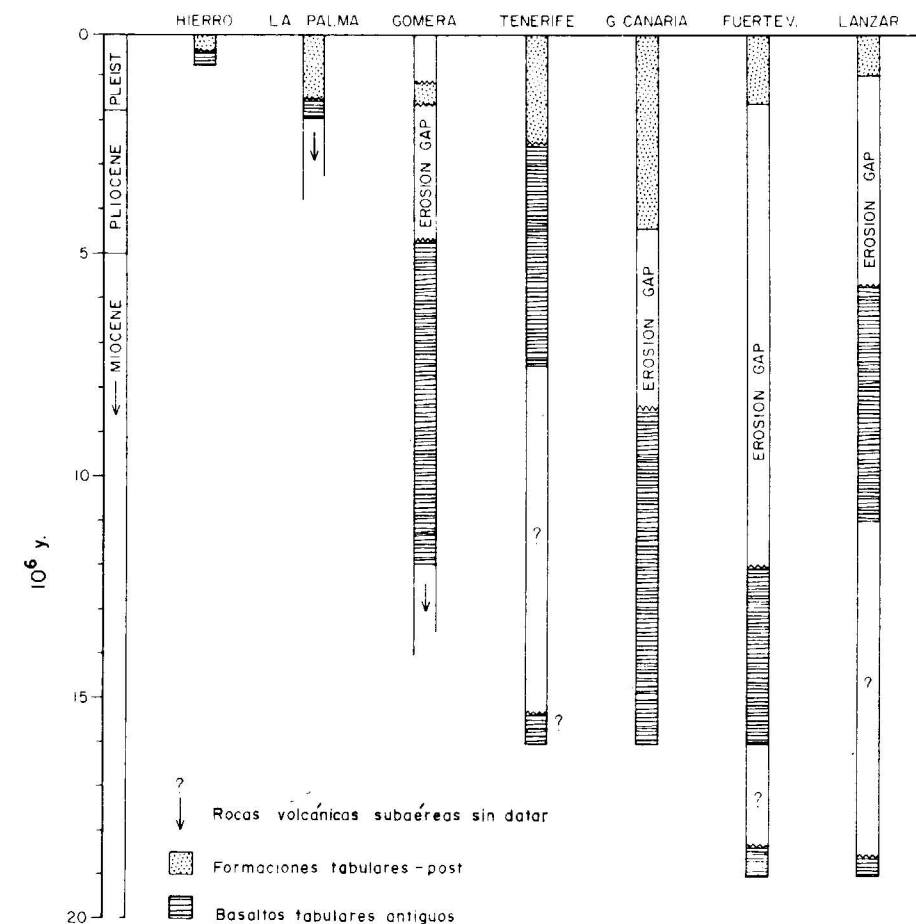


Figura 5.—Síntesis esquemática de las dataciones radiométricas en las formaciones volcánicas subaéreas de las islas Canarias, según datos de ABDEL-MONEN et al (1971), McDougall and SCHMINCKE (1977) y CARRACEDO (1979).

Schematic synthesis of the radiometric data in the subaerial volcanic formations of the Canary Islands after ABDEL-MONEN et al (1971), McDougall and SCHMINCKE (1977) and CARRACEDO (1979).

destacan por historias volcánicas complejas, abundancia muy notable de materiales sálicos (traquíticos y fonolíticos) y una alcalinidad de las series postmiocenas muy acentuada (fig. 4).

Puede hablarse en este sentido de una cierta simetría central dentro del Archipiélago, que no es compatible con las ideas de influencia continental en las Canarias orientales, como algunos autores habían supuesto.

La actividad volcánica en las Canarias prosigue en tiempos históricos con intensidad moderada. En las islas de Lanzarote, Tenerife, La Palma y Hierro han existido erupciones basálticas histó-

ricas (*). En el resto del Archipiélago, excepto en Gomera, existen abundantes edificios volcánicos y coladas lo suficientemente bien conservados para admitir la existencia de erupciones prehistóricas bastante recientes.

La excursión dedicará unos días al estudio de las series volcánicas de Tenerife y tendrá ocasión de visitar los edificios y campos de lava históricos en Lanzarote.

(*) El período histórico en las Canarias se inicia en el último cuarto del siglo xv.

2. FUERTEVENTURA

2.1. EL COMPLEJO BASAL

2.1.1. Datos estructurales y estratigráficos

Dentro del Complejo Basal en Fuerteventura existen las siguientes unidades geológicas (en orden de edad ascendentes):

- A) Secuencia sedimentaria prevolcánica mesozoica.
- B) Formación volcánica submarina paleógena miocena.
- C) Intrusiones plutónicas:
 1. Serie ultraalcalina inicial.
 2. Serie gabroide-piroxenítica.
 3. Serie ultramáfica.
 4. Intrusiones circulares finales.

Durante el paleógeno-mioceno, en un régimen tectónico tensional, se forma un complejo filoniano de extraordinaria densidad, que se mantiene progresivamente atenuado durante el período de tiempo en el que se forman las unidades C-1 y C-2. La proporción de diques, que puede evaluarse por término medio entre 70-95 por 100 dentro de las formaciones A y B y en un 50 por 100 en las formaciones C-1 y C-2, dificulta extraordinariamente el estudio de las relaciones espaciales mutuas entre estas formaciones.

2.1.2. Secuencia sedimentaria mesozoica

Aflora en la zona más occidental del macizo de Betancuria desde el Puerto de la Peña, al S, hasta la Caleta de la Peña, al N (plano geológico). Es una secuencia de un espesor total de 1.400 m que aparece siempre en posición invertida. Los estratos están orientados entre 90° y 120°, con buzamientos elevados hacia el S entre 50° y 85°.

Se han diferenciado tres unidades (fig. 6), que en orden ascendente son:

Unidad A

Seiscientos metros de turbiditas terrígenas, cálcicas y mixtas, formadas por alternancias de espesor centimétrico a decimétrico de lutitas oscuras o negras y limolitas y areniscas de tonos claros.

Corresponden a un abanico de aguas profundas («deep sea fan») depositadas en la zona ex-

terna del abanico con focos de borde de lóbulo, de llanura abisal y de barras de desembocadura. Se observan secuencias T_{B-E} , T_{C-E} y T_{D-E} de Bouma.

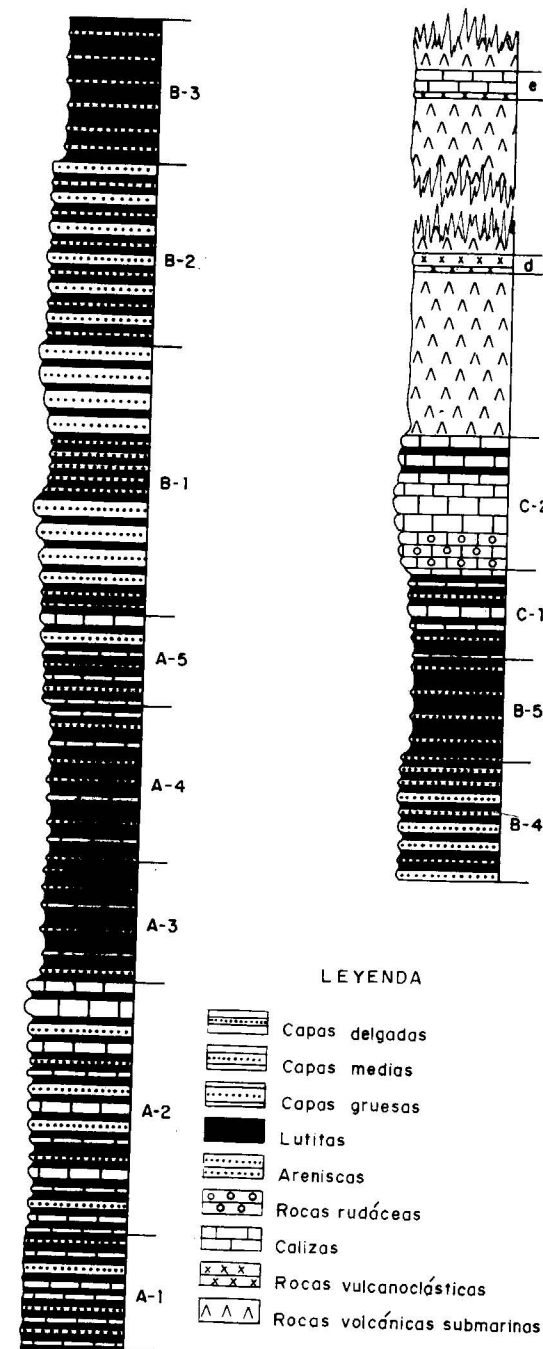


Figura 6.—Columna estratigráfica de los materiales volcánicos y sedimentarios del complejo basal de Fuerteventura.

Stratigraphical volcanic and sedimentary sequence of the Fuerteventura basal complex.

Se depositaron por debajo del nivel de compensación de la calcita.

No se ha encontrado microfauna calcárea en las facies hemipelágicas. A veces hay fragmentos de equinodermos, bivalvos y briozoos. Se ha citado en la subunidad A-2 *Posidonia bronni*.

Su edad más probable está comprendida entre el Berriasiense y el Valanginiense-Hauteriviense. Es posible que los niveles más bajos pudieran ser de edad Portlandiense.

Unidad B

Seiscientos metros. Turbiditas exclusivamente terrígenas. Son lutitas oscuras alternantes con limolitas y areniscas más claras formadas en un abanico de aguas profundas, especialmente en su zona externa ya en transición hacia la llanura abisal. Hay retrogradación de base a techo.

Se han encontrado Ammonites de edad Valanginiense a Hauteriviense. La unidad puede prolongarse hasta el Albense.

Unidad C

Doscientos metros. Lutitas grises y limolitas fosilíferas con calcarenitas y conglomerados. Frecuentes intraclastos. Hacia el techo se pasa a calizas y margas con frecuentes nódulos de sílex.

Los foraminíferos planctónicos, abundantes en esta unidad, indican claramente edad Albense.

Esta unidad representa sedimentos pelágicos de mar abierto, tipo «clalk», depositados por encima del nivel de compensación de la calcita.

Cada una de las unidades descritas indican:

1.º Depósitos de mar profundo de turbiditas formadas por aportes terrígenos de origen africano y aportes calcáreos procedentes de una plataforma continental carbonatada (hasta el Valanginiense-Hauteriviense).

2.º Aumento de la sedimentación turbidítica terrígena probablemente relacionado con un levantamiento del Alto Atlas y con el desarrollo del delta que depositó las arenas de Tantan en la cuenca sahariana de El Aaiún (Valanginiense-Hauteriviense).

3.º Levantamiento de Fuerteventura por encima del nivel de compensación de la calcita y

erosión y redeposición de los materiales sedimentados previamente.

2.1.3. Formación volcánica submarina

La formación sedimentaria mesozoica (plano geológico) está recubierta por una potente serie de vulcanitas submarinas formadas por brechas, hialoclásticas y pillow lavas subordinadas de composición basáltica-traquibasáltica.

En la costa N de la Caleta de la Peña Vieja (Barranco del Tarajalito) y al S del Puerto de la Peña (Playa de los Muertos) intercalados entre los materiales volcánicos fragmentarios aparecen niveles sedimentarios o volcanosedimentarios.

Desgraciadamente estos sedimentos intercalados en la base de la formación volcánica submarina, cerca de los sedimentos mesozoicos, carecen de restos de fauna. Algunos autores, recientemente, admiten que podrían tener edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Paleoceno, en cuyo caso la actividad ígnea de las islas Canarias se habría iniciado hace unos 65 m.a., pero esta interpretación requiere datos adicionales.

En la costa, tanto al S como al N de la formación sedimentaria mesozoica, los sedimentos intercalados en la base de la serie sedimentaria aparecen en posición normal y por tanto puede pensarse en una discordancia mayor con un hiato sedimentario con erosión submarina, que se prolongaría desde el comienzo del Cretácico Superior hasta el Oligoceno.

En la zona de Fuente Blanca, al S de la Playa de los Mozos (ver plano geológico), también dentro de la formación volcánica submarina aparecen sedimentos bioclásticos y vulcanoclásticos intercalados en la serie submarina. Tiene una abundante fauna de macro y microforaminíferos, corales, briozoos, algas coralíneas, equinodermos, bivalvos, etc., de edad Oligocena Media a Superior. Son depósitos formados en taludes recifales en condiciones muy someras, que indican ya la existencia de tierras emergidas en el ámbito de Fuerteventura.

Es difícil establecer cuál es la posición estratigráfica de las formaciones oligocenas dentro de la formación submarina, tanto por la falta de controles de correlación dentro de estas forma-

ciones volcánicas como por la proporción considerable de diques dentro de la serie submarina (por término medio superior al 90 por 100). Los autores de esta Memoria no descartan la posibilidad de que el comienzo de la actividad volcánica en Fuerteventura se inicie en el Oligoceno, pues las analogías litológicas entre los materiales de la zona del Barranco de Tarajalito, sur del Puerto de la Peña y Barranco de la Fuente Blanca son considerables.

La formación volcánico submarina basáltica-traquibasáltica está rodeada por una unidad muy extensa de brechas traquibasálticas-traquíticas asociada a diques y domos de análoga composición, que tienen un considerable desarrollo en las zonas centrales, occidentales y meridionales del Macizo de Betancuria. En ellas, no siempre se reconocen estructuras que acrediten un origen submarino, por lo que no puede descartarse en algunas de ellas origen subaéreo. Esta unidad, como la anterior, está perforada por una proporción de diques que en general supera el 90 por 100.

2.1.4. Complejo filoniano

Las formaciones sedimentarias mesozoica y volcánica submarina están espectacularmente atravesadas por una red de diques de extraordinaria densidad. De esta manera lo más frecuente es la existencia de zonas extensas (kilométricas) con más del 95 por 100 de diques, e incluso próximas al 99 por 100. Las zonas con proporciones inferiores al 75 por 100 de diques son menos frecuentes. Como promedio puede evaluarse que en el conjunto de estas formaciones ha existido una extensión del 90 por 100 en dirección normal a la traza de los diques, la cual varía en general entre los 10° y los 55°. Los diques suelen estar incluidos unos 70°-80° hacia el O; esta posición puede deberse a basculamientos del bloque de Fuerteventura con una elevación mayor del flanco occidental.

Los diques tienen estructuras zonales simétricas bien desarrolladas y bordes enfriados visibles, también simétricos. Cuando los diques se cortan mutuamente, las relaciones geométricas de off-setting, características de los diques formados por fractura de materiales rígidos y dilatación normal a la fractura, son muy evidentes. Todo parece indicar que la intrusión filoniana se ha producido durante un período de tiempo relativamente

largo que ha permitido el enfriamiento de los diques previamente formados antes de la penetración de los subsiguientes.

Dentro de la formación submarina son frecuentes los diques con contactos no rectilíneos, festoneados, divagantes y ameboides que a veces terminan desflecados entre las hialoclastitas y brechas submarinas. Representan penetraciones de nueva lava dentro de las acumulaciones fragmentarias aún no consolidadas y calientes y son por tanto sincrónicas con las erupciones submarinas.

La proporción de diques no disminuye hacia el techo de la formación brechoide traquítica y sigue siendo elevada en las formaciones plutónicas más antiguas, que son claramente posteriores a las brechas traquíticas más recientes.

Las edades radiométricas de diques más antiguos existentes llegan hasta los 46 m. a. (Eoceno Medio). Existen datos de edades comprendidas entre 20 y 35 m. a., lo que permite suponer que el período de máxima intrusión filoniana se desarrolló entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior.

2.1.5. Intrusiones plutónicas

Las intrusiones en el Complejo Basal de Fuerteventura forman una serie de pequeños plutones independientes alineados en la mitad occidental de la isla según una banda ovalada cuyo eje mayor, de unos 50 km, está orientado unos 15°. La anchura mayor de este eje intrusivo (unos 30 km) está situada en la zona de Pájara.

Dentro del conjunto plutónico, las relaciones de contacto mutuo permiten asegurar que existen al menos cuatro episodios de actividad ígnea.

Serie ultraalcalina inicial (Serie 1)

Aparecen estas rocas formando un eje de intrusiones adyacente a la costa occidental actual de Fuerteventura, desde algo al sur de Tostón Cotillo hasta cerca de la desembocadura del Barranco Amanay.

La distribución actual de las rocas de esta serie hace pensar que gran parte de ellas están situadas en la zona submarina al O de la costa actual.

Este primer episodio plutónico origina un intenso metasomatismo alcalino (finitización) en

las rocas de la formación volcánica submarina y probablemente en las formaciones sedimentarias, así como en los diques que cortan a estas formaciones. La finitización, con transición gradual entre rocas no alteradas y rocas profundamente finitizadas se observa en el sector septentrional de la formación plutónica en las inmediaciones del Barranco Esquinzo y al sur del Puerto de la Peña.

Los tipos ígneos primarios de esta serie son rocas ultramáficas formadas fundamentalmente por piroxenos, apatito y óxidos metálicos (piroxenitas alcalinas), gabros alcalinos anfibólicos y sienitas nefelínicas. Estas últimas rocas son las más tardías dentro de la serie y provocan por un lado fenómenos de hibridación con las piroxenitas y gabros preexistentes y son también los agentes de los procesos de finitización en las formaciones encajantes.

Las fracciones finales del magma sienítico-nefelínico tienen composición carbonatítica, formándose venas de estas rocas preferentemente en las zonas de finitización periférica.

Serie gabroide-piroxenítica (Serie 2)

Está constituida por una secuencia plutónica con elementos máficos (gabros) dominando sobre los ultramáficos (piroxenitas) y de carácter moderadamente alcalino. Son frecuentes las estructuras zonadas, representadas por los tipos de rocas mencionados además de estructuras bandeadas y laminación ígnea. Estos materiales son los más extensamente desarrollados y la elevada proporción de diques asociados no permite reconocer la existencia de cuerpos intrusivos independientes. Provoca un metamorfismo de contacto en el material encajante (Serie submarina, Serie 1 y diques asociados).

Serie ultramáfica (Serie 3)

Cuerpos intrusivos alargados de rocas ultramáficas que forman plutones independientes que con frecuencia se emplazan pasivamente dentro de los plutones de la Serie 2, provocando un intenso metamorfismo de contacto no metasomático que llega a alcanzar la facies de las corneanas piroxénicas. Cuando entran en contacto con rocas sálicas de la Serie 1 llegan a producir una removilización e incluso anatexia de contacto de los materiales sieníticos preexistentes.

Complejo circular de Vega de Río Palmas (Serie 4)

Este complejo está integrado por gabros alcalinos que cortan indistintamente las formaciones plutónicas de la Serie 2 y las brechas de las formaciones submarinas traquíticas. Los gabros tienen una zonación muy manifiesta con disposición embudiforme-lopolítica de las estructuras de sedimentación ígnea. Hay además intrusiones sieníticas en disposición circular posteriores a ellos.

Los gabros provocan en los materiales encajantes una recrystalización por metamorfismo de contacto que localmente va acompañado de metasomatismo alcalino de poca intensidad.

2.2. DESCRIPCION DE LOS ITINERARIOS (fig. 7)

Primer día (tarde) (Plano geológico)

Objetivo general de la excursión

Estudio de las formaciones volcánicas subaéreas posteriores al Complejo Basal.

Itinerario

Carretera de Puerto del Rosario a Antigua hasta el km 19.

Parada 1

Kilómetro 8,1 de la carretera de Puerto del Rosario a Tuineje, al pie de la Montaña de Tesjuate. 15° 55' 34" O - 28° 29' 55" N - 180 m.

Contacto entre la formación aglomerática de la base de la Serie 1 y las coladas basálticas de la Serie I. Hasta esta parada, desde Puerto del Rosario la carretera sigue coladas pliocuaternarias de la Serie II hasta aproximadamente el kilómetro 5. A partir de este punto, la carretera discurre por la formación aglomerática que constituye la base de la Serie I.

Desde la parada se asciende por el flanco sur de la Montaña de Tesjuate hasta aproximadamente los 300 m. Los aglomerados están formados por grandes bloques irregulares de hasta varios metros de dimensión mayor mezclados con otros bloques en general más angulosos de dimensiones decimétricas o centimétricas. La matriz está

formada por productos volcanoclásticos de finos a medios. En los bloques hay considerable variación litológica, predominando tipos basálticos de composición y estructuras variadas, traquibasaltos y traquitas.

No se aprecian estructuras sedimentarias internas ni gradación granulométrica. Pueden diferenciarse mantos independientes de espesor métrico a decamétrico de no mucha continuidad lateral.

El grado de compacidad de la matriz es relativamente elevado, aunque en buena parte se debe a procesos epigenéticos (calcificación, alteración generalizada con formación de zeolitas, etc.).

Los aglomerados se han formado probablemente en avalanchas calientes de nube ardiente (rubefacción en alguno de los contactos entre mantos), pero es posible que parte se hayan originado en avalanchas húmedas de tipo lahar.

El techo de los conglomerados está marcado por la aparición de una capa de unos 20 m de

potencia de conglomerados, entre los que se ha intercalado una colada de traquibasalto con fenocristales de oligoclasa de unos 2 m de espesor.

En la base del conglomerado hay abundantes cantos rodados de tipos volcánicos variados y

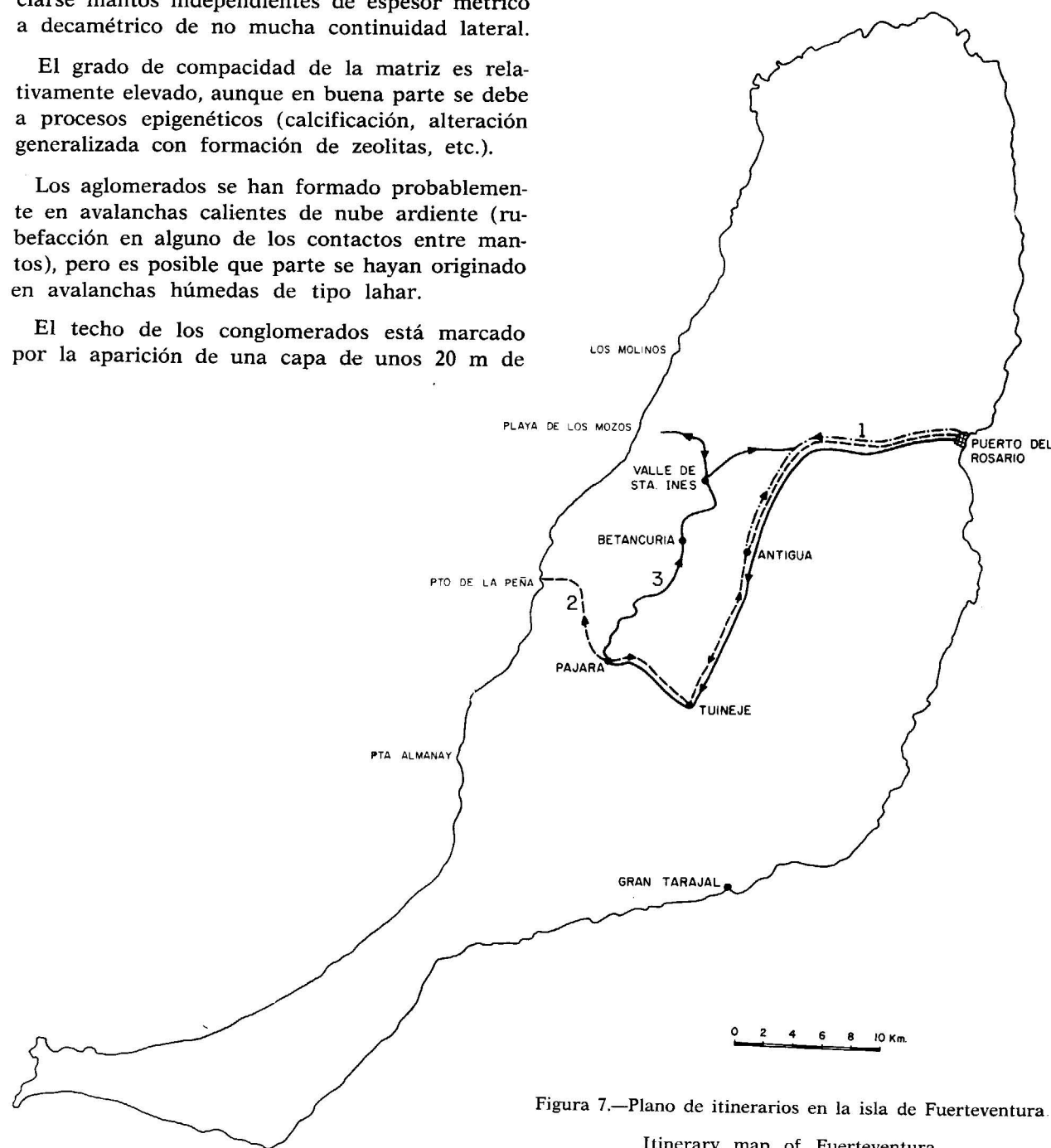


Figura 7.—Plano de itinerarios en la isla de Fuerteventura.

Itinerary map of Fuerteventura.

también de rocas plutónicas (gabros alcalinos) procedentes del Complejo Basal. Hay también niveles arenosos. Por encima de los conglomerados sedimentarios aparece la sucesión tabular de basaltos de la Serie I suavemente inclinados hacia el E.

Parada 2

Kilómetro 14,8 de la carretera de Puerto del Rosario a Tuineje. 13° 59' 8" O-28° 23' 37" N-320 m. Formación aglomerática de la base de la Serie 1. La parada está situada en la zona de mayor espesor de la formación fragmentaria observada en el punto anterior.

Desde este punto se tiene una visión panorámica de la Montaña de Tao, situada 1,5 km al NNO, que se considera como los restos de un centro de emisión de la Serie I, formada fundamentalmente por productos piroclásticos y aglomerados, atravesados por diques irregulares.

En la zona de observación están bien expuestos los aglomerados de grandes bloques atravesados por escasos diques que a veces quedan truncados por las coladas superiores. Existe una zeolitización generalizada en todo este sector.

Desde este punto hay una visión panorámica del frente occidental de la Serie I y de la depresión central entre el escarpe erosivo de la Serie I y las alineaciones montañosas situadas al O que corresponden ya al Complejo Basal. También se observan en esta depresión central coladas amplias de fondo de valle de la Serie II.

Parada 3

Kilómetros 18-19 de la carretera de Puerto del Rosario a Tuineje. 14° 00' 15" O-28° 26' 30" N-300 m. Coladas de volcanes en escudo de la Serie II. Edificios volcánicos formados por acumulación de coladas sin productos piroclásticos. Son centros de muy poco resalte morfológico con pendiente entre 5° y 10°.

Estos volcanes, por la posición de las coladas respecto a los sedimentos cuaternarios de la costa, se consideran los más antiguos dentro de los centros volcánicos posteriores a la Serie I. Para las coladas de esta Serie se han encontrado edades de $1,83 \pm 0,24$ m.a. Tienen polaridad invertida, que corresponde al período Matuyama de la escala geomagnética.

Las coladas, poco visibles en superficie por la existencia de suelos lateríticos con nódulos de óxidos de hierro hidratados, son de basaltos con fenocristales de augita y olivino de carácter alcalino.

Segundo día (figs. 7 y 8)

Objetivo general de la excursión

Estudio del Complejo Basal. Formaciones sedimentarias y complejo filoniano asociado, rocas ultraalcalinas y carbonatitas de la Serie 1, rocas gabroides piroxeníticas de la Serie 2 y rocas ultramáficas de la Serie 3.

Itinerario

Carretera de Puerto del Rosario a Tuineje. Desvío a Pájara y de aquí hasta el Puerto de la Peña.

Parada 1 (fig. 9)

Barranco de la Peña. Flanco NE del Morro del Moral. 14° 07' 48" O-28° 23' 45" N-75 m.

Complejo filoniano de gran densidad (95 por 100 de diques orientados 25°-35° y con buzamientos de 75° a 80° NNO). Los diques, con espesores más frecuentes entre 0,5 y 1 m, son de naturaleza basáltica y traquibasáltica. Hay alguno más reciente de composición traquítica. La roca encajante, reducida a fragmentos métricos, son sedimentos rítmicos mesozoicos con capas de espesores centimétricos alternativamente claras y oscuras orientadas

90°-100°, buzamiento 80°-90° S.

Las rocas sedimentarias muestran efectos de metamorfismo de contacto y al acercarse al macizo de rocas alcalinas, situado al S, se transforman en skarns atravesados por venas de sienita nefelínica.

En las rocas sedimentarias aparecen como minerales metamórficos granate andradítico, diópsido, piedmontita, alcanzándose en algunos sectores el nivel de las facies corneanas hornbléndicas.

En las venas sieníticas que atraviesan los sedimentos también se observan al microscopio efectos de recristalización, tales como recristalización pseudomórfica de los piroxenos y de la

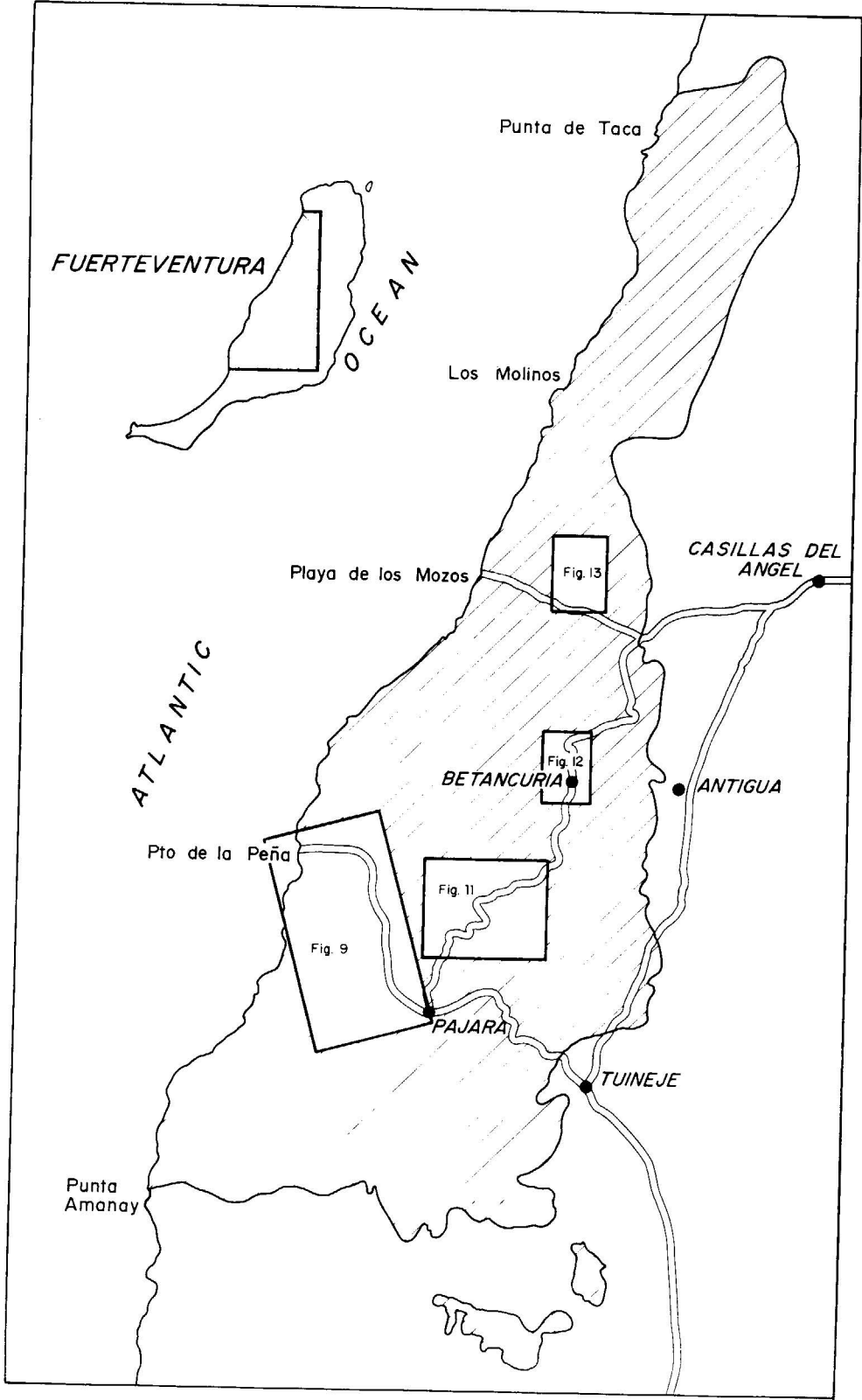


Figura 8.—Itinerarios en el Complejo Basal.
Itinerary in the Basal Complex.

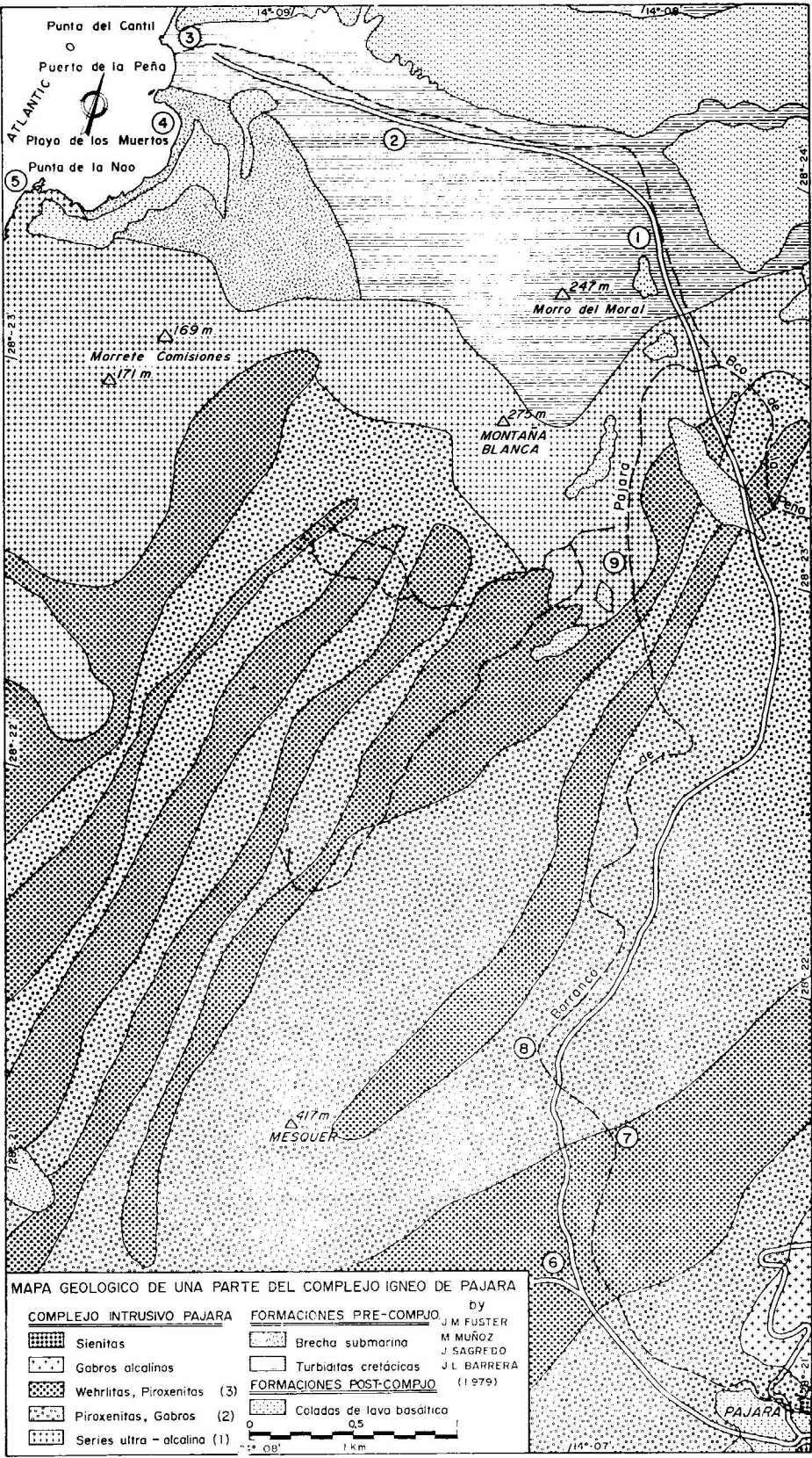


Figura 9.—Mapa geológico de la parte occidental del complejo ígneo de Pájara.
Geological map western part of the Pájara igneous complex.

nefelina con formación de texturas granoblásticas en la masa feldespática. Se supone, por tanto, que a los efectos metamórficos-metasomáticos originados por las sienitas se han superpuesto fenómenos de metamorfismo térmico debidos a las intrusiones de gabros y rocas ultramáficas situadas al Sur. En ambas orillas del Barranco de la Peña se observan coladas basálticas cuaternarias apoyadas sobre una superficie de erosión cortada sobre el Complejo Basal; son más visibles en la orilla derecha del Barranco de la Peña.

Parada 2 (fig. 9)

Barranco de la Peña. Ajuí. 14° 08' 40" O - 28° 23' 51" N - 40 m.

Desde la parada 1, la carretera sigue siempre por la serie turbidítica mesozoica (unidad a) que aparece como fragmentos y screens aislados entre la red de diques. Por la orilla derecha del barranco se observa, muy cerca de éste, la discordancia erosiva subhorizontal que corta el Complejo Basal y sobre la que se apoyan las coladas de basaltos olivínicos alcalinos cuaternarios.

En este punto los diques representan aproximadamente el 90-95 por 100 de la roca visible. Tienen espesores más frecuentes entre 0,5 y 1,2 metros y predominan los de composición basáltica. Están orientados

15°, buzamiento 75-80° O.

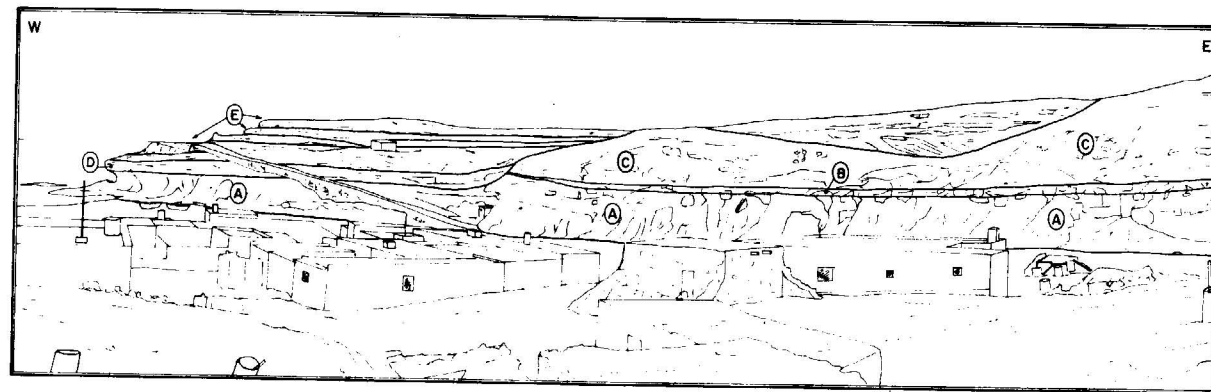


Figura 10.—Esquema en el que se muestran las relaciones entre el Complejo Basal y las formaciones pliocuaternarias en el Puerto de la Peña.

Sketch showing the relationships between the Basal Complex and Pliocene-Quaternary formations at Puerto de la Peña:

- A = Mesozoic ritmites crossed by dikes.
- B = Raised beach with conglomerates and sands of Plio-quaternary age.
- C = Basaltic flows from Series II, they show subaerial features Eastwards and pillow structures with palagonitic tuffs seawards.
- D = Quaternary raised beach with pebbles from basaltic flows and palagonitic tuff.
- E = Coastal and eolic sands interlayered with coarse-sediments of barranco type.

Las rocas sedimentarias están orientadas 60-65°, buzamiento 65° SSE,

y están por alternancias finas o muy finas de lutitas oscuras y limolitas, areniscas finas y calizas de color claro. En algunos niveles se puede observar laminación paralela y laminación cruzada de pequeña escala. También se puede apreciar en algunos casos la no excesiva continuidad lateral de las capas. Corresponden a depósitos distales de turbiditas terrígenas y calciturbiditas depositadas por debajo del nivel de compensación de la calcita en un abanico de aguas profundas.

Están afectadas por metamorfismo térmico con formación de epidota, tremolita-actinolita, granate cálcico, albita, asociación que representa una menor intensidad de los efectos térmicos debido a la mayor distancia al contacto con las rocas plutónicas.

Parada 3 (fig. 9)

Puerto de la Peña. 14° 04' 18" O - 28° 23' 53" N - 5 m.

Observación panorámica

Desde la rotonda, final de la carretera, la orilla derecha del Barranco de la Peña muestra panorámicamente las relaciones del Complejo Basal con las formaciones pliocuaternarias (fig. 10).

A) Sedimentos mesozoicos rítmicos cortados por diques.

Los sedimentos forman alternancias rítmicas de capas centimétricas calcáreas y siliceodetríticas, orientados

70-75°, 45-60° SSE.

Están invertidos.

Los diques basálticos de espesor decimétrico a métrico están orientados

20°, 75 NO.

Hay alguno traquítico posterior

30°, 30° NNO.

B) Playa levantada con conglomerados y arenas de edad pliocuaternaria.

C) Coladas basálticas de la Serie 2, subaéreas hacia el E y con estructuras pillow y tobas palagónicas hacia el mar.

D) Playa levantada cuaternaria con cantos rodados de las coladas basálticas y tobas palagónicas.

E) Arenas litorales y eólicas con interstratificaciones de sedimentos groseros de barranco, progresivamente más abundantes hacia el techo.

Desde la Punta del Cantil hacia el N se observa bien la costa occidental de Fuerteventura. Sobre el acantilado tallado sobre el Complejo Basal se ven bien las coladas de la Serie II (pillows y tobas palagónicas en el extremo distal) y los recubrimientos detríticos cuaternarios.

Parada 4 (fig. 9)

Playa de los Muertos. 14° 09' 15" O - 28° 23' 40" N - 5 m.

Desde las Casas del Puerto de Ajuí, se baja a la costa en la zona de la Playa de los Muertos (Pto. 4). Después de hacer observaciones en este punto, se va hasta la Punta de la Nao (Pto. 5). Hay que recorrer a pie para estas estaciones una distancia de aproximadamente 3 km (ida y vuelta).

Los sedimentos del Puerto de la Peña dejan de verse inmediatamente al sur del poblado. En la Punta al sur del poblado y zona de la Playa de los Muertos, entre la red de diques, aparecen hialoclastitas y brechas submarinas muy consolidadas, posteriores a la formación sedimentaria.

La formación volcánica submarina se supone por analogías estructurales y litológicas de edad Oligoceno Medio a Superior.

El recubrimiento cuaternario impide observar directamente las relaciones entre la serie sedimentaria mesozoica y la formación volcánica submarina. Se supone que es una discordancia erosiva, aunque no cabe destacar la posibilidad de un accidente tectónico entre ambas unidades.

Las brechas y tobas submarinas de color verdoso oscuro están íntimamente mezcladas con rocas masivas de análoga composición que se infiltran en ellas, formando diques irregulares que se consideran sincrónicos con las emisiones submarinas. Son característicos en estas rocas los grandes cristales idiomorfos (a veces de más de 1 cm) de biotita y hornblenda titanada que a veces forman acumulados en forma de inclusiones. Estas rocas, además del anfíbol y biotita, visibles a simple vista, tienen abundante augita egirínica, esfena y apatito. Además se observan granates cálcicos formados por efectos metamórficos, aunque éstos no impiden ver claramente las estructuras brechoides volcanoclásticas.

En zonas localizadas entre las brechas aparecen tufitas.

La proporción de diques posteriores a la formación brechoide submarina es del orden del 50 por 100, predominando las direcciones 10° con buzamientos elevados hacia el E. Algunos, con direcciones de 70° de composición traquítica o fonolítica, son muy recientes, pues cortan a conglomerados pliocuaternarios más antiguos que la rasa y playa observada en el punto 3.

Hacia el sur del punto 4 empiezan a ser menos evidentes las estructuras brechoides de la formación volcánica submarina. También empiezan a verse venas de sienitas nefelínicas cortando a esta formación.

En la playa actual hay bloques caídos de pillow-lavas someras y tobas palagónicas cementadas por carbonatos que proceden de los extremos distales de las coladas basálticas observadas en las paradas anteriores.

Parada 5 (fig. 9)

Punta de la Nao. 14° 9' 35" O - 28° 23' 25" N - 10 m.

A pie desde el Puerto de la Peña. Aproximadamente 1,3 km.

El camino de acceso a esta zona va por los derrubios que se apoyan sobre las coladas basálticas cuaternarias. En la costa, debajo de la playa levantada pliocuaternaria, existen buenos afloramientos del Complejo Basal dentro de la zona de fenitización de los materiales volcánicos submarinos y tufitas observadas en el punto 4.

Los fenómenos de fenitización afectan tanto a las tobas volcánicas submarinas y sedimentos tufíticos asociados como a los diques que atraviesan esta formación. Existen también diques post-fenitización.

Agentes de la fenitización

Los procesos de fenitización están asociados a la penetración generalizada en la formación submarina y diques acompañantes de una red anastomosada de venas de sienita nefelínica de extraordinaria densidad. Las venas sieníticas más antiguas (Serie 1) tienen direcciones divagantes y espesores milimétricos y centimétricos han crecido en la roca encajante por reemplazamiento. Existen además diques de espesor centimétrico, decimétrico y métrico de sienitas nefelínicas (Serie 2) que cortan las rocas fenitizadas y la venulación sienítica previamente descrita. Estos diques sieníticos suelen tener inclusiones de las rocas fenitizadas formándose híbridos sienitas nefelínicas-sienitas de extraordinaria variabilidad estructural.

Con posterioridad a la penetración de las Series 2 hay una nueva penetración de venas y diques de carbonatita que cortan tanto a las rocas fenitizadas como a las diferentes sienitas. También existen venas y diques zonados sienita-carbonatita con la carbonatita ocupando las zonas centrales. En las carbonatitas aparece también una gran cantidad de inclusiones de fenitas y sienitas 1 y 2 deformadas plásticamente. La observación de las relaciones entre sienitas nefelínicas y carbonatitas con las rocas encajantes, indica que el proceso de fenitización se inició con la infiltración generalizada de fluidos alcalinos asociados a la venulación Serie 1 y terminó con la penetración de magmas sieníticos (Serie 2) y carbonatíticos.

Estos magmas a su vez parecen las fracciones finales de magmas piroxeníticos alcalinos que constituyen una asociación plutónica (piroxenitas alcalinas, gabros alcalinos, sienitas) que forman macizos circunscritos situados más al Sur y al Este.

Rocas fenitizadas

Entre las venas y diques sieníticos y carbonatíticos quedan incluidas rocas fenitizadas de una extraordinaria variabilidad estructural y composicional. Predominan los tipos máficos procedentes de la transformación de las tobas y hialoclastitas basálticas submarinas, pudiéndose observar en algunos puntos estructuras residuales de la formación volcánica submarina observada en el punto 4.

El primer efecto de la fenitización es la formación de una roca de grano fino, de color oscuro, afanítica, muy rica en biotita y/o anfíbol, piroxeno alcalino y esfena.

En un proceso subsiguiente, dentro de la fenita de grano fino aparecen parches y venas irregulares de ijolitas (s.l.) de grano medio a grueso, en la que destacan prismas de egirina y láminas de biotita con feldespato alcalino y nefelina o sus productos de alteración.

Dentro de las «ijolitas» de grano medio a grueso (pegmatitoides) existen considerables variaciones en la composición cuantitativa, observándose todos los tipos intermedios entre rocas de composición sienítico nefelínica y otros de composición melteigítica.

En algunos sectores se observan rocas fenitizadas con estructuras estratoides y orientación mineral interna de las micas y anfíboles alcalinos. Estas rocas estratoides están formadas por alternancia de capas centimétricas, sin contactos netos mutuos, de ijolitas, sienitas, de rocas fenitizadas micáceas o anfibólicas e incluso de rocas con carbonatos.

Estas rocas estratoides pudieran ser antiguos sedimentos volcanoclásticos o tufitas intercaladas en la formación volcánica submarina. En los puntos donde se ha observado la posible estratificación residual están orientados en direcciones comprendidas entre 75° y 100° grados con buzamientos siempre al S entre 30° y 50°.

Los diques de la antigua formación submarina conservan a veces su individualidad geométrica, aunque cuando los fenómenos de fenitización están más avanzados resulta difícil discriminar si las fenitas actuales proceden de rocas filonianas, de tobas submarinas o de antiguas tufitas o sedimentos volcanoclásticos.

El conjunto de rocas descritas está cortado por diques posteriores (siempre en menor proporción del 50 por 100) orientados dentro del primer cuadrante.

Parada 6 (fig. 9)

Carreteras al Puerto de la Peña. Cruce con la carretera de Fayagua. 14° 07' 10" O - 28° 21' 10". 175 m.

Rocas plutónicas ultramáficas y máficas de la Serie 3.

La estación está situada en el centro de una intrusión alargada de rocas ultramáficas de la Serie 3, orientada 40°-45°, que hace intrusión en las rocas máficas de la Serie 2. Su espesor es de 750 m por término medio.

Dentro de la intrusión existe un banding composicional orientado según el eje mayor.

En la zona de observación las rocas son wehrlitas y gabros olivínicos de grano medio a grueso con aproximadamente menos de un 5 por 100 de diques basálticos posteriores. La roca plutónica es masiva, poco estructurada y con alteración en bolas. Dentro de la wehrlita se observan diques de microgabro y venas pegmatitoides algo más feldespáticas orientadas

40°-45°, buzamiento 80° NO,

es decir, concordantes con el bandeo composicional y la dimensión mayor de la intrusión.

Hay escasos diques traquítico-fonolíticos posteriores orientados

90°-110°, buzamiento 20° N.

Parada 7 (fig. 9)

Barranco de Pájara. 14° 07' 10" O - 28° 21' 33". 155 m.

Contacto entre las rocas ultramáficas de la Serie 3 y las rocas máficas de la Serie 2.

Las wehrlitas de la Serie 3 cerca del contacto son de tipo pegmatitoide de grano grueso, con bandeados irregulares orientados 40°-45°. Como en todo el macizo, tienen una proporción de diques reducida, en general menor del 10 por 100. Las rocas encajantes de las wehrlitas son gabros de grano medio, con frecuentes variaciones composicionales. Están cortados por gran cantidad de diques (> 50 por 100) orientados

60°, buzamiento 75° NO.

En el contacto, las wehrlitas se infiltran subconcordantemente entre los diques y los screen de gabros preexistentes, pasándose gradualmente de wehrlitas con inclusiones de diques a una zona con interdigitaciones en «peine» de apófisis de wehrlita screen tabulares de gabro y diques prewehrlita 2 con algunas penetraciones de wehrlita 3. La zona de interdigitación alcanza una anchura de un centenar de metros en dirección normal al contacto.

Los gabros y diques encajantes experimentan metamorfismo térmico muy intenso, que sobre el terreno es más evidente en los diques que atraviesan los gabros. Aunque los diques conservan sus caracteres geométricos previos (contactos, zonalidad, estructura porfídica, etc.) se transforman por recristalización en microgabros. Cuando hay fenocristales se transforman total o parcialmente en un agregado granoblástico pseudomórfico del antiguo cristal. Si en los diques existían amígdalas, también se transforman en un agregado granoblástico (plagioclasa feldespática o feldespato alcalino). El proceso de recristalización provoca la segregación de los componentes claros de roca en venillas lenticulares subparalelas de poco más de un milímetro de espesor y varios centímetros de longitud subconcordantes en general con los contactos de los diques, aunque a veces se forman simultáneamente varios sistemas de venillas. En las venillas se concentran fundamentalmente la plagioclasa, feldespato potásico y eventualmente nefelina (según la composición inicial del dique preexistente), mientras que en el resto de la roca se encuentran los minerales ferromagnesianos.

Estos fenómenos de diferenciación metamórfica de contacto se observan en una banda de pocas decenas de metros desde el contacto con las wehrlitas, pasándose gradualmente al alejarse de las wehrlitas a la formación gabroide con di-

ques, en la que los diques no manifiestan a simple vista los fenómenos de recrystalización, aunque éstos sean perceptibles a escala microscópica.

Parada 8 (fig. 9)

Vertiente ENE del vértice Mesquer. 14° 07' 25" - 28° 21' 40" - 170 m.

La estación está situada dentro de las rocas plutónicas máficas y ultramáficas de la Serie 2, no muy lejos de un cuerpo intrusivo de la Serie 3 situado al NO.

Los materiales de la Serie 2 en este punto son tipos ultramáficos, generalmente piroxenitas de grano muy grueso. Localmente existe un bandeo composicional de escala métrica con aparición de tipos gabroides de distinto grano, y a veces con estructuras poiquilíticas. Tienen opacos, plagioclasas, biotitas y anfíboles.

Las rocas de esta serie están profusamente atravesadas por diques, generalmente basálticos (hasta un 50 por 100), claramente posteriores a la roca plutónica. Las direcciones de los diques varían entre 35° y 50° y están en posición subvertical buzando hacia el NO.

El metamorfismo en los diques es evidente, aunque no tan intenso como en la estación anterior, pues no se observan las estructuras venuladas de diferenciación metamórfica.

No obstante, la mayoría de los diques, aun conservando sus estructuras y zonalidad, están transformados en microgabros. En los tipos porfídicos se observa una recrystalización granular pseudomórfica de los antiguos fenocristales.

El metamorfismo también ha afectado a la piroxenita o gabros encajantes; los efectos se manifiestan en observación microscópica y consisten en granulación y recrystalización de piroxenos y feldespatos intersticiales con formación de exsoluciones laminares de óxidos metálicos en los minerales oscuros.

Apenas existen diques posteriores al proceso metamórfico, observándose solamente algunos de composición traquítica poco inclinados.

Parada 9 (fig. 9)

Desembocadura del Barranco de Ayamás en el Barranco de Pájara. 14° 07' 35" O - 28° 22' 50" N - 100 m.

Metamorfismo de contacto entre las rocas ultramáficas de la Serie 3 con las rocas alcalinas de la Serie 1.

La complejidad litológica de la serie ultraalcalina del complejo de Pájara en este sector es análoga a la observada en el punto 5, aunque aquí existe una proporción de diques en general superior al 90 por 100 que dificulta el estudio de las relaciones entre las rocas más antiguas que aparecen entre los mismos. Las dificultades de interpretación crecen como consecuencia del metamorfismo de contacto, que afecta tanto a las rocas encajantes como a los diques de la formación antigua. Aquí es muy intenso y, aparte de provocar fenómenos de recrystalización completos, llega a removilizar los materiales sieníticos del complejo encajante, llegándose a producir fenómenos que pueden considerarse como de anatexis de contacto.

En las zonas más alejadas del contacto la roca encajante, incluida entre los abundantes diques, previos a la intrusión ultramáfica de la Serie 3, es una roca granuda de composición piroxenítica a gabroide alcalina, en general hibridizadas por sienitas nefelínicas. En algunos sectores, dentro de los híbridos sieníticos se observan rocas micáceas estructuradas e incluso tipos ijolíticos análogos a los existentes en la parada 5. En conjunto, se puede admitir que mientras en la parada 5 se estaba en la zona más periférica de las intrusiones más antiguas (zona de fenitización), aquí se observa un nivel más interno, donde predominan rocas de origen ígneo directo (piroxenitas alcalinas, gabros alcalinos, sienitas). Otra diferencia respecto a la parada 5 es que en este sector no se han encontrado hasta el momento venas de carbonatitas.

Los diques posteriores a las rocas plutónicas alcalinas están orientados entre 5° y 25° grados, con buzamientos comprendidos entre los 60° y 80° hacia el ONO, siendo el valor más frecuente el de 20°; 75° ONO. Son muy variados, tanto litológica como estructuralmente. Son frecuentes los diques zonados con proporción mayor de fenocristales en las zonas centrales; también abundan tipos con gran cantidad de fenocristales de olivino y clinopiroxeno, otros son fundamentalmente afaníticos y algunos son vacuolares.

Tanto las rocas plutónicas de la Serie 1 como los diques posteriores a esta formación están in-

tensamente metamorizados. Hay aparición generalizada de venulación por diferenciación metamórfica que afecta a los diques y en menor proporción a las rocas encajantes y recrystalización visible sobre el terreno de fenocristales y amígdalas de antiguos diques. En las zonas más inmediatas al contacto, diques y rocas encajantes pierden sus estructuras primitivas (bordes enfriados, etcétera) transformándose en gabros de grano fino a medio.

Las rocas de la Serie 3 que provocan este intenso metamorfismo de contacto son wehrlitas y gabros olivínicos de grano medio a grueso, y en las proximidades del contacto tienen inclusiones y screen de diques antiguos completamente recrystalizados.

Tercer día (figs. 7 y 8)

Objetivo general de la excursión

Estudio del Complejo Basal. Formación submarina y complejo filoniano asociado, rocas gabroides-piroxeníticas de la Serie 2, complejo alcalino circular de Vega de Río Palmas.

Itinerario

Carretera de Puerto del Rosario a Tuineje. Desvío a Pájara y de ahí a Betancuria y al N. del valle de Santa Inés.

Parada 1 (fig. 11)

Kilómetro 25,7 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 06' 00" O - 28° 28' 10" N - 320 m.

Rocas plutónicas, gabros, piroxenitas, de la Serie 2.

En este punto predominan las rocas plutónicas de carácter ultramáfico, tipo piroxenita, de grano grueso a medio, con pequeñas proporciones de plagioclasa. Localmente hay facies más gabroides, que aguas arriba del barranco se hacen dominantes. En este sector puede observarse un banding composicional orientado 20°, subvertical y buzando al O.

La proporción de diques posteriores al conjunto plutónico es elevada, variando del 60 al 80 por 100 y aumentando esta proporción hacia la cabecera del barranco, donde aparecen las facies

más leucocratas de la roca plutónica. La mayoría de estos diques son de composición basáltica, con una orientación de 50-60°, subverticales y buzando al SE para los que parecen más antiguos, y de 5-15°, subverticales y buzando al O para los más recientes. Asimismo, hacia la cabecera del barranco aumenta la proporción de los diques de composición traquítica, que son de los más recientes y están relacionados con la intrusión traquítica que aparece en la cabecera.

Tanto la roca plutónica de la Serie 2 como el conjunto filoniano más antiguo que la atraviesa se ven afectados por un metamorfismo térmico producido por la intrusión de roca plutónica wehrlítica de la Serie 3, que aparece al N y al O de este punto y de la cual se pueden ver algunas apófisis a lo largo de este barranco.

Este metamorfismo es sobre todo evidente en los diques que, aunque en la mayoría de los casos conservan sus estructuras y texturas iniciales, aparecen completamente recrystalizados.

Parada 2 (fig. 11)

Kilómetro 27,6 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 05' 40" O - 28° 22' 25" N - 425 m.

Brecha de carácter traquítico-traquibasalto.

Esta brecha se trata de una toba traquítica formada por fragmentos angulosos, en su mayor parte de traquita y algunos de traquibasalto. La matriz aglutinante está formada por fragmentos más pequeños, también de carácter traquítico, y soldados entre sí.

La brecha está atravesada por una red de diques muy densa, en general superior al 90 por 100. Estos diques son en su mayor parte de carácter traquítico, aunque hay algunos de composición basáltica y otros de basaltos plagioclásicos con grandes fenocristales. La dirección de este conjunto es de unos 10-15° subverticales.

Tanto la brecha traquítica como los diques asociados, pero sobre todo la primera, presentan transformación secundaria de su mineralogía, de manera que es frecuente la presencia de clorita, epidota, carbonato y albita.

Parada 3 (fig. 11)

Kilómetro 27,85 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 05' 30" O - 28° 22' 30" N - 405 m.

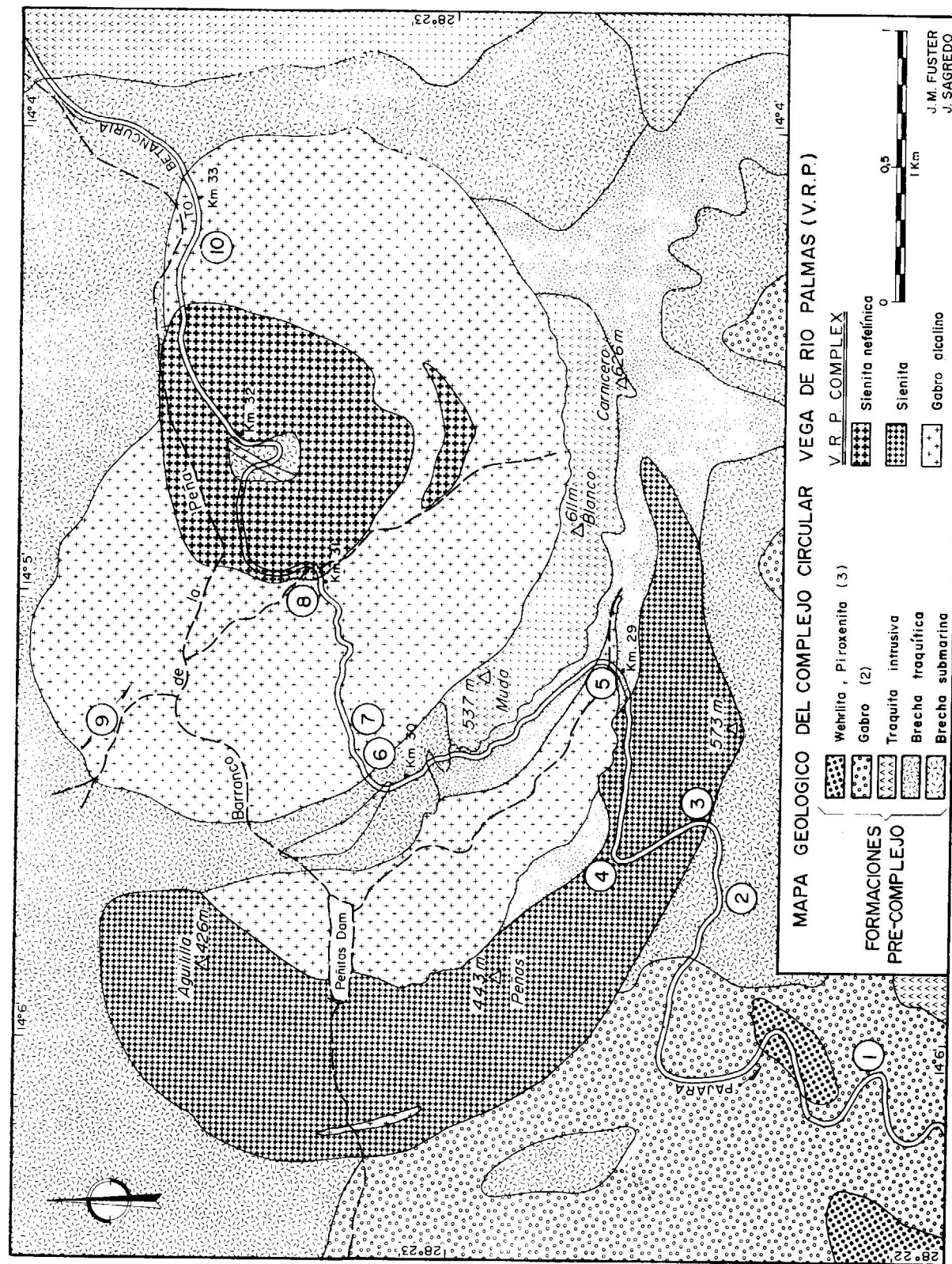


Figura 11.—Mapa geológico del complejo circular de Vega de Río Palmas.

Geological map of the Vega de Río Palmas ring-complex.

Contacto entre la toba traquítica-traquibasáltica y diques asociados de la estación anterior y la intrusión sienítica circular de Las Peñas.

La toba traquítica-traquibasáltica y los diques asociados presentan los mismos caracteres que en la parada anterior, aunque aquí muestran, por lo general, una venulación sienítica debido a la influencia de la intrusión de Las Peñas.

En este contacto las facies de borde que representan a la intrusión sienítica son fundamentalmente de tipo traquítico y traquisienítico, con textura porfídico-fluidal y de composición marcadamente feldespática (> 95 por 100). Sin embargo, en el espacio de unos metros, se pasa a una variedad sienítica de grano grueso, también esencialmente feldespática. Un poco más hacia el E, aparecen tipos sieníticos de grano fino y con una mayor proporción de componentes ferromagnesianos (entre 15-6 por 100), entre los que cabe destacar clinopiroxeno de tipo augita egrínica, hornblenda y biotita.

Parada 4 (fig. 11)

Kilómetro 28,350 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 05' 35" O - 28° 22' 40" N - 415 m.

Sienitas de la zona central de la intrusión circular de Las Peñas.

La intrusión sienítica de Las Peñas es volumétricamente la más importante de toda la serie de intrusiones de carácter sienítico-traquítico que constituyen el conjunto circular de Vega de Río Palmas. Tiene una disposición semicircular marcada, mostrando una potencia máxima de unos 800 m en el extremo N, adelgazándose progresivamente hacia el S (unos 400 m).

El borde externo de la intrusión de Las Peñas se pone en contacto al N y al S con la formación de carácter submarino, constituida por brechas traquíticas-traquibasálticas y diques asociados de las paradas 2 y 3. Hacia el E intruyen en los gabros-piroxenitas de la Serie 2 y diques asociados. Tanto en la formación submarina como en los gabros, el efecto de la intrusión sienítica se manifiesta por una venulación sienítica acusada.

En su borde interno las sienitas circulares de Las Peñas intruyen en los gabros alcalinos zonados de Vega de Río Palmas y en una brecha traquítica subaérea, que está conectada con la in-

trusión traquítica del Pico de la Muda. En relación con los gabros alcalinos se producen fenómenos de asimilación e hibridación de la sienita. Estos fenómenos se ponen de manifiesto por la aparición, dentro de la sienita, de enclaves de gabros semidigeridos y por una intensa venulación sienítica del gabro encajante.

No hay prácticamente diques posteriores a las rocas sieníticas, sólo ocasionalmente se ven cortadas por algún dique basáltico o traquítico.

Desde el punto de vista petrográfico es, asimismo, la intrusión donde aparecen representados un mayor número de tipos texturales y composicionales. Las facies marginales incluyen traquitas, traquisienitas y sienitas de grano fino equivalentes a las de la parada 3. En la zona de hibridación en contacto con el gabro alcalino, los tipos sieníticos son sienitas de grano fino con elevada proporción de ferromagnesianos (melasienitas).

En este punto, y en toda la zona central de la intrusión, las sienitas son de grano medio a grueso, con desarrollo de facies pegmatoides. Son sienitas saturadas o sobresaturadas (tipo nordmarkita y pulaskita) con grandes cristales de ortosa perítica (82-94 por 100) y máficos de tipo egrina, hornblenda verde, esfena, apatito y circón.

Parada 5 (fig. 11)

Kilómetro 29,100 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 5' 10" O - 28° 22' 40" N - 380 m.

Extremo sur de la intrusión de gabros alcalinos del barranco de la presa de Las Peñas.

Esta intrusión corresponde a la unidad exterior del conjunto de gabros alcalinos con estructuras zonales concéntricas de Vega de Río Palmas. Este cuerpo intrusivo queda a modo de screen circular entre la intrusión sienítica de Las Peñas, posteriores a él, y las brechas traquíticas y traquitas del Pico de la Muda-Risco del Carnicero, que son anteriores.

En este punto la intrusión de gabros alcalinos se adelgaza considerablemente y se pone en contacto, por ambos lados, con la brecha traquítica arriba mencionada. Esta brecha está formada exclusivamente por cantos de traquita de todas las dimensiones y formas (angulosos y subredondados), cementados por traquitas. Este conjunto

tiene pocos diques (< 5 por 100), también de carácter traquítico con dirección 60° y buzamiento 50° NO. Entre los diques y la brecha traquítica no hay contactos netos, lo cual pone de manifiesto la relación genética entre ambos.

En el contacto inmediato entre la brecha traquítica y los gabros hay fenómenos de recristalización de la brecha traquítica, quedando xenolitos de esta última dentro del gabro. Asimismo puede observarse cómo el gabro penetra en apófisis en las brechas traquíticas y en sus diques.

Los gabros, en este punto, son gabros poiquilíticos y pegmatoides, con cristales de hasta 10 centímetros. Presentan un bandeado difuso con orientación de 100-120° y buzando 70° al N. Unos 50 m hacia el S, antes de llegar a este punto, los gabros pasan a facies de grano medio a grueso. El contacto entre ambos tipos tiene dirección prácticamente concordante con la del bandeado. Los gabros no tienen apenas diques posteriores.

Parada 6 (fig. 11)

Kilómetro 30,1 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 05' 21" O - 28° 23' 11" N - 325 m.

Gabros alcalinos del complejo circular de Vega de Río Palmas en contacto con la serie submarina.

Desde la parada anterior la carretera atraviesa la brecha traquítica subaérea hasta un poco antes de llegar al km 30, donde comienzan los materiales de la serie submarina. Un poco antes de este punto entramos en el contacto entre la serie submarina y los gabros alcalinos de este sector.

La serie submarina está formada por una brecha polimíctica con fragmentos fundamentalmente de basaltos plagioclásicos, de grado de cristalinidad variable, algunos muy vesiculares, fragmentos de traquita y de traquibasalto. Microscópicamente se observan las vacuolas rellenas de carbonatos, clorita y epidota.

En la mayoría de los contactos, las rocas submarinas y los diques asociados han sufrido metamorfismo de contacto. En este punto estos efectos son evidentes al microscopio, aunque se ve la textura residual de la hialoclastita, ésta se ha convertido en un agregado granoblástico de feldespatos, biotita, hornblenda parda y en algunos casos clinopiroxeno subordinado.

En este punto se comienza el recorrido del anillo interno de gabros alcalinos del complejo circular de Vega de Río Palmas, en el cual se puede ir observando la estructura zonal del mismo, reflejada en la disposición concéntrica de diferentes tipos texturales de gabros alcalinos.

En esta parada los gabros están representados por las facies de grano fino y máficas que pasan progresivamente hacia el E a facies de grano medio. El contacto entre estas dos facies presenta una orientación de unos 160° buzando al O. La proporción de diques que atraviesa a esta unidad sigue siendo muy baja.

La composición mineralógica de estos gabros es de plagioclasa, a veces con reborde feldespato alcalino, nefelina en pequeñas cantidades, bien incluida dentro de los cristales de plagioclasa o con disposición intersticial entre éstas, clinopiroxeno tipo augita, hornblenda parda y/o biotita, esfena y apatito.

Parada 7 (fig. 11)

Kilómetro 30,2 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 05' 18" O - 28° 23' 13" N - 325 m.

Desde la parada anterior a ésta se pasa de la facies de grano fino, por una banda de unos 50 metros de gabros de grano medio, a las facies de gabro de grano grueso. El contacto entre éstos y los de grano medio tiene una dirección equivalente a la del contacto entre las facies de grano fino y medio en las proximidades de la parada anterior.

La composición mineralógica de los gabros, en este punto, es muy semejante a la de los gabros de grano fino. Están constituidos por plagioclasa, nefelina subordinada, clinopiroxeno tipo augita, hornblenda, esfena y apatito.

Parada 8 (fig. 11)

Kilómetro 31 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 04' 59" O - 28° 23' 18" N - 285 m.

Contacto entre gabros alcalinos y la intrusión sienítica central de Vega de Río Palmas.

Desde el punto anterior, por la carretera se van pasando diferentes tipos de facies de gabros alcalinos: una banda de unos 100 m de facies de grano grueso que, en sus primeros tramos, tiene intercalaciones de facies poiquilíticas; otra ban-

da de unos 50 m de gabros de grano fino con hornblenda en cristales aciculares orientados; una banda de unos 25 m de gabros poiquilíticos leucocratos; una banda de unos 25 m de gabros de grano fino máficos; otra banda de unos 50 m de gabros de grano fino con cristales de hornblenda aciculares y orientados; por último, en el contacto con las sienitas hay una banda de unos 50 m de gabros de grano medio.

Los contactos entre las diferentes bandas son en general concordantes entre sí, con la dirección del bandeado que aparece en algunas bandas y con el contacto externo de carácter circular. Las tendencias medias de direcciones en este corte son de 130 a 170° y buzamientos entre 30 y 60° al NE.

En este punto los gabros son facies de grano medio con hornblenda, aunque no orientado. Este gabro, que en conjunto es bastante máfico, se hace más leucocrato a unos 15-20 m antes del contacto con las sienitas. En el contacto se repiten los fenómenos de hibridación observados en la parada número 4. De esta forma, el gabro aparece inyectado de venas de sienita y ésta presenta inclusiones de gabro semidigeridas y una concentración mayor de minerales máficos (melasienitas). Estos fenómenos se ven bien en los contactos más al sur de este punto.

El gabro en esta parada presenta la composición que es común en todos ellos: plagioclasa, nefelina intersticial o incluida en plagioclasa, augita y hornblenda.

Las sienitas, por su parte, son en general variedades subsaturadas (sienitas nefelínicas). Son facies de grano muy grueso, con ortoclasa peritética (78-88 por 100), nefelina (6 al 11 por 100) y componentes máficos (aproximadamente 5 por 100) de tipo augita egrínica, hornblenda verde y a veces biotita.

Parada 9 (fig. 11)

Barranco al NO del Barranco de La Peña. 14° 05' 18" O, 28° 23' 39" N; 300 m.

Observaciones en las diferentes facies texturales de gabros alcalinos y en los fenómenos de contacto con la serie submarina.

Desde el punto anterior se baja por el barranco de la curva de la carretera hasta la confluencia con el Barranco de La Peña, a 225 m. Desde aquí se sube hasta los 340 m, realizando observaciones.

A lo largo de todo este recorrido se atraviesan de nuevo las bandas de los diferentes tipos texturales de gabros, pero de forma inversa como se hizo en el recorrido anterior. Desde el punto 8 y bajando hasta la confluencia con el Barranco de Las Peñas se van viendo los gabros de grano medio, gabros de grano fino con anfíboles aciculares orientados y gabros de grano grueso. Las facies de grano grueso se continúan después de la confluencia entre los dos barrancos hasta los 245 m. A partir de esta altura, y hasta el contacto exterior con la serie submarina, aparecen bandas sucesivas que por orden ascendente corresponden a los siguientes tipos: una banda de gabros poiquilíticos (muy máficos) con alternancias de gabros pegmatoides que se continúan hasta los 275 m de altura; a continuación se pasa a las facies de grano fino y máficas que llegan hasta los 300 m; a partir de esta altura y de manera brusca se pasa a las facies de grano medio con zonas de grano grueso que se continúan hasta los 315 m; de manera gradual se pasa a la banda de grano fino máfica y, por último, en el contacto con la serie submarina, aparece una estrecha banda (5-8 m) de una facies pegmatoide, en la cual se desarrollan cristales de anfíbol de hasta 20 cm.

A menos de un metro de contacto con la serie submarina encajante, el gabro pegmatoide se hace más claro y disminuye el tamaño de grano.

La serie submarina es una hialoclastica con fragmentos angulosos de traquita que parece xenolítica, de traquibasalto y de basalto plagioclásico vesicular. La proporción de diques es moderada, alrededor de 30 a 50 por 100, algunos de carácter traquítico.

Tanto la brecha submarina como los diques muestran efectos evidentes de una intensa recristalización metamórfica que alcanza unos 100 m de potencia. Aunque en la mayoría de los casos se observan texturas residuales de la brecha, ésta se ha convertido en un agregado granoblástico de feldespatos, clinopiroxenos, hornblenda y/o biotita. El grado de metamorfismo alcanzado es equivalente al límite alto de las facies de las corneanas hornbléndicas.

Parada 10 (fig. 11)

Kilómetro 32,900 de la carretera de Gran Tarajal a Betancuria. 14° 04' 14" O - 28° 23' 33" N - 280 m.

Panorámica general del borde E del plutón de Vega de Río Palmas.

Desde el punto 8, siguiendo la carretera, se atraviesa la intrusión sienítica central del complejo de Vega de Río Palmas. Antes de llegar al kilómetro 32 hay una toba submarina con fragmentos traquíticos. Después vuelve a aparecer la sienita, continuándose hasta el contacto con los gabros, que en él son de grano fino y medio. Por la carretera no se ven afloramientos hasta llegar a la parada, donde un poco al sur de la misma aparecen los gabros de facies poiquilítica.

Parada 11 (fig. 12)

A la entrada del pueblo de Betancuria.
14° 03' 20" O - 28° 25' 23" N - 385 m.

Rocas plutónicas del macizo de Betancuria.

El macizo de Betancuria es un pequeño cuerpo intrusivo en la serie submarina, en el que se diferencian unas facies oscuras, consideradas piroxenitas en el mapa, de otras facies claras cartografiadas como gabros. Los melanogabros representan el contacto progresivo alternante de facies claras y oscuras. Estas facies de melanogabros presentan un bandeo de dirección 40-60° subvertical buzando al O, observable también en las facies más claras.

Composicionalmente las rocas consideradas como piroxenitas son gabros olivínicos bastante máficos, con un contenido de plagioclasa muy moderado, abundante clinopiroxeno y olivino y en menor proporción anfíbol y/o biotita.

Las rocas consideradas como gabros corresponden a gabros con un contenido en plagioclasa su-

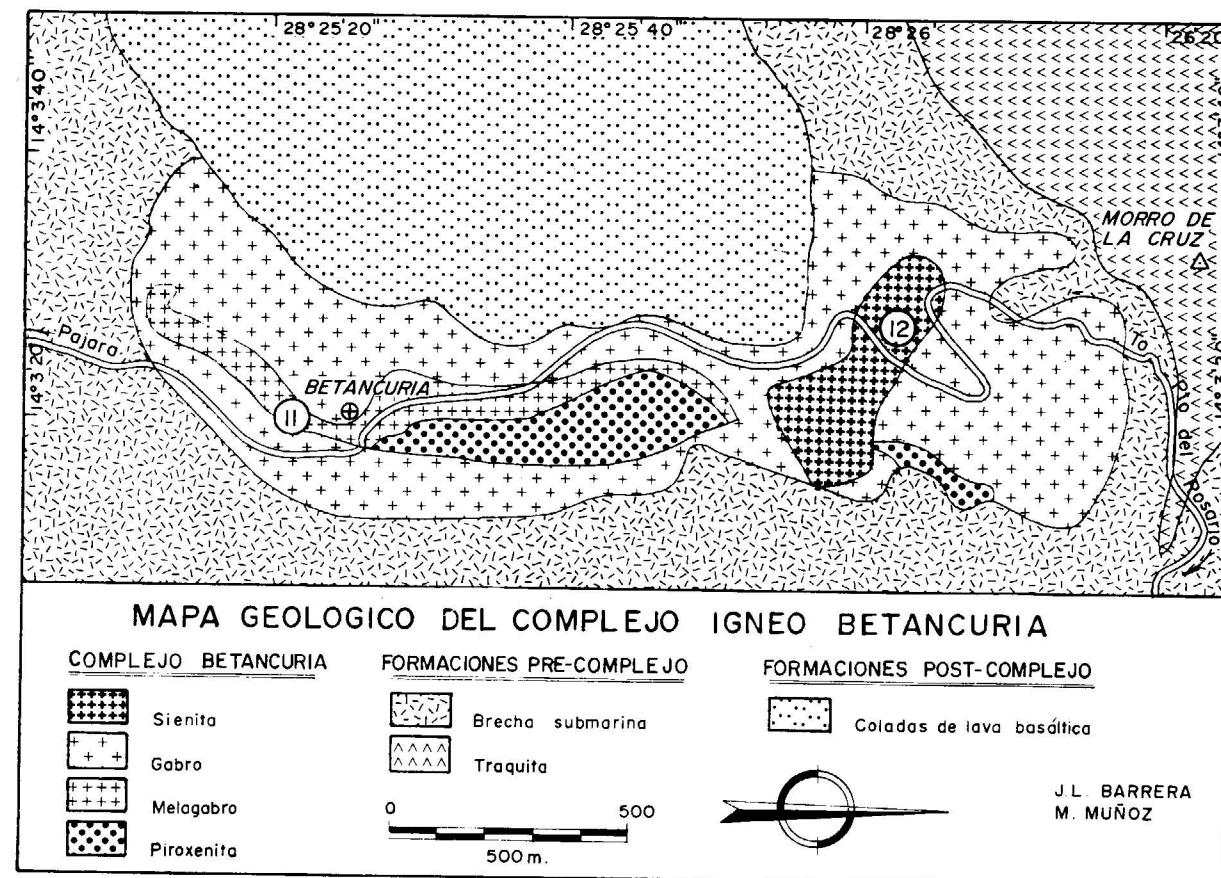


Figura 12.—Mapa geológico del complejo de rocas ígneas de Betancuria.

Geological map of the Betancuria igneous complex.

perior al 50 por 100, clinopiroxeno y además anfíbol o biotita en menores proporciones.

La proporción de diques posteriores a este macizo es escasa (< 5 por 100), equivalente a las series más recientes (3 y 4), lo cual, unido a sus características texturales y composicionales, hace pensar que este macizo está relacionado temporalmente con las intrusiones de la serie 3.

Parada 12 (fig. 12)

En la curva de la carretera a Puerto del Rosario. 14° 03' 27" O - 28° 26' 03" N - 475 m.

Intrusión sienítica del macizo de Betancuria.

Las rocas sieníticas constituyen un pequeño cuerpo intrusivo en los materiales gabroideos del macizo de Betancuria. En esta parada se observan unas sienitas de grano medio con abundante biotita. Sin embargo, en conjunto estas rocas son variedades esencialmente feldespáticas (> 90 por 100) y ligeramente sobresaturadas, con pequeñas proporciones de biotita, apatito y esfena.

En los bordes de la intrusión se observan facies brechoides y fenómenos de contaminación o hibridación con el material gabroide encajante.

Parada 13 (fig. 13)

Carretera local de los Llanos de la Concepción a la costa. 14° 03' 28" O - 28° 28' 50" N - 150 m.

Observaciones en la serie submarina.

En este punto la serie submarina está representada por hialoclastitas con pillows y fragmentos de roca en la que pueden distinguirse dos tipos de materiales:

a) Una brecha polimítica con abundantes fragmentos de traquita afanítica y/o porfídica y una menor proporción de fragmentos de traquibasalto o basalto plagioclásico.

b) Otra toba más homogénea de basalto olivínico, en la que se ven algunos pillows. Dentro de ésta hay grandes fragmentos de la primera.

Tanto en una como en otra, son evidentes las características de hialoclastitas: fragmentos de pillows, micro pillows lobuladas, zonas de pillows

desfleçadas en los bordes para dar fragmentos hialoclastíticos, etc.

En general, la proporción de diques que atraviesan a estos materiales es elevada, entre 80 a 95 por 100 por término medio.

Parada 14 (fig. 13)

Barranco al sur del macizo de Morro Negro, en la carretera local de Los Llanos de la Concepción a la costa. 14° 03' 15" O - 28° 28' 55" N - 155 m.

Observaciones en el contacto entre las rocas plutónicas de la Serie 3 del Macizo de Morro Negro y la serie submarina.

Este macizo está formado por dos cuerpos intrusivos bien diferenciados de rocas consideradas como piroxenitas y gabros en el plano (fig. 13).

Las rocas consideradas en la cartografía como piroxenitas son en realidad gabros olivínicos bastante máficos; en ellos, la proporción de plagioclasa puede variar entre el 15-30 por 100; el resto de la mineralogía está esencialmente representada por clinopiroxeno y olivino y en menor proporción por anfíbol y óxidos metálicos.

La unidad cartografiada como gabro corresponde a gabros con clinopiroxeno con proporciones elevadas de plagioclasa (> 50 por 100); además del clinopiroxeno contiene también hornblenda y/o biotita.

El contacto entre la facies gabroide más máfica y la más clara es progresivo, produciéndose a través de un bandeo composicional entre los dos tipos.

Al contrario de lo que sucede en la serie submarina encajante, las intrusiones plutónicas están prácticamente desprovistas de diques (< 5 por 100).

En el contacto con la serie submarina, como puede observarse en este punto, se desarrollan en el gabro máfico facies pegmatoides de coloración más clara.

La hialoclastita de caja, idéntica a la de la parada anterior, y los diques asociados, han sufrido recristalización metamórfica, cuyos efectos se limitan a una estrecha aureola (5-20 m) de grado equivalente a facies de corneanas hornbléndicas.

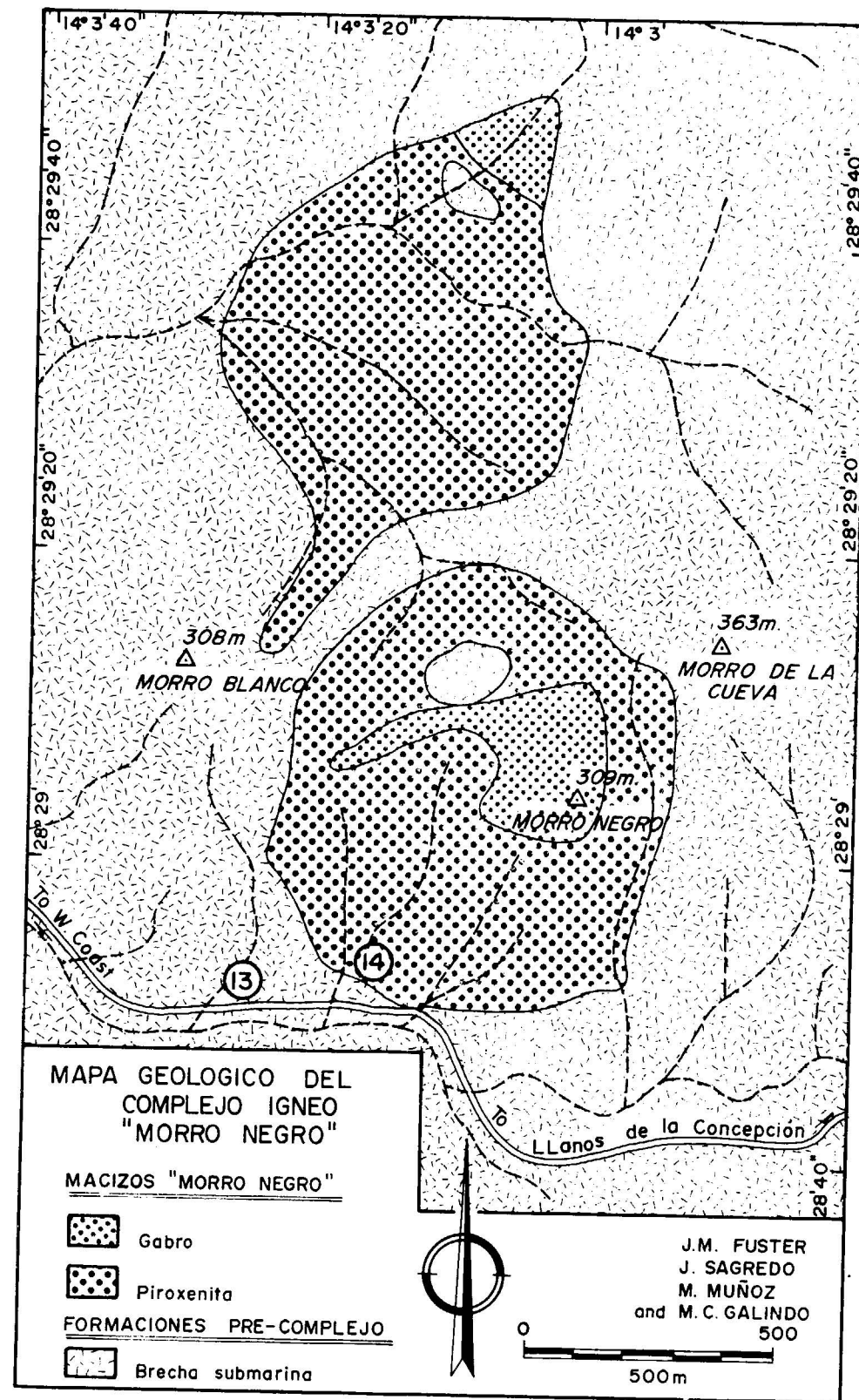


Figura 13.—Mapa geológico del complejo de rocas ígneas de Morro Negro.
Geological map of the Morro Negro igneous complex.

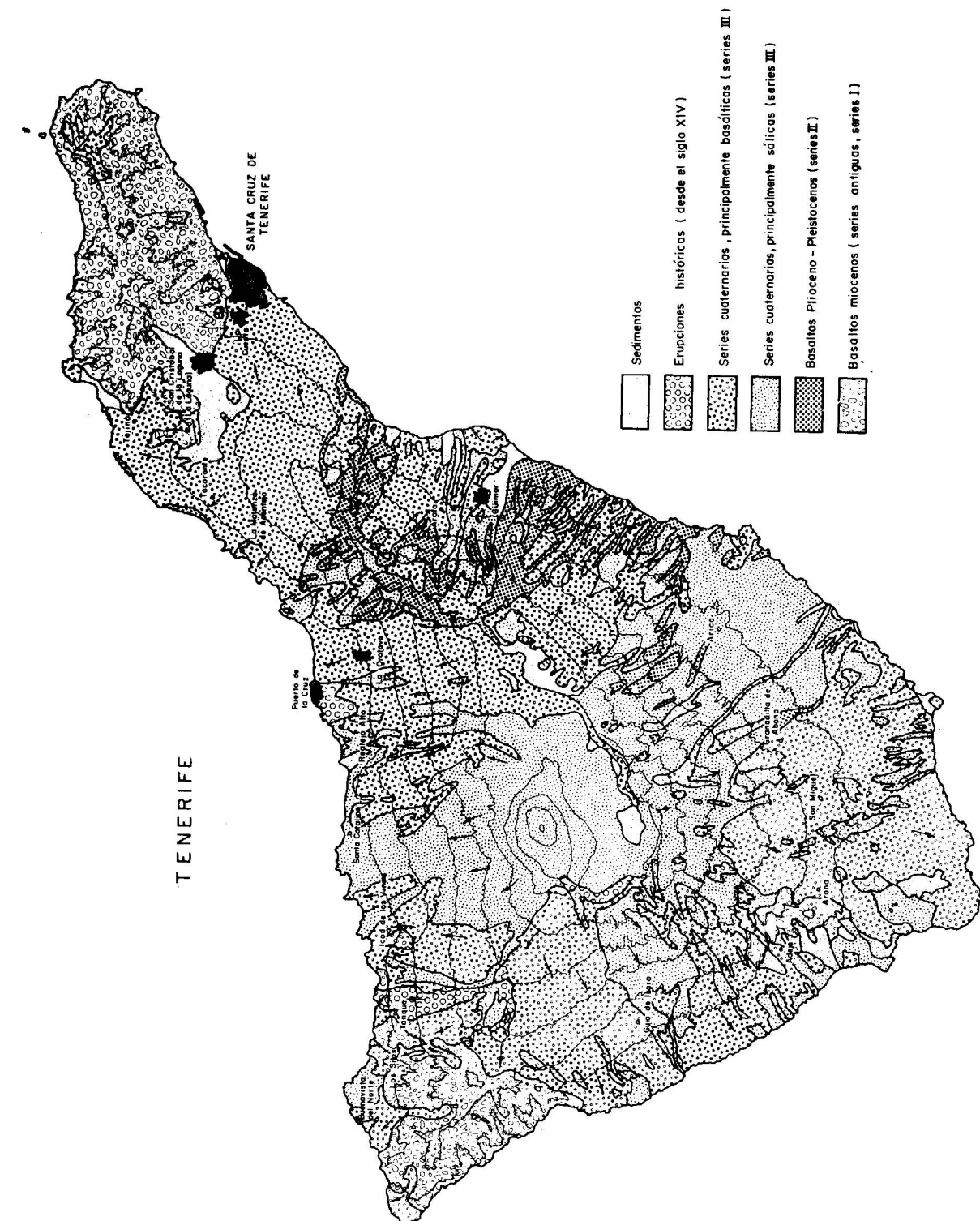


Figura 14.—Mapa geológico simplificado de Tenerife.
Simplified geological map of Tenerife.

3. TENERIFE

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA DE TENERIFE

La isla de Tenerife es, con sus 2.058 km², la mayor del Archipiélago Canario. Pertenece, junto con la de Gran Canaria y La Gomera, a las islas centrales, aunque se encuentra algo desplazada hacia el occidente del mismo. Tiene forma de un triángulo irregular con sus vértices orientados hacia el NE, NO y S, respectivamente. Su altura máxima lo es también la del conjunto del Archipiélago y está representada por el volcán del Pico del Teide, de 3.718 m. Este estratovolcán, de edad post-miocena, es en realidad un cono adventicio surgido de otro aparato volcánico algo más antiguo, Pico Viejo (3.134 m), al que le ha sobrepasado en altura y con el que forma el complejo volcánico de Teide-Pico Viejo. Este conjunto se eleva de una enorme depresión semicircular, Las Cañadas del Teide, un circo cuyo fondo está hacia los 2.000 m y que queda rodeado en su mitad meridional por paredes acantiladas que alcanzan en algunos puntos cotas de 2.700 m. Este circo tiene su borde septentrional destruido y es allí donde se eleva el conjunto citado de los volcanes Teide y Pico Viejo, cuyas laderas septentrionales descienden sin solución de continuidad hasta la cota N de la isla.

Desde el extremo NE de la depresión de Las Cañadas corre una alineación montañosa o Dorsal de la isla, que termina en la planicie de La Laguna. De esta Dorsal descienden hacia el NO y SE los dos flancos de la alineación hasta las costas respectivas.

Desde el borde de Las Cañadas, hacia la mitad meridional de la isla, van descendiendo periclinalmente en semicírculo un conjunto de formaciones que originan todo el cuerpo central de la isla, y forman laderas más o menos suaves, pero quebradas por multitud de barrancos radiales y escarpes escalonados que terminan en la costa SO y SE, formando las denominadas Bandas del Sur.

Los dos extremos NE y NO de Tenerife, esto es, los dos vértices superiores del triángulo, están constituidos por dos importantes macizos montañosos, extraordinariamente accidentados y con una red de profundos barrancos, que constituyen respectivamente las penínsulas de Anaga y Teno.

En el extremo meridional de la isla vuelven a aparecer algunos relieves aislados que se asemejan, aunque con carácter local, a los de Anaga y Teno.

Existen también dos grandes depresiones que condicionan el relieve de la isla y que se abren en las laderas de la Dorsal hacia el N y SE. Son los Valles de La Orotava y de Güimar, que rompen las laderas de esta Dorsal entre Las Cañadas y La Laguna.

Las costas de esta isla son en general muy recortadas, con escasez de playas y en algunos puntos relativamente acantiladas. Esto es particularmente marcado en los macizos de Anaga y Teno, en los que la costa alcanza desniveles de más de 500 metros. Es característica la abundante red de barrancos muy encajados y dispuestos de forma radial desde Las Cañadas y Dorsal y desde las zonas centrales altas de ambas penínsulas de Teno y Anaga.

3.2. VOLCANOESTRATIGRAFIA DE LAS FORMACIONES VOLCANICAS (fig. 14)

En la geología de Tenerife pueden distinguirse dos grandes unidades, subdivididas a su vez en distintos episodios.

La unidad más antigua, fundamentalmente basáltica, es la denominada Serie Antigua (Serie 1), que forman los macizos de Teno y Anaga y algunos relieves del extremo S de la isla, así como la alineación montañosa de la Dorsal (Serie 2). Sobre esta unidad se apoyan en discordancia erosiva marcada las formaciones posteriores, que se subdividen a su vez de forma simplificada en una secuencia de episodios volcánicos cuaternarios sálicos y basálticos que con interrupciones mayores o menores se prolongan hasta la actualidad. Las relaciones entre estos episodios son complicadas y en ellas quedan incluidos los accidentes de Las Cañadas y el Complejo Teide-Pico Viejo.

En la figura 14 se han delimitado estas unidades volcanoestratigráficas, distinguiéndose también aquellas erupciones de carácter histórico, que en principio correspondería asimilarlas a las cuaternarias basálticas arriba indicadas.

Una caracterización más detallada de la volcanoestratigrafía de Tenerife, que se sale de los

límites de esta nota, puede encontrarse en la literatura correspondiente y en los mapas geológicos (IGME, Hojas geológicas 1:100.000, 1:50.000 y 1:25.000, MAGNA, de Tenerife, 1968, 1970 y 1979).

3.2.1. Basamento o sustrato de la isla

En la isla de Tenerife no aparece una unidad asimilable a la de los Complejos Basales de las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma, sobre la que se apoyarían en discordancia erosiva los materiales de otras dos unidades (Serie Antigua, Series Recientes). Los únicos episodios representativos de un posible sustrato de aquellas Series Antiguas aparecen en el denominado «Arco de Taganana», en la costa N de la península de Anaga. Esta formación está constituida por un conjunto de rocas granudas (sienitas, gabros, fundamentalmente), en algunos casos claramente intrusivos en materiales de tipo aglomerático y brechoide muy transformados, acompañadas de mallas relativamente tupidas de diques de tipos predominantemente sálicos. Los materiales de facies granudas son en determinados casos verdaderos apófisis de tipo subvolcánico o facies pegmatitoides de diques. La roca encajante, aglomerática, muy brechificada, recrystalizada y metasomatizada es difícil de caracterizar, pero tiene carácter predominantemente sálico.

Las similitudes de esta unidad con algunas unidades de los Complejos Basales es grande, aunque la magnitud de la malla filoniana es mucho menor. Es posible que represente el techo de una formación asimilable a aquellos complejos, aunque de un carácter marcadamente más sálico. Esto la hace a su vez tener una cierta relación con la formación denominada «Complejo traquítico-sienítico» de La Gomera.

3.2.2. Series Antiguas

Esta formación (Serie Antigua, Serie 1 ó «table land basalts», de distintos autores), de edad mioceno-pliocena, forma los extremos oriental y occidental, Anaga y Teno, de la isla. A esta misma serie se asimilan partes de la alineación de la Dorsal y las paredes del Valle de Güimar. En el S estaría representada por las elevaciones de basaltos antiguos del área de Adeje y del Valle de San Lorenzo.

Los materiales que forman esta unidad son predominantemente apilamientos de coladas ba-

sálticas, que incluyen niveles piroclásticos de antiguos centros de emisión enterrados. En la formación pueden distinguirse discordancias, a veces marcadas, que subdividen esta serie en episodios diferentes. En ella son abundantes los sills, diques capa y en general mallas de diques con direcciones predominantes N 60° E y N 60° O en Anaga y Teno, respectivamente.

Petrologicamente estas Series Antiguas en Anaga y Teno son de carácter alcalino con predominio de basaltos, incluyendo tipos acumulado y términos con tendencia a traquibasaltos.

Son frecuentes en estas formaciones, especialmente en Anaga y el extremo S de la isla, la existencia de extrusiones sálicas (fonolitas y traquitas) que originan gran variedad morfológica de edificios, a veces con coladas asociadas. Algunos de estos domos y pitones forman islotes frente a la costa: Roques de Anaga en el extremo NE de la isla.

Ambas penínsulas, Anaga y Teno, forman dos macizos montañosos en los que la erosión ha grabado profundos barrancos separados frecuentemente por crestas acuchilladas y en las que el mar ha originado costas acantiladas frente a las cuales las emisiones recientes han formado plataformas costeras que las han fosilizado, como en la costa NO y N de Teno.

En algunos casos, en especial en esta última península, en las zonas de cumbre, aún se conservan restos del antiguo relieve que antedata el ciclo de formación de los barrancos.

En la zona S de esta formación sólo quedan restos aislados de pequeñas dimensiones, pero de cierta elevación y muy accidentados, rodeados y aislados por las coladas basálticas y fonolíticas de las erupciones recientes.

En lo que respecta a la edad de estos episodios, dataciones radiométricas dan una edad comprendida entre 16 y 5 m. a. (Anaga), 6-7 m. a. (Teno) y 2,5 m. a. (afloramientos del S).

3.2.3. Serie 2

Las formaciones incluidas en el episodio denominado Serie 2 presentan grandes analogías con la Serie Antigua (Serie 1), tanto en sus aspectos morfológicos como petrológicos. Sus materiales afloran fundamentalmente en la Dorsal y sus vertientes del SE de la isla.

En la literatura y cartografía geológica se incluyen dentro de estos episodios volcánicos las zonas superiores de las paredes que enmarcan el Valle de Güimar y algunas áreas bajo las series cuaternarias basálticas en la Dorsal. También forma el sustrato que aflora en el fondo de algunos barrancos profundos, bajo estas mismas Series cuaternarias basálticas y sálicas en las Bandas del Sur, desde el citado valle hasta Granadilla de Abona.

Los caracteres de esta Serie 2 reproducen a grosso modo los de las Series Antiguas miocenas. En los lugares en que forma grandes escarpes, como en la cabecera o laderas del Valle de Güimar, se asemejan en gran manera a las formaciones de Anaga. Si acaso los episodios de piroclastos están menos desarrollados que en aquéllas, aumentando a su vez el volumen de materiales lávicos. En general el buzamiento de estas Series 2 son en esta área hacia el SE, a diferencia de las de la Serie 1, que lo hacen hacia el NE. Estas pequeñas discordancias angulares es lo que muchas veces permite distinguirlas. El número de diques disminuye asimismo con respecto a las formaciones antiguas miocenas.

Petrológicamente son en todo análogas a los materiales de la Serie 1, predominando los tipos basálticos olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y anfibólicos, y estando muy subordinados los tipos intermedios.

Dataciones radiométricas de rocas de la zona del Valle de Güimar y la Dorsal han dado edades comprendidas entre 2,22 y 1,52 m. a.

3.2.4. Series cuaternarias sálicas (Serie 3)

Dentro de estos episodios, fundamentalmente de caracteres sálicos, están comprendidas formaciones que en la literatura se vienen denominando Serie Cañadas Inferior, Serie Cañadas Superior, Series Traquítica y Traquibasáltica y Series Recientes Sálicas. A ellas pertenecen en gran parte los materiales que constituyen el Complejo Teide-Pico Viejo, forman también la cobertera de toda la cúpula central de la isla y en ellas se grabó el accidente del circo de Las Cañadas. Las subdivisiones y significado de esta Serie es complicado, no estando completamente resueltos los problemas que plantea su volcanoestratigrafía y correlaciones entre las distintas zonas de la isla.

Hay la tendencia a distinguir en ellas una unidad inferior (Serie Cañadas Inferior) y otra superior (Serie Cañadas Superior).

La primera constituiría la parte más antigua o sustrato del conjunto Teide-Pico Viejo, así como los niveles inferiores de la pared de Las Cañadas (Tigaiga, Boca de Tauce, El Portillo, etc.). También comprendería las extrusiones sálicas de otras partes de la isla; pitones y domos fonolíticos de Anaga, Teno y Valle de San Lorenzo. A ella pertenecerían también algunas extrusiones fonolíticas y traquíticas de las Bandas del Sur y materiales del sustrato de los barrancos del área de Adeje y Granadilla.

A la Serie Cañadas Superior pertenecerían la parte alta de la pared de Las Cañadas, la base de Pico Viejo y Teide y en general todos los materiales, predominantemente sálicos, dispersos por la isla e imbricados en parte con los episodios basálticos-intermedios cuaternarios. A esta serie pertenecerían también los extensos depósitos y mantos de tobas pumíticas dispersos por la isla y que constituyen uno de los episodios volcánicos más importantes y característicos de la mitad S de la isla en toda el área de las Bandas del Sur.

La edad radiométrica de distintos materiales datados de esta serie es pleistocena (entre 2 y 0,6 m. a.).

Petrológicamente, aunque existen tipos intermedios (traquibasaltos, fonolitas máficas), predominan los términos sálicos, fundamentalmente fonolíticos y subordinadamente traquíticos. Es característica la aparición de foides del grupo sodalita-hauyna-noseana. A estas series pertenecen también las coladas y mantos ignimbríticos repetidamente discutidos en la literatura de Tenerife.

3.2.5. Series cuaternarias basálticas e intermedias (Serie 3)

En una relación directa con las series cuaternarias sálicas, y en muchos casos imbricándose con ellas en sus niveles superiores, existe en Tenerife un ciclo de emisiones basáltico-intermedias de gran extensión superficial que cubre prácticamente toda la isla. A estas erupciones pertenecen la gran mayoría de los conos volcánicos que destacan en el paisaje de la isla, así como los innumerables mantos de lavas que cubren las laderas de la isla desde las estribaciones de Las Cañadas

y la Dorsal hasta la costa. Así como en el edificio Teide-Pico Viejo, también aparecen estos episodios, aunque con carácter más local en algunos puntos de Anaga y Teno.

El conjunto de esta formación tiene rasgos muy monótonos, distinguiéndose áreas o secuencias más o menos antiguas únicamente por el grado de conservación de sus puntos de emisión y malpaíses. En general los conos eruptivos son pequeños volcanes de escorias y piroclastos, de tonos negros o rojizos, con caracteres bien conservados. Los malpaíses conservan sus clásicas morfologías, normalmente primitivos campos de lava aa, y apenas tienen suelos bien desarrollados aunque comienzan ya a estar invadidos por la vegetación.

En general estas formaciones tienen ya grabado en ellas un red acusada de barrancos, pero a pesar de ello son las que han suavizado el primitivo relieve de las Series II y I, mucho más abrupto. En toda la secuencia de estas emisiones no se tienen discordancias internas apreciables como entre ella y las otras series. En gran parte, la topografía de la isla está condicionada por el relieve primitivo, grabado en las formaciones mioceno-pliocenas cuando no han sido cubiertas por estas erupciones, y el relieve mucho más suavizado de estas erupciones basálticas allí donde forman una cobertera de aquéllas. De aquí el marcado contraste de Anaga y Teno y el del escudo central de la isla, aun haciendo salvedad de los valles de La Orotava y Güimar y el conjunto Teide-Pico Viejo, Circo de Las Cañadas.

Petrológicamente estas series básicas-intermedias están constituidas por todos los tipos de las secuencias basalto olivínico alcalino-traquibasalto y basanitaide-tefritas, predominando los términos iniciales.

3.2.6. El Circo de Las Cañadas y el Complejo Teide-Pico Viejo (mapas adjuntos)

De los problemas que plantea la geología de Tenerife, ninguno ha sido tan debatido como el del origen y evolución de la Caldera de Las Cañadas.

Todos los autores que lo han tratado basan sus razonamientos en tres posibles causas: hundimiento, erosión y explosión, o en combinaciones de estos tres procesos.

Los partidarios de la génesis explosiva del circo seguidos del hundimiento consideran, con las matizaciones propias de cada autor, que la depresión de Las Cañadas se debe a hundimientos sucesivos que habrían tenido lugar tras erupciones violentas en un gran edificio central de carácter sálico. Los materiales así emitidos estarían representados por las lavas, y en especial por los depósitos de nube ardiente fonolíticos que originan los mantos de tobas que se extienden por todo el ámbito de la isla y en especial por sus zonas meridionales.

Estas explosiones, con los posteriores hundimientos de la zona central del edificio primitivo, habrían dado lugar a dos calderas cuyos límites vendrían marcados por la alineación de los Roques de García. Efectos posteriores de tipo erosivo habrían modificado y agrandado la morfología de esta doble caldera, eliminando además en gran parte su perímetro septentrional. Tras este período destructivo, nuevas erupciones, ya cuaternarias, habrían ido construyendo el edificio volcánico Teide-Pico Viejo. Este doble volcán llegaría a cerrar otra vez la mitad N del circo y con sus materiales rellenaría en gran parte la depresión central.

Los partidarios de atribuir la génesis de Las Cañadas a fenómenos casi exclusivamente erosivos siguen las ideas avanzadas inicialmente ya en el siglo pasado y suponen la existencia de un gran edificio sálico de tipo cupuliforme apoyado en un basamento de materiales de la Serie Antigua más o menos amesetado. En este edificio se empezaría a grabar una red de drenaje que iría desmontándolo predominantemente en su mitad septentrional. Las dos depresiones calderiformes que actualmente se reconocen en Las Cañadas serían las cabeceras agrandadas de sendos valles de erosión. El surgimiento del volcán Teide-Pico Viejo detendría este dilatado período erosivo al cerrar la mitad N del circo cerrando las vías al proceso erosivo.

La dificultad que plantea el tratar de explicar el porqué este fenómeno erosivo predominó casi exclusivamente en la mitad septentrional del primitivo edificio sálico la resuelven otros autores suponiendo que la erosión selectiva de esta mitad estuvo acompañada y facilitada por deslizamientos de esta cobertera sálica sobre materiales plásticos del sustrato. Estos materiales, arcillosos,

con rasgos típicos de haberse originado por fenómenos de tipo avalanchas y denominados «fanglomerados» han sido encontrados en el subsuelo de la isla merced a las galerías de captación de agua que profundizan en el sustrato de esta zona de la isla. A la existencia de estos «fanglomerados» se achacan, por otra parte, también la génesis de los valles de La Orotava y Güimar, debida a grandes corrimientos de las primitivas laderas de la Dorsal sobre aquéllos. Existen por último autores que, aunque no niegan la participación de fenómenos erosivos, los consideran como subordinados y modificadores únicamente de una topografía calderiforme originada por fenómenos explosivos de gran magnitud.

La cuestión de la génesis de este enorme circo de Las Cañadas presenta aún muchos puntos no dilucidados, pero sí parece necesario invocar para la misma una imbricación de fenómenos de hundimiento, de deslizamiento y erosivos, radicando la cuestión en cuáles de ellos fueron los responsables principales de la actual morfología.

3.2.7. Erupciones recientes-históricas

El volcanismo cuaternario de la isla se continúa en la actualidad, según se deduce de los numerosos volcanes de edad reciente que pueden verse por toda la isla. Este volcanismo, aunque predominantemente basáltico, ha tenido también episodios sálicos en épocas prehistóricas. Con el tiempo se ha ido concretando a la gran masa central de la isla, olvidando los macizos de Teno y Anaga.

Una parte de las lavas del Teide pertenecen a este ciclo actual, así como algunos puntos de emisión dentro de la depresión de Las Cañadas. En el resto de la isla parece haberse ido concentrando a zonas privilegiadas: área de Santiago de Teide, en las laderas NO de Pico Viejo, vertientes meridionales de la isla, pero puede decirse que ningún área de la misma está libre de estas erupciones. Sus caracteres volcánicos son análogos a los de las Series 3 basálticas ya citadas, y con las cuales no tienen solución de continuidad.

En la isla de Tenerife han tenido lugar 8 de las 18 erupciones históricas del Archipiélago (desde principios del siglo XIV). De estas erupciones están bien documentadas 5 de ellas:

- 1341:
- 1393-94:
- 1430: Erupción de Taoro (Valle de La Orotava).
- 1492: Laderas SO de Pico Viejo.
- 1704-05: Volcanes de Siete Fuentes, Fasnía y Arenas.
- 1706: Montaña Negra (Garachico).
- 1798: Volcán Chahorra (laderas SO de Pico Viejo).
- 1909: Volcán Chinyero (laderas NO de Pico Viejo).

En todos los casos fueron emisiones basálticas con una duración media entre unos pocos días a dos-tres meses, y en algunos casos, aunque sin víctimas, originarían grandes destrucciones del hábitat humano, como la de Montaña Negra en 1706, que destruyó la ciudad de Garachico en la costa N de la isla.

3.3. DESCRIPCION DE LOS ITINERARIOS (fig. 15)

Primer día

El recorrido de esta excursión comprende toda una extensa zona en la que se manifiestan muchos aspectos fundamentales de la problemática geológica de la isla de Tenerife. Así, por ejemplo, los rasgos de las series basálticas plioceno-pleistoceno (Serie II) que afloran en las paredes que enmarcan el Valle de Güimar, los aspectos morfológicos de este mismo valle y los rasgos de una extensa zona de las denominadas Bandas del Sur, constituidas por materiales cuaternarios predominantemente sálicos, en especial los extensos depósitos de tobas pumíticas. Por último, se recorre también el extremo S de la isla, en el que se manifiestan profusamente todo un conjunto muy característico de las relaciones entre las formaciones antiguas de los basaltos miocenos y la cobertera reciente de edificios volcánicos, tanto sálicos como basálticos.

Itinerario

Salida de Santa Cruz de Tenerife por la autopista del Sur a lo largo de la costa hasta la desviación de San Miguel. Subida hasta San Miguel y descenso por la antigua carretera al Valle de San Lorenzo y desde allí a Los Cristianos. Se con-

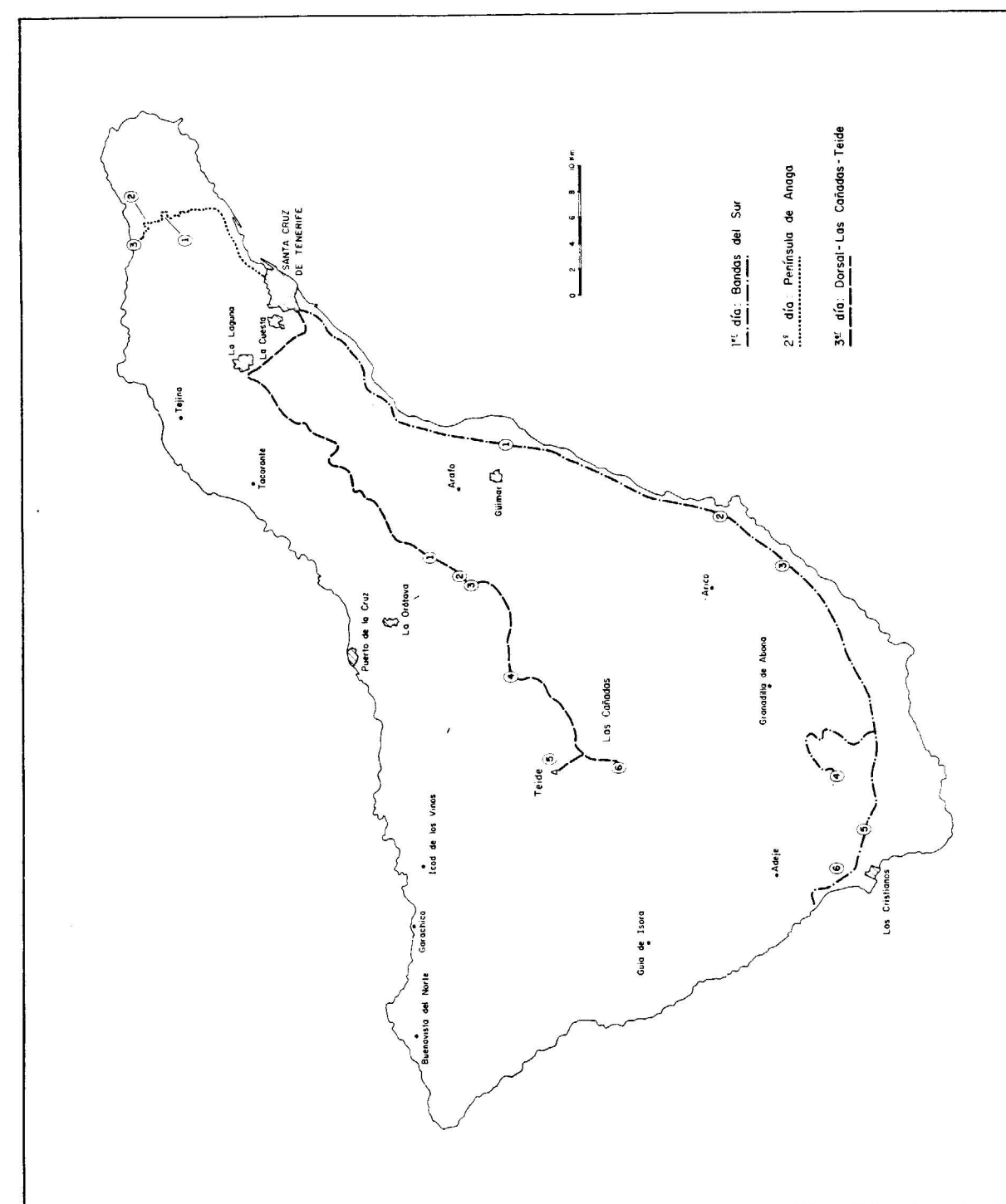


Figura 15.—Itinerario de las excursiones.

Itinerary of the excursions.

tinúa desde Los Cristianos a La Caleta. Regreso por la misma ruta.

Se sale de Santa Cruz atravesando sucesiones de coladas basálticas cuaternarias de la Serie III, que se van sucediendo hasta que se baja al Valle de Güimar. La bajada es a lo largo de un fuerte escarpe de los basaltos pliocenos-pleistocenos de la Serie II, cubiertos en gran parte por las coladas cuaternarias en discordancia marcada. Ya en el valle se atraviesan episodios de coladas de traquibasaltos y fonolitas de esta misma serie, así como niveles de tobas de pómez interestratificados en ellas. Algo más adelante se atraviesa también la colada del volcán histórico de Montaña Arenas de 1704-1705.

Parada 1

Kilómetro 22 de la autopista del Sur, junto al cruce con la carretera Güimar-Puertito de Güimar. 16° 23' 00" O - 28° 18' 40" N - 120 m.

Panorámica del conjunto del Valle de Güimar limitado por los escarpes de las Series II. En el centro del valle, en la parte alta de su cabecera, destaca el cono negro de la Montaña Arenas. Las lavas de este volcán histórico descienden en abanico, cubriendo un resalte del fondo del valle y digitándose en cuatro lenguas que en gran parte han desaparecido por actividades humanas.

La pared meridional está constituida en su zona inferior por las Series miocenas (Serie I), mientras que su parte superior ya está formada por las Series II. No existe una discordancia claramente visible entre ambas. La pared septentrional, en cambio, está constituida en su totalidad por estas últimas Series.

Hacia la costa aparece un conjunto de conos basálticos de escorias y lapilli algo rubefactados de edad cuaternaria. El mayor, Montaña Grande, es posiblemente reciente.

En el punto exacto de parada hay un escarpe muy potente de un depósito de ash-flow pumítico en el que se patentizan muchos de los aspectos de estos materiales fonolíticos. En él se han encontrado moldes de troncos de árboles y restos de reptiles (Lacerta máxima).

Desde esta parada hasta la núm. 2, y tras atravesar la pared meridional del valle por un túnel, se comienzan ya a cortar los monótonos apila-

mientos de coladas fonolíticas, intermedias y basálticas de las Series III, intercaladas entre sí y con niveles de tobas fonolíticas. Periódicamente destacan en el paisaje volcanes aislados, pequeños centros de emisión basálticos cuaternarios recientes de los que han surgido muchas de las coladas que llegan a la costa. Materiales más antiguos (Serie II) sólo aparecen en el fondo de algún barranco más profundo o están representados por algún volcán semienterrado por las coladas recientes.

Parada 2

Kilómetro 40 de la autopista del Sur en las inmediaciones del caserío del Porís de Abona. 16° 26' 50" O - 28° 09' 30" N - 50 m.

En ambas cunetas quedan al descubierto ejemplos de los términos intermedios de estas series cuaternarias. En este punto comienzan a aparecer ya materiales intermedios, en muchos casos con tendencias a formar niveles de tobas soldadas que pasan a tipos ignimbríticos en la base de los paquetes más potentes y que son frecuentes en toda esta área.

En este punto se trata de una toba poco soldada de carácter fonolítico con cantos de tefritas hauynicas escoriáceas que en la base comienzan a irse soldando y adquieren tendencias ignimbríticas.

En todos los casos estas tobas siempre están interestratificadas con los típicos niveles de tobas pumíticas fonolíticas que vienen cortándose a lo largo de esta ruta.

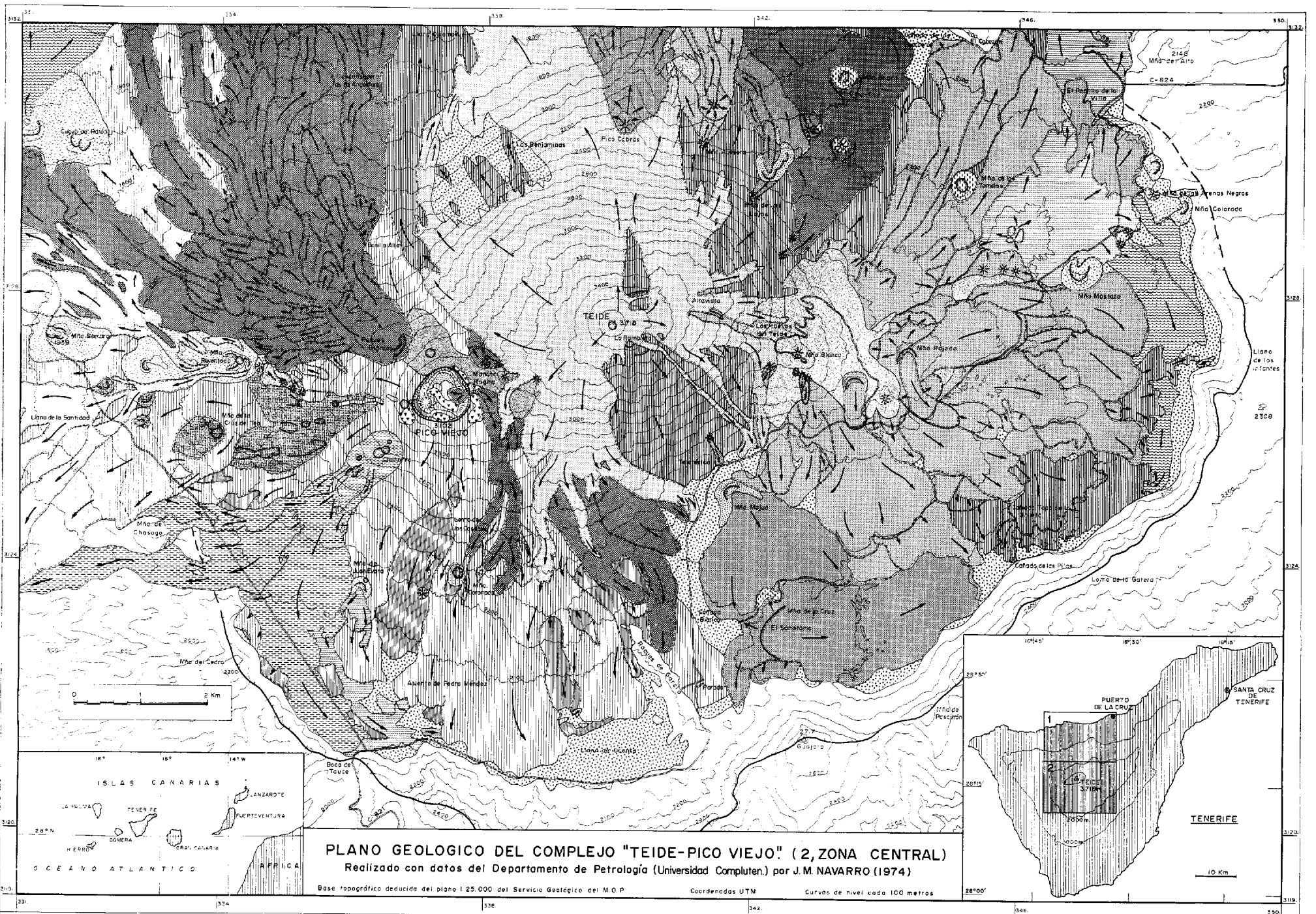
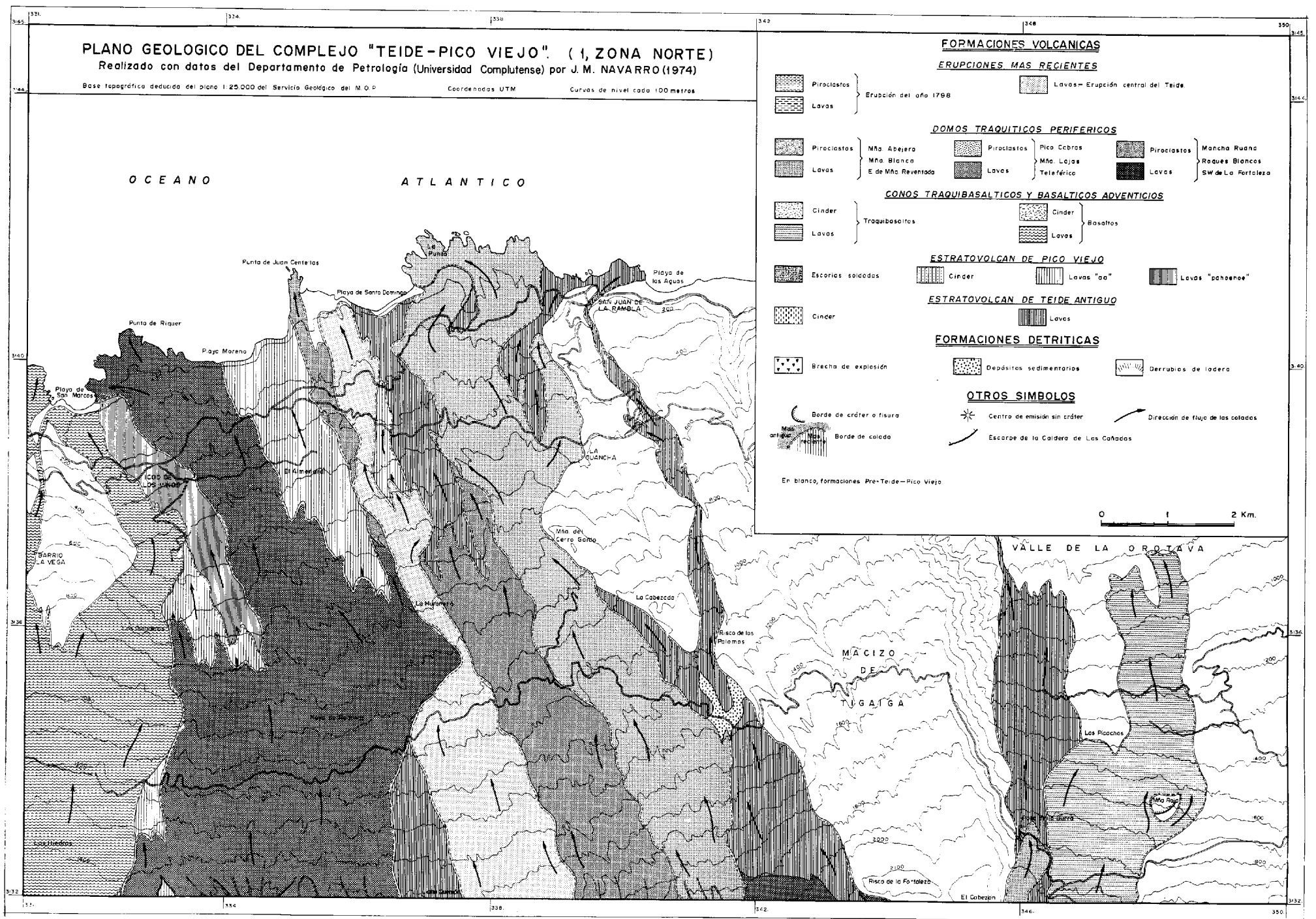
Parada 3

Kilómetro 47 de la autopista del Sur. 16° 29' 50" O - 28° 05' 50" N - 80 m.

Los niveles de tobas más o menos soldados de la parada anterior suelen pasar en los niveles inferiores de la formación a materiales ya con caracteres ignimbríticos. Estas ignimbritas a su vez pasan lateralmente a coladas masivas de fonolita. En este punto, en el cauce del barranco aparecen estas facies de fonolitas con tendencias ignimbríticas.

Parada 4

Mirador de La Centinela. Hacia el kilómetro 95



de la carretera Santa Cruz a Guía, por el Sur. 16° 38' 30" O - 28° 04' 50" N - 780 m.

El mirador de La Centinela está situado en un cono basáltico cuaternario de escorias y lapilli asentado sobre un espigón de basaltos antiguos de la Serie I. Desde él se tiene una visión completa de todo el extremo S de la isla.

Hacia el E se extienden las Bandas del Sur, que en toda esta zona están constituidas por malpaíses y conos basálticos cuaternarios, muy bien conservados, y grandes extensiones cubiertas por mantos de tobas pumíticas, en muchos casos retrabajadas y redepositadas. Muchos de los conos basálticos quedan alineados según líneas estructurales de la isla, aquí fundamentalmente las sub N-S y NE-SO.

Hacia el O queda la depresión del Valle de San Lorenzo, enmarcada por su mitad septentrional por un escarpe formado por el antiguo relieve de los basaltos de la Serie Antigua. Aunque este escarpe está cubierto por coladas basálticas de las Series Cuaternarias, de él quedan islotes aislados rodeados por estas coladas. En estos islotes basálticos destacan cuatro extrusiones fonolíticas, una de las cuales aparece inmediatamente detrás del mirador.

En el extremo SO, el Valle de San Lorenzo está limitado por un gran volcán traquítico-fonolítico, la Montaña de Guaza, de edad probablemente reciente y que vierte una masiva colada hacia el mar.

El fondo del valle está casi en su totalidad relleno por pequeños puntos de emisión de basaltos recientes, muy bien conservados. De sus malpaíses, que se extienden hasta la costa, destacan algunos cerritos que son restos erosivos del sustrato de basaltos antiguos.

Rodeando por su cara oriental al Roque de Jama, detrás de La Centinela y rodeados por los basaltos, aparecen los fuertes acantilados de algunas coladas fonolíticas de la Serie II.

Parada 5

Kilómetro 70 de la autopista del Sur. Canteras de tosca de Montaña Guaza. 16° 41' 00" O - 28° 04' 00" N - 150 m.

La Montaña de Guaza (Serie III) es un domo traquítico-fonolítico que en determinado estadio de su evolución llegó a extruir, expulsando una enorme colada. Apoyados en sus laderas N existen unos depósitos de ash-flow pumíticos extraordinariamente potentes que han sido explotados como cantera. Estos depósitos debieron originarse durante la erupción del volcán de Guaza y, aunque bastante homogéneos, presentan una estratificación por alternancia entre tobas con fragmentos de pómez de distintos tamaños.

En estos materiales se han encontrado restos de madera carbonizada y moldes de troncos.

Parada 6

Kilómetro 106 de la autopista del Sur en Las Américas. Caldera del Rey. 16° 45' 00" O - 28° 05' 20" N - 119 m.

La Caldera del Rey es un maar cuya explosión perforó los materiales basálticos de las estribaciones meridionales de los escarpes de las Series Antiguas del Roque del Conde. La morfología de esta caldera muestra que se trata de un maar doble, esto es, que existen dos calderas imbricadas, de las cuales la que se formó en segundo lugar es de mayor tamaño y destruyó el borde NE de la más antigua.

El volumen de los materiales fonolíticos expulsados cubrió toda la zona, formando mantos de tobas y cineritas con estratificaciones muy perfectas. En ellos puede estudiarse perfectamente los caracteres de estos materiales de deposición aérea.

Segundo día

El objetivo de la excursión es hacer un recorrido a través de las Series basálticas miocenas (Serie Antigua, Serie I). Al cruzar la península de Anaga desde el Sur hasta su costa N se obtiene una visión bastante completa de sus rasgos volcanológicos. Aunque no es posible llegar a ella, sí hay la posibilidad de ver la parte más antigua o sustrato de estas formaciones miocenas en el Arco de Teganana.

Itinerario

Salida de Santa Cruz de Tenerife por la carre-

tera de San Andrés y desde allí continuar hacia Taganana en la costa N. Regreso por la misma ruta.

Parada 1

Cantera en el kilómetro 14 de la carretera San Andrés-Taganana. 16° 11' 30" O - 28° 32' 10" N - 340 metros.

Desde que se sale de Santa Cruz de Tenerife se sigue la costa hasta San Andrés, recorriendo distintas unidades de las series basálticas antiguas. En el acantilado se van alternando coladas fonolíticas y basálticas. Más adelante, pasado el Caserío del Bufadero, se atraviesan zonas de predominio de piroclastos basálticos cubiertos por materiales fonolíticos. Todo este conjunto corresponde a la Serie Antigua Superior y Serie Antigua Media. Se pueden ver perfectamente los caracteres típicos de estas formaciones: apilamientos de coladas de poca potencia con buzamiento general hacia el mar, niveles y áreas de piroclastos y escorias de conos basálticos enterrados y la abundancia de mallas filonianas.

En San Andrés se toma la desviación a Taganana, que sube por un valle excavado en los basaltos antiguos que va adentrándose en el macizo de Anaga.

En la parada 1 se pueden hacer observaciones en una de las numerosas extrusiones sálicas que atraviesan la serie basáltica. En este caso se trata del gran dique sálico de Paiba, en el que está en explotación una cantera. El dique está fracturado y desplazado, pero aún puede reconocerse su disposición groseramente semicircular. La roca es fonolítica con feldespatoides del grupo de la sodalita-hauyna y/o nefelina. En ella existen numerosas inclusiones de rocas granudas sieníticas y acumulados ferromagnesianos.

Parada 2

Carretera de Taganana, a 0,5 km, pasado el túnel. 16° 12' 10" O - 28° 03' 20" N - 400 m.

Observaciones panorámicas

Desde la parada anterior se sigue ascendiendo hasta aproximadamente los 600 m de altura, a los que se atraviesa la cresta de la dorsal de Anaga por un túnel, comenzándose el descenso al Valle de Taganana.

A poca distancia del túnel, en la cuneta pueden verse niveles sedimentarios antiguos de tipo continental con una estratificación y clasificación grosera. Varios diques de la red filoniana que afecta a todo el macizo los atraviesan.

En la parada 2 puede verse tanto el valle de Taganana, al NO, como el que se abre hacia el NE. Existe una cierta disimilitud entre las formaciones superiores e inferiores de ambos valles. La parte alta del Taganana presenta el aspecto característico de estas zonas inferiores de la Serie Antigua; por el contrario, en el valle que se abre al NE aparece ya en los niveles inferiores la formación que representa el sustrato de estas Series Miocenas. En ellas predominan materiales aglomeráticos de composición intermedia-sálica, de tonos más claros y atravesados por una densa red filoniana de dirección NE. Esta formación llega hasta el mar en donde existen numerosos roques o islotes, restos de materiales basálticos de la formación. A lo lejos pueden verse surgiendo del agua los pitones fonolíticos de los Roques de Anaga.

En toda la zona de cumbres de este área pueden verse varias de estas extrusiones sálicas, así como planchas de fonolitas máficas discordantes sobre la Serie Antigua.

Parada 3

Población de Taganana. 16° 13' 10" O - 28° 33' 30" N - 160 m.

Toda esta zona está comprendida en el sustrato inferior de las Series Antiguas antes señaladas, que pueden verse durante la bajada a Taganana. Sobre ella se yerguen dos extrusiones sálicas típicas: el Roque de las Animas y el Roque de Enmedio. Ambos y en especial el primero exponen perfectamente todos los caracteres morfológicos propios de estas extrusiones.

Tercer día

El objetivo de esta excursión es el recorrer la zona central de la isla y en especial el Complejo Cañadas-Teide. Para ello se subirá desde la ciudad de Santa Cruz hasta la Dorsal de la isla, para desde allí continuar hasta el circo de Las Cañadas y ascender a la cumbre del Pico del Teide.

Durante el recorrido por la Dorsal se harán paradas desde las que podrán verse distintos paisajes y accidentes geológicos de toda esta zona central de la isla, en especial de los Valles de Güimar y La Orotava. Con el recorrido dentro del Complejo Cañadas-Teide se podrá obtener un conocimiento bastante detallado tanto de la morfología y rasgos volcanológicos del circo como del edificio volcánico del Teide-Pico Viejo.

Itinerario

Salida de Santa Cruz de Tenerife hacia la ciudad de La Laguna. Se continuará por la carretera de Las Cañadas a lo largo de la cumbre hasta el circo. Subida en el teleférico al Teide. Regreso por la misma ruta.

Parada 1

Mirador de Chipeque. Kilómetro 25, carretera de Las Cañadas. 16° 27' 00" O - 28° 22' 30" N - 1.800 metros.

Observación panorámica

Desde este mirador se tiene una visión general del Valle de La Orotava y gran parte de la costa N de la isla. Esta zona del mirador está formada por materiales basálticos de la Serie II, que aquí son fundamentalmente piroclastos alterados a andosuelos procedentes del centro de emisión de Chipeque. Sobre estos materiales afloran lavas traquibasálticas y fonolíticas máficas, cuyos centros de emisión destacan por sus colores claros de los basaltos de esta misma serie que forman en gran parte estas estribaciones de la Dorsal y pared oriental del Valle de La Orotava.

Algunos conos de lapilli y sus correspondientes coladas aparecen en esta zona, cubriendo a los materiales de la Serie II en las laderas y rellenando el valle.

Parada 2

La Crucita. Kilómetro 30 de la carretera a Las Cañadas. 16° 28' 00" O - 28° 20' 00" N - 1.977 m.

Observación panorámica

Desde este punto se ven bien los caracteres de la parte alta del Valle de Güimar encajado en paredes acantiladas de las secuencias tabulares

de coladas de la Serie Basáltica plioceno-pleistoceno (Serie II) que se han venido cortando en la carretera. La parte alta de las paredes meridionales y parte del fondo están cubiertos por emisiones basálticas de la Serie III cuaternaria.

En el fondo de la depresión surgió en el año 1704-1705 el volcán de Montaña Arenas. Este cono de tefra es el más septentrional de los tres volcanes que formaron esta erupción y que se alinean a lo largo de una fractura de unos 12 km en dirección N 45° E, y que se extiende desde las inmediaciones de la pared del circo de Las Cañadas hasta este punto. Las lavas de Montaña Arenas se descolgaron por el valle, pasando entre las poblaciones de Güimar y Arafo y llegando a pocos centenares de metros del mar. La erupción duró cincuenta y ocho días.

Parada 3

Kilómetro 32 de la carretera a Las Cañadas. 16° 29' 30" O - 28° 20' 00" N - 2.120 m.

Desde la parada anterior se han venido recorriendo campos de piroclastos basálticos de las Series volcánicas cuaternarias (Serie III), que cubren la mayor parte de los afloramientos de las lavas de estas mismas series.

En la zona alternan con los piroclastos basálticos, depósitos y niveles de tobas pumíticas de carácter fonolítico de la misma Serie. Estos materiales sálicos de proyección aérea dispersos por toda esta zona ocupan más adelante grandes extensiones (Llano de Maja, Llano de los Infantes) y su génesis está indudablemente relacionada con las etapas eruptivas del edificio que ocupaba el lugar del circo de Las Cañadas.

En el lugar de la parada, en las cunetas de la curva de la carretera, aparece un magnífico corte de una de estas interestratificaciones entre los lapilli basálticos y las tobas de pómez fonolítico. Existen varias alternancias, lo que indica que las erupciones básicas y sálicas fueron contemporáneas. En cada nivel existen múltiples unidades de enfriamiento, a veces con gradación inversa bien desarrollada.

Parada 4

Centro de Interpretación del Parque Nacional del Teide (Portillo de la Villa, carretera de Las Cañadas). 16° 34' 00" O - 28° 18' 30" N - 2.000 m.

En este centro de recepción e información de los servicios del Parque existe un pequeño museo referente a aspectos geológicos, botánicos, zoológicos y arqueológicos del Archipiélago en general y del ámbito de Las Cañadas en particular. En él se ofrecerán también a los componentes de la excursión toda una serie de informaciones pertinentes y posiblemente la proyección de un programa explicativo sobre las características del Parque.

De esta parada hasta la siguiente se recorrerá la depresión del circo bordeando las laderas orientales y meridionales del Teide, con lo que se tiene una visión muy completa de los rasgos volcanológicos de las sucesivas emisiones del Teide y de Las Cañadas.

Una vez en la estación del teleférico (2.300 m) se ascenderá en el funicular hasta los 3.550 m, donde está la estación terminal. Desde allí, a pie, se subirá hasta el cráter de El Pitón, punto culminante del Teide (3.718 m).

Parada 5

Cráter del Teide. 16° 38' 50" O - 28° 16' 03" N - 3.717,91 m.

Se recorrerá el fondo y borde del cráter del Teide, o más propiamente el del cono reciente (El Pílon), que se formó en la última erupción del volcán dentro del primitivo cráter. Desde aquí se tiene una visión del conjunto de toda la isla, así como de la morfología tanto del Complejo Teide-Pico Viejo como de la Caldera de Las Cañadas (mapas adjuntos).

El cráter de El Pílon tiene un diámetro de unos 60 m con un desnivel máximo del fondo al borde de unos 40 m. El fondo del cráter está cubierto por un material de naturaleza traquibasáltica completamente alterado por la acción de las fumarolas aún activas y cuyos gases escapan a alta temperatura por varios puntos y la periferia del cráter.

Hacia el NO se ve perfectamente el cráter de Pico Viejo (3.120 m) separado del Teide por un collado en forma de silla de montar. En el mapa adjunto a la Memoria se expone una descripción detallada de la volcanoestratigrafía y petrología del conjunto de ambos volcanes.

Parada 6

Roques de García. Cañadas del Teide. 16° 38' 00" O - 28° 13' 40" N - 2.142 m.

La alineación de los Roques de García marca el límite en donde se unirían las dos teóricas calderas que forman el circo de Las Cañadas. La oriental sería la que se ha venido recorriendo desde la parada 4, y la occidental correspondería a la depresión existente al pie de Los Roques, el Llano de Ucanca.

La alineación de Los Roques está constituida por los restos erosivos de un conjunto de coladas, aglomerados y diques de carácter sálico que sobresale como un espigón de las coladas de Pico Viejo y el Teide que fueron rellenando ambas depresiones.

En el mapa adjunto a la Memoria vienen detalladamente expuestos los rasgos volcanológicos y petrológicos de esta zona del circo.

Yacimientos de tungsteno y metales asociados en Europa Occidental (*)

Por P. K. DUONG, R. VACHE, A. ARRIBAS y D. THADEU

LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO DE LA ZONA DE MORILLE (PROVINCIA DE SALAMANCA (5° 32' W, 40° 49' N))

Por A. ARRIBAS

INTRODUCCION

La zona de Morille ocupa un área de aproximadamente 300 km², situada 15 km al sur de la ciudad de Salamanca. En esta zona, que se extiende unos 40 km en dirección ONO, se encuentran numerosos indicios y yacimientos de tungsteno que, ocasionalmente, han sido objeto de pequeños trabajos de explotación.

Desde el punto de vista geotectónico, la zona de Morille ocupa un domo anticlinal de edad hercínica constituido por rocas del Complejo esquistograuváquico cuya edad ha sido asignada al Cámbrico y Precámbrico. Esta estructura, denominada *Anticlinal de Martinamor* por SCHMIDT-THOME (1945), forma un arco entre las depresiones tectónicas del río Tormes, al sur de Alba, y de Salamanca-Ciudad Rodrigo, y está situada entre los sinclinales de Salamanca, al N, y Las Veguillas, al S, constituidos por formaciones ordovícicas y silúricas (fig. 1).

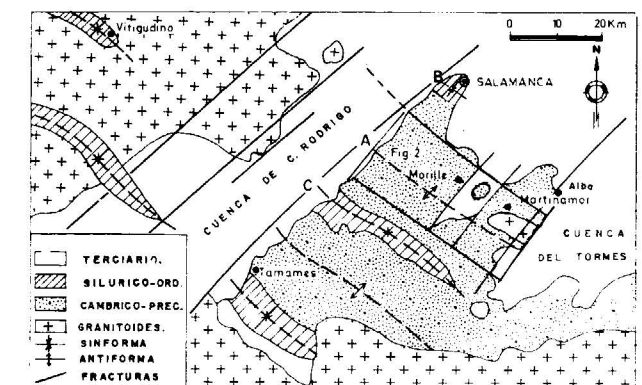
Los bordes occidental, septentrional y oriental de la zona de Morille están formados por los materiales detríticos que ocupan las cuencas terciarias de Ciudad Rodrigo-Salamanca y del Tormes, respectivamente. Los sedimentos terciarios cubren igualmente el zócalo hercínico en la parte

central de la zona, justo al este del pueblo de Morille.

Los granitos afloran principalmente en la mitad oriental de la antiforma, la cual constituye el borde occidental de la cuenca del Tormes, donde las formaciones terciarias, especialmente miocenas, están cubiertas por importantes aluviones cuaternarios.

1. ESTRATIGRAFIA

Aparte de los recubrimientos cuaternarios, que tienen una importancia muy reducida, la zona de Morille está constituida fundamentalmente por dos tipos de rocas de origen sedimentario bien diferenciadas: paleozoicas y terciarias (fig. 2).



Mapa regional.

Figura 1.—Situación de la zona de Morille, con indicación de las principales estructuras tectónicas: A, Antiforma de Martinamor; B, Sinforma de Salamanca; C, Sinforma de Las Veguillas (adaptado de MARTÍNEZ et al., 1973).

(*) Se incluye únicamente la descripción del recorrido en territorio español.



Mapa zona.

Figura 2.—Esquema geológico de la Antiforma de Martinamor, entre Alba de Tormes y Vecinos, provincia de Salamanca, con indicación de los principales indicios y yacimientos de tungsteno (trabajos del Departamento de Geología y Mineralogía, Universidad de Salamanca).

Cuaternario: 1, Aluvial. **Terciario:** 2, Arcillas, areniscas y conglomerados, paleocenos a pliocenos (A, Cuenca de Salamanca-Ciudad Rodrigo; B, Cuenca de Morille; C, Cuenca del Tormes). **Paleozoico:** *Serie de Aldeatejada:* 3, Pizarras y cuarcitas; *Serie de Morille:* 4, Esquistos con biotita, moscovita, estauroлита, silimanita, piroxenos y anfíboles; 5, Cuarcitas; 6, Conglomerados feldespáticos (porfiroides). *Rocas plutónicas:* 7, Ortogneis de S. Pelayo; 8, Leucogranitos de dos micas de S. Genoveva; 9, Granitos albiticos con turmalina y granates de Martinamor. *Rocas filonianas:* 10, Diques de pegmatitas y cuarzo. *Estructuras tectónicas:* 11, Brechas de falla; 12, Fracturas. *Mineralizaciones:* 13, Skarnoides y filones con scheelita. *Carreteras,* 14.

PALEOZOICO

Las formaciones paleozoicas ocupan la casi totalidad de la zona. Se agrupan en dos unidades principales: la serie inferior, llamada de Morille, y la superior, o de Aldeatejada, cuyas edades han sido situadas entre el Cámbrico Inferior y el Precámbrico Superior (MARTÍNEZ y NICOLAU, 1973). De acuerdo con estos autores y los trabajos del Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad de Salamanca —los cuales no parecen confirmar la existencia de tres formaciones en la Serie de Morille, sino de una sola—, los principales caracteres petrográficos y geológicos de estas dos series son los siguientes:

Serie de Morille

Es la más importante, y constituye la casi totalidad de la antiforma de Martinamor. Teniendo en cuenta que el grado de metamorfismo es el mismo para toda la Serie, se pueden distinguir en ella tres niveles de acuerdo con su composición litológica.

El nivel inferior, correspondiente a la *Formación Bernoy*, comprende los materiales más antiguos, formados por esquistos grafiticos, micacitas, cuarcitas, anfíbolitas y rocas sílico-carbonatadas, así como esquistos y gneises con anfíbol, diópsido, estauroлита, silimanita y granate. Este nivel termina con unas cuarcitas, a veces conglomeráticas, cuya potencia puede alcanzar 15 metros. Esta formación se distingue en el terreno, más que por su litología, por ocupar el núcleo de la antiforma, en donde la esquistosidad visible (S_2) está horizontal o presenta buzamientos muy suaves, y sus materiales han sufrido el mayor grado de metamorfismo de la zona.

El nivel medio o *Formación Monterrubio* está constituido por conglomerados feldespáticos intercalados en cuarcitas y esquistos con feldespato y anfíbol. Estos microconglomerados han sido llamados *porfiroides* por su origen parcial o totalmente volcánico. En efecto, ellos contienen abundantes fragmentos de cuarzo y feldespatos comparables a los de las rocas riódacíticas que han sido descritas en numerosos lugares de la Meseta Ibérica.

El nivel superior o *Formación Cabezo* está formado esencialmente por cuarcitas y micacitas con

biotita, en las que aparecen intercalados algunos esquistos anfibólicos.

La potencia total de la Serie de Morille sobrepasa probablemente los 1.000 m, pero este valor es difícil de precisar por la intensa deformación tectónica que han sufrido sus materiales, lo que hace que una misma capa pueda aparecer repetida y superpuesta en diferentes puntos de la zona. De aquí las analogías petrográficas que muestran entre sí las tres formaciones definidas por MARTÍNEZ y NICOLAU, las que, por analogía con lo que ocurre fuera de la antiforma, deben corresponder en realidad a una sola formación.

Serie de Aldeatejada

En los flancos norte y sur de la antiforma de Martinamor, a partir de las bandas de cuarcitas que marcan el techo de la Serie de Morille, ésta aparece cubierta en concordancia por las formaciones principalmente pelíticas de la Serie de Aldeatejada, la cual está constituida esencialmente por cloritoesquistos y sericitoesquistos, muchas veces ampelíticos, en los que existen intercalaciones de cuarcitas y *porfiroides*. En cualquier caso, teniendo en cuenta que la litología de las dos series es muy semejante, la división de los materiales paleozoicos de la antiforma de Martinamor en dos unidades, inferior y superior, se hace atendiendo más al grado de metamorfismo que a la naturaleza petrográfica de sus rocas. Así, en efecto, por encima del último horizonte de cuarcitas de la Formación Cabezo, el grado de cristalización de los materiales paleozoicos es netamente inferior al de la serie infrayacente.

Por otro lado, en el flanco norte de la antiforma de Martinamor, la Serie de Aldeatejada está constituida casi exclusivamente por micacitas, en las que existen algunas cuarcitas intercaladas, mientras que en el flanco sur de la antiforma los niveles de cuarcitas y de conglomerados feldespáticos son muy abundantes.

TERCIARIO

Los sedimentos terciarios rellenan tres cuencas bien diferenciadas desde el punto de vista tectónico y estratigráfico, las de Salamanca-Ciudad Rodrigo, Morille y el Tormes, las cuales están

limitadas por fracturas NE-SO de edad alpina (fig. 1).

Cuenca del Tormes

Constituye el límite SE de la antiforma de Martinamor, de la cual está separada por la falla de Alba-Villoria. Este accidente está muy próximo y es paralelo a una banda tectónica, probablemente de edad hercínica, que rejugó y fue brechificada posteriormente durante la orogenia alpina.

Los sedimentos de la fosa tectónica, atribuidos por JIMÉNEZ (1973) al Mioceno Superior, están formados por areniscas y conglomerados que contienen niveles margosos y arcillosos intercalados. La columna estratigráfica representativa de la zona es, de muro a techo, la siguiente:

- 5 m de areniscas de grano grueso y conglomerados de color blanco-amarillento, con matriz arcillosa.
- 1 a 2 m de arcillas arenosas pardo-grisáceas.
- 9 m de areniscas y conglomerados pardo-rojizos y pardo-grisáceos.
- 9 m de limos arenosos con algunos niveles de cantos, cuyos colores se van haciendo más blanquecinos hacia el techo.

Cuenca de Salamanca-Ciudad Rodrigo

Los extremos O y NO de la antiforma de Martinamor están cubiertos por las formaciones continentales terciarias que ocupan la cuenca de Salamanca-Ciudad Rodrigo, la cual, al igual que la del Tormes, está limitada por grandes fracturas de edad alpina dirigidas al NE. Estos materiales, constituidos por sedimentos detríticos del Mioceno Inferior y Medio, están formados esencialmente por niveles arcillosos y areniscos rojizos con intercalaciones de conglomerados.

Cuenca de Morille

La pequeña cubeta de Morille, limitada como las anteriores por fracturas de dirección NE-SO, ocupa la parte central de la antiforma de Martinamor. Sus sedimentos, que han sido atribuidos por JIMÉNEZ (1975) al Preluteciense, comprenden areniscas y conglomerados arcillosos que, ocasionalmente, pueden tener cemento silíceo y

ser entonces muy compactos y resistentes a la erosión.

La serie comienza en su base por un paquete de conglomerados y areniscas gruesas, poco compactas, de matriz caolinítica, a veces teñida de rojo por los óxidos de hierro, cuya potencia varía de 6 a 8 m. Siguen unos conglomerados y areniscas silicificadas muy compactas, de colores grises o blancos, que dan lugar a fuertes escarpes. Su potencia puede llegar a 15 m. Sobre estos dos niveles se asienta un conjunto de areniscas arcillosas rojas, poco compactas, con una potencia de hasta 25 m. Por último, la serie termina con unas areniscas de grano grueso y cemento silicificado, muy compactas, que tienen colores rojizos en la base y blanco grisáceos al techo.

CUATERNARIO

Aparte los aluviones que rellenan el valle del Tormes y el cauce de los pequeños arroyos de la zona, los materiales pliocuaternarios más importantes son los depósitos de tipo rañoide, formados por cantos de cuarzo en un cemento arcilloso, que cubren parcialmente la penillanura terciaria. Ellos representan los restos de una formación de gran extensión lateral que localmente puede tener 20 m de potencia.

Por otra parte, en la ribera del río Tormes se han podido distinguir algunos niveles de terrazas que, como los aluviones actuales, están constituidos por cantos heterométricos empastados en una matriz limo-arenosa. Los suelos están por lo general poco evolucionados, y sus potencias no suelen exceder de 50 cm, aunque su extensión lateral es considerable.

2. ROCAS IGNEAS

Con independencia de los diques de *aplit*as, *pegmatitas* y *cuarzo*, que aparecen ampliamente distribuidos por toda la zona, las rocas ígneas se concentran especialmente en la mitad oriental de la antiforma. Esto se debe, en parte, a que ella está levantada con respecto a la mitad occidental, por lo que la erosión ha descubierto niveles más profundos, en los que dominan las rocas plutónicas. De éstas hay tres tipos principales: el *ortogneis de San Pelayo* y los *granitos de Martinamor* y *Santa Genoveva* (fig. 2).

Ortogneis de San Pelayo

Ellos representan la primera manifestación ígnea de la antiforma, y corresponden a una granodiorita de dos micas que ha sido deformada, al menos, por la segunda fase tectónica, respecto a la cual es claramente anterior.

La roca aparece fuertemente orientada y es totalmente concordante con la esquistosidad (S_2) que afecta a los materiales metamórficos encajantes.

Los minerales esenciales son cuarzo, microclina, plagioclasas, biotita y moscovita, los cuales van acompañados por apatito, circón y raramente turmalina, como minerales accesorios. Los porfiroblastos de feldespato, parcialmente moscovitizados, presentan texturas poiquiliticas, y están rodeados por una matriz de cuarzo, biotita y feldespatos fuertemente orientada. En ocasiones, las plagioclasas están algo sericitizadas y la biotita cloritizada.

Granitos de Martinamor

La segunda intrusión de rocas ígneas, y la más importante, está constituida por los llamados granitos de Martinamor, los cuales forman un enjambre de apuntamientos y diques que ocupan el núcleo de la antiforma, y que penetran, la mayor parte de las veces en concordancia, los materiales metamórficos deformados por la segunda fase tectónica.

El tamaño de los innumerables afloramientos, muchos de ellos no cartografiados, puede variar. En el caso de los diques, entre varios decímetros y más de 50 m, y entre 200 m de sección y más de 2 km de longitud en el caso de los apuntamientos.

El leucogranito de Martinamor, muy heterogéneo por su textura, ya que hay facies equigranulares, apliticas y pegmatíticas, a veces mixtas, es claramente sódico, fuertemente albitico y moscovítico, con microclina y abundantes granates y turmalina. Entre los minerales accesorios, el apatito, circón, pirita y esfena son los más abundantes, especialmente el primero.

Al microscopio, presenta este granito una textura predominantemente aplitica, siendo de destacar la frecuente microclinización de las plagioclasas

—albita u oligoclasa ácida—, las cuales muestran abundantes texturas poiquiliticas, y la moscovitización de la biotita, cuando este mineral está presente, cosa que ocurre en raras ocasiones. Sin embargo, los granates están a veces biotitizados y cloritizados. La microclina es casi siempre peritítica.

Por lo que se refiere a la turmalina, las finas agujas de este mineral pueden estar diseminadas por toda la roca o dar lugar a nódulos muy característicos cuya sección varía entre 0,5 y 1 cm.

Los granitos de tipo Martinamor están fuertemente orientados, lo que se debe tanto a la fluidez del magma sódico como a su carácter sincinemático con la tercera fase de deformación. Por ello, los cristales de cuarzo y feldespato de mayor tamaño, que se formaron en una primera etapa de la intrusión, aparecen a veces deformados, orientados y reemplazados por una matriz de microlitos de albita, fuertemente orientada, que constituye la masa fundamental de la roca.

Por otra parte, la mayoría de los diques de aplitas, pegmatitas y cuarzo distribuidos por la antiforma están relacionados genéticamente con los granitos de tipo Martinamor.

Granito de Santa Genoveva

La última intrusión de la zona de Morille corresponde al llamado granito de Santa Genoveva, el cual da lugar a un pequeño afloramiento, de aproximadamente 1 km², situado junto a la carretera N-630, 20 km al sur de Salamanca, y más o menos en el eje de la antiforma. Se trata de una granodiorita de dos micas, de grano grueso a medio, a veces algo porfídica, que no ha sido afectada por la tercera fase tectónica, por lo que se puede decir que es el granito más moderno de los que existen en la zona.

Los minerales esenciales son cuarzo, microclina, plagioclasas y biotita, con moscovita en menor proporción, si bien en algunas zonas predomina sobre la biotita. Los minerales accesorios son apatito y circón. Frecuentemente las plagioclasas están sericitizadas y la biotita cloritizada. Los feldespatos muestran, en general, abundantes texturas poiquiliticas.

Hay que destacar que este granito contiene

ETAPAS TECTONICAS	LITOLOGIA Y MINERALOGIA			METAMORFISMO	ROCAS IGNEAS	MINERALIZACIONES	YACIMIENTOS
	ROCAS PELITICAS	ROCAS CUARZO-FELDSPATICAS	ROCAS SILICO-CARBONATADAS				
1.ª FASE DE DEFORMACION — Pliegues axiales de plano axial subvertical y dirección N 110° E. — Esquistosidad de flujo (S ₁)	Cuarzo Biotita Moscovita Plagioclasas Almandino Estaurolita Silimanita Scheelita	Cuarzo Biotita Moscovita Plagioclasas Microclina Almandino Scheelita	Calcita Diópsido Idocrasa Plagioclasas Grosularia Cuarzo Escapolita Esfena Scheelita	SIN. A POSTCINEMATICO — Metamorfismo progrado en la facies de las anfibolitas almandino-piroxénicas.	Granito de San Pelayo	Scheelita, u otro mineral de W, en las rocas metamórficas	—
2.ª FASE DE DEFORMACION — Pliegues isoclinales de plano axial subhorizontal y dirección N 100° a 120° E. — Ejes b horizontales o con ligero buzamiento al O. — Esquistosidad de flujo (S ₂). — Boudinage de los niveles cuarcíticos y calcosilicados (skarnoides). Zonación de estos últimos por difusión metamórfica.	Cuarzo Biotita Moscovita Clorita Clnozoisita Epidota Albita Scheelita	Cuarzo Biotita Moscovita Clorita Microclina Albita Clnozoisita Scheelita	Calcita Hornblenda Actinolita Tremolita Zoisita Clnozoisita Epidota Albita Piedmontita Esfena Malayaita Clorita Cuarzo Scheelita	SIN. A POSTCINEMATICO — Metamorfismo retrógrado en la facies de los esquistos verdes: Almandino → biotita + clorita + cuarzo. Estaurolita → moscovita. Silimanita → moscovita. Grosularia → calcita + clorita + zoisita. Diópsido → actinolita + clorita + clinozoisita. Plagioclasa → sericita + clinozoisita + albita. Idocrasa → epidota + zoisita + cuarzo. Ilmenita → rutilo + esfena.	Ortogneis de San Pelayo (por deformación tectónica del granito)	Scheelita, recristalizada y a veces boudinada, en rocas metamórficas	Alegria Mundaca Explotada Paquita Mimosa Loferso San Pedro
3.ª FASE DE DEFORMACION — Pliegues de plano axial subvertical y dirección N 110° E. — Esquistosidad de crenulación (S ₃) en los niveles pelíticos, y flexión de los boudines de la segunda fase. — Desarrollo de la antiforma de Martinamor.	—	—	—	Leucogranitos albiticos tipo Martinamor, con turmalina y Diques de apilitas y pegmatitas	—	Scheelita, en fracturas de tensión en rocas calcosilicadas, con cuarzo, albita, apatito, berilo, turmalina (chorlo y dravita), arsenopirita, ilmenita, rutilo, calcita, powellita, piritita, calcopirita, pirrotina y monibdenita	Alegria Paquita Mimosa Explotada Claudina Anarbellas Berta y Pilar
FASES TARDIAS — Pliegues abiertos de plano axial subvertical y dirección N 10° a 30° E. — Esquistosidad de fractura (S ₄). — Kink-bands de dirección NE y subverticales.	—	—	—	Granito de Santa Genoveva	—	Scheelita en filones de cuarzo intragraníticos tipo Barruecopardo	Santa Genoveva

filones de cuarzo y scheelita comparables a los que existen en los granitos de Barruecopardo, en Salamanca; La Lapa, en Cáceres, y Murçoes, en Portugal (ARRIBAS, 1979 b), y que, como en estos casos, han sido ocasionalmente objeto de explotación.

3. ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas de la antiforma de Martinamor se pueden dividir en cinco grandes grupos: *cuarcitas*, *porfiroides*, *esquistos*, *gneises* y *rocas calcosilicadas*.

Cuarcitas

Con los esquistos, son las rocas más abundantes en la zona, ya que los materiales paleozoicos son esencialmente pelíticos y, en muchas ocasiones, puramente silíceos.

Las cuarcitas tienen textura granoblástica y grano fino, y varían desde *ortocuarcitas*, formadas por cuarzo con muy escasos minerales accesorios —esencialmente circón, apatito, piritita y micas—, a *rocas micáceas* y *feldespáticas*, en las que puede dominar exclusivamente un tipo de mica —moscovita o biotita— o los feldespatos, o estar varios de estos minerales presentes a la vez. Clorita, apatito, circón, turmalina y opacos, normalmente magnetita, son los principales minerales accesorios.

También son frecuentes las cuarcitas *granatíferas* —con almandino y, en algunos casos más raros, grosularia—, que casi indefectiblemente llevan feldespatos, micas, anfíboles y piroxenos, así como, ocasionalmente, cantidades variables de clinozoisita, epidota y clorita; estos últimos minerales como consecuencia del metamorfismo retrógrado experimentado durante la segunda fase tectónica. La presencia de silicatos cálcicos indica que el cemento de las areniscas originales fue a veces calcáreo, siendo frecuente en las cuarcitas anfibólicas las texturas fasciculares del tipo *horblendegarbenschiefer*. Apatito, esfena, circón y opacos son los principales minerales accesorios.

Esquistos

Son las rocas más abundantes de la antiforma de Martinamor, donde se pueden encontrar des-

de verdaderas *ampelitas*, con mucha materia carbonosa, especialmente en los flancos norte y sur de la antiforma, es decir, en los materiales de la Serie de Aldeatejada, hasta esquistos *cuarzomicáceos* y *feldespáticos*, e incluso *granatíferos* y *estaurolíticos*. En el primer caso, los minerales esenciales son moscovita y/o biotita y/o plagioclasas ácidas, y los accesorios, apatito, circón, opacos y turmalina. En el segundo caso, el granate almandino y la estaurolita entran como minerales esenciales, y la esfena, como accesorio.

En cualquier caso, es importante destacar que, debido al metamorfismo retrógrado experimentado por los materiales paleozoicos durante y después de terminada la segunda fase de deformación, la biotita puede estar cloritizada; los feldespatos, sericitizados; y los granates, transformados en clorita y más raramente en biotita, ambas micas formando porfiroblastos que son paralelos, por lo general, a la esquistosidad (S₁) y oblicuos a la (S₂). La estaurolita puede estar parcial o totalmente sericitizada, así como replegada por la crenulación debida a la tercera fase de deformación.

Hay que señalar, además, que son frecuentes las sombras de presión alrededor de los granates, así como las transposiciones según los planos (S₂), entre los que se conservan restos de la esquistosidad (S₁), a veces plegada, correspondiente a la primera fase de deformación. Sin embargo, esta última esquistosidad aparece generalmente borrada como consecuencia de la intensidad alcanzada por la segunda fase tectónica.

Gneises

En la antiforma de Martinamor, los gneises, es decir, las rocas con foliación bien desarrollada, compuestas esencialmente de cuarzo y feldespatos, pero más pobres en micas y de grano más grueso que los esquistos pelíticos a los que se ha hecho referencia en el apartado anterior, son bastante raros. Los únicos afloramientos corresponden a *gneises de dos micas*, con biotita dominante, y *estaurolítico-silimaníticos*, con granates.

Las rocas originales fueron probablemente areniscas arcóscicas de grano más o menos grueso y cemento arcilloso, en donde los fragmentos de cuarzo de mayor tamaño recrystalizaron, dando lugar a una textura en mosaico bastante homogénea, y el cemento llegó a dar silimanita. Los

granates están casi siempre presentes, y el apatito, circón, la turmalina y los minerales opacos son los principales minerales accesorios.

Porfiroides

Corresponden a rocas cuarzo-feldespáticas, moscovíticas o de dos micas, derivadas de microconglomerados de tipo arcósico o de materiales sedimentarios que tenían la composición de una roca piroclástica de tipo riolítico. Los minerales esenciales son cuarzo, feldespatos —plagioclasas y microclina—, biotita y moscovita, si bien el cuarzo es, en ocasiones, el mineral dominante. Los porfidoblastos feldespáticos tienen, a veces, abundantes texturas gráficas y poiquilíticas, y pueden estar ligeramente sericitizados. Los fragmentos mayores de cuarzo han poligonizado y recrystalizado por completo, y dado lugar a una textura en mosaico.

Rocas calcosilicatadas

Todas las rocas de este tipo que se han estudiado en la zona central de la antiforma de Martinamor corresponden a rocas de tipo *skarn*, producidas por metamorfismo regional, no de contacto, a partir de materiales que originalmente tenían la composición de margas más o menos calcáreas, e incluso, en algunas raras ocasiones, de verdaderas calizas, intercalados en la secuencia fundamentalmente pelítica que constituye la Serie de Morille.

El metamorfismo progresivo sufrido por los materiales calcosilicatados durante la primera fase tectónica dio lugar a la formación de *skarnoides*, es decir, de gneises piroxénicos y anfibólicos, de grano a veces muy grueso, compuestos esencialmente de plagioclasas cálcicas, diópsido, hornblenda, calcita, grosularia, vesubiana y biotita, acompañados por scheelita, esfena, cuarzo, apatito, ilmenita, rutilo, circón, hematites y magnetita, como minerales accesorios, y muy ocasionalmente, escapolita.

Posteriormente, durante y después de la segunda fase de deformación, se produjo en el contacto de los materiales pelíticos y las capas y *boudines* calcosilicatados un nuevo tipo de *skarn*, zonado en este caso, por difusión del calcio hacia las rocas más aluminicas.

En este tipo de roca aparecen, aparte de la albita, clinozoisita, zoisita, epidota, tremolita-actinolita, clorita y sericita producidos por el metamorfismo retrógrado de los piroxenos, anfíboles, plagioclasas y granates formados durante la fase anterior, numerosos porfiroblastos, alargados y poiquilíticos, de una hornblenda pargasítica. Estos cristales se disponen de dos maneras: o bien paralelos entre sí y al borde de las capas, orientados según la esquistosidad (S_2), o bien en haces más o menos normales al contacto entre los niveles calcosilicatados y las rocas pelíticas encajantes. Estos últimos cristales son evidentemente posteriores, y han crecido en condiciones estáticas una vez terminada la fase principal de deformación.

4. TECTONICA Y METAMORFISMO

Desde el punto de vista tectónico, la zona de Morille presenta una gran complicación, lo que, unido a la escasez de afloramientos, dificulta mucho su estudio. Sin embargo, el conocimiento detallado de los fenómenos tectónicos, íntimamente unidos al desarrollo de los procesos metamórficos, es indispensable para comprender la metalogía de los diferentes tipos de yacimientos e indicios de scheelita existentes en la zona, y consecuentemente para llevar a cabo su exploración y valoración.

De acuerdo con los trabajos de SCHMIDT-THOME (1945), MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), ALDAYA et al. (1973), PELLITERO et al. (1976), DÍEZ BALDA et al. (1977) y ARRIBAS (1979 a), y con los estudios que lleva a cabo en la zona, desde hace varios años, el Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad de Salamanca —en colaboración últimamente con la Empresa Nacional ADARO y el Instituto Geológico y Minero de España—, se han podido distinguir cuatro fases principales de deformación y dos etapas de metamorfismo.

Primera fase

Esta fase dio lugar a pliegues más o menos apretados —reconocibles solamente fuera de la antiforma de Martinamor—, de dirección N 110° E y plano axial subvertical o ligeramente inclinado hacia el N, que van acompañados por una esquistosidad de flujo (S_1) visible únicamente al mi-

croscopio, ya que ha sido borrada casi por completo por la segunda fase de deformación. No obstante, en la zona de Morille aún se reconoce con relativa facilidad la lineación (L_1) producida por la intersección de los planos de estratificación (S_0) y la esquistosidad (S_1) (fig. 3).

La primera fase tectónica fue acompañada y seguida por un primer estado de metamorfismo correspondiente a la facies de las anfíbolitas almandínicas con piroxeno. Como consecuencia de él, en las rocas pelíticas se formaron biotita, moscovita, plagioclasas ácidas —oligoclasa o andesina—, almandino, estaurólita, y accidentalmente, silimanita, mientras que en los niveles carbonatados se desarrollaron *skarnoides* constituidos por plagioclasas más básicas —andesina o labrador—, calcita, cuarzo, diópsido, grosularia, idocrasa, esfena, y accidentalmente, escapolita. Por otro lado, en las rocas cuarzo-feldespáticas, además de las plagioclasas y ocasionalmente granates, se formó microclina.

Segunda fase

Más intensa que la anterior, la segunda fase tectónica dio lugar a pliegues isoclinales tumbados de dirección N 110° E a N 120° E, de planos axiales subhorizontales o vergentes hacia el Sur, y cuyos ejes *b* son horizontales o están ligeramente inclinados hacia el Oeste. La esquistosidad de flujo (S_2), muy penetrativa, y la foliación metamórfica que dominan en la zona de Morille corresponden a esta fase (fig. 4), lo mismo que el *boudinage* de las capas más competentes, especialmente el de los niveles calcosilicatados, los cuales aparecen frecuentemente fragmentados, estirados y aislados en las rocas pelíticas (fig. 5).

La segunda fase de deformación estuvo acompañada por un metamorfismo de la facies de los esquistos verdes que dio lugar al desarrollo de cuarzo, clorita, biotita, moscovita, albita, clinozoisita y epidota en las rocas pelíticas. Como consecuencia de él, se produjo una cloritización y silicificación parcial de los granates, y una sericitización casi total de la silimanita y estaurólita formadas durante la primera fase tectónica; siendo de destacar que, muy frecuentemente, tanto la estaurólita como los granates, así como la clorita derivada de estos últimos, conservan aún o señalan la posición del plano de esquistosidad

de la primera fase de deformación. Al mismo tiempo, en las rocas calcosilicatadas, el metamorfismo asociado con la segunda fase dio lugar a la aparición de una paragénesis constituida por hornblenda, actinolita, tremolita, albita, clinozoisita, epidota, piedmontita, cuarzo y clorita.

En el caso de estas últimas rocas, se debe destacar que tanto las capas como los *boudines* —los cuales tienen una dirección de alargamiento claramente paralela a los ejes *b* de la segunda fase y una sección transversal que puede variar entre unos centímetros y varios metros—, aparecen frecuentemente zonados como consecuencia de la difusión metasomática del calcio que tuvo lugar entre los materiales calcáreos y los esquistos pelíticos encajantes. Este tipo de *skarn* —que es análogo al descrito, entre otros autores, por THOMPSON (1975), en Vermont, y por KERRICK (1977), en California— continuó formándose aún después de terminada la segunda fase de deformación, dando lugar al desarrollo de bandas paralelas al borde de los materiales calcosilicatados, y cuya anchura varía entre unos milímetros y varios centímetros de acuerdo con la mayor o menor potencia de aquellos materiales.

En el caso de Morille, la parte externa de la zona de borde de estos *skarnoides* está formada esencialmente por cuarzo, biotita, plagioclasas, granates y un anfíbol pargasítico, mientras que la parte interna lo está por plagioclasas, diópsido y grosularia. El resto, es decir, la zona central de los niveles calcosilicatados, está constituida fundamentalmente por calcita, plagioclasas, grosularia e idocrasa.

Por lo que se refiere al anfíbol pargasítico, que es el mineral formado específicamente en el contacto de las rocas carbonatadas durante la segunda etapa de metamorfismo, se presenta bajo dos formas: como cristales alargados, orientados según la (S_2), tanto en el borde de las capas como de los *boudines* calcosilicatados, lo cual es el caso más frecuente, o bien como haces de estos mismos cristales que crecen periférica y normalmente al borde de los *boudines*. Por ello, es evidente que al crecer estos últimos cristales en condiciones estáticas han tenido que hacerlo una vez terminada la segunda fase de deformación.

Finalmente, por lo que se refiere al metamorfismo retrógrado sufrido por los silicatos cálcicos formados en la etapa anterior, hay que des-

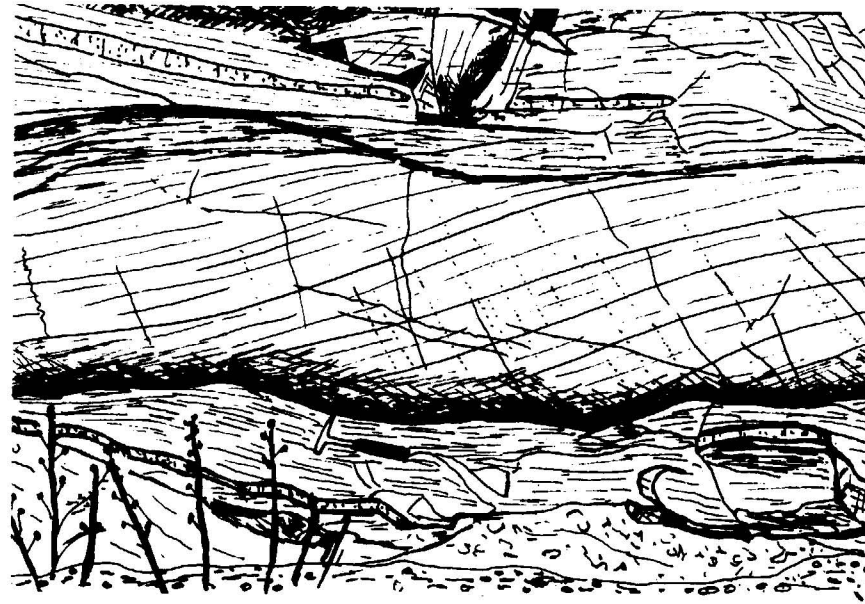


Figura 3.—Charnela de un pliegue en un nivel de cuarcitas micáceas de la mina «Alegria». La lineación (L_1), resultado de la intersección de (S_0) y la esquistosidad de flujo producida por la primera fase de deformación, aparece alabeada por los pliegues de la segunda fase. La esquis-

tosidad de flujo (S_2), la cual está más desarrollada en las filitas que constituyen los flancos, donde hay intercalado un nivel calcosilicatado con scheelita, ha sido deformada, a su vez, por los pliegues muy abiertos de las últimas fases hercínicas.



Figura 4.—Aspecto de los pliegues isoclinales y asimétricos, de plano axial subhorizontal, de la segunda fase tectónica, que afectan a los materiales pelíticos —micacitas y cuarcitas micáceas alternantes— de la mina «Alegria», al norte de Morille. El bandeo, que es paralelo a la esquistosidad de flujo (S_2) en el flanco de los plie-

gues, aparece curvado, a su vez, por las últimas fases de deformación. Nótese, en la parte inferior y ángulo superior derecho de la figura, la presencia de dos niveles calcosilicatados con scheelita que están ligeramente *boudinados* por la segunda fase tectónica.

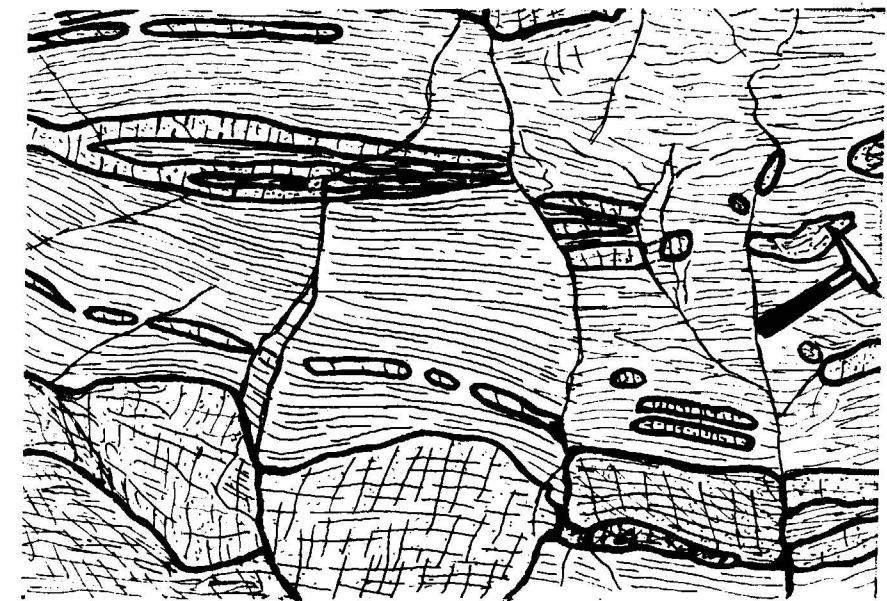


Figura 5.—Aspecto de los niveles calcosilicatados intercalados en los materiales pelíticos de la serie de Morille, en la mina «Alegria», en los que se observa la fuerte fragmentación y el *boudinage* producido en ellos por la segunda fase tectónica. Esta fue acompañada por un metamorfismo retrógrado de la facies de los esquistos verdes

que afectó fuertemente a los minerales de la facies de las anfibolitas almandínico-piroxénicas formados durante la fase anterior. Las fracturas, más o menos perpendiculares a la esquistosidad (S_2), que se ven en la figura, se produjeron en los materiales paleozoicos, ya muy competentes, durante la tercera fase de deformación.

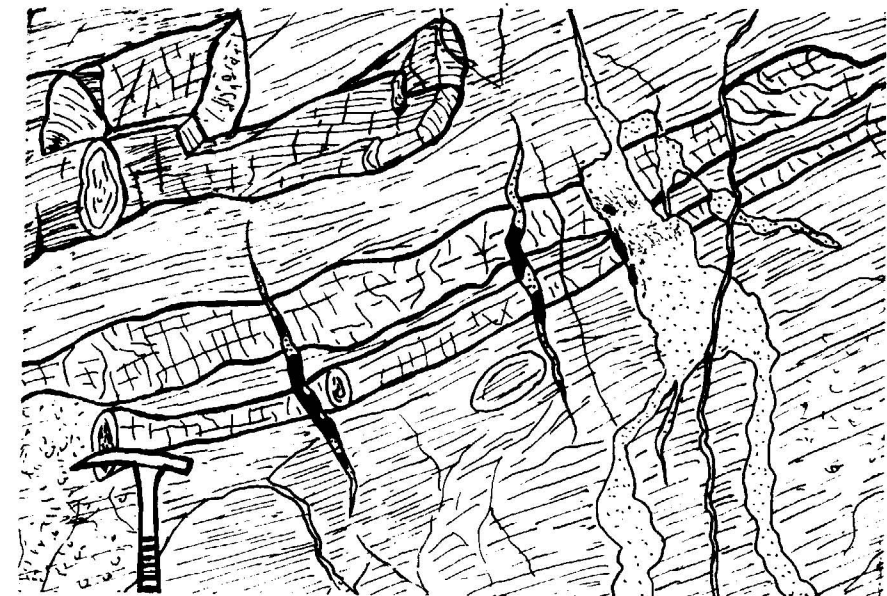


Figura 6.—En el nivel 100 de la mina «Explorada», en Tornadizos, los skarnoides y las cuarcitas calcáreas —que llevan scheelita diseminada y fueron fuertemente *boudinados* por la segunda fase tectónica— aparecen atravesados por filoncillos de cuarzo paralelos entre sí y más o menos perpendiculares a (S_2). Estos filoncillos son frecuentemente sigmoidales, ocupan las fracturas de tensión

de la tercera fase de deformación y se cargan de scheelita (negro) cuando atraviesan niveles calcosilicatados que estaban previamente mineralizados. En ocasiones, tal y como se ve a la derecha de la figura, estos filoncillos han sido brechificados junto con las rocas encajantes e incorporados a los filones de cuarzo originados por las fases tectónicas tardías.

tacar que, aparte la transformación parcial de la grosularia e idocrasa en zoisita, clinozoisita, calcita, epidota y cuarzo, se produjo una fuerte alteración de los piroxenos en actinolita, clorita y clinozoisita, y una extensa sericitización y saussuritización de las plagioclasas. Además, en las fracturas de tensión, más o menos normales a (S_2), que se desarrollaron en algunos niveles calcosilicatados y cuarzo-feldespáticos como consecuencia de su mayor competencia, recrystalizaron, entre otros minerales, cuarzo, albita, moscovita y clinozoisita, así como calcita, esfena, berilo, rutilo, ilmenita, sulfuros de hierro, y ocasionalmente, scheelita.

Tercera fase

Esta fase, que tiene casi la misma dirección, N 110° E, que la anterior, e igual que la primera, dio lugar a pliegues más o menos apretados y a una crenulación de plano axial subvertical. La antifforma de Martinamor, así como la intrusión y orientación de los granitos que ocupan el núcleo de la antifforma, están relacionados con esta fase. En consecuencia, la esquistosidad (S_2), originalmente subhorizontal, buza hacia el Sur en el flanco meridional de la antifforma, y hacia el Norte en el flanco septentrional.

En cualquier caso, la crenulación asociada con la tercera fase tectónica es importante en los tramos pelíticos del núcleo de la antifforma, pero muy rara en los niveles cuarcíticos y calcosilicatados y en los flancos de aquélla.

Las fracturas de tensión de la tercera fase pueden estar ocupadas por venas de cuarzo de segregación que están a veces mineralizadas, y que dan entonces lugar a los yacimientos filonianos de scheelita existentes en la antifforma.

Algunos autores (MARTÍNEZ y NICOLAU, 1973) opinan que esta tercera fase lleva asociada una segunda crenulación, de dirección igualmente N 110° E, pero con buzamiento de 30° al NE.

Fases tardías

De las fases tectónicas tardías, la más antigua e importante ha producido pliegues muy abiertos, dirigidos N 10° E a N 30° E, de plano axial subvertical, que son casi normales a la dirección principal de esquistosidad (S_2).

Las fracturas de tensión relacionadas con esta fase pueden estar ocupadas por grandes diques de cuarzo —los cuales coinciden, en ocasiones, con los de la tercera fase tectónica— y haber rejugado durante el Mesozoico, dando lugar a importantes brechas que, como las fracturas producidas por los contragolpes alpinos, son más o menos paralelas a los bordes de las cuencas terciarias (fig. 1). La actividad de estas fracturas parece haber continuado hasta finales del Mioceno.

Otra de las fases tardías está relacionada con la formación de los dos sistemas de kink-bands, de dirección NE y subverticales, que ocasionalmente se observan en la zona.

5. LOS YACIMIENTOS DE SCHEELITA

Los indicios y yacimientos de scheelita de la zona de Morille corresponden a dos tipos paragenéticos principales: el más antiguo tiene caracteres estratiformes, mientras que el más joven es claramente filoniano. Ellos pertenecen a las paragénesis (sk.W) y (q.W-B) descritas por ARRIBAS (1978).

Yacimientos estratiformes

La paragénesis (sk.W) —scheelita en rocas calcosilicatadas— aparece frecuentemente asociada a los esquistos cambro-ordovícicos de la región centro-occidental de España —Morille y Fregeneda, en la provincia de Salamanca, y Perales, en la de Cáceres—, mientras que en Portugal da lugar a yacimientos análogos en formaciones metamórficas atribuidas al Silúrico (THADEU, 1973; NORONHA, 1976). De todas formas, un carácter común a todos los yacimientos ibéricos en rocas calcosilicatadas, es decir, del tipo *skarnoide*, es que ellos se encuentran en formaciones paleozoicas que están afectadas por un metamorfismo de grado medio a alto, y rara vez en contacto directo con rocas intrusivas. Por ahora, sólo se puede decir que estos yacimientos parecen estar relacionados con la existencia de niveles calcosilicatados, cuarzo-micáceos y biotítico-feldespáticos, cuya potencia puede variar de unos centímetros a varios metros, y que están aislados o se repiten a pequeños intervalos en potentes formaciones de rocas pelíticas. Además, estos ni-

veles se encuentran en series de variada composición litológica —cuarcitas, rocas calcosilicatadas y diferentes tipos de esquistos— correspondientes al metamorfismo de sedimentos arcillosos, areniscosos, margosos y calcáreos, éstos a veces algo magnesianos, así como al de volcánitas o, por lo menos, materiales de origen probablemente volcánico.

De acuerdo con la composición mineralógica y textura de las rocas encajantes, se pueden distinguir en la antifforma de Martinamor tres tipos de mineralizaciones estratiformes de scheelita que están generalmente asociadas en el terreno.

El primer tipo está constituido por una roca de grano fino que tiene el aspecto de una cuarcita muy compacta de color gris claro y que aparece salpicada frecuentemente por pequeños cristales de color gris verdoso. La roca tiene textura granoblástica y está constituida esencialmente por cuarzo y feldespatos. Entre los minerales accesorios, los más importantes son: anfíboles fibrosos de la serie tremolita-actinolita, granates, clinozoisita, epidota, moscovita, biotita y clorita, y más raramente trazas de pirita y pirrotina. Estos niveles han sido frecuentemente *boudinados*, y la scheelita, cuya distribución es muy irregular, y los granates aparecen frecuentemente corroídos por el cuarzo y aplastados según la dirección de esquistosidad (S_2). Entre los minerales accesorios, el apatito puede ser localmente muy abundante.

La composición química de estas rocas corresponde a la de una grauvaca, o incluso a la de una roca piroclástica, en la que la scheelita parece haber cristalizado al mismo tiempo que los granates y ser, como éstos, un producto del metamorfismo regional.

El segundo tipo de mineralización estratiforme es característico de algunos yacimientos —por ejemplo, «Paquita III», en S. Tomé de Rozados; «Alegría», en Morille, y «Explotada», en Tornadizos— donde la scheelita se encuentra en niveles de textura granoblástica que están formados casi exclusivamente por plagioclasas y biotita, o por cuarzo, calcita y micas. Estos minerales van acompañados, según los casos, por apatito —que a veces es muy abundante—, rutilo y turmalina, así como por muy pequeñas cantidades de pirita, pirrotina, arsenopirita e ilmenita, y trazas de molibdenita. Al igual que en el caso anterior,

algunos de estos niveles han sido *boudinados* durante la segunda fase tectónica y, como se indicó en el caso de los *skarnoides*, adquirido una textura zonada. Sin embargo, la zonación se debe a la recrystalización de la scheelita durante la segunda fase de deformación, ya que ello dio lugar a la concentración de los minerales accesorios, especialmente el rutilo y circón, en el borde de los niveles wolframíferos.

Por último, el tercer tipo de yacimiento estratiforme está representado por los *skarnoides*, niveles calcosilicatados de color blanco-verdoso y grano medio a grueso, a veces muy grueso, que los mineros llaman *caparazones*, cuando están frescos, y *masones*, cuando están alterados (figura 5).

Un *skarnoide* se compone esencialmente de calcita; plagioclasas, más o menos sericitizadas y saussuritizadas; diópsido, frecuentemente urazitizado; grosularia e idocrasa, transformadas parcialmente en clinozoisita, zoisita, epidota y cuarzo; y anfíboles, pertenecientes tanto a la variedad fibrosa tremolita-actinolita como a la hornblenda pargasítica, la cual forma la zona externa de los niveles calcosilicatados. Como minerales accesorios, el apatito, la esfena —algunas veces muy rica en estaño, de la variedad malayaita—, ilmenita, piedmontita, y ocasionalmente escapolita, son los más importantes; la moscovita y la clorita están siempre presentes, siendo esta última un producto de alteración del diópsido y los granates, los cuales suelen ser anisótropos; y finalmente la scheelita, la cual puede estar diseminada en el núcleo de los niveles calcosilicatados o dispuesta alrededor de los granates. En algunas raras ocasiones, la scheelita va acompañada por trazas de powellita, pirita, pirrotina, calcopirita y molibdenita.

Yacimientos filonianos

Algunos de los yacimientos de scheelita de la antifforma de Martinamor —«Explotada», «Claudina», «Anarbellas» y «Paquita»— corresponden a filones de cuarzo que atraviesan las mineralizaciones estratiformes descritas en el apartado anterior, especialmente los niveles calcosilicatados —*skarnoides* y cuarcitas calcáreas—, con los que siempre están relacionados.

Las fracturas donde se localizan los filones mineralizados son de longitud variable —cuando

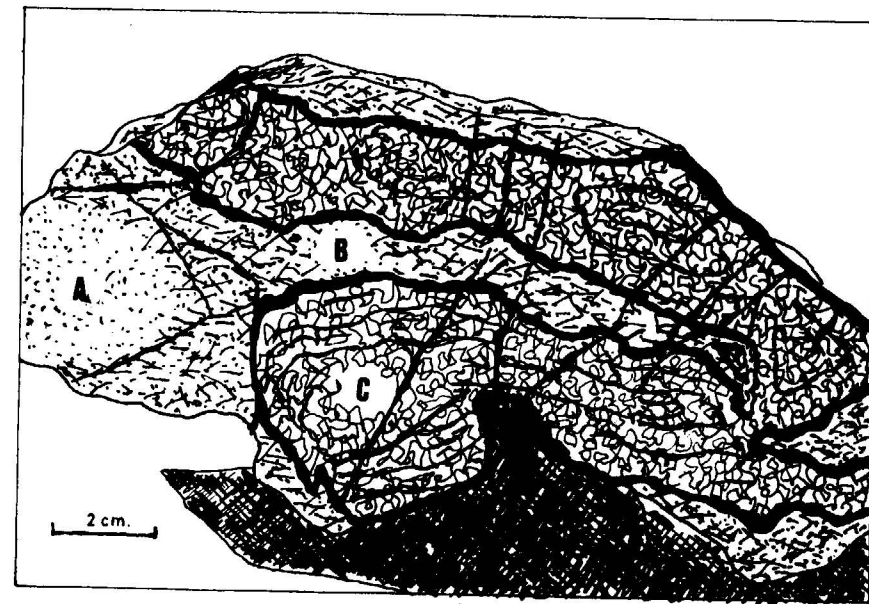


Figura 7.—Pliegue isoclinal en un nivel de scheelita C prácticamente *boudinado* por la segunda fase de deformación. La scheelita, totalmente recrystalizada y acompañada por rutilo, apatito, plagioclasas, circón y biotita, como minerales accesorios, pasa sucesivamente, a través de un borde externo formado principalmente por rutilo

y apatito, a los esquistos biotíticos B, fuertemente turmalinizados, y feldespáticos A, en los que va encajada la mineralización. El pliegue ha sido doblado, a su vez, por la tercera fase tectónica, la cual ha producido una fuerte crenulación en los esquistos y fracturado el nivel más competente de scheelita.

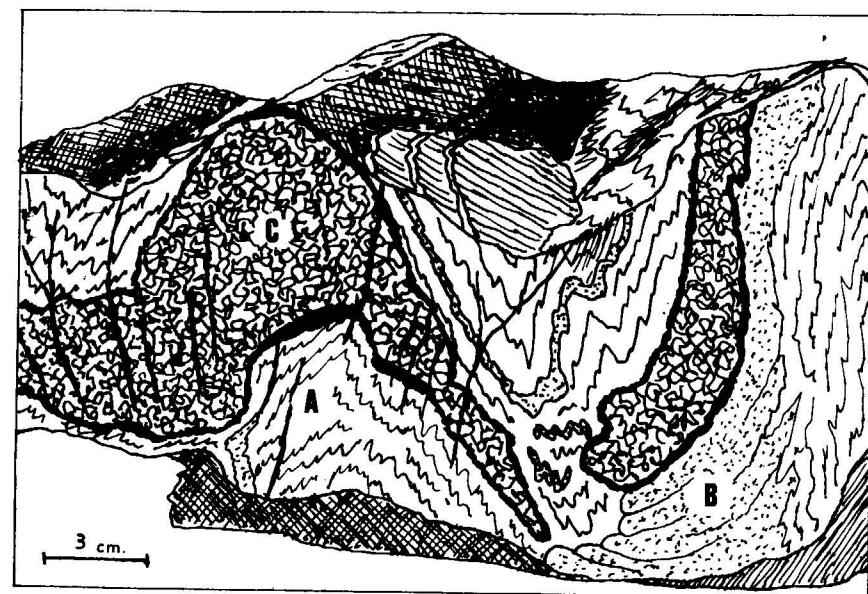


Figura 8.—Los *boudines* de scheelita C, rodeados por un borde oscuro formado por rutilo, apatito y circón, han sido originados por la segunda fase de deformación y plegados por la tercera. Los esquistos biotíticos A, encajantes de la mineralización, están fuertemente crenulados,

a diferencia de lo que ocurre con los niveles feldespáticos B, en los que la esquistosidad (S_1) apenas está desarrollada. En los *boudines* de scheelita, la crenulación es sustituida por una esquistosidad de fractura.

cortas, de forma sigmoidal—, más o menos perpendiculares al plano de esquistosidad (S_2), y paralelas a las fracturas de tensión relacionadas con la tercera fase tectónica (fig. 6).

La paragénesis de este tipo de yacimientos está constituida casi exclusivamente por cuarzo, albita, moscovita, berilo, apatito, calcita, scheelita, arsenopirita y turmalina, la cual puede ser chorlo o una variedad fibrosa de dravita, especialmente cuando los filones atraviesan niveles de rocas carbonatadas que son más o menos magnesianos.

En cualquier caso, entre las mineralizaciones filonianas y las estratiformes hay una relación evidente, ya que las primeras se han formado únicamente cuando los filones han atravesado rocas metamórficas que contenían previamente scheelita. Además, los filones se esterilizan y hacen exclusivamente cuarzosos cuando penetran en las rocas pelíticas que alternan con los niveles calcosilicatados, lo que prueba que la scheelita de los filones —la cual puede llegar a formar concentraciones de hasta 30 kg de peso— se ha formado con el tungsteno y el calcio removilizados a partir de aquellos niveles.

Por otra parte, cuando los filones han sido afectados por acciones tectónicas posteriores, sus minerales están brechificados y pueden haber quedado englobados en los diques de cuarzo que se formaron durante las fases de deformación tardías (fig. 6).

6. ORIGEN DE LA MINERALIZACION

Ni las observaciones realizadas sobre el terreno ni el estudio mineralógico de las menas y rocas encajantes permiten establecer por ahora, de forma incuestionable, el origen epigenético o singenético de las mineralizaciones estratiformes de scheelita. Y esto ocurre no solamente con los indicios y yacimientos de la antiforma de Martinamor, sino también con muchas mineralizaciones parecidas que se conocen tanto en Europa occidental —Francia (SAMAMA, 1971; AICARD, 1972; BOYER y ROUTHIER, 1974; BEZIAT y TOLLON, 1976; CHAURIS y CORRE, 1978), Italia (MAUCHER, 1976;

BRIGO y FRIZZO, 1976), Noruega (URBAN, 1971; SKAARUP, 1974) y Austria (HOLL et al. 1972; HOLL, 1976)—, como en otros lugares del mundo: Corea (So, 1968); Africa del Sur (STUMPFL, 1977); Argentina (BROTKORB, 1977); Australia (BURCHARD, 1977); Uganda (JEFFREY, 1959); Rodesia (CUNNINGHAM et al., 1973) y la U. R. S. S. (DENISENKO y RUNDKWIST, 1977). Las mineralizaciones de Morille encajan precisamente en el grupo de yacimientos «sedimentario-metamórficos» estratiformes de la clasificación propuesta por BURNOL et al. (1978).

Por lo que se refiere a la Serie de Morille, no existen en ella granitos anteriores al Cámbrico —salvo, quizá, el ortogneis de San Pelayo— ni rocas claramente volcánicas o piroclásticas, aunque éstas estuvieran metamorfozadas, a las que poder atribuir el origen del tungsteno contenido en los esquistos.

En cualquier caso, es indudable que en algunos de los niveles calcosilicatados, cuarzo-micáceos y biotítico-feldespáticos de la Serie de Morille se produjo una concentración geoquímica de wolframio y estaño —ya fuera ésta de origen únicamente sedimentario o efectuada bajo la influencia de rocas ígneas—, análoga a la que, para el primer elemento, se conoce en algunos tipos de rocas sedimentarias (HARMON et al., 1978). Posteriormente, como consecuencia de los procesos de recrystalización, dichos elementos quedarían incorporados a las paragénesis metamórficas como scheelita y malayaita, respectivamente.

La scheelita puede llegar incluso a formar niveles casi puros en los esquistos biotítico-feldespáticos y cuarzo-micáceos. Niveles que, como los calcosilicatados, han sido plegados y *boudinados* (fig. 7) por la segunda fase tectónica —es decir, antes de que tuviera lugar el emplazamiento de los granitos albiticos de tipo Martinamor, que son los más abundantes en la antiforma—, y doblados por la tercera, al tiempo que los esquistos encajantes eran crenulados (fig. 8).

Todo ello significa que las concentraciones de tungsteno existían ya antes de que se produjera la segunda fase de metamorfismo, y que la formación de la scheelita, incluida a veces dentro de los granates y deformada con ellos, tuvo lugar durante la primera fase tectónica, y se produjo

al mismo tiempo que la de los otros minerales cálcicos de la roca.

En cuanto a los yacimientos filonianos asociados con la tercera fase de deformación, está claro que la scheelita se ha formado por removilización del tungsteno contenido en las rocas metamórficas, ya que dicho mineral aparece únicamente cuando los filones han atravesado esquistos que estaban previamente mineralizados.

Sin embargo, los granitos de Martinamor, cuyo emplazamiento se produjo durante esta tercera fase, son los que han dado lugar a los numerosos diques de aplitas, pegmatitas y cuarzo que atraviesan la mitad oriental de la antiforma y que ocasionalmente llevan casiterita.

En conclusión, y como hipótesis, se puede admitir que el tungsteno y el estaño de los indicios y yacimientos de la antiforma de Martinamor se concentraron originalmente en niveles preferenciales, bien definidos, durante el desarrollo de un geosinclinal, y bajo la influencia o no de procesos ígneos. Más tarde, aquellos elementos cristalizaron como scheelita y malayaíta al tiempo que lo hacían los otros minerales de la roca, es decir, durante el metamorfismo regional que siguió a la primera fase de deformación.

Posteriormente, durante la segunda fase tectónica, los niveles calcosilicatados, cuarzo-micáceos y biotítico-feldespatícos fueron plegados y *boudinados*. Este proceso precedió a la formación de los filones de cuarzo que ocuparon las fracturas de tensión de la tercera fase tectónica y que cuando atravesaron niveles previamente mineralizados con scheelita, produjeron las concentraciones filonianas de este mineral que también son objeto de explotación.

Finalmente, la anatexia mesocrustal, al afectar a formaciones que contenían niveles mineralizados, dio lugar a una removilización del tungsteno durante los procesos tardíos de granitización y a la aparición de mineralizaciones filonianas intrabólicas que, como las del granito de Santa Genoveva, pertenecientes ya al tipo Barruecopardo, no fueron afectadas por las deformaciones tectónicas principales.

Esta hipótesis genética se puede aplicar igualmente a otros indicios estratiformes de tungsteno existentes en ciertas áreas metamórficas de las provincias de León (LEDUC y GLAÇON, 1975), Salamanca (Fregeneda) y Cáceres (Perales), en las que existen también niveles calcosilicatados análogos a los que se acaban de describir, que han sido atravesados por leucogranitos hercínicos tardíos de dos micas, y que, como en el caso de Santa Genoveva, contienen también mineralizaciones filonianas intragraníticas de scheelita. Este es el caso de los yacimientos de Barruecopardo, en Salamanca, y La Lapa, en Cáceres (ARRIBAS, 1979 b).

Un resumen esquemático de las relaciones existentes entre los procesos tectónicos, metamórficos y metalogénicos que han dado lugar a la formación de los yacimientos de scheelita del área de Morille se recogen en el cuadro 1.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

Aunque la minería se ha desarrollado esporádicamente de acuerdo con el precio de la scheelita, varios indicios de tungsteno de la antiforma de Martinamor han sido objeto de pequeños trabajos de explotación, de forma más o menos continua, en la zona comprendida entre Morille y Tornadizos. Sin embargo, dado el reducido tamaño y la errática distribución de las mineralizaciones, las explotaciones han tenido casi siempre un carácter familiar y artesanal.

Entre los yacimientos filonianos, los trabajos más importantes se han llevado a cabo en las minas «Explotada», en Tornadizos; «Grupo Anarbellas», en S. Pedro de Rozados, y «Claudina», en Morille, las cuales han llegado a alcanzar varias decenas de metros de profundidad. Entre las mineralizaciones estratiformes, casi todas explotadas a cielo abierto, las de «Mundaca» y «Alegría», en Morille; «Barcialejo», en S. Tomé de Rozados, y «Mimosa» y «Grupo San Pedro», en Terrubias, han sido las más interesantes. En efecto, casi todas ellas han producido concentrados de scheelita a partir de menas con una ley media del 0,8 por 100 de WO₃.

BIBLIOGRAFIA

- ALCARD, P.: *La scheelite du Tanneron*. Note inédite du BRGM (1972).
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZÁLEZ, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ, J. R., y MARTÍNEZ, E.: *Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente hercínica, en el noroeste y centro de la Península Ibérica*. Stvd. Geol., 6, pp. 29-48 (1973).
- ARRIBAS, A.: *Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain*. Stvd. Geol., 14, pp. 223-260 (1978).
- ARRIBAS, A.: *Les gisements de tungstène de la zone de Morille (province de Salamanca, Espagne)*. Chron. Rech. Min., 450, pp. 27-34 (1979 a).
- ARRIBAS, A.: *Le gisement de tungstène de Barruecopardo*. Chron. Rech. Min., 450, pp. 42-49 (1979 b).
- BEZIAT, P., y TOLLON, F.: *La scheelite dans le Midi de la France: le problème des concentrations de tungstène dans les strates*. Mem. h. sér. Soc. Geol. France, 7, pp. 49-56 (1976).
- BOYER, F., y ROUTHIER, P.: *Extension régionale de couches à scheelite dans le couverture métamorphique de la zone axial en Montagne Noire (Hérault, France)*. C. R. Ac. Sc., t. 279, París (1974).
- BURNOL, L.; GEFFROY, J., y SOLER, P.: *Le tungstène, ses principaux types de gisement*. Chron. Rech. Min., 441 y 443, pp. 27-43 y 27-44 (1978).
- BRIGO, L., y FRIZZO, P.: *Manifestazioni a scheelite nel massiccio cristallino dell'Argentera (Alpi Marittime)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, pp. 1127-1136 (1976).
- BRODTKORB, M. K., y BRODTKORB, A.: *Stratabound Scheelite Deposits in the Precambrian Basement of San Luis (Argentina)*. In «Time and Stratabound Ore Deposits», Klemm y Schneider, Springer, pp. 141-149 (1977).
- BURCHARD, U.: *Genesis of the King Island (Tasmania) Scheelite Mine*. In «Time and Stratabound Ore Deposits», Klemm y Schneider, Springer, pp. 199-204 (1977).
- CHAURIS, L., y CORRE, Y.: *Skarn à idocrase, grossulaire et scheelite de Plougoulm (Finistère, France)*. Bull. Soc. Min. France, 101, pp. 576-577 (1978).
- CLAISSE, F., y SAMSON, C.: *Effects des heterogeneités en fluorescence X*. Rapport 567. Ministère des Richesses Naturelles. Quebec (1962).
- CUNNINGHAM, W. B.; HÖLL, R., y TAUPITZ, K. C.: *Two new tungsten-bearing horizons in the older Precambrian of Rhodesia*. Min. Dep., 8, pp. 200-203 (1973).
- DENISENKO, W., y RUNDKWIST, D. W.: *Neue typen stratiformer Wolframvererzung*. Sow. Geol., 6, pp. 32-46 (1977).
- DÍEZ-BALDA, M. A.; MARTÍNEZ, J. A.; GONZÁLEZ, F., e IGLESIAS, M.: *La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca*. Stvd. Geol., 12, pp. 91-108 (1977).
- HARMON, K. A.; SHAW, D. M., y CROCKET, J. H.: *Tungsten abundance in Precambrian iron-formations and other sedimentary rocks*. Econ. Geol., 73, pp. 1167-1170 (1978).
- HOLL, R.: *Early paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg-Formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation*. In «Time and stratabound ore deposits», Klemm and Schneider, Springer Verlag, Berlin (1977).
- HÖLL, R.; MAUCHER, A., y WESTENBERGER, H.: *Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and timebound scheelite deposits of Kleinartal and Felbertal in the Eastern Alps*. Min. Dep., 7, pp. 217-226 (1972).
- JEFFREY, P. G.: *Geochemistry of tungsten with special reference to the rocks of Uganda Protectorate*. Geochim. Cosmochi. Acta, 16, pp. 278-295 (1959).
- JIMÉNEZ, E.: *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero*. Stvd. Geol., 5, pp. 107-136 (1973).
- KERRICK, D. M.: *The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California*. Jour. of Petrol., 18, pp. 144-181 (1977).
- LEDUC, L., y GLAÇON, J.: *La scheelite liée aux strates dans le district tungstifère de Ponferrada (Leon, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 280 D, pp. 2625-2628 (1975).
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., et NICOLAU, J.: *Los terrenos infra-ordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Inst. Geol. Min., 34, 6, pp. 1-12 (1973).
- MAUCHER, A.: *The stratabound cinnabar-stibnite-scheelite deposits. Discussed with examples from the Mediterranean region*. In Handb. of Strat. and Strat. Ore Deposits. Elsevier, 7, pp. 477-503 (1976).
- NORONHA, F.: *Niveaux a scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance métallogénique*. Pub. Mus. Lab. Fac. Cienc. Porto, 87, 4, pp. 7-15 (1976).
- PELLITERO, E.; ARRIBAS, A., et SAAVEDRA, J.: *Geología de áreas mineralizadas en la antiforma de Vecinos-Martinamor (Salamanca)*. Tecniterrae, 10, pp. 1-8 (1976).
- SAMAMA, J. C.: *Paléoplacer à tungstène et étain dans les series métamorphiques du Vivarais occidental*. C. R. Ac. Sc., t. 272, pp. 516-518 (1971).
- SAAVEDRA ALONSO, J.; PELLITERO, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y MADRUGA, F.: *Estudio del granito mineralizado del Jalama. Salamanca-Cáceres, España*. Boletín Geológico y Minero, t. LXXXVIII-IV, pp. 333-344 (1975).
- SCHMIDT-THOME, P.: *Paleozoisches grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien*. Geotckt. Forsch. H. 6 (1945).
- SKAARUP, P.: *Stratabound scheelite mineralization in skarn and gneisses from the Bindal area, Northern Norway*. Min. Dep., 9, pp. 299-308 (1974).
- SO, C. S.: *Die scheelite Lagerstätte Sandong*. Dissert. Uni. München (1968).
- STUMPFL, E. F.: *Sediments, ores and metamorphism. New aspects*. Phil. Trans. R. Soc. London, A 286, pp. 507-525 (1977).
- THADEU, D.: *Le gisements stanno-wolframitiques du Portugal*. Ann. Soc. Géol. Belg., 96, pp. 5-30 (1973).
- THOMPSON, A. B.: *Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist*. Jour. of Petrol., 16, pp. 314-346 (1975).
- URBAN, H.: *Zur Kenntnis der schichtgebundenen wolfram-molybdän-vererzung in Örsdalen (Rogaland, Norwegen)*. Min. Dep. 6, pp. 167-195 (1971).



Vista aérea de la corta principal del yacimiento de Barruecopardo tomada desde el Norte. Nótese la densidad del haz filoniano que atraviesa el granito mineralizado.

EL YACIMIENTO DE TUNGSTENO DE BARRUECOPARDO (60° 31' W, 41° 08' N)

Por A. ARRIBAS

INTRODUCCION

El yacimiento de Barruecopardo se encuentra en el extremo noroeste de la provincia de Salamanca, en una zona donde numerosos indicios mineralizados con tungsteno están repartidos sobre un área que, en conjunto, mide cerca de 10 km².

La región está situada sobre la penillanura que se extiende por el oeste de España a una altitud media de 750 m, y en la que los únicos accidentes topográficos dignos de mención son los grandes diques de cuarzo, de dirección NNE, que destacan sobre el horizonte, y los profundos valles excavados en el zócalo herciniano por los ríos que atraviesan la región, especialmente el Duero, Huebra, Yeltes, Tormes y Agueda (fig. 9).

1. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

Esta parte de la Meseta Ibérica está formada fundamentalmente por dos grandes grupos de rocas cristalinas: granitoides, y rocas sedimentarias más o menos metamorfizadas (MARTÍNEZ, 1974; BUXANT, 1976).

Los esquistos que se extienden al este y oeste de Barruecopardo han sido atribuidos al Cámbrico y al Ordovícico Inferior, si bien, al no existir fósiles, su edad no está todavía bien establecida. Estas rocas están constituidas por cuarcitas gri-

ses, compactas, y con abundantes intercalaciones pelíticas, por debajo de las cuales se encuentra una serie muy monótona de esquistos oscuros de edad anteordovícica.

El grado de metamorfismo de estas rocas es muy variable. En general, pertenecen a la zona de la biotita, pero pueden haber sufrido transformaciones más profundas de acuerdo con su proximidad a los granitos. Por ello, alrededor de las rocas plutónicas se han desarrollado aureolas de contacto, pertenecientes a las zonas de la andalucita-cordierita y silimanita-feldespato potásico, cuyas isograsas son más o menos paralelas al contacto con las rocas plutónicas.

En la base de esta serie metamórfica, 13 km al este de Barruecopardo, se encuentra un complejo muy metamórfico, formado por gneises bandeados de grano fino y gneises glandulares que, por consideraciones tectónicas y por comparación con rocas semejantes existentes en el noroeste de España, se han atribuido al Precámbrico.

Las rocas graníticas ocupan zonas muy extensas en la región, y pertenecen a cuatro tipos principales (MARTÍNEZ, 1974):

- (1) Granitoides calcoalcalinos precoces.
- (2) Granitos de dos micas con tendencia alcalina.
- (3) Granitos calcoalcalinos tardíos con biotita (\pm moscovita).
- (4) Diques de granitos calcoalcalinos porfiróides.

Los granitos (1) son anteriores a la fase principal de las deformaciones hercínicas, la cual tuvo

EL YACIMIENTO DE TUNGSTENO DE BARRUECOPARDO (60° 31' W, 41° 08' N)

Por A. ARRIBAS

INTRODUCCION

El yacimiento de Barruecopardo se encuentra en el extremo noroeste de la provincia de Salamanca, en una zona donde numerosos indicios mineralizados con tungsteno están repartidos sobre un área que, en conjunto, mide cerca de 10 km².

La región está situada sobre la penillanura que se extiende por el oeste de España a una altitud media de 750 m, y en la que los únicos accidentes topográficos dignos de mención son los grandes diques de cuarzo, de dirección NNE, que destacan sobre el horizonte, y los profundos valles excavados en el zócalo herciniano por los ríos que atraviesan la región, especialmente el Duero, Huebra, Yeltes, Tormes y Agueda (fig. 9).

1. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

Esta parte de la Meseta Ibérica está formada fundamentalmente por dos grandes grupos de rocas cristalinas: granitoides, y rocas sedimentarias más o menos metamorfizadas (MARTÍNEZ, 1974; BUXANT, 1976).

Los esquistos que se extienden al este y oeste de Barruecopardo han sido atribuidos al Cámbrico y al Ordovícico Inferior, si bien, al no existir fósiles, su edad no está todavía bien establecida. Estas rocas están constituidas por cuarcitas gri-

ses, compactas, y con abundantes intercalaciones pelíticas, por debajo de las cuales se encuentra una serie muy monótona de esquistos oscuros de edad anteordovícica.

El grado de metamorfismo de estas rocas es muy variable. En general, pertenecen a la zona de la biotita, pero pueden haber sufrido transformaciones más profundas de acuerdo con su proximidad a los granitos. Por ello, alrededor de las rocas plutónicas se han desarrollado aureolas de contacto, pertenecientes a las zonas de la andalucita-cordierita y silimanita-feldespato potásico, cuyas isogradas son más o menos paralelas al contacto con las rocas plutónicas.

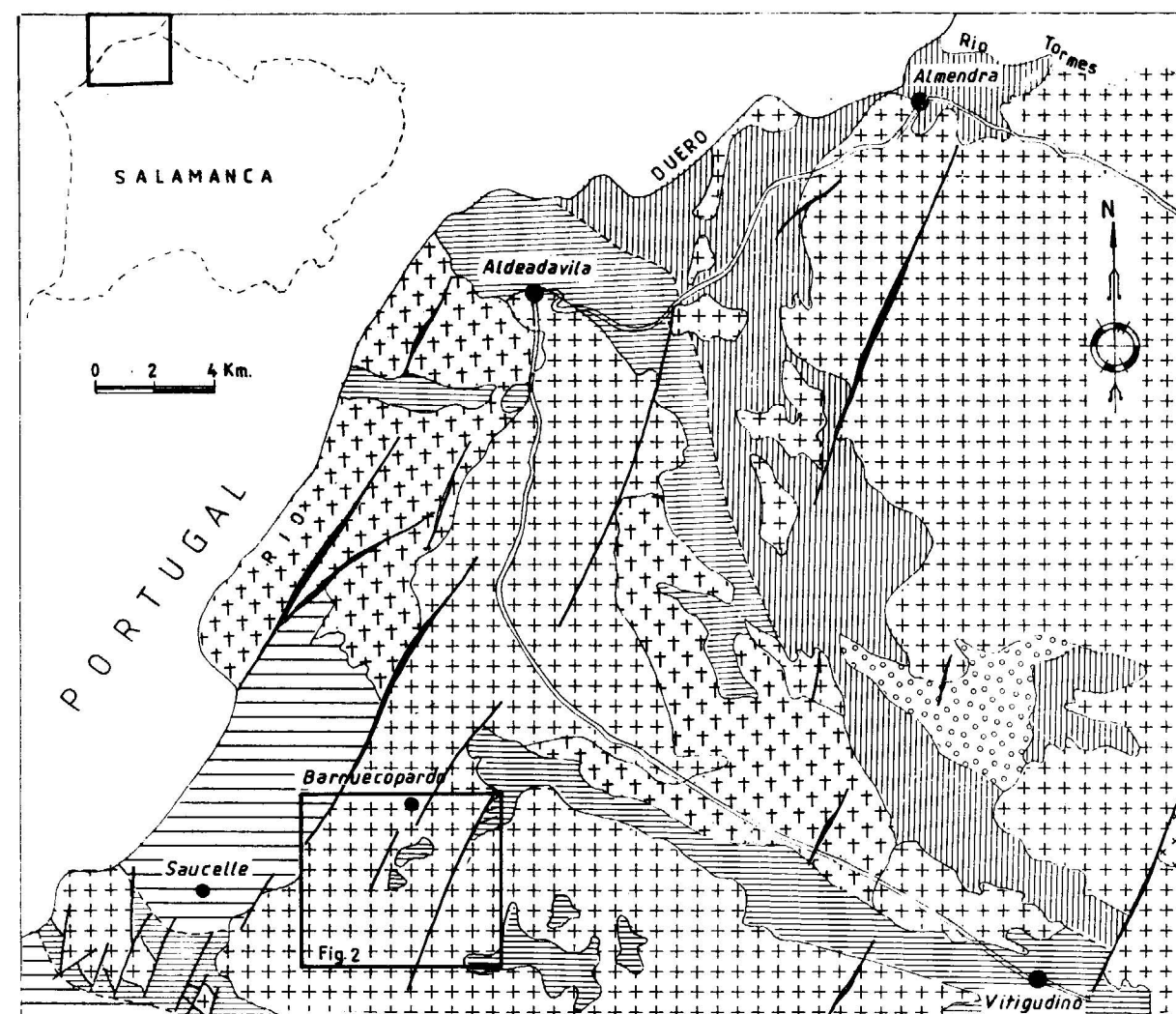
En la base de esta serie metamórfica, 13 km al este de Barruecopardo, se encuentra un complejo muy metamórfico, formado por gneises bandeados de grano fino y gneises glandulares que, por consideraciones tectónicas y por comparación con rocas semejantes existentes en el noroeste de España, se han atribuido al Precámbrico.

Las rocas graníticas ocupan zonas muy extensas en la región, y pertenecen a cuatro tipos principales (MARTÍNEZ, 1974):

- (1) Granitoides calcoalcalinos precoces.
- (2) Granitos de dos micas con tendencia alcalina.
- (3) Granitos calcoalcalinos tardíos con biotita (\pm moscovita).
- (4) Diques de granitos calcoalcalinos porfiróides.

Los granitos (1) son anteriores a la fase principal de las deformaciones hercínicas, la cual tuvo

Vista aérea de la corta principal del yacimiento de Barruecopardo tomada desde el Norte. Nótese la densidad del haz filoniano que atraviesa el granito mineralizado.



IL IE Y IE IN ID /A



Mapa región.

Figura 9.—Esquema geológico del NO de la provincia de Salamanca (adaptado de MARTÍNEZ, 1975).

lugar en el Estefaniense Medio, al tiempo que se producía el emplazamiento de los granitos de tendencia alcalina (2). Los granitos (3) y (4) son claramente postorogénicos y probablemente autu-nienses.

2. TECTONICA

Después del Ordoviciense, el basamento de la región de Barruecopardo ha sido afectado por tres fases principales de deformación de edad hercínica.

La primera fase, que es la más importante, está representada por pliegues isoclinales de di-rección Este-Oeste y escala meso a microscópica. Estos pliegues han dado lugar a una esquistosi-dad de flujo en las zonas con alto grado de me-tamorfismo, la cual ha sido deformada por la tercera fase tectónica.

La segunda fase es la menos importante, y ha sido detectada únicamente en algunos puntos. Ella ha dado lugar a pliegues mesoscópicos y a una crenulación subhorizontal que, al microscopio, presenta los flancos muy estirados.

La tercera fase está muy desarrollada en todo el oeste de la Península Ibérica, y ha producido grandes pliegues asimétricos, de plano axial sub-vertical, ligeramente vergentes al NE, que son visibles a escala macroscópica.

Posteriormente, la intensa tectónica de fractu-ra que afectó al zócalo hercínico está represen-tada en la región de Barruecopardo por grandes fracturas y bandas de rocas cataclásticas y milo-nitas, de dirección NNE, y ocasionalmente por la introducción de grandes diques de cuarzo, apli-tas y pegmatitas.

3. EL YACIMIENTO DE BARRUECOPARDO

Los minerales de tungsteno se encuentran al sur —Coto Minero Merladet y Valdegalligos— y suroeste —Las Cabritas— de Barruecopardo (fi-gura 10), y están localizados íntegramente dentro de los granitos alóctonos de dos micas y tenden-cia alcalina del tipo (2) (PELLITERO et alt., 1975 y 1976).

La roca encajante es un leucogranito de grano medio a grueso, a veces porfiroide, en el que el

único mineral férrico es la biotita. Localmente puede presentar megacristales hipidiomorfos de feldespato potásico, y la moscovita, siempre pre-sente, aparece normalmente en cantidad superior a la biotita. En este tipo de granitos se han dife-renciado cinco facies principales (fig. 10), cuya composición química está indicada en la Tabla I.

TABLA I

	Fa-cies I	Fa-cies II	Fa-cies III	Fa-cies IV	Fa-cies V
ELEMENTOS MAYORES (% en peso)					
SiO ₂	73,38	73,32	73,40	73,97	71,80
Al ₂ O ₃	14,82	14,68	14,82	14,70	16,60
Fe ₂ O ₃	1,00	0,93	0,91	0,66	0,66
TiO ₂	0,27	0,22	0,21	0,18	0,05
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09
CaO	0,58	0,49	0,51	0,48	0,43
MgO	0,42	0,33	0,34	0,19	0,01
Na ₂ O	2,80	3,12	3,21	3,91	4,42
K ₂ O	4,64	4,71	4,54	4,90	3,46
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,21	0,22	0,32
Volátiles	1,26	1,21	1,27	1,20	1,61
Totales	99,38	99,21	99,43	99,42	99,45
ELEMENTOS TRAZA (ppm)					
Li	31	23	30	24	275
Ba	273	244	212	105	80
Cs	25	26	33	44	150
Sn	12	<10	11	<10	124
Sr	85	76	72	57	195
Rb	372	351	344	387	1.150
Nb	15	16	16	16	25
Zr	102	80	77	66	25
Y	<10	<10	<10	<10	—
Th	<20	<20	<20	<20	<20
Pb	35	35	32	28	10
Ga	—	—	<20	—	<20
Zn	85	81	76	66	115
PARAMETROS QUIMICO-MINERALOGICOS					
Q	215	203	205	210	182
B	26	23	22	15	9
F	3	—5	—4	6	—69
Or	272	317	289	348	99
Mu	270	237	249	246	327
Na + Ca	96	105	107	98	143
Na — Ca	84	97	99	90	143
Or/(Na — Ca) ...	3,24	3,27	2,92	3,87	0,70
PARAMETROS GEOQUIMICOS					
K/Rb	103,53	113,38	109,54	105,09	18,53
Rb/Sr	4,38	4,62	4,78	6,79	5,90

Facies I

Granito adamellítico de grano grueso, a veces algo porfiroide, con biotita dominante. Los mine-rales esenciales son cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Como minerales

accesorios, los más frecuentes son el circón y el apatito, y a veces la turmalina. El feldespato po-tásico pertenece a dos generaciones. El más abun-dante es la ortosa precoz, la cual va acompañada por microclina tardía que reemplaza parcialmen-te a las plagioclasas.

Facies II

Adamellita de grano medio a grueso, no por-

firoide. La moscovita es más abundante que en la facies I, lo mismo que la microlinización.

Facies III

La única diferencia con la facies precedente es la presencia de albita intersticial y la heteroge-neidad de grano.

Facies IV

Es la roca encajante del yacimiento y donde

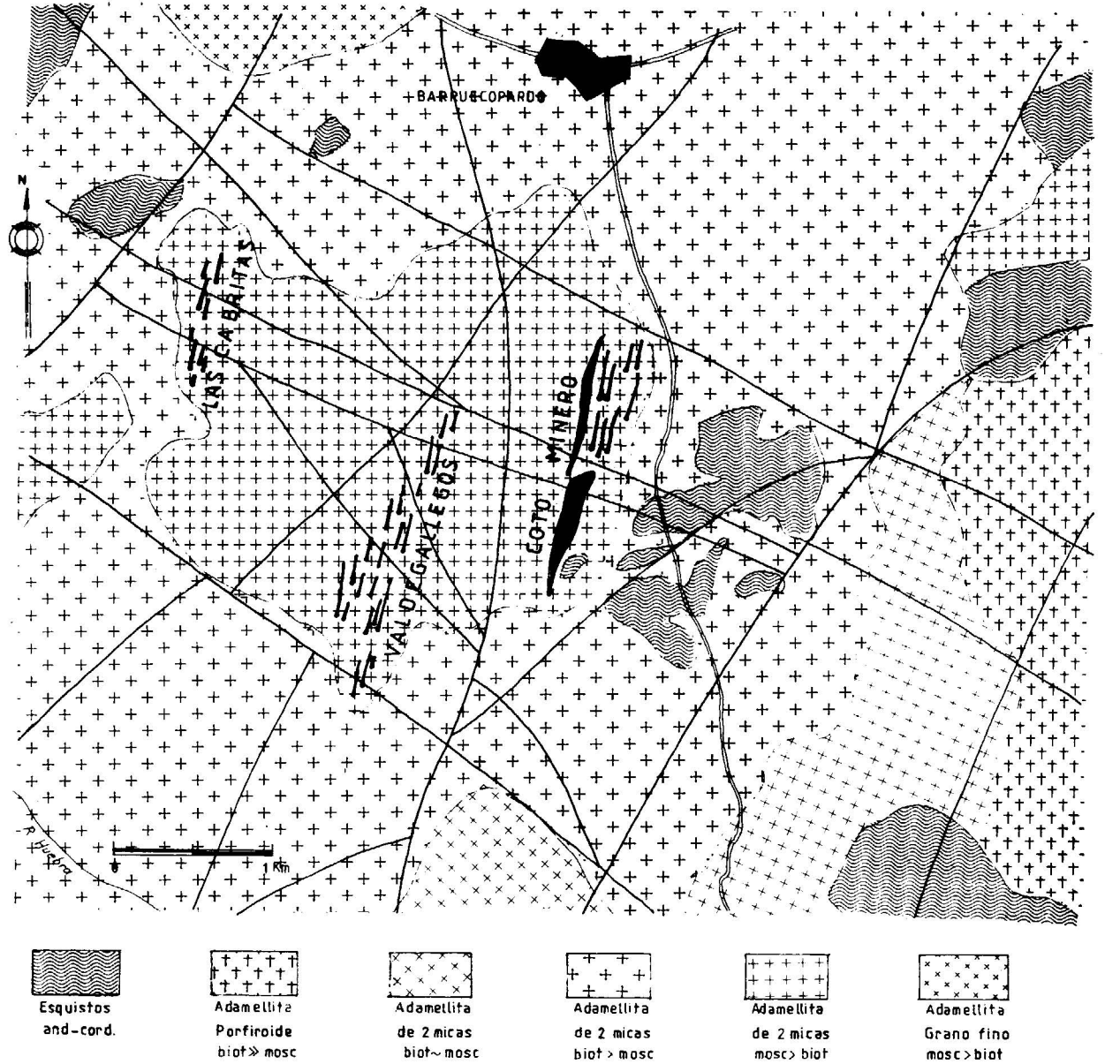


Figura 10.—Esquema geológico de los alrededores de Barruecopardo, en el que se indican las principales áreas mineralizadas: Coto Minero Merladet, Valdegalligos y Las Cabritas.

la microlinización alcanza su mayor grado. El grano varía de medio a grueso y la moscovita domina sobre la biotita.

Facies V

Se trata de una granodiorita de tendencia alcalina, grano fino a medio, equigranular, con moscovita dominante y una albitización intersticial repartida por toda la roca.

Los granitos de la facies IV, que son precisamente los que contienen la mineralización, aparecen fuertemente fracturados según tres sistemas de diaclasas correspondientes al modelo de Closs (fig. 11). La mayor parte de los filones con



Figura 11.—Aspecto del sistema de diaclasas del granito de Barruecopardo en la pared norte de la corta del Coto Minero Merladet. El haz filoniano, que ocupa las diaclasas Q —subverticales, muy apretadas e inclinadas hacia el Oeste—, contiene la mayor parte de la mineralización. Estas diaclasas aparecen atravesadas sucesivamente por las fracturas L —subhorizontales, discontinuas y más o menos paralelas a las bandas pegmoaplíticas— y las S. Estas son también subverticales, pero más espaciadas que las Q y con buzamiento al Este.

scheelita se encuentran en las diaclasas transversales (Q) de dirección N 20° E, las cuales son subverticales y paralelas al eje de alargamiento del granito mineralizado. Tanto las diaclasas de distensión como las longitudinales (S) y las primarias (L), paralelas al flujo, se han producido durante el emplazamiento del granito y no como consecuencia de esfuerzos tectónicos regionales, tardihercínicos o alpinos.

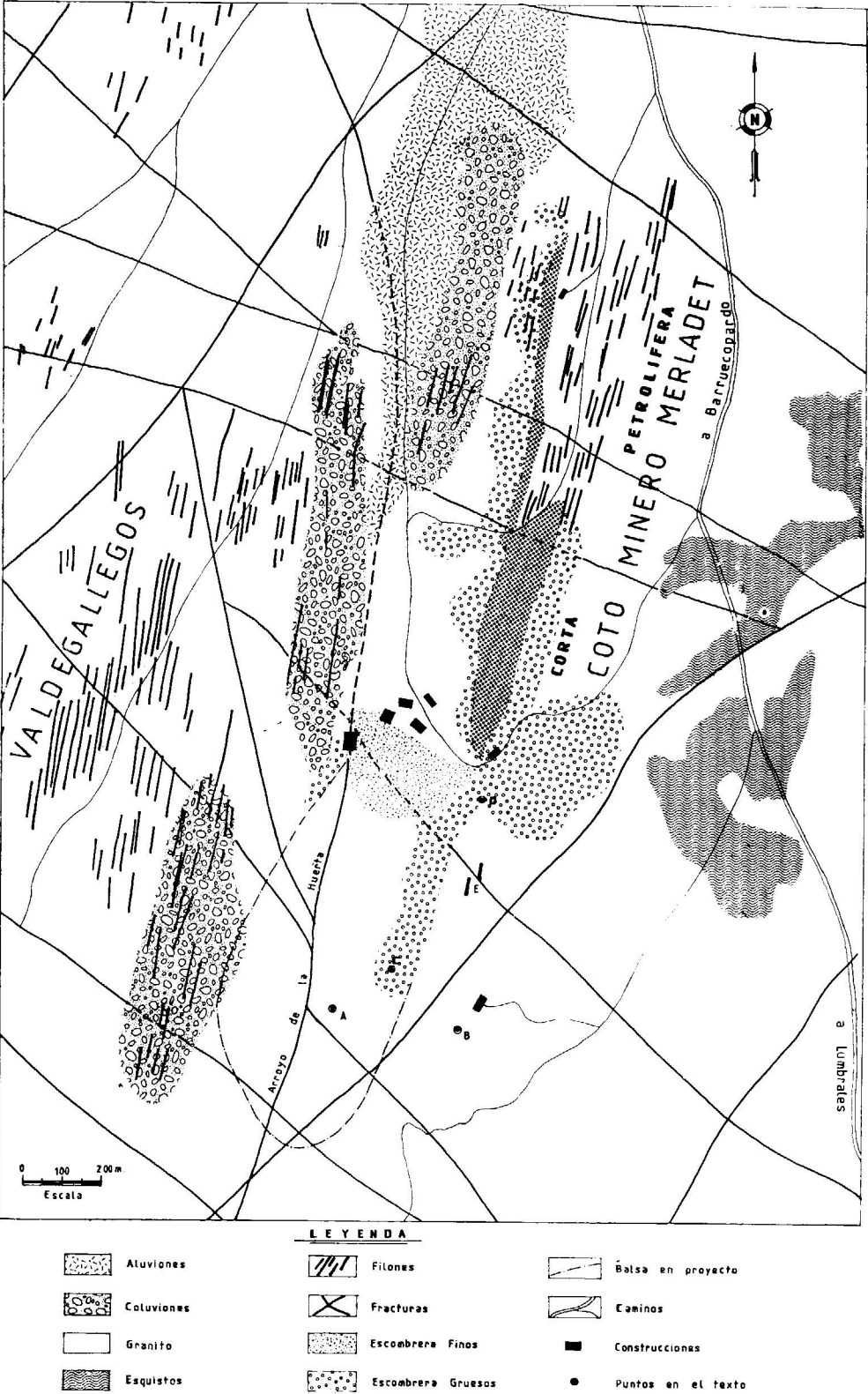
Los granitos mineralizados, cuya foliación es claramente visible en la parte alta del batolito, contienen diferenciaciones pegmoaplíticas y bandas de microgranitos porfídicos que son más o menos paralelos al techo de la intrusión. Todas estas rocas están generalmente atravesadas por el haz de filones que ocupa las diaclasas transversales y que, con dirección N 15-20° E y buzamiento de 80° al Este, contiene la mayor parte de la mineralización (fig. 12).

Hay ocasiones, sin embargo, en que los filones de cuarzo pierden su continuidad, y son atravesados por bandas aplíticas, pegmatíticas y de microgranito subhorizontales y más o menos paralelas a la foliación. Esta es la mejor prueba de que el emplazamiento de estas rocas y el de los filones mineralizados fue casi contemporáneo, y que la llegada de las soluciones con tungsteno tuvo lugar durante las últimas fases de la consolidación magmática (fig. 13).

En algunas áreas mineralizadas, el granito está fuertemente moscovitizado y greisenizado, especialmente en las salbandas de los filones de cuarzo que están cerca del techo de la intrusión (figura 14). La potencia de estos filones mineralizados varía generalmente entre 0,5 y 15 cm, aunque en algunas ocasiones puede ser superior a 0,5 m. Este es el caso del llamado filón «grande» o «maestro» que, con cerca de 1.400 m de longitud, llega a alcanzar en algunos puntos más de 3 m de potencia.

4. MINERALOGIA

La paragénesis de Barruecopardo es bastante sencilla y pertenece a la asociación (q,W), cuarzo-scheelita-wolframita, de ARRIBAS (1978). Está formada esencialmente por scheelita, que es el más importante mineral de tungsteno en el yacimiento, wolframita, pirita, y muy abundante, arseno-



Mapa yacimiento.
Figura 12.—Esquema geológico del Coto Minero Merladet.



Figura 13.—La foliación del granito de Barruecopardo es muy acusada en la parte alta de la intrusión, en donde existen abundantes bandas, más o menos paralelas, de rocas pegmoaplíticas y microgranitos porfídicos. Aunque normalmente estas rocas aparecen atravesadas por los filones de cuarzo que llevan la mineralización, hay ocasiones en que ocurre lo contrario. Esto indica que el emplazamiento de aquellas rocas y los filones fue casi contemporáneo, y que la mineralización se tuvo que producir durante las últimas fases de la consolidación magmática.

pirita. Accidentalmente, aparecen calcopirita, bismutina, emplekita, molibdenita, casiterita y trazas de oro.

La ganga de los filones consiste principalmente en cuarzo y un poco de moscovita. Sin embargo, en las zonas greisenizadas, la moscovita, que es muy abundante, puede estar acompañada por pequeñas cantidades de turmalina (chorlo), topacio, apatito, fluorita y feldespato potásico. Hay que destacar que una gran parte de la wolframita es de la variedad reinita, la cual se ha formado a partir de la scheelita en las partes altas del yacimiento. Entre los minerales secundarios, la clo-



Figura 14.—En la zona de Valdegallos, los filones de cuarzo que están situados en la parte alta de la cúpula granítica tienen las salbandas fuertemente greisenizadas. Ello les da una mayor resistencia a la erosión, por lo que resaltan sobre el granito encajante que está fuertemente meteorizado.

rita, scorodita y tungstita son los más frecuentes, si bien la primera se formó fundamentalmente por acciones hidrotermales tardías.

5. GENESIS DEL YACIMIENTO

El yacimiento de Barruecopardo está situado en leucogranitos de dos micas, de tendencia alcalina, origen probablemente mesocrustal, y grano medio a grueso, a veces porfiroide. Se trata de granitos muy evolucionados y que contienen numerosos pasajes aplíticos, pegmatíticos y de mi-

crogranitos que son más o menos paralelos a la foliación del granito y al techo de la intrusión.

La mineralización de Barruecopardo se originó durante las etapas finales de la consolidación magmática, de forma que el wolframio, que procedía de la propia roca granítica, se concentró y emplazó por procesos petrogenéticos que aún son objeto de discusión (ARRIBAS, 1979 b).

De los estudios petrográficos y geoquímicos efectuados por el Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad de Salamanca (PELLITERO et al., 1975 y 1976) alrededor del yacimiento del Coto Minero Merladet —que es, por ahora, el más importante de la zona—, en un área de aproximadamente 50 km², se pueden sacar las siguientes conclusiones genéticas.

El leucogranito de Barruecopardo empezó a cristalizar a presiones altas, probablemente entre 4 y 5 kb, y a más de 700°C de temperatura. Posteriormente, cuando ya se había formado la mayor parte de los minerales esenciales, excepto el feldespato potásico y parte del cuarzo, el granito ascendió rápidamente para terminar su emplazamiento a temperaturas próximas a los 700°C y presiones comprendidas entre 2 y 3 kb, es decir, a unos 6 km de profundidad.

Con respecto a las condiciones iniciales, ello significa que tuvo lugar un brusco descenso de la presión, pero sin que existiera una variación significativa de la temperatura. Estas condiciones físico-químicas dieron lugar, por un lado, al desarrollo de un metamorfismo de contacto en la zona de la andalucita-cordierita, y por otro, a la rápida liberación del agua y los volátiles. Esto condujo, sucesivamente, a los procesos de microclinización y albitización, los cuales tuvieron lugar en la fase tardimagmática, a la greisenización, y finalmente a la cloritización de la biotita y a la formación de los filones de cuarzo con scheelita producidos durante la fase hidrotermal.

Según esta hipótesis, durante la etapa principal de la consolidación magmática, la fase fluida estaba enriquecida, entre otros elementos, en W y K, ya que la mayor parte del feldespato potásico es de formación tardía. Por ello, cuando este mineral empezó a cristalizar durante las últimas fases de la etapa magmática —reemplazando a las plagioclasas y liberando al Ca y parte del Na contenido en ellas—, la fase fluida era

relativamente básica, con lo que los complejos del tipo A_mB_n-P ($A = O_2, F, Cl, S; B = W$), que han sido considerados (GUNDLACH, 1963) como la forma de transporte del W, estaban estabilizados y permanecían en solución.

Posteriormente, cuando estos fluidos ascendieron por las fracturas del granito ya parcialmente consolidado, microclinizado y albitizado, disminuyeron la presión y la temperatura, y los complejos, al desestabilizarse, liberaron, al tiempo que el agua, los componentes ácidos. Con el aumento de la acidez, ya en la fase deutérica, se produjo la greisenización de las zonas apicales. Los fluidos supercríticos pasaron entonces a hidrotermales, y el Ca, liberado durante la microclinización de las plagioclasas, se unió al W de los complejos oxigenados —en disoluciones neutras y alcalinas— y sulfurados —en disoluciones alcalinas—, o al de los iso y heterocomplejos —en disoluciones ácidas— (GUNDLACH, 1963), que, desestabilizados por la hidrólisis, liberaron el W y permitieron se formaran la scheelita y, en menor proporción, la wolframita y reinita de los filones hidrotermales.

Por otra parte, las pequeñas cantidades de turmalina, apatito, topacio y fluorita, muy escasas para un yacimiento de semejantes características y dimensiones; la disminución en profundidad de la arsenopirita; el hecho de que los filones se hayan concentrado principalmente al techo del batolito, en las fracturas que atraviesan netamente las diferenciaciones aplíticas, pegmatíticas y micrograníticas; la presencia de *roof-pendants* y xenolitos de los esquistos encajantes que están atravesados por los filones de cuarzo mineralizados; y, finalmente, la greisenización, que sólo adquiere importancia en las salbandas de los filones situados cerca de la cúpula del granito, y es débil o inexistente en profundidad, parecen indicar que la mineralización de Barruecopardo es esencialmente hidrotermal y no pneumatolítica.

En resumen, el modelo metalogénico representado por el yacimiento de Barruecopardo, caracterizado por una masa granítica que contiene una gran cantidad de tungsteno repartida en innumerables filones —es decir, un yacimiento de baja ley que podría ser considerado como un *pórfido wolframífero*— requiere, para su formación, que se reúnan las siguientes condiciones:

Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas)

Por P. F. SANTANACH (*), C. SANZ DE GALDEANO (**) y J. C. BOUSQUET (***)

Los numerosos estudios neotectónicos realizados estos últimos años en el área mediterránea permiten aportar importantes modificaciones a los esquemas geodinámicos que se habían postulado tan sólo a partir de los datos sísmicos. Estos esquemas tienen en común las siguientes características:

1.^a Considerar que la franja sísmica de las Azores, falla transformante entre la placa europea y la placa africana, debe prolongarse, en el Mediterráneo, por una línea que pasaría por el estrecho de Gibraltar y luego, lo más frecuente, a través de todo el África del Norte (MAC KENZIE, 1970; UÑAS et al., 1972; DEWEY et al., 1973...).

2.^a Apoyarse en los conceptos de las placas rígidas indeformables, que conlleva a trazar límites muy precisos en regiones donde, no obstante, la sismicidad es muy dispersa y, por tanto, multiplicar de este modo el número de placas (por ejemplo, las «microplacas» de los esquemas de MAC KENZIE).

El hecho de que los estudios neotectónicos puedan precisar las modalidades, la repartición y la intensidad de las deformaciones recientes, y situar éstas en relación tanto con la tectónica anterior como con los movimientos actuales deducidos a partir de los mecanismos focales, permite comprender mejor el marco geológico actual. Así, pues, la tectónica de colisión desempeña un papel importante, tal como puede probarse mediante las características de la deformación resultante, que se traduce en un acortamiento

(*) Dto. Geomorfología y Tectónica, Universidad de Barcelona.

(**) Dto. de Geomorfología y Tectónica, Universidad de Granada.

(***) Laboratoire de Géologie Structurale, USTELA, Montpellier.

de dirección N-S y/o un alargamiento de dirección E-O. Estas estructuras afectan a amplias áreas.

En el Mediterráneo occidental puede incluso afirmarse que esta tectónica de colisión es el fenómeno más importante. Así, en la región del arco de Gibraltar no es posible prolongar la línea de las Azores en el interior del Mediterráneo como límite de las placas de Europa y África. La colisión induce deformaciones que afectan principalmente dominios de corteza continental (África del Norte, Península Ibérica, Europa continental, fig. 1).

La presente excursión, que discurre a lo largo del litoral mediterráneo español, permite adquirir una visión de estos fenómenos. Por una parte, en una región alejada de la zona de colisión (Cataluña), y por otra, en una región mucho más cercana (Cordilleras Béticas), donde las deformaciones cuaternarias son mucho más energéticas.

EVOLUCION TECTONICA DE LAS FOSAS NEOGENAS DEL LITORAL CATALAN

Por R. JULIÀ y P. SANTANACH

A lo largo del litoral mediterráneo, entre los Pirineos y la Cordillera Ibérica se abren escalonadamente varias fosas tectónicas, fundamentalmente neógenas. Se instalan sobre los Pirineos, los Catalánides y la Cordillera Ibérica, independientemente de la orientación de las estructuras de estas unidades. Sin embargo, generalmente los límites tectónicos de estas fosas coinciden con fallas que han actuado a lo largo de todo el ciclo alpino.

- Existencia de concentraciones de tungsteno en las rocas sedimentarias o metamórficas que van a ser atravesadas eventualmente por granitos, éstos generalmente de origen mesocrustal. Este es el caso de las provincias de Salamanca y Cáceres, donde los sedimentos paleozoicos contienen numerosos indicios y pequeños yacimientos de scheelita (ARRIBAS, 1979 a).
- Presencia de una cobertera de esquistos, no fracturados, que impida el escape de los fluidos mineralizadores durante las últimas etapas del emplazamiento de los granitos fértiles. Este es el caso de Barruecopardo, donde las diaclasas de tensión que contienen la mineralización se han originado por esfuerzos debidos a la propia consolidación magmática y no a acciones tectónicas posteriores —hercinianas o alpinas— que hubieran podido afectar tanto al granito como a las rocas encajantes.

En este sentido es preciso destacar que el yacimiento de Barruecopardo no es el único ejemplo de esta clase existente en la Península Ibérica. El granito wolframífero de «La Lapa», situado al este de Santibáñez, en la provincia de Cáceres, y el de Murçoes, cerca de Bragança, en Portugal, pertenecen muy probablemente al mismo tipo metalogénico (ARRIBAS, 1978). En todos estos casos, las características estructurales son muy parecidas a las del haz filoniano de Cligga Head, en Cornwall, del que las mineralizaciones ibéricas se diferencian porque en ellas es más abundante la scheelita que la wolframita, y porque están prácticamente ausentes los minerales de cobre y los procesos de turmalinización y cloritización.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

El haz de filones y el granito encajante de Barruecopardo se explotan conjuntamente a cielo abierto.

La corta del Coto Minero Merladet tiene actualmente 700 m de longitud, 100 m de anchura media y otros 100 de profundidad, pero el área mineralizada se ensancha hacia el Norte y se extiende hasta las inmediaciones del pueblo, por lo que, en conjunto, mide más de 2,5 km de longitud. Hacia el Sur, el área mineralizada se acuña y desaparece casi por completo al sur de la escombrera de gruesos, donde el granito se hace

cada vez más porfiroide y pasa a otra facies más biotítica.

El todo-uno se tritura a menos de 15 mm y se trata en cribones para, una vez molido, concentrarlo en mesas de sacudidas. El producto así obtenido se tuesta para eliminar, primero, y recuperar, después, los óxidos de arsénico —Barruecopardo es el primer productor español de este elemento—, sometiéndole finalmente a una separación magnética para eliminar los óxidos de hierro.

La capacidad de tratamiento del todo-uno es de unas 3.000 t/día, con una ley media de 1.000 gramos/tonelada de scheelita. Sin embargo, la recuperación por gravedad es únicamente de 400 g/t. Por ello, para poder recuperar la scheelita almacenada en la escombrera de finos, se está construyendo una nueva planta que tratará por gravimetría los tamaños superiores a 50 µ, y por flotación el resto.

En la actualidad, la ley del concentrado final de scheelita es del 7 por 100 de WO₃. Los concentrados de As₂O₃ se comercializan según dos calidades con el 45 y 70 por 100 de ley, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A.: *Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain*. Stvdia Geológica, 14, pp. 223-260 (1978).
- ARRIBAS, A.: *Les gisements de tungstène de la Zone de Morille*. Chron. Rech. Min., 450, pp. 27-34 (1979 a).
- ARRIBAS, A.: *Le gisement de tungstène de Barruecopardo*. Chron. Rech. Min., 450, pp. 42-49 (1979 b).
- BUXANT, P.: *Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de tungstène (province de Salamanca)*. Bol. Geol. y Min. IGME, 87, pp. 119-143 (1976).
- GUNDLACH, H.: *Chemische Aspekte des Transportes von Metallen in hydrothermalen Lösungen*. Symposium on Problems of post-magmatic ore deposition, Praha, páginas 402-409 (1963).
- MARTÍNEZ, F. J.: *Estudio petrológico de la parte occidental de la provincia de Oviedo*. Trabajos de Geología, 7, pp. 3-50 (1974).
- PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; VINDEL, E.; ARRIBAS, A.; GARCÍA, A., y RODRÍGUEZ, S.: *Estudio del yacimiento de scheelita de Barruecopardo (Salamanca)*. II Reun. Iberoamer. de Geol. Econ. Buenos Aires, V, pp. 327-355 (1975).
- PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A., y ARRIBAS, A.: *Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barruecopardo (Salamanca)*. Acta. Geol. Hisp., 9, 5, pp. 133-136 (1976).

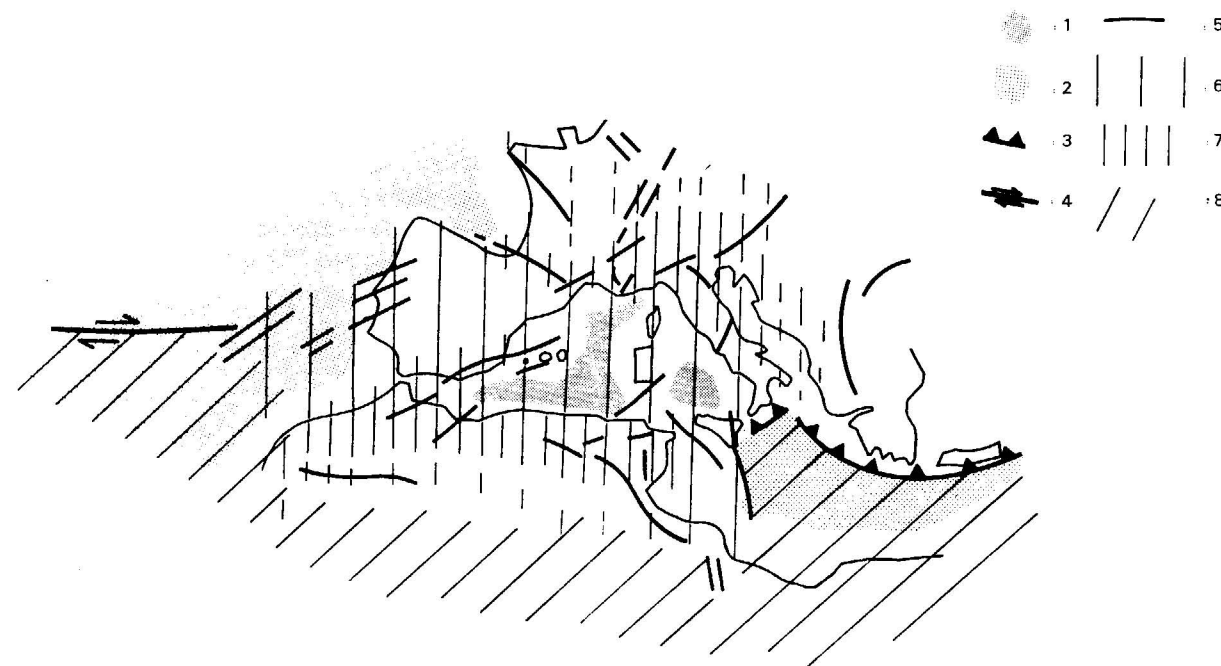


Figura 1.—Esquema estructural del Mediterráneo: 1, «Neo»-océano; 2, «Paleo»-océano; 3, Zona de subducción; 4, Falla transformante (línea de las Azores); 5, Principales fallas activas; 6, Tectónica de colisión que se manifiesta principalmente por una distensión E-O; 7, Tectónica de colisión que se manifiesta principalmente por una compresión N-S; 8, Placa africana.

A grandes rasgos, las fosas se orientan de NE-SO y su estructura viene regida por los sistemas de fracturas de orientación NNE-SSO y NO-SE. De NE a SO se reconocen las fosas del Empordá, La Selva, Vallés-Penedés, Valls-Reus y Baix Ebre.

La evolución de estas fosas, en líneas generales, denota un régimen distensivo desde finales del Oligoceno hasta la actualidad, que va acompañado de manifestaciones volcánicas, aunque interrumpido por algún breve episodio compresivo.

27 JUNIO: EL EMPORDA

Por R. JULIÀ

Entre la terminación oriental de la Cordillera Pirenaica y los Catalánides se abre una amplia depresión (casi 60 km de longitud máxima N-S por 30 km de anchura máxima E-O) que corresponde a la comarca del Empordá.

Morfológicamente está formado por varios glaciais, fundamentalmente detríticos, que se adosan a los relieves circundantes y que han sido afec-

tados posteriormente por la red de drenaje. Esta se ha encajado profundamente en los extremos más elevados de los glaciais, mientras que en las partes distales predominan los procesos de acumulación, dando lugar a una serie de terrazas o superficies aluviales, de pendiente inferior al 0,3 por 100, que constituyen las facies progradativas de esta llanura.

Uno de los elementos morfológicos más característicos del Empordá es la existencia en su parte central de unos pequeños relieves, formados por la escama alóctona mesozoica del Montgrí (310 m) y otras unidades de menor importancia, y por los relieves eocénicos de Garrigoles (179 m) que permiten diferenciar dos partes: la sur, o Baix Empordá, y la norte, o Alt Empordá.

En cuanto a la edad del emplazamiento de estas escamas existen diversas opiniones. Para SOLÉ et al. (1962) se situaría en el Bartonense; sin embargo, gracias a las recientes excavaciones para explotaciones de áridos de Albons, se ha podido poner de manifiesto que los conglomerados que se adosan a la escama de corrimiento son finimiocénicos o pliocénicos y no eocénicos.

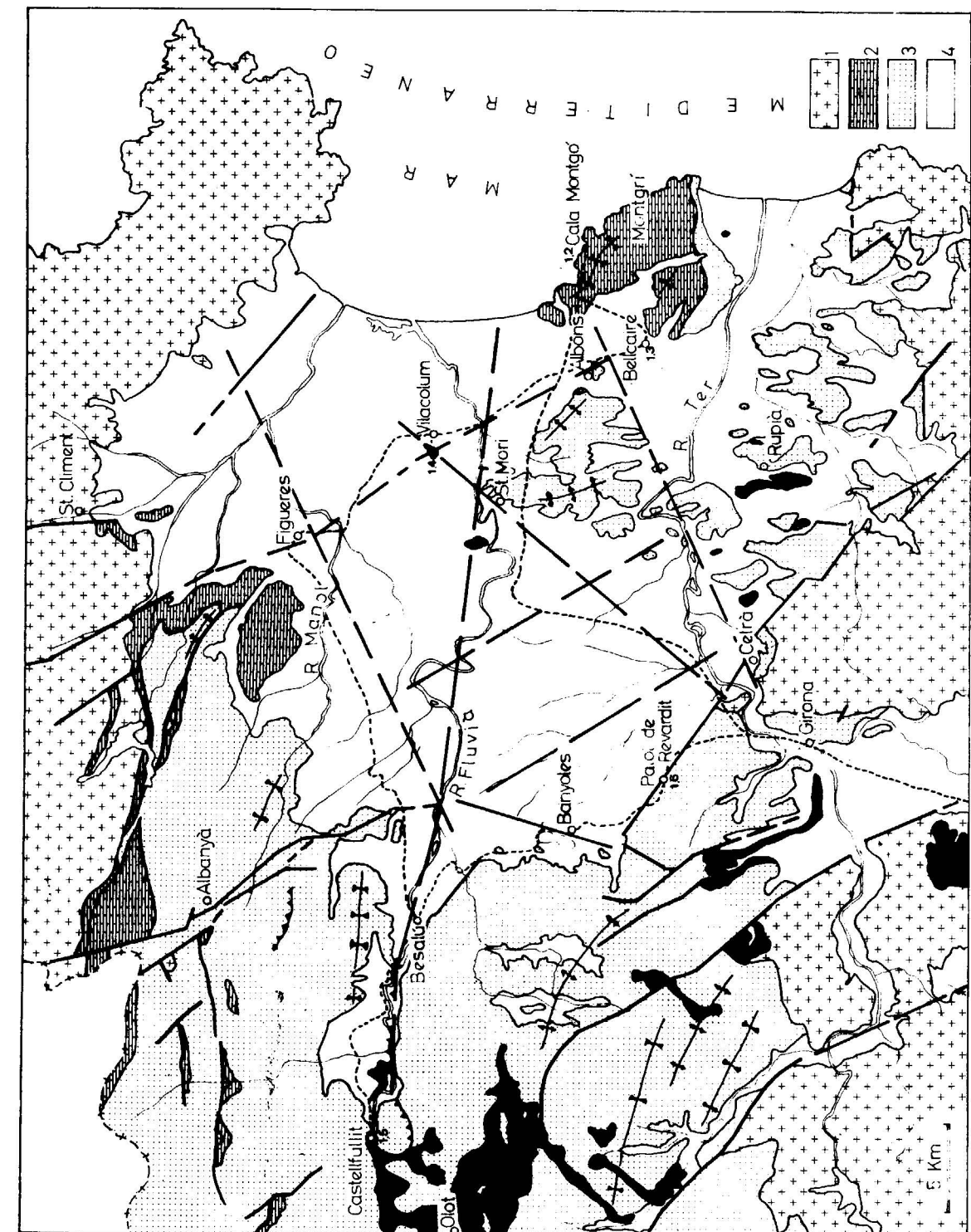


Figura 2.—Esquema estructural del Empordá con el itinerario (línea de puntos). Relieves limitrofes: 1, Hercinio; 2, Mesozoico; 3, Terciario Inferior. Depresión del Empordá: 4, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. En negro, rocas volcánicas neógenas y cuaternarias.

La presencia en Cala Montgó de sedimentos detríticos groseros de origen pirenaico con elementos volcánicos que recubren las calizas cretácicas alóctonas obliga a situar el límite superior de la edad del emplazamiento anterior al volcanismo. Por ello, el momento del emplazamiento sería posterior al Eoceno Superior y anterior al Mioceno Superior.

El Empordá es una fosa tectónica originada por el hundimiento y basculación de varios bloques durante el Neógeno.

Es interesante destacar la inflexión que sufren los accidentes compresivos que afectan a la cobertera sedimentaria, que si bien en la zona prepirenaica, inmediatamente al oeste de Olot, tienen una perfecta orientación E-O, en la zona del Empordá sufren una inflexión dextra de 60°, orientándose hacia el NNO-SSE.

El zócalo paleozoico también está afectado por este cambio de orientación estructural, pudiéndose observar a partir del accidente Prades-Ceret-Darnius-Viure cómo la esquistosidad regional y la disposición de los afloramientos de la cobertera herciniana toman una orientación preferentemente NO-SE.

La red de fracturas que rige la estructura de la fosa es patente en los afloramientos circundantes y queda fosilizada por su relleno neógeno y cuaternario. Las grandes alineaciones se agrupan en torno a tres direcciones preferenciales:

a) NNO-SSE, como las fallas de Albanyá, de La Jonquera-Figueres-Albons y de Sant Climent.

b) NO-SE, representada por la falla de Palol de Revardit-Celrà-Sant Sadurní.

c) NE-SO, entre las que destacan las fracturas de Bellcaire-Celrà, Besalú y Sert-Figueres.

Estas fallas actuaron como fallas inversas (las E-O) o de rumbo (las NE-SO y las NO-SE) durante la fase orogénica compresiva alpina y como normales en la fase distensiva postorogénica. No obstante, en Cala Montgó se observa una fracturación con predominio de las fallas de rumbo que produce un acortamiento N-S. Estas fallas afectan a sedimentos de carácter olistostrómico, probablemente miocénicos, relacionados con la tectónica distensiva responsable de la formación de la fosa del Empordá.

Durante la etapa distensiva tuvieron lugar diversas erupciones volcánicas, que se escalonan desde el Mioceno Superior al Cuaternario.

Parada 1.1. Volcanismo basáltico, 2 m.a.
(Hostalric, 2° 37' 28" E; 41° 44' 45" N)

En Hostalric (fig. 6) afloran las vulcanitas más meridionales del complejo volcánico gerundense. Están formadas por basaltos y tobas volcánicas que cortan los materiales miocénicos. Frente a las escuelas puede observarse su disposición, así como una falla de orientación 022/55 SE, con estrías oblicuas 30 NE, que afecta el contacto entre las tobas y los conglomerados arcósicos.

Este volcanismo ha sido datado por DONVILLE (1973) en $1,99 \pm 0,2$ m.a.

En la subida al castillo hay una buena vista de conjunto sobre la fosa neógena del Vallés.

Parada 1.2. Estructuras de compresión postmiocénicas (Cala Montgó, 3° 09' 15" E; 42° 06' 45" N)

En este acantilado se pueden diferenciar tres unidades litológicas que corresponden a tres etapas de la evolución tectónica de esta región (fig. 3):

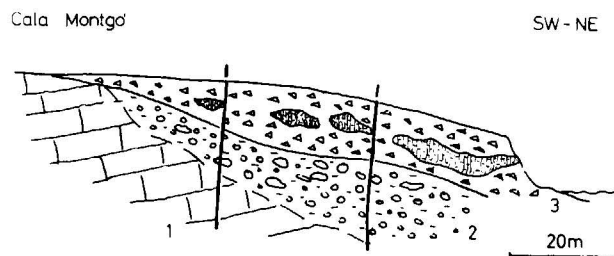


Figura 3.—Sección en la Cala Montgó: 1, Cretácico de la unidad alóctona del Montgrí; 2, Conglomerados poligénicos; 3, Brechas con olistolitos.

1) Calizas con nódulos de sílex de edad cretácica. Constituyen los materiales alóctonos del macizo del Montgrí que cabalgan la serie eocénica infrayacente. La edad del emplazamiento de la escama cretácica es posteocénica y anterior al Mioceno.

2) Gravas y bloques poligénicos con elementos metamórficos, de granito, permotrias, cretácico, eoceno y alguno volcánico.

3) Brechas calcáreas monogénicas con grandes bloques olistolíticos. Se interpretan como episodios proximales del hundimiento del Empordá.

Estas dos últimas unidades están fuertemente afectadas por una red de fracturas, donde dominan las fallas de rumbo que denotan una compresión con un acortamiento de dirección N-S (fig. 4).

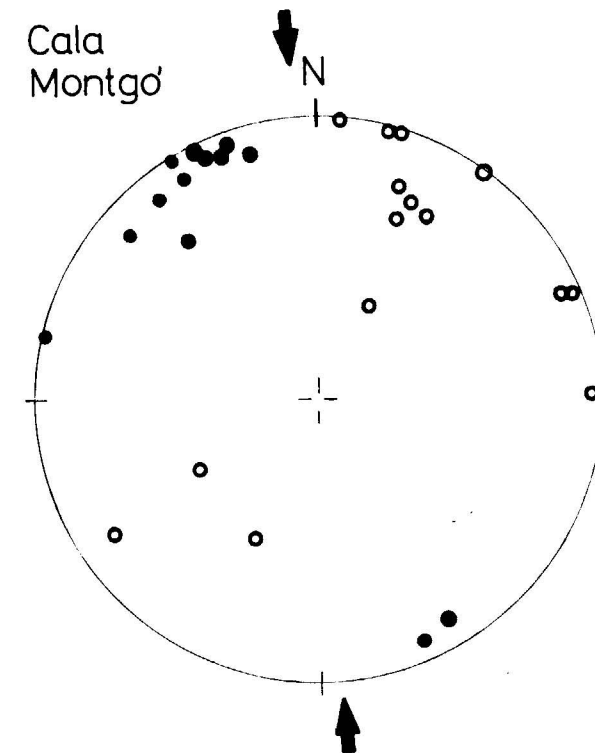


Figura 4.—Fallas en los materiales neógenos de la Cala Montgó. Estereograma (hem. inf.) de las estrías de las fallas observadas en las formaciones neógenas. (Puntos, fallas dextrorsas; círculos, fallas sinistrorsas.)

Parada 1.3. Movimiento pliocénico de la falla de La Jonquera-Bellcaire (Bellcaire, 3° 05' 49" E; 42° 04' 25" N)

Las fallas de orientación NO-SE, que rigen la estructura de la fosa, han sido activas como mínimo hasta el Terciario Superior. En Bellcaire aflora la continuación de la falla de La Jonquera, que pone en contacto los yesos y margas del Keuper, que soportan conglomerados eocénicos, con gravas poligénicas del Plioceno, las cuales están ligeramente estriadas e impresionadas (figura 5).

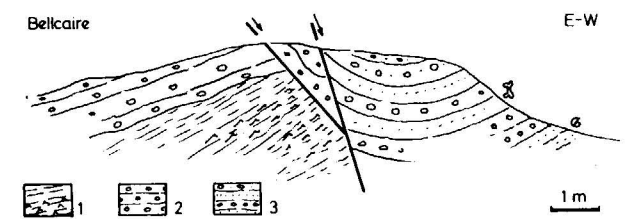


Figura 5.—Sección de la falla Figueres-Albons-Bellcaire, en Bellcaire: 1, Arcillas y margas abigarradas con yesos del Keuper; 2, Conglomerados del Eoceno; 3, Conglomerados y areniscas del Plioceno.

Parada 1.4. Traquitas, 10 m.a.
(Vilacolum, 3° 01' 01" E; 42° 11' 36" N)

Afloramiento de traquitas alcalino-sódicas en la intersección de la falla NO-SE de La Jonquera y la falla E-O de Besalú. Estas vulcanitas, recubiertas por sedimentos pliocénicos marinos, han sido datadas por DONVILLE (1973) en $10,02 \pm 0,80$ m.a.

Parada 1.5. Coladas basálticas cuaternarias
(Castellfollit de la Roca, 2° 32' 40" E; 42° 15' 05" N)

En Castellfollit de la Roca se puede observar la superposición de dos coladas basálticas sobre una terraza del río Fluviá, que a su vez se asienta sobre arenitas y margas eocénicas. En la terraza, SOLÉ (1962) cita: *Equus hydruntinus* REG. y *Sus scropha antiquus* CAN., que sitúan la erupción en el Pleistoceno Medio. DONVILLE data estas coladas en 0,11 m.a.

Parada 1.6. Borde sud-occidental de la fosa empordanesa (Palol de Revardit, 2° 48' 14" E, 42° 04' 20" N)

Se observa el contacto por falla entre los depósitos pliocénicos y las margas eocénicas.

28 JUNIO: DEPRESIONES VALLES-PENEDES Y REUS-VALLS

Por R. JULIÀ y P. SANTANACH

Las depresiones del Vallés-Penedés y Reus-Valls corresponden a fosas tectónicas que se abren en medio de los Catalánides y dividen a esta unidad en varias cadenas y depresiones ligeramente oblicuas a la costa, abiertas al mar por su extre-

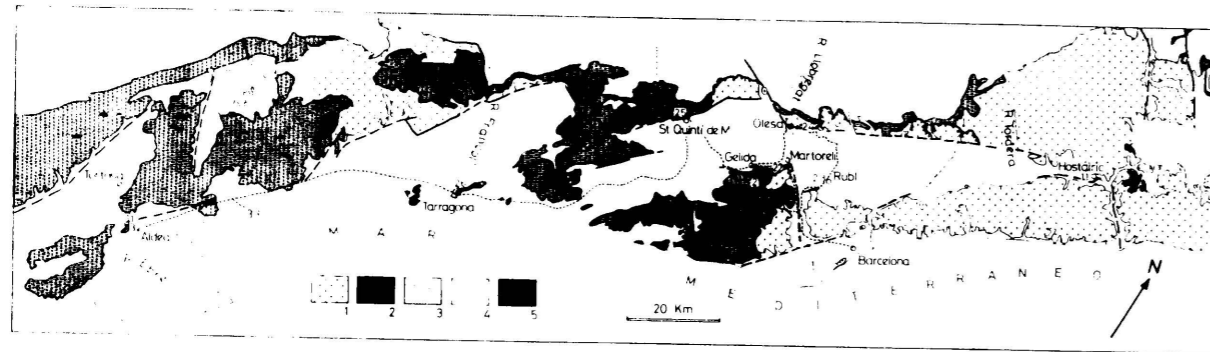


Figura 6.—Esquema estructural de las fosas neógenas en los Catalánides con el itinerario (línea de puntos): 1, Basamento hercínico; 2, Mesozoico; 3, Terciario Inferior; 4, Neógeno y Cuaternario; 5, Rocas volcánicas neógenas y cuaternarias.

mo SO (fig. 6). En concreto, la fosa del Vallés-Penedés separa las cadenas clásicamente denominadas Litoral y Prelitoral. La orientación de estas fosas viene condicionada por el predominio de las fallas de dirección NNE-SSO que forman sus límites principales, aunque también las fallas de dirección NO-SE constituyen un elemento estructural importante en su evolución.

El borde NO de las fosas, de trazado perfectamente rectilíneo, contrasta con el borde SE, de forma muy irregular, y pone de manifiesto su asimetría. Las fosas están formadas por varios bloques hundidos y basculados, habiéndose comprobado en el Vallés-Penedés, mediante sísmica, potencias del orden de los 4.000 m junto al borde NO, de 700 m en el centro y de 2.000 m en el SE. Aunque las fallas del borde NO presenten saltos más importantes que las que limitan las fosas por el SE, la actividad sísmica actual es más intensa en el borde SE. En ambos bordes existen manifestaciones de termalismo (70°C en Caldes de Montbui y 50°C en Rubí).

Tanto las zonas de falla NNE-SSO como las transversales NO-SE tienen una evolución larga y compleja. Así algunas de ellas (falla NO del Penedés, la falla del Llobregat) ya condicionaron la distribución de litofacies del ciclo alpino. Posteriormente, durante la compresión alpina actuaron como fallas inversas o de rumbo según su orientación. Durante el Neógeno se comportan como fallas normales, siendo las responsables de la individualización de estas fosas. El movimiento no ha sido uniforme, lo que ha dado lugar a la formación de discordancias en los materiales neógenos. La mayoría de los accidentes menores

que afectan a estos materiales (parada 2-3) corresponden a esta fase distensiva con un alargamiento de dirección NO-SE.

Las depresiones del Vallés-Penedés y de Reus-Valls se han colmatado principalmente durante el Neógeno y Cuaternario, variando el carácter sedimentario desde el NE al SO. Los materiales más antiguos que se conocen afloran adosados a los bordes; así en Campins aparece el Oligoceno Superior y en Sant Andreu de la Barca el Mioceno Inferior, ambos de carácter continental.

A grandes rasgos la sedimentación miocénica de las depresiones comprende facies marinas en sus extremos SO, que pasan lateralmente hacia el NE a depósitos continentales. Durante el Plioceno domina la sedimentación continental en las fosas, mientras que las facies marinas quedan restringidas a las zonas próximas al litoral actual y relacionadas con la colmatación de valles fluviales.

Localmente, junto a los bordes de las fosas se producen movimientos gravitacionales que dan lugar a depósitos olistostrómicos (parada 2.6).

Los materiales cuaternarios están representados por un sistema de terrazas escalonadas y por abanicos aluviales adosados a los bordes que confieren a estas depresiones sus rasgos morfológicos.

Parada 2.1. Vista panorámica sobre el Vallés (Creu de l'Aragall, 1° 54' 10" E; 41° 25' 56" N)

Desde los materiales mesozoicos de la cordillera Litoral se divisa la fosa tectónica del Vallés-

Penedés, limitada al NO por los relieves de la cordillera Prelitoral. Destacan en último término la montaña de Montserrat, perteneciente ya a la cuenca del Ebro, y el relieve del macizo del Montseny, desarrollado sobre los materiales hercínios del zócalo.

Parada 2.2. Falla de Martorell (Carretera comarcal de Vilafranca a Martorell, km 2 a 3, 1° 54' 00" E, 41° 27' 30" N)

Se observa en detalle la estructura del borde SE del Penedés, que permite constatar la compleja evolución de las zonas de falla que limitan las fosas.

Se diferencian estructuras correspondientes a dos etapas fundamentales (fig. 7):

a) Falla inversa, que provoca el cabalgamiento del Paleozoico sobre el Buntsandstein, y

b) Falla normal, que pone en contacto los materiales miocénicos del Penedés con los del Paleozoico y Triásico de la cordillera Litoral.

Las relaciones geométricas de ambas fallas ponen de manifiesto que la falla normal, que limita la fosa, se ha desarrollado sobre la falla inversa preexistente.

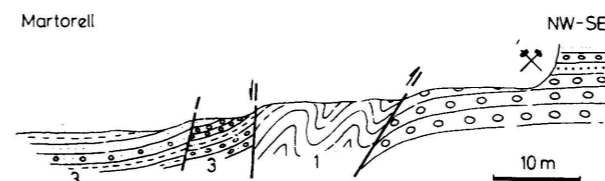


Figura 7.—Falla de Martorell: 1, Basamento hercínico; 2, Buntsandstein de la cordillera Litoral; 3, Mioceno de la depresión del Vallés.

Parada 2.3. Deformación de los materiales neógenos del Vallés (Rubí, gasolinera, 2° 01' 12" E; 41° 28' 00" N, y cinturón de Ronda, 2° 02' 00" E; 41° 29' 20" N)

Los materiales detríticos adosados a la cordillera Litoral que afloran en la gasolinera del punto km 8 están afectados por varias fallas de rumbo que denotan una compresión con acortamiento de dirección aproximada N 10° O. Más hacia el centro de la cuenca, en el cinturón de Ronda de Rubí, los materiales miocénicos están afectados por varias fallas normales de direcciones predo-

minantes NE-SO y NO-SE y pliegues muy suaves (fig. 8).

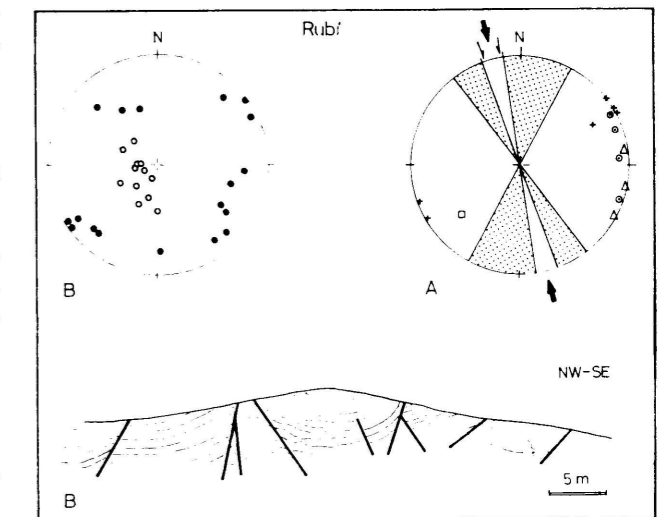


Figura 8.—La deformación de los materiales neógenos del Vallés:

A) Fallas en la gasolinera del km. 8. Estereodiagrama (hem. inf.): cruces, fallas, dextrorsas; triángulos, fallas sinistrorsas; círculos con punto, fallas de rumbo sin precisar el sentido del movimiento; cuadrado, falla con importante componente inversa.

B) Sección del cinturón de Ronda y estereodiagrama (hem. inf.) de sus elementos estructurales: puntos, fallas normales; círculos, planos de estratificación.

Parada 2.4. Falla NO del Vallés (Olesa de Montserrat, C.ª de Terrassa a Olesa, km 8 a 9, 1° 52' 22" E; 41° 33' 30" N)

El límite NO de la fosa tectónica del Vallés está constituido por una falla que desarrolla una potente zona de trituración (más de 100 m de *fault gouge*) que separa las pizarras paleozoicas de la cordillera Prelitoral al NO de las gravas y arenitas miocénicas al SE. En el interior de la *fault gouge* se observan grandes bloques de pizarras paleozoicas no trituradas. A su vez la zona de falla está fosilizada por limos y gravas de edad probable postmiocénica, ligeramente afectadas por pequeñas fracturas.

Parada 2.5. Zona de fallas del NO del Penedés (St. Quintí de Mediona, C.ª comarcal de Vilanova i La Geltrú a Igualada, km 18, 1° 39' 00" E; 41° 28' 26" N)

En esta zona, al igual que en las cercanías de Martorell, se puede observar la superposición de

fallas distensivas, relacionadas con la formación de la fosa, sobre estructuras de compresión pre-existent.

En detalle se observa cómo las pizarras del basamento paleozoico cabalgan a los materiales triásicos. Esta estructura está cortada por una falla normal que pone en contacto las pizarras paleozoicas y restos de su cobertera mesozoica con los sedimentos detríticos del Mioceno. El conjunto está fosilizado por conglomerados y limos encostrados de edad probable finimiocénica o pliocénica, los cuales están afectados por fallas de pequeña importancia (fig. 9).

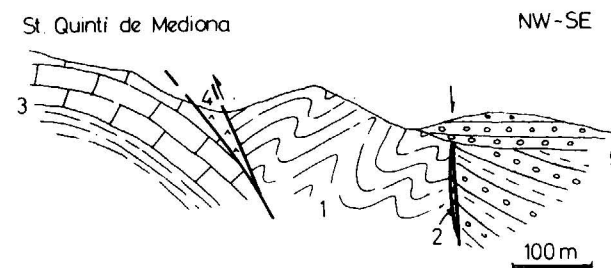


Figura 9.—Falla del NO del Penedés en St. Quinti de Mediona: 1, Basamento herciniano; 2, Buntsandstein; 3., Muschelkalk; 4, Keuper; 5, Mioceno de la depresión del Penedés.

Parada 2.6. Olistostroma del Loreto

(Tarragona, 1° 15' 00" E; 41° 07' 33" N)

En las cercanías de Tarragona aflora uno de los olistostromas que afectan los bordes de la fosa de Reus-Valls. Está constituido por una gran masa mesozoica brechificada que ocasionalmente conserva la estratificación. Hacia el interior de la cuenca la brechificación aumenta y gradualmente pasa a la sedimentación marina normal (fig. 10). Estos depósitos gravitacionales repre-

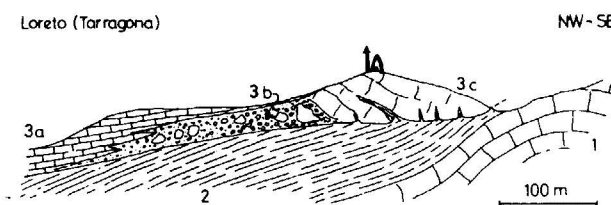


Figura 10.—Esquema del olistostroma del Loreto (Tarragona): 1, Jurásico, Cretácico y Garumnense calcáreo; 2, Garumnense rojo detrítico; 3, Mioceno [a) sedimentación normal; b) brechas de transición; c) bloques olistolíticos].

sentan episodios de hundimiento y basculación de la cuenca miocénica.

29 JUNIO: EL BAIX EBRE,

Por R. JULIÀ y P. SANTANACH

El tramo inferior del río Ebro discurre sobre una depresión de forma triangular denominada Baix Ebre, que corta las estructuras de plegamiento de los Catalánides. Esta fosa está netamente limitada al O por la falla del Baix Ebre, mientras que por el E presenta un límite más irregular con los materiales mesozoicos del bloque del Cardó y su continuación meridional (Montredó y Montsiá).

En esta depresión se reconocen varias fases de colmatación. Sobre los materiales mesozoicos plegados, que constituyen aquí el basamento, se adosan brechas, conglomerados y margas que se atribuyen al Paleoceno por la presencia de grandes microcodium. Recubriendo discordantemente las anteriores facies se desarrollan, al SE de Tortosa, una potente serie, superior a los 100 m de Plioceno marino, que abarca desde unas facies basales de conglomerados con *Ostrea* hasta facies lacustres en el techo. Estos materiales están basculados y afectados por pequeñas fallas normales. Hacia el N las facies del Plioceno tienen carácter continental y están formadas por conglomerados.

Sobre el Plioceno marino y en contacto discordante se reconocen dos formaciones litológicamente bien diferenciadas: los conglomerados poligénicos y areniscas de origen fluvial y los conglomerados monogénicos que constituyen los abanicos aluviales. Esta última unidad alcanza un gran desarrollo (espesores del orden de los 200 m) y es interpretada como el resultado de movimientos verticales de los accidentes que limitan los relieves circundantes. Ambas unidades están afectadas por fallas normales.

Las fases principales de formación de los abanicos aluviales se sitúan posteriormente al Plioceno de facies marina y anteriormente al Thyreniense. Este se desarrolla adosado a las facies distales de los abanicos, junto al mar. El Thyreniense, ampliamente representado en la zona litoral, se caracteriza por la presencia de fauna cálida y se sitúa a una cota máxima de 3 m sobre el nivel actual del mar.

Parada 3.1. Cerro de Montredó: Sección de la venta del Ranchero (Carretera de Tortosa a Aldea, 0° 34' 35" E; 40° 45' 45" N)

En la sección de la carretera, entre los kilómetros 199 y 198 (fig. 11), se pueden apreciar las distintas etapas de evolución de esta región. El cerro de Montredó está formado por un núcleo calcáreo de edad cretácica, sobre el que se asienta una alternancia de margas y brechas pertenecientes al Paleoceno. Adosados a estos relieves se disponen discordantemente las facies marinas del Plioceno. Justo en el collado de la venta del Ranchero puede observarse el contacto discordante entre el Paleoceno, con pliegues suaves de dirección N 02 E, y los conglomerados pliocénicos con ostras que buzcan 10° al E. Sobre este conjunto se desarrolla un potente paleosuelo rojo que soporta una formación de conglomerados poligénicos con matriz arenosa de origen fluvial.

Esta última unidad está afectada tectónicamente por una basculación hacia el NO (del orden de los 20°) y por pequeñas fallas normales de dirección aproximada NNO-SSE. Los elementos de esta unidad están impresionados y estriados.

Parada 3.2. Cerro de Montredó: límite oriental de las facies pliocénicas

(0° 34' 45" E; 40° 45' 25" N)

Desde la curva correspondiente al km 200,5 de la carretera comarcal de Aldea a Tortosa se pueden observar hacia el NE los conglomerados monogénicos que forman el abanico aluvial de El Marroc y descansan sobre un paleosuelo rojo desarrollado principalmente sobre las facies pliocénicas.

En el punto kilométrico 202,7 de la vía férrea de Barcelona-Valencia afloran los conglomerados del abanico aluvial, en contacto por falla normal (fig. 11) con las facies lacustres que se sitúan en la parte alta del Plioceno marino.

Parada 3.3. Posición estratigráfica de la etapa principal de la construcción de los abanicos aluviales (Cala del torrent del Pi, 0° 48' 47" E; 40° 53' 56" N)

Afloramiento del Thyreniense con fauna adosado a los conglomerados y limos de las facies distales del abanico aluvial.

CORDILLERA BÉTICA

Por C. SANZ DE GALDEANO y J. C. BOUSQUET

Al sur del macizo Ibérico y de la cordillera Ibérica aparece la cordillera Bética, que es una parte de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental. Se prolonga hacia el NE por las islas Baleares y se relaciona por el estrecho de Gibraltar con las cadenas alpinas de África del Norte. En ella se distinguen las zonas externas (Prebético y Subbético) y las zonas internas (Bético en sentido estricto). Las zonas externas están constituidas por materiales mesozoicos y terciarios no metamórficos, los cuales han sido afectados por una tectónica tangencial (pliegues, escamas y mantos de corrimiento) que se produjo en varias etapas desde el Eoceno al Mioceno Medio. En las zonas internas aparecen fundamentalmente materiales pretriásicos y triásicos, los cuales pueden subdividirse en tres conjuntos (de abajo a arriba): Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Estas estructuras complejas resultan de varias fases tectónicas que se produjeron desde el Cretácico (?) al Mioceno Medio.

En esta excursión se atraviesan principalmente las zonas internas (días 4, 5, 6, 7, 8 y 9) y en menor medida las zonas externas (días 8 y 9).

En el conjunto de la cordillera Bética, la última fase importante de compresión corresponde al final del Mioceno Medio, y es después de esta fase cuando comienza la neotectónica (en sentido amplio). Hay que hacer notar que en las deformaciones neotectónicas se moverán numerosas fallas que existían previamente y que funcionarán en muchos casos como desgarres después de la fase del fin del Mioceno Medio.

Se distinguen dos periodos:

1.º Un período distensivo del Tortonense al Messinense, durante el cual es activo un volcanismo de tipo calco-alcalino hacia el E de la cordillera. Según este tipo de volcanismo se podría pensar que el acercamiento de las placas europea y africana era entonces absorbido por subducción.

2.º Un período plioceno y cuaternario en el que la subducción ha cesado y es reemplazado por una tectónica de colisión. Esto se expresa primero, en el Plioceno y en el comienzo del Cuaternario, por distensiones E-O y por el emplaza-

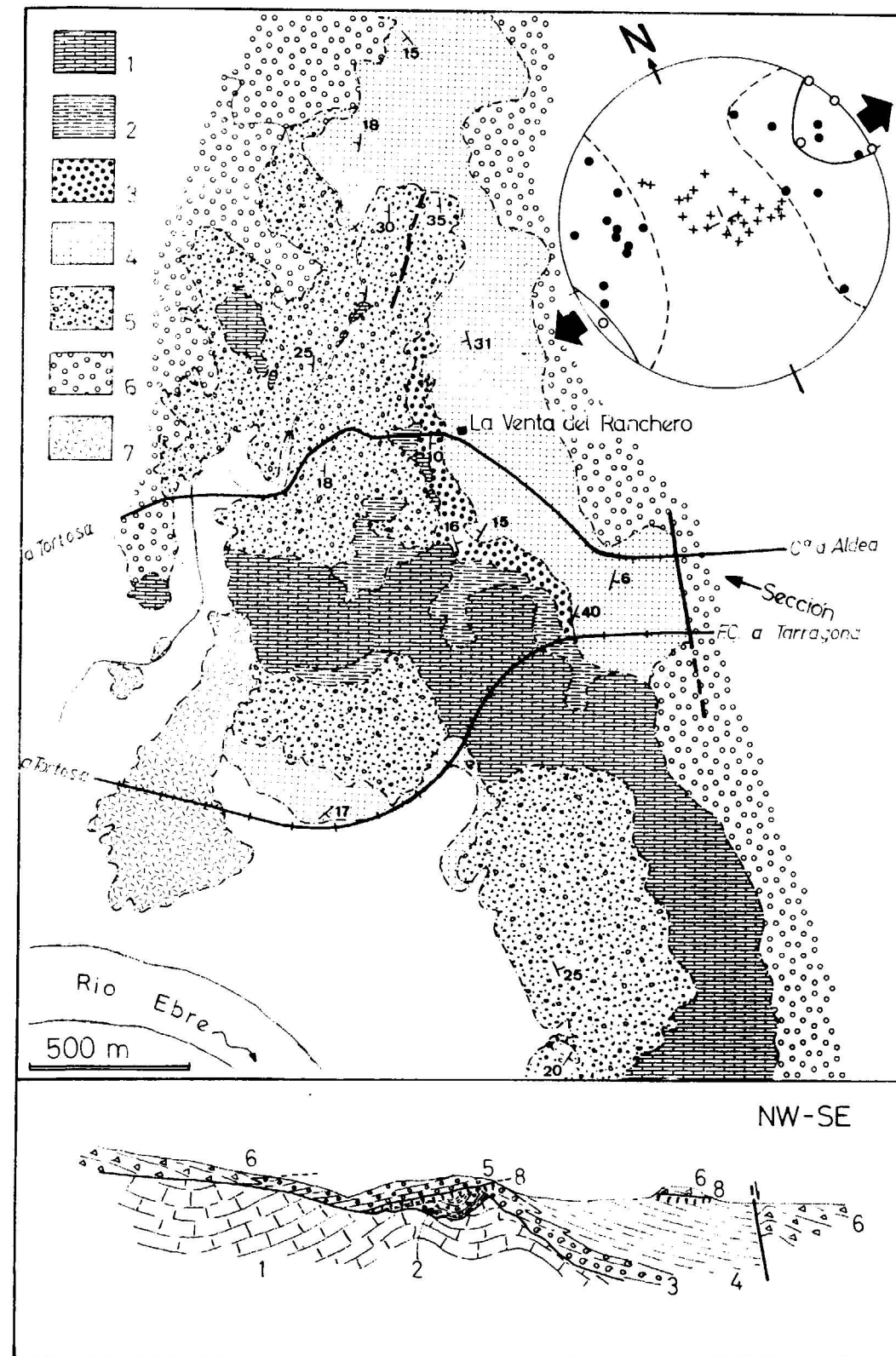


Figura 11.—Esquema geológico del cerro de Montredó.

Cartografía y sección: 1, Calizas y dolomías del Cretácico; 2, Brechas, conglomerados y limos rojos con microcódium del Paleoceno; 3, Conglomerados con *Ostrea* del Plioceno; 4, Margas y limolitas marinas y calizas lacustres del Plioceno; 5, Conglomerados poligénicos y areniscas fluviales; 6, Conglomerados monogénicos (abanico aluvial); 7, Conglomerados y limos cuaternarios; 8, Paleosuelo rojo.

Estereodiagrama (hem. inf.): Proyección de los elementos estructurales del Neógeno y Cuaternario: cruces, planos de estratificación; puntos, fallas normales; círculos, grietas de tensión rellenas con yeso.

miento al E de la cordillera de un volcanismo alcalino (Plioceno Superior). A continuación, por una fase de compresión (con dirección de acercamiento N-S a NNO-SSE) que afecta todos los dominios de la cordillera Bética. Este período de deformación afecta al E de la cordillera en el Cuaternario Medio y reciente, mientras que en la cordillera Bética central pueden en este mismo momento reaparecer momentáneamente deformaciones distensivas.

Las deformaciones compresivas son de intensidad variable y a veces sólo pueden ser detectadas mediante observaciones microtectónicas, aunque también existen pliegues, en general de dirección E-O, de escala kilométrica. En la parte oriental, los grandes accidentes (generalmente de dirección N 40° E a N 50° E) funcionan como desgarres sinistrorsos. Forman parte de un vasto sistema de fallas que atraviesan el mar de Alborán y se continúa en Marruecos. Visto el papel importante jugado por estas fallas, así como las de direcciones análogas que atraviesan la Península Ibérica, del sur de Portugal hasta cerca de Madrid, parece difícil trazar de O a E el límite entre las placas de Europa y Africa.

30 JUNIO: JAVEA-PUERTO LUMBRERAS,

Por J. C. BOUSQUET

PLIEGUES Y FALLAS CUATERNARIAS AL SUR DE ALICANTE Y ACCIDENTE DE ALHAMA DE MURCIA (Setores Norte y Central) (fig. 12, 13 y 14)

Parada 4.1. Las estructuras tectónicas recientes de la depresión de Elche (Santa Pola, 0° 33' 40" O; 38° 12' 30" N)

A pesar de la simplicidad del paisaje, esta depresión tiene una estructura compleja (fig. 14A).

a) *Estructuras visibles en superficie:*

— El domo anticlinal de la sierra de Santa Pola (en el punto de parada, Plioceno y Cuaternario deformados en la vertiente SO de este anticlinal).

— El domo anticlinal de la Sierra de la Marina (en superficie, Plioceno Superior y Cuaternario antiguo).

Figura 12.—Localización de las fallas principales del sistema de fallas del mar de Alborán.

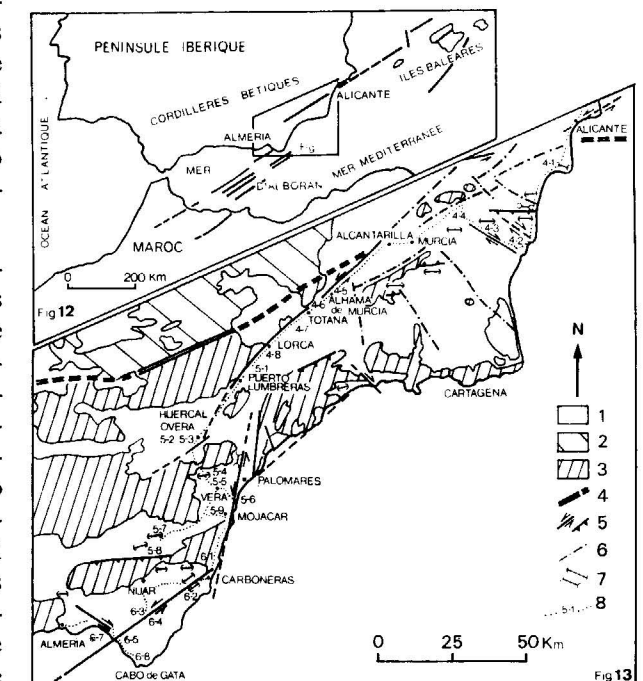


Figura 13.—Neotectónica de las cordilleras Béticas orientales: 1, Cuaternario y Neógeno; 2, Zonas externas; 3, Zonas internas; 4, Límite zonas externas-internas; 5, Desgarres y fallas inversas (juegos cuaternarios); 6, Fallas deducidas por geofísica; 7, Pliegues mayores cuaternarios; 8, Itinerario y número de las paradas.

— Los anticlinales de la ribera derecha del bajo Segura (en el extremo sur) (cf. paradas 4.2 y 4.4).

b) *Estructuras reveladas por geofísica* (gravimetría y sondeos eléctricos):

— Grandes fallas NE-SO (prolongación del accidente de Alhama de Murcia, cf. parada 4.5) asociadas a fallas NO-SE.

Un estudio apoyado en gran número de sondeos eléctricos permite deducir rejuegos de algunos accidentes profundos en la cobertera del Pleistoceno Superior.

Parada 4.2. El anticlinal de Guardamar y el accidente del bajo Segura (Guardamar del Segura, 0° 31' 30" O; 38° 05' 50" N)

Borde norte del anticlinal de Guardamar en los materiales del Plioceno, limitado hacia el Norte

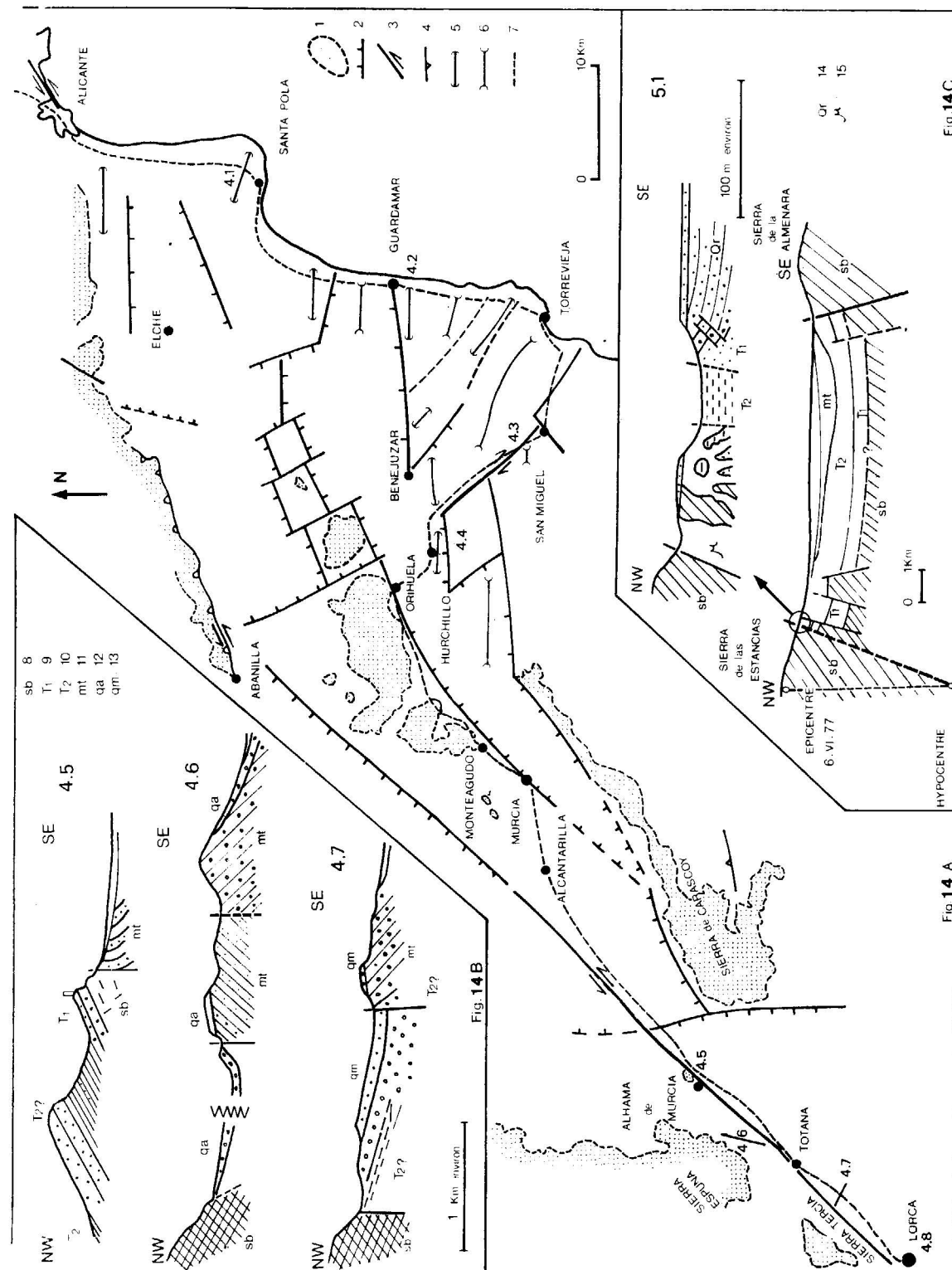


Figura 14.—A) El accidente de Alhama de Murcia y su prolongación hacia el NE; 1, Substrato ante-neógeno; 2, Falla deducida por datos geofísicos; 3, Desgarre; 4, Falla inversa; 5, Pliegue anticlinal cuaternario; 6, Pliegue sinclinal cuaternario; 7, Itinerario. B) y C) Cortes a lo largo del accidente de Alhama de Murcia: 8, Substrato bético; 9, Tortonense I; 10, Tortonense II; 11, Mioceno terminal; 12, Cuaternario antiguo; 13, Cuaternario medio; 14, Cuaternario reciente; 15, Zona de trituración.

por un accidente importante conocido por geofísica y sondeos. Esta falla es la que probablemente se mostró activa durante los seísmos de 1829 (intensidad X).

De Guardamar a Torrevieja, la carretera atraviesa sucesivamente un sinclinal (salinas de la Mata), un anticlinal (visible en las costras del Cuaternario antiguo) y un sinclinal (laguna de Torrevieja).

Parada 4.3. La falla de San Miguel de Salinas
(NO de San Miguel de Salinas, 0° 48' 30" O; 38° N)

La carretera de San Miguel a Bigastro bordea esta falla, que ya fue activa durante el Neógeno. En el Cuaternario tiene probablemente un movimiento dextrorso. Al O de la falla los materiales del Mioceno Superior al Plio-cuaternario buzaban fuertemente. Al E, la falla está bordeada por la depresión sinclinal de la laguna de Torrevieja. Sismicidad histórica y actual (Torrevieja, 1802, 1822, 1837, 1867, etc.).

Parada 4.4. Los anticlinales de Benejuzar y de Hurchillo
(Hurchillo, 0° 55' 00" O; 38° 04' 20" N)

En el flanco norte del anticlinal de Hurchillo, los «conglomerados del Segura» (Plioceno terminal) están verticales. Hacia el Sur las capas del Mioceno terminal constituyen el núcleo del anticlinal. Hacia el Este, pasada la falla de San Miguel, se ve el anticlinal de Benejuzar, de núcleo messinense, rodeado por materiales plio-cuaternarios. Hacia el Norte se ven los relieves de las sierras de Orihuela (materiales triásicos esencialmente).

De Orihuela a Monteagudo se bordean o atraviesan relieves triásicos limitados hacia el Sur por una de las fallas mayores NE-SO. De Alcantarilla a Alhama de Murcia, la carretera es paralela al accidente de Alhama de Murcia, que se observa a la derecha y pasa al pie de los relieves (materiales miocénicos). A la izquierda se observa la Sierra de Carrascoy (substrato bético).

Parada 4.5. Falla de Alhama de Murcia
(Alhama de Murcia, 1° 25' 00" O; 37° 51' 40" N)

Esta gran falla separa aquí las dolomías del substrato bético (al O de los materiales del Mio-

ceno Superior (al E). Una fuente termal (44°) se sitúa sobre la falla (fig. 14B).

Parada 4.6. Deformaciones de los glaciares cuaternarios del piedemonte de sierra Espuña
(NE de Totana, 1° 28' 40" O; 37° 48' N)

Los glaciares cuaternarios, con potentes costras (¿Pleistoceno antiguo?), están fallados y a veces plegados por el juego cuaternario del accidente de Alhama de Murcia y el de una falla N20. A lo largo de ésta, una construcción ha resultado dañada durante el seísmo de 6 de junio de 1977 (fig. 14B).

Parada 4.7. Deformaciones de glaciares cuaternarios del piedemonte de sierra Tercia
(SO de Totana; Llano del Salvador, 1° 37' 00" O; 37° 43' 00" N)

Los glaciares y los conos de deyección del piedemonte de Sierra Tercia (Pleistoceno Medio y Superior) están cortados por la falla de Alhama de Murcia y chocan contra las capas fuertemente buzantes del Mioceno terminal. Sobre éste se conservan algunos restos basculados de glaciares (figura 14B).

Parada 4.8. Daños causados por los seísmos en algunos edificios antiguos de Lorca
(Lorca, barrio de la Catedral)

1 JULIO: PUERTO LUMBRERAS-MOJACAR,
Por J. C. BOUSQUET

LOS ACCIDENTES DE ALHAMA DE MURCIA (SECTOR MERIDIONAL) Y DE PALOMARES. LOS PLIEGUES CUATERNARIOS DE LAS CUENCAS DE VERA Y SORBAS (figs. 12, 13, 14 y 15)

Desde Puerto Lumbreras la excursión vuelve hacia Lorca. La carretera es paralela al accidente de Alhama de Murcia, situado al pie de los relieves de la Sierra de la Torrecilla.

Parada 5.1. El accidente de Alhama de Murcia, al sur de Lorca (Torrente Torrecilla, 1° 44' 45" O; 37° 38' 00" N)

El contacto entre el zócalo antiguo y los depósitos tortonenses corresponde aquí a una ancha

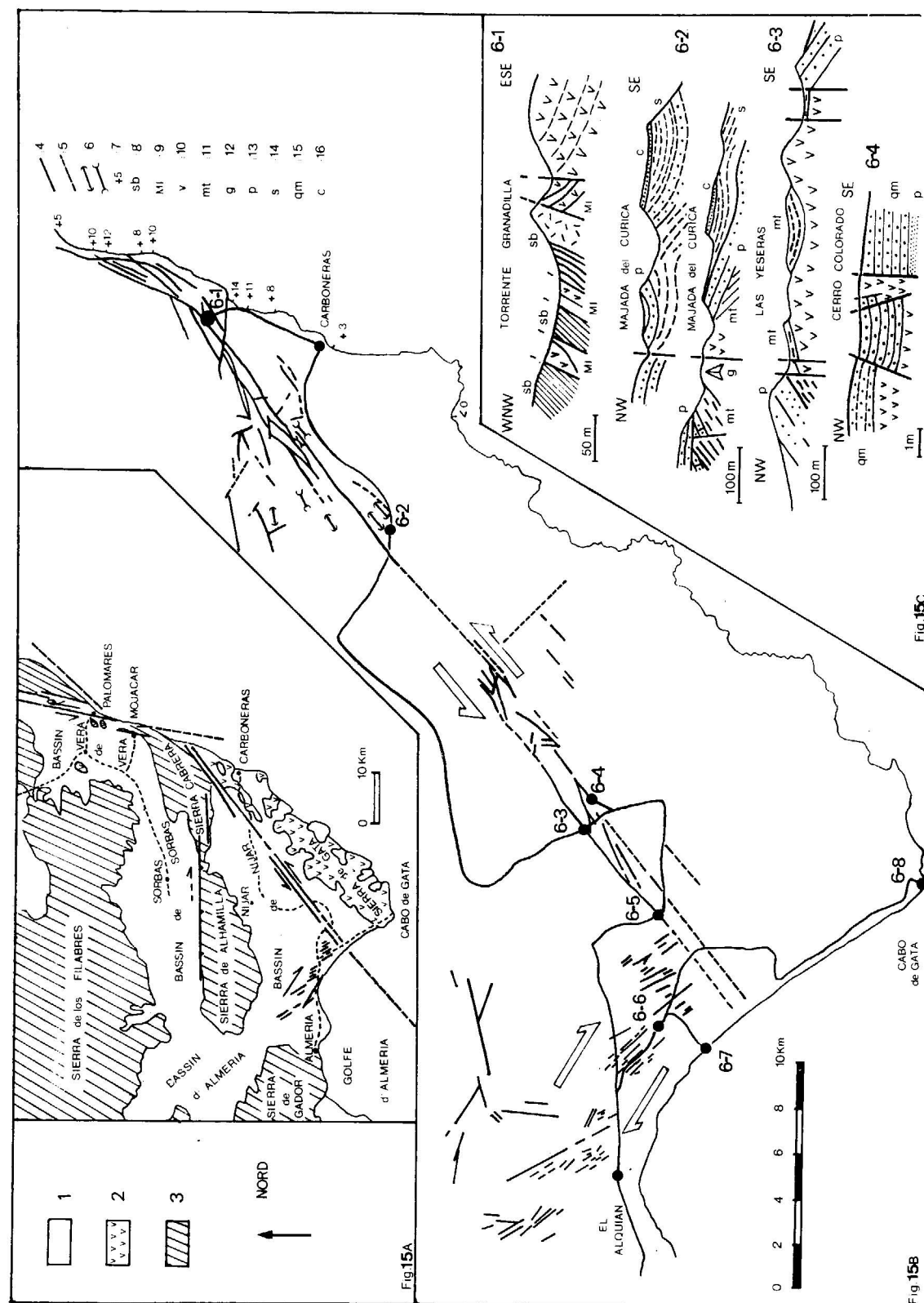


Figura 15.—A) El accidente de Carboneras (situación general); 1, Cuaternario y Neógeno; 2, Rocas volcánicas miocenas; 3, Substrato anteneógeno. B) y C) El accidente de Carboneras (esquema estructural y cortes): 4, Fallas observadas; 5, Idem supuestas; 6, Pliegues cuaternarios; 7, Altitud de la línea de costa del Tyrreniense con *Sirrombus*; 8, Substrato bético (esquistos y dolomías); 9, Mioceno inferior; 10, Rocas volcánicas; 11, Mioceno terminal; 12, Yeso; 13, Plioceno; 14, Formación de Sucina pliocuaternaria; 15, Cuaternario Medio (?); 16, Costra calcárea del Cuaternario Medio.

zona de trituración (*gouge zone*) (fig. 14C). Un espejo de falla de buzamiento hacia el NO muestra estrías subhorizontales. Algunas fallas inversas pequeñas fueron visibles en la terraza cuaternaria, pero ahora están cubiertas por derrubios. El epicentro del seísmo del 6 de junio de 1977 se localizó a algunos kilómetros al oeste de esta parada (fig. 14C).

Se sigue hacia el SO, a lo largo del accidente de Alhama de Murcia, que pasa al pie de los relieves (principalmente conglomerados tortonenses a partir de Puerto Lumbreras). Estos desaparecen bajo el recubrimiento de aluviones muy modernos antes de llegar a Huércal-Overa, donde se toma la carretera de Santa María de Nieva.

Paradas 5.2. - 5.3. Fallas inversas en el glacis cuaternario de Huércal-Overa (Carretera de Huércal a Santa María, km 30, 1° 58' 30" O; 37° 26' 00" N, y pista de Rambla Grande, 1° 56' 10" O; 37° 23' 00" N)

Los glacis cuaternarios al N de Huércal-Overa están afectados por varias fallas inversas de dirección N 70° E. Estas pueden corresponder al amortiguamiento de una parte del movimiento cuaternario en desgarre sinistoso del accidente de Alhama de Murcia, que parece estar limitado hacia el Sur, al nivel de Huércal-Overa, por una gran falla N 70° E.

Tras volver a Huércal y sobre la carretera a Vera se bordea la falla citada, que ha sido particularmente activa en este sector durante el Tortonense. Pasado el puente sobre el río Almanzora se atraviesa la terminación oriental de la Sierra de los Filabres.

Parada 5.4. Pliegue sinclinal en el Cuaternario antiguo del borde norte de la cuenca de Vera (Kilómetro 220 de la carretera de Huércal-Overa, 1° 58' 00" O; 37° 20' 00" N)

Los niveles continentales, anteriores a los glacis cuaternarios y posteriores al Plioceno Superior marino de la cuenca de Vera, están plegados según una dirección E-O, en el borde N de la cuenca de Vera.

Parada 5.5. Las progradaciones hacia el E del Plioceno Superior de la cuenca de Vera (Kilómetro 210 de la carretera de Huércal-Overa a Vera, 1° 54' 00" O; 37° 15' 40" N)

Descripción general de la cuenca de Vera. En los relieves próximos a la carretera se puede ver la progradación general hacia el E de los depósitos deltaicos del Plioceno Superior. La alimentación de estos depósitos se hizo a partir de un sector actualmente hundido (¿movimientos distensivos desde el finiplioceno al cuaternario antiguo?).

A partir de Vera (destruido enteramente en 1518 por un seísmo), se atraviesan los depósitos margosos pliocenos y miocenos hasta alcanzar el accidente de Palomares en el pueblo de este nombre.

Parada 5.6. Juego cuaternario del accidente de Palomares (Palomares, 1° 48' 35" O; 37° 15' 00" N)

En el contacto entre el Plioceno Inferior margoso y los conglomerados (¿cuaternarios o pliocenos?) se observan varios metros de un espejo de falla con estrías horizontales que testimonian el movimiento de desgarre del accidente de Palomares (hacia el Norte están afectados los glacis y hacia el Sur un nivel del Cuaternario Medio).

Desde Palomares se vuelve a Vera para dirigirse hacia Sorbas atravesando constantemente niveles del Neógeno.

Parada 5.7. El Plio-cuaternario de la cuenca de Sorbas: la presencia del Plioceno marino (Carretera de Lubrín, 2° 06' 35" O; 37° 05' 57" N)

Se deja la carretera de Sorbas para tomar la pista de Lubrín hacia el N, donde se observa la sucesión siguiente: calizas oolíticas y arenas blancas que pertenecen al Messinense postevaporítico; encima, una potente formación arcillo-arenosa, roja, con intercalaciones de calizas blancas, culminada por una molasa amarillenta, muy fosilífera, de edad pliocena; por último, un potente conglomerado gris, pliocuaternario, que corta al Plioceno marino.

Hacia el Sur, en el horizonte, aparecen las crestas de los cerros Las Roques, Quemado..., formados por yesos de edad Messinense.

Parada 5.8. Los pliegues en las formaciones

Plio-cuaternarias (Carretera de Sorbas a Almería, 2° 09' 02" O; 37° 05' 48" N)

El plioceno marino y el Pliocuaternario están implicados en pliegues y fallas inversas; tanto más violentamente conforme se aproximan a la falla de Sorbas. Algunos kilómetros al O de Sorbas, la N-340 atraviesa conglomerados rojos, de edad pliocuaternaria, plegados en anticlinales y sinclinales. Estas observaciones muestran la existencia de una tectónica en compresión posterior al Pliocuaternario.

Desde Sorbas se toma hacia el NE para alcanzar Mojácar, desde donde se tiene una vista general de la cuenca de Vera.

2 JULIO: MOJACAR-ALMERIA,

Por J. C. BOUSQUET

EL JUEGO CUATERNARIO DEL ACCIDENTE DE CARBONERAS Y LA RED DE FALLAS CUATERNARIAS EN EL ALQUIAN (fig. 15A)

A partir de Mojácar, se toma la carretera de Garrucha a Carboneras. El trazado de la costa, casi N-S, está guiado por el accidente de Palomares. Se atraviesan principalmente esquistos de la extremidad oriental de sierra Cabrera, que en muchos puntos están triturados (*gouge zone*) por fallas situadas al norte del accidente de Carboneras. La actividad reciente de todas estas fallas se atestigua por los cambios de altitud de la línea de costas del Thyrrheniense con *Strombus* (figura 15B).

Parada 6.1. El accidente de Carboneras en el corte del torrente Granadilla (Carretera de Garrucha a Carboneras, 6 km N de Carboneras, 1° 52' 50" O; 37° 03' 12" N)

La falla principal separa las rocas volcánicas miocenas de los materiales béticos. Debido a las fallas satélites, margas y rocas volcánicas del Mioceno Inferior están pinzadas en los materiales Maláguides y Alpujarrides (fig. 15C).

Se sigue hacia Carboneras a través de las rocas volcánicas del bloque sur de la falla (extremidad oriental del macizo volcánico del Cabo de Gata). En Carboneras se toma la carretera de Níjar, que está trazada sobre las rocas volcánicas y su covertera sedimentaria (Messinense calizo y Plioceno).

Parada 6.2. El accidente de Carboneras en la Majada del Curica y los pliegues cuaternarios de Las Quemadas (Carretera de Carboneras a Níjar, 10 km SO de Carboneras, 2° 00' O; 36° 58' 10" N)

El accidente atraviesa aquí los terrenos del Messinense y del Plioceno. El Plioceno Superior está discordante sobre los paquetes basculados del Plioceno Inferior y Medio y del Messinense. Al sur del accidente las formaciones continentales pliocuaternarias y el Plioceno marino están plegados. Los glaciares del Cuaternario Medio discordante sobre los pliegues están a su vez plegados por ondulaciones sinclinales y anticlinales (fig. 15C).

En el compartimento norte del accidente la carretera corta constantemente las formaciones pliocenas y cuaternarias y a lo lejos, hacia el Norte, se pueden ver los materiales messinenses (margas y yesos visibles al pie de sierra Cabrera), de facies diferente a la del compartimento sur. En las cercanías de Níjar, el Messinense pasa a ser calizo (alto fondo entre las sierras Cabrera y Alhamilla). La traza del accidente se ve bien hacia el Sur más allá del Campo de Níjar, donde bordea el relieve de La Serrata.

Parada 6.3. El accidente de Carboneras en las Yeseras (Carretera de Níjar a San José, 2° 10' 00" O; 36° 52' 00" N)

En su parte occidental, el accidente de Carboneras está formado por dos fallas paralelas que encuadran el relieve de La Serrata. En las Yeseras, la falla norte pone en contacto los terrenos pliocenos, a veces tectonizados y verticalizados vigorosamente, con las rocas volcánicas y los terrenos messinenses. Los talwegs de los pequeños torrentes que descienden de La Serrata tienen un trazado en bayoneta, siguiendo la falla hacia el SO, antes de tomar un curso NO hacia la depresión del Campo de Níjar (fig. 15C).

Parada 6.4. Las fallas cuaternarias de la cantera de Cerro Colorado (3 km al E de la carretera de Níjar a San José, 2° 8' 48" O; 36° 52' 20" N)

La cantera abierta en las rocas volcánicas miocenas del macizo de La Serrata permite observar muy bien el movimiento de desgarre cuaternario de la falla que limita este macizo por el Sur. Varias fallas cortan los materiales cuaternarios (Cuaternario Medio probable) y varios metros del espejo de una de ellas están al descubierto. Las estrías indican un juego de desgarre sinistoso inverso (fig. 15C).

Se vuelve a la carretera principal en dirección a El Barranquete y San José y se atraviesan los materiales pliocuaternarios de la depresión que se extiende al pie de la Sierra de Gata. Se corta la falla sur del accidente de Carboneras a la entrada del pueblo de El Barranquete.

Parada 6.5. Los acueductos de El Barranquete deformados en la traza del accidente de Carboneras (El Barranquete, 2° 12' 20" O; 36° 50' 35" N)

En la falla norte, a lo largo de la cual las capas pliocenas están fuertemente tectonizadas, se capta un movimiento horizontal sinistoso que ha deformado dos acueductos, lo que atestigua el actual juego del accidente de Carboneras.

La carretera se une a la que va de Níjar a Almería. Antes de llegar a El Alquíán se toma la carretera de Cabo de Gata.

Parada 6.6. Red de fallas cuaternarias de El Alquíán (Rambla de Retamar, 2° 17' 40" O; 36° 50' 50" N)

Las fallas de orientación N 140-150 están dispuestas en escalón a través de los materiales cuaternarios sobre cerca de 20 km desde el accidente de Carboneras hasta el pueblo de Viator, al norte de Almería. En la rambla de Morales se puede examinar alguna de estas fallas, que presentan una geometría de falla inversa, y que se han interpretado como deformaciones superficiales (Riedel) correspondientes al juego dextrorso de un accidente profundo (figs. 15A y B).

Parada 6.7. El Tyrrheniense con Strombus de Torre García (Torre García, 2° 17' 50" O; 36° 49' 30" N)

En la proximidad del litoral (altitud, 5 m), el

Tyrrheniense, muy rico en *Strombus* y *Pectunculus*, ha sido datado recientemente en $97.000 \pm \pm 4.900$ años. La excursión se dirige a continuación hacia el Cabo de Gata. A la izquierda, pequeños escarpes rectilíneos corresponden a fallas de la red de El Alquíán. Se atraviesa, al nivel de la Rambla de Morales, el accidente de Carboneras (que se prolonga en el golfo de Almería al menos 60 km según los perfiles sísmicos. Un cañón muy marcado utiliza su traza entre las cotas -200 y -1.000 m).

Parada 6.8. Las rocas volcánicas del Cabo de Gata (Cabo de Gata, 2° 11' 35" O; 36° 43' 25" N)

Los relieves escarpados del Cabo de Gata están tallados en las rocas volcánicas miocenas pertenecientes a un vasto complejo vulcano-sedimentario calcoalcalino, que se extiende a lo largo de más de 40 km hacia el NE hasta el N de Carboneras. Medidas de geocronología muestran que la actividad eruptiva se escalonó desde el Mioceno Inferior (17,8 m.a.) hasta el transcurso del Messinense.

3 JULIO: ALMERIA-GRANADA,

Por C. SANZ DE GALDEANO

OBSERVACIONES AL NORTE DE ALMERIA Y EN LAS DEPRESIONES DE GUADIX Y GRANADA

Se sale de Almería hacia Murcia.

Parada 7.1. Deformaciones del borde O de Sierra Alhamilla

(Norte de Rioja, km 131,4 de la carretera N-340, 2° 27' 48" O; 36° 58' 43" N)

El Mioceno Superior del borde occidental de Sierra Alhamilla presenta un fuerte buzamiento hacia el O y dirección N-S. Localmente se pone vertical. Se interpreta como debido al levantamiento de Sierra Alhamilla. Se observan, además, pequeños pliegues gravitatorios bien formados en los materiales miocenos.

Se regresa hacia la carretera Almería-Granada, en la que no se cortan materiales del Mioceno y Pliocuaternario.

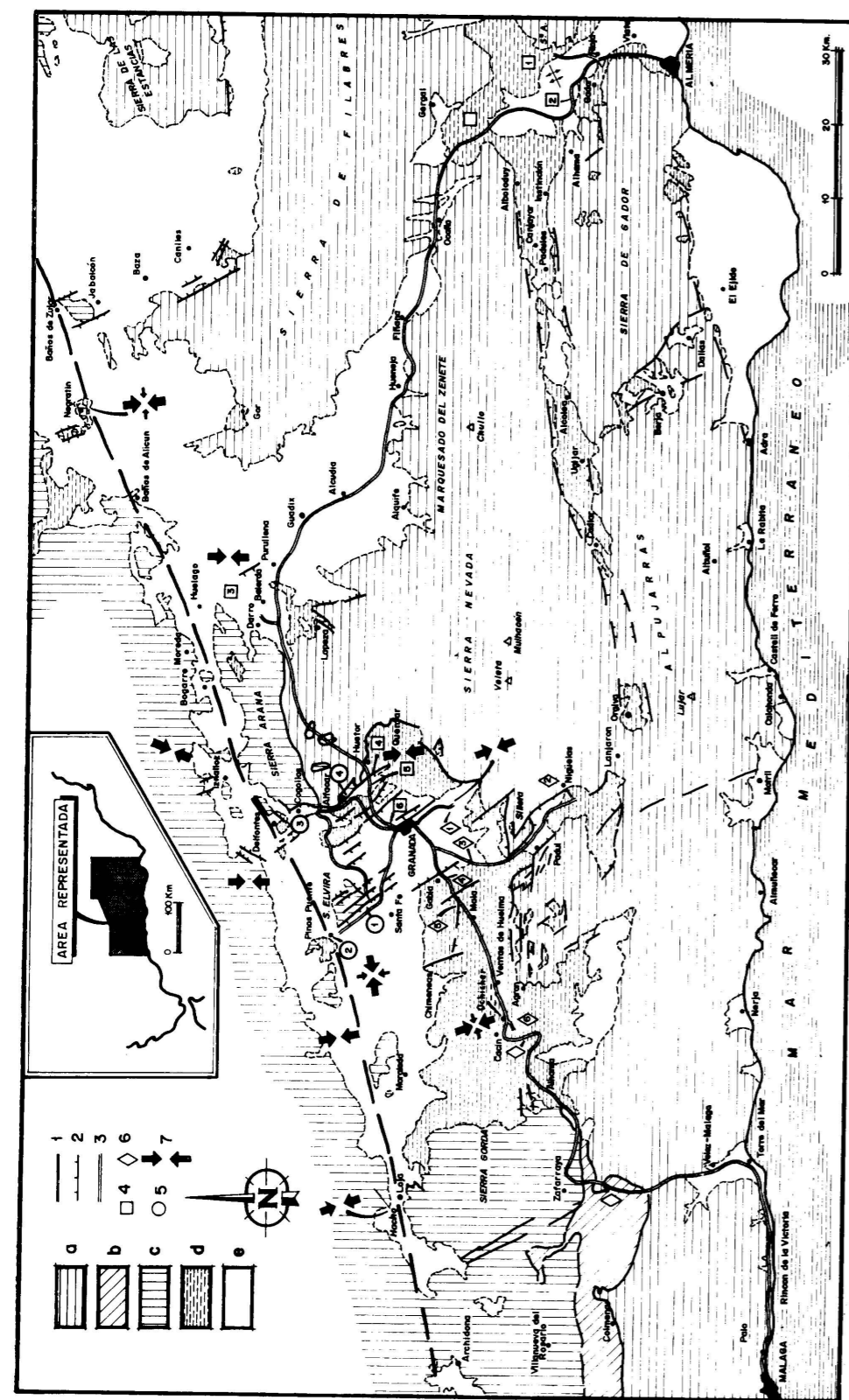


Figura 16.—Esquema geológico general del área a visitar en las tres últimas jornadas: a) Zonas internas: Nevado-filábride, Alpujarride y Maláguide; b) Unidades de Colmenar (flyschoides); c) Zonas externas, incluida la dorsal; d) Mioceno superior; e) Plioceno y Cuaternario: 1, Posición aproximada del accidente del Negratín; 2, Fallas normales que han actuado al menos a partir del Mioceno superior, aunque presentan movimientos compresivos cuaternarios; 3, Carreteras por las que van los itinerarios; 4, Paradas del día 3 de julio; 5, Idem del día 4; 6, Idem del día 5; 7, Direcciones de compresión cuaternarias.

Parada 7.2. Falla inversa en el Plio-cuaternario (Rambla de Huechar, sobre el barranco Cuchillo, km 314,5 de la carretera N-324, 2° 30' 59" O; 36° 57' 40" N)

En los materiales citados, justo a la entrada del puente y junto a una cueva, se observa una pequeña falla inversa con estrías, de dirección aproximadamente E-O y 30° de buzamiento al S, con un salto vertical de unos 50 cm. Este hecho ilustra la compresión moderna.

En el paisaje y hacia el E se observa una amplia flexión anticlinal en materiales atribuidos al Plio-cuaternario de dirección aproximada E-O.

En el cruce de la carretera que va a Alboloduy se ve una neta discordancia entre los materiales del Pliocuatnario. En el km 295,2 puede detenerse el autobús para observar, en materiales miocenos, una falla normal y las diaclasas asociadas rellenadas por fibras de yeso que reflejan movimientos distensivos.

A continuación la carretera corta materiales del Nevado-Filábride hasta llegar a los llanos del Marquesado, ocupados por materiales de la Formación Guadix (Plio-cuaternario).

Parada 7.3. Panorámica de la depresión de Guadix (Kilómetro 3,5 de la carretera de Darro a Belerda, 3° 15' 15" O; 37° 21' 35" N)

Se puede observar desde aquí toda la parte occidental de la depresión de Guadix-Baza. Al N y NE destacan los montes Jabalcón y Mencal, que son bordeados por el accidente del Negratín. Hacia el Sur se ven bien los glaciares de edades pliocena y cuaternaria, en los relieves de sierra Arana y sierra Nevada.

Pasado Diezma, la carretera corta materiales Maláguides y Alpujarrides muy cerca del contacto zonas externas-internas.

Parada 7.4. Falla normal en materiales del Plio-cuaternario (Oeste de Huetor Santillán, km 270,5 de la carretera N-342, 3° 31' 10" O; 37° 13' 03" N)

El borde oriental de la depresión de Granada corresponde a fallas normales, de las que algunas actuaron posteriormente como de desgarre. Aquí se observa el Cuaternario antiguo basculado que choca contra el Mioceno.

Fallas similares producen escalones con un alto global para el Cuaternario Superior de 600 m en este sector.

Parada 7.5. Cantos estriados en materiales del Cuaternario antiguo (Suroeste de Puerto Lobo, km 273,5 de la carretera N-342, 3° 37' 59" O; 37° 13' 09" N)

En el Cuaternario antiguo se observan numerosos cantos estriados cuyo estudio estadístico permite deducir una compresión N 5 O. Además, poco más al SO se observan pequeñas fallas normales en el talud de la carretera.

Parada 7.6. Vista de la depresión de Granada (Mirador de San Gabriel, km 279,5 de la carretera N-342, 3° 35' 25" O; 37° 11' 48" N)

Desde este punto se tiene una buena panorámica de la depresión de Granada. Se pueden observar los relieves que han producido las fallas normales modernas N 30-50 O, algunas de las cuales presentan ahora desgarres.

4 JULIO: GRANADA-GRANADA (MEDIA JORNADA),

Por C. SANZ DE GALDEANO

POR EL NE DE LA DEPRESION DE GRANADA

Salida de Granada por la carretera a Córdoba. Al Sur se ve la alineación de sierra Nevada (zona interna de la cordillera). Al Este, las sierras Arana, Cogollos y Alfácar. La carretera atraviesa el Cuaternario (Holoceno) de la depresión de Granada.

Parada 8.1. Horst complejo de Sierra Elvira (Tajo Colorado de Sierra Elvira, 3° 42' 43" O; 37° 13' 55" N)

Falla normal del Tajo Colorado de dirección N 45 O, muy bien representada en la región. Afecta a materiales del Secundario, pero ha actuado durante el Neógeno y el Cuaternario, y ligadas a estas fallas existen varias fuentes termales. Actualmente sierra Elvira es asiento de sismicidad superficial muy acusada. Los últimos movimientos, deducidos en escarpes modernos, son de desgarres.

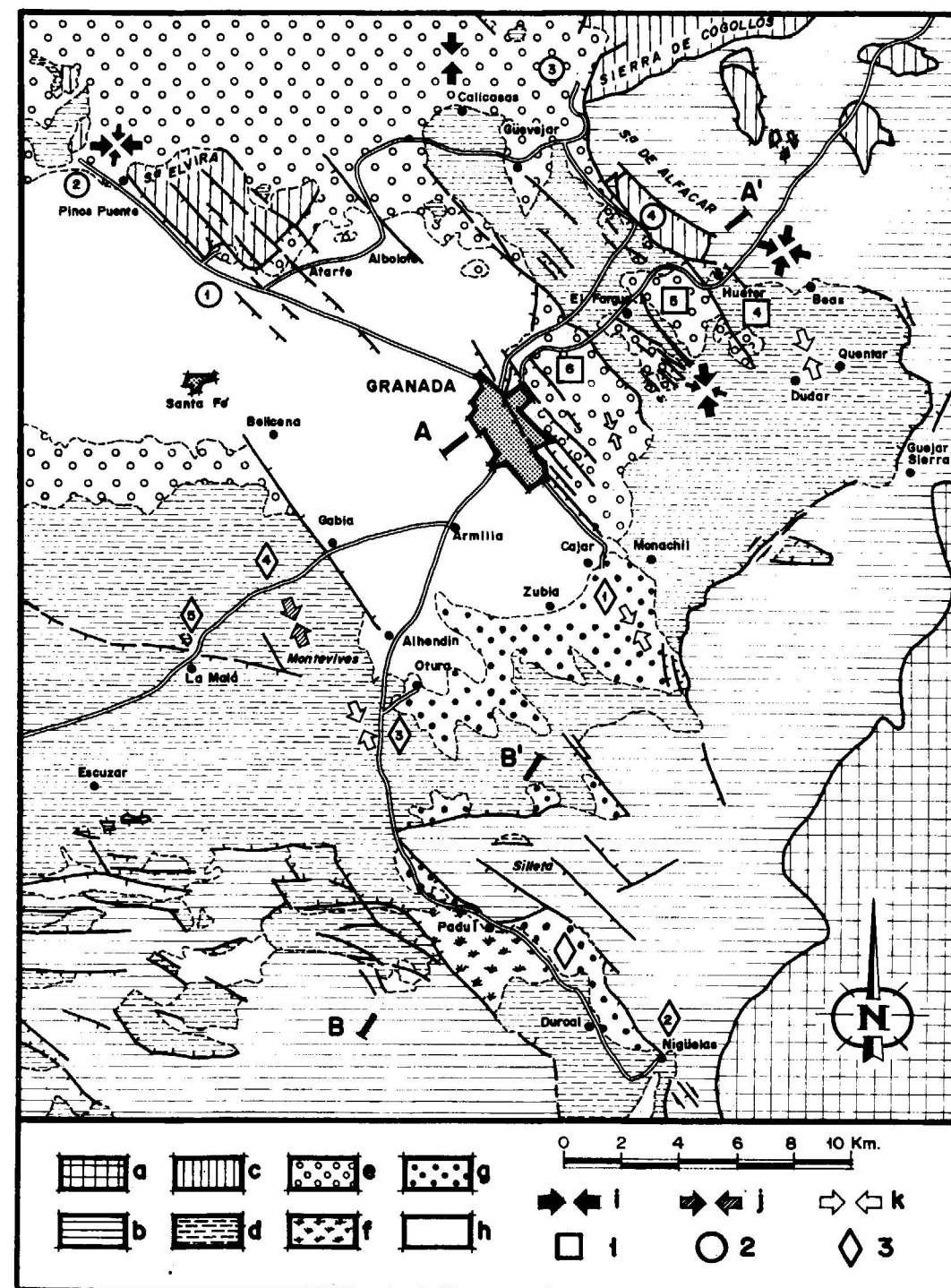


Figura 17.—Parte oriental de la depresión de Granada: a) Nevado-filábride; b) Alpujárride y Maláguide; c) Subbético y dorsal; d) Mioceno superior; e) Plioceno y Cuaternario antiguo; f) Turbera del Padul (Plioceno y Cuaternario); g) Pleistoceno (superior?); h) Holoceno; i) Direcciones de compresión cuaternarias deducidas en cantos estriados; j) Idem a partir de pliegues en materiales messinenses; k) Idem a partir de fallas en materiales cuaternarios: 1, Paradas del itinerario del día 3 de julio; 2, Idem del día 4; 3, Idem del día 5. Con AA' y BB' se marcan las posiciones de los cortes de las figuras 19 y 20.

Se vuelve a la carretera general, cuyo trazado hacia el NO es paralelo a una de las fallas de borde de sierra Elvira, de iguales características a la anterior.

Parada 8.2. Estriaciones en cantos de conglomerados del Plio-cuaternario

(1,5 km al NO de Pinos Punete, km 424,4 de la carretera N-432, 3° 46' 11" O; 37° 15' 47" N)

Los materiales del Pliocuatnario están siendo explotados en cantera. Los cantos de los conglomerados presentan estriaciones bien marcadas con una dirección predominante E-O a N 70 E y otras N-S. Esta dirección primera se interpreta como el efecto del movimiento del accidente del Negratín, que pasa por el sector. Además, los materiales han sufrido basculamientos. Se vuelve hacia el Sur; se deja sierra Elvira, primero al N, momento en el que se ven sus fallas de borde N 60 E, y después al O. A continuación, cerca de Calicasas, se observa bien el contacto entre el Mioceno Superior y el Pliocuatnario, así como la superficie del glacis del Pleistoceno Superior, ya atacada por la erosión.

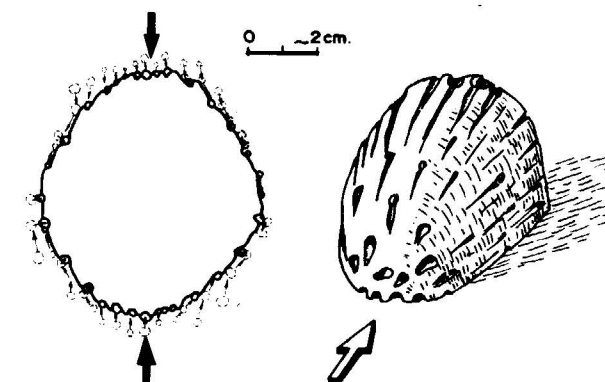


Figura 18.—Estriaciones de cantos. La flecha indica la dirección de compresión.

Parada 8.3. Materiales del Plio-cuaternario verticalizados (Cogollos Vega, 3° 38' 41" O; 37° 13' N)

El Pliocuatnario presenta localmente buzamientos superiores a 70° con cantos estriados de parecido buzamiento y deslizamientos entre capas. No se conoce la génesis de la deformación, pero es un testimonio de la inestabilidad del sec-

tor, tan próximo a sierra Arana, Cogollos y Alfácar.

En la carretera de Cogollos a Alfácar puede parar el autobús para observar abanicos cuaternarios formados en el borde de sierra de Alfácar, cuyo origen podría interpretarse debido al movimiento de la falla que limita la sierra.

Parada 8.4. Observación de las fallas de borde de Sierra de Alfácar

(Norte de Alfácar, 3° 32' 59" O; 37° 16' 32" N, a NE de Víznar, 3° 32' 36" O; 37° 14' 26" N)

Son observaciones a lo largo de 2,5 km. Hay buenos ejemplos de planos de fallas con diversos juegos de estrías, superficies de fallas rotas y sedimentos neógenos asociados a antiguos escarpes. Un kilómetro al NNE de Víznar se ve de nuevo la discordancia del Pliocuatnario sobre el Neógeno. Este Cuaternario buza localmente contra la ladera de la montaña, debido a un basculamiento producido por efecto distensivos.

Además, en estos mismos materiales hay cantos con estriaciones horizontales que muestran compresiones modernas.

5 JULIO: GRANADA-MÁLAGA.

Por C. SANZ DE GALDEANO

OBSERVACIONES POR EL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA Y EN EL CENTRO DE LA DEPRESIÓN DE GRANADA

Parada 9.1. Fallas inversas en el cono de deyección de la Zubia

(Cájar, 3° 33' 40" O; 37° 07' 59" N)

Este cono está formado fundamentalmente por cantos carbonatados heredados del Triás alpujárride y su edad es Cuaternario Medio. En las canteras se observan planos de falla inversa vergentes al Sur, con saltos del orden del metro y corridas de decenas de metros.

Tras volver a Granada se toma la carretera que va a Motril.

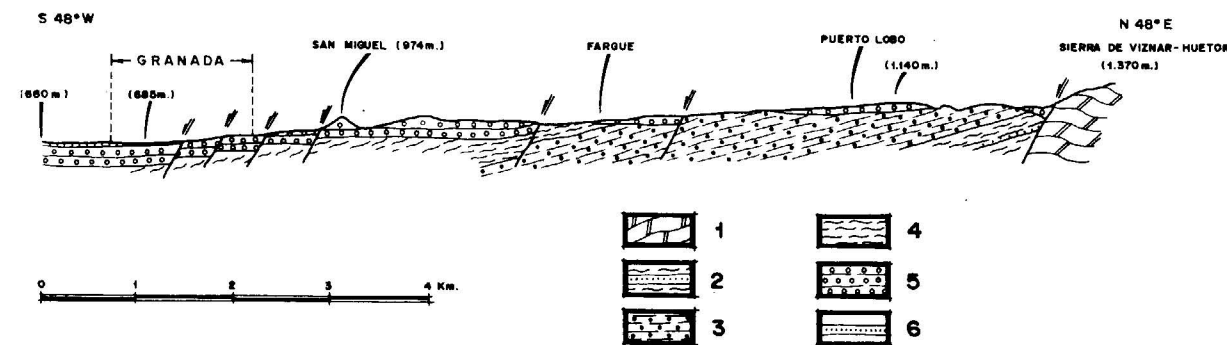


Figura 19.—Corte AA': 1, Alpujárride; 2, Tortonense (limos y conglomerados); 3, Block-formation (Tortonense-Messinense); 4, Limos, arenas y conglomerados messinenses; 5, ¿Plioceno? y Cuaternario antiguo (arcillas, limos, arenas y conglomerados); 6, Holoceno.

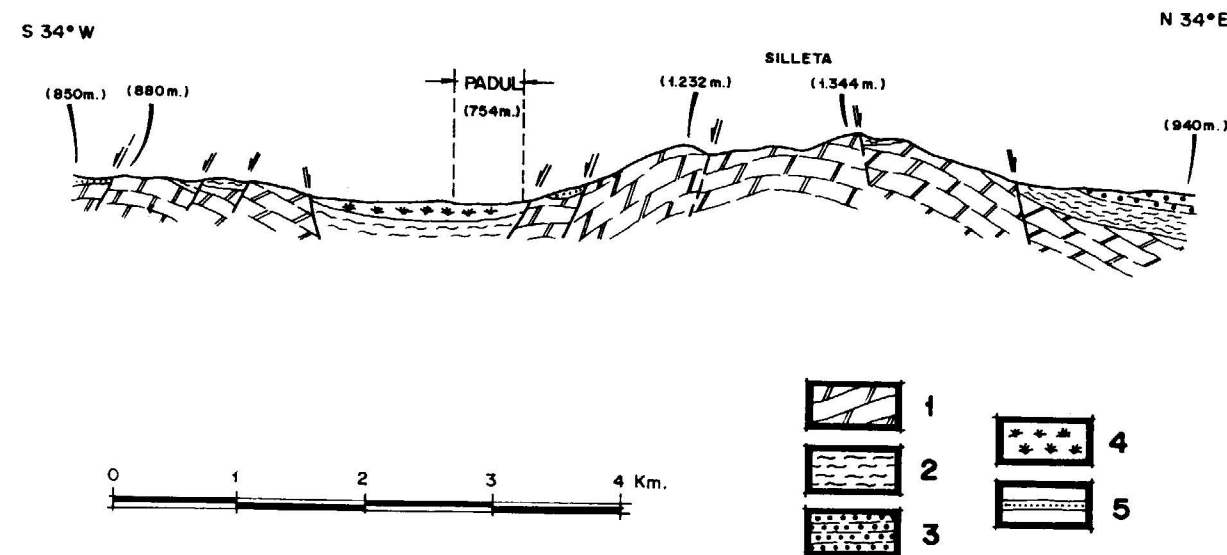


Figura 20.—Corte BB': 1, Alpujárride; 2, Limos (Tortonense); 3, Block-formation; 4, Turberas del Padul; 5, Cuaternario.

Parada 9.2. Falla de borde de sierra Nevada (corresponde a un sector de unos 10 km comprendido entre el N de Padul y Nigüelas. La parada es en este pueblo [3° 32' 06" O; 36° 58' 53" N], con un posible alto a pie de carretera, para tener una perspectiva general)

El borde de Sierra Nevada en este sector está limitado por fallas normales N 30-50 O, y en Nigüelas se toca una de ellas. Los movimientos de las mismas (hasta 800 m de salto en el Cuaternario) se han prolongado casi a la actualidad a juzgar por las deformaciones del material cuater-

nario fosilizante. Junto a estos rasgos en algunos puntos aparecen otros compresivos.

Se observa, además, la fosa de Padul.

El autobús vuelve hacia Granada.

Parada 9.3. Desgarres cerca del pueblo de Otura (A 1 km de distancia de la desviación a Otura desde el km 444,1 de la carretera N-323, 3° 38' 22" O; 37° 05' 18" N)

En la trinchera de la carretera y en materiales posiblemente del Cuaternario Inferior se observan

numerosas pequeñas fracturas; la mayoría de ellas de desgarre con las estrías bien marcadas, nuevo testimonio de compresiones modernas.

En Armilla se toma la carretera que va a Vélez Málaga.

Parada 9.4. Pliegues en materiales del Messinense (Cantera de Gabia, 3° 40' 47" O; 37° 07' 39" N)

En materiales messinenses (limos, arenas y yesos) aparecen pliegues bien formados. Se descartan que sean de hidratación (paso de anhidrita a yeso), por su regularidad en numerosos puntos de la depresión. La dirección de los pliegues es N 70 E y menos marcada otra N 20 O, que dan σ_1 equivalentes a los obtenidos en las deformaciones de materiales cuaternarios. Deben ser de esta edad. Desde este punto se ve gran parte de la depresión de Granada, y es patente el cambio de relieve que se produce en la proximidad de Gabia. El relieve llano, ocupado por material holoceno, da paso a unas cuestas formadas por materiales messinenses; el límite corresponde a una falla de dirección N 32 O, que ha funcionado como falla normal y hoy día es asiento de una importante actividad sísmica. Otra paralela a ella, y 10 km al O, parece haber sido el foco productor de un seísmo en marzo de 1979 de magnitud 4,5 grados en la escala de Richter.

Parada 9.5. Fallas normales en las provincias de La Malá (La Malá, km 10 al 11 de la carretera Granada-Vélez Málaga, N-340, 3° 43' 03" O; 37° 06' 34" N)

En la trinchera de la carretera se observan numerosas fallitas normales que afectan a materiales messinenses. Además, cerca de La Malá hay fuentes termales y salinas, así como un escarpe del cerro de La Malá, testimonio de una importante falla normal de dirección E-O comprobada por gravimetría y por sondeos.

Parada 9.6. Nuevos pliegues en materiales messinenses (Kilómetro 3 de la carretera antigua de Ochichar a Cacán, 3° 52' 57" O; 37° 02' 37" N)

La trinchera de esta carretera muestra numerosos pliegues en limos con yesos del mismo significado y orientación general que los de la para-

da 4. Además existen otras estructuras, alguna de ellas de distensión.

Pliegues suaves de mayor envergadura se observan cerca de Ochichar, dibujados en materiales del techo del Mioceno.

Entre Cacán y el embalse de los Bermejales, el autobús puede estacionarse para observar desde la carretera un buen ejemplo de discordancia entre los materiales alpujárrides y la base del Mioceno Superior.

En Alhama de Granada hay una importante fuente termal ligada a fallas modernas que hacen aflorar materiales liásicos. Pasado Alhama, en los materiales de la base del Mioceno Superior se observan numerosas fallas normales.

La carretera atraviesa entre los km 45 y 52 el polje de Zafarraya, desarrollado en materiales del Subbético interno o Penibético, muy cerca del contacto con las zonas internas.

En el km 57 de la carretera se puede observar el abanico que presentan materiales cuaternarios en la llamada Mesa de Zalía, abanico que puede haberse formado por movimientos diferenciales en la vertical.

Tras llegar a la costa, la carretera no tiene puntos adecuados para estacionarse. Algunos afloramientos pliocenos y ciertas formas de relieves próximas a la costa, tales como algunas rasas, indican levantamientos recientes.

BIBLIOGRAFIA

A) General de la región mediterránea

DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F., etc.: *Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System*. Bull. Soc. Geol. Amer., v. 84 (1973), 3137-3180.

MAC KENZIE, P.: *Plate tectonics of the Mediterranean Region*. Nature, v. 226, 239-243, Londres, 1970.

UDÍAS, A., y LÓPEZ ARROYO, A.: *Plate tectonics and the Azores-Gibraltar region*. Nature, Phys. Sc., v. 337, número 74, 67-69, Londres, 1972.

B) Cataluña

DONVILLE, B.: *Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale* (Thèse...). Toulouse, Université Paul Sabatier, 1973, 139 pp.

FONTBOTÉ, J. M.: *Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro*. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. hom. Prof. Hernández-Pacheco, 281-310, Madrid, 1954.

LLOPIS LLADÓ, N.: *Contribución al conocimiento de la morfología de los Catalánides*. CSIC, Insto. Lucas Mallada, 372 pp., Barcelona, 1947.

SOLÉ SABARÍS, L.; FONTBOTÉ, J. M.; MASACHS, V., y VIRGILI, C.: *Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueres y el macizo de Montgrí y edad de su formación*. Tomo homenaje póstumo al doctor don Francisco Pardillo Vaquer, 145-152, Barcelona, Secret. Public. Univ., 1955.

SOLÉ SABARÍS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R.: *Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro*. Mem. y Com. 2.ª sér., t. I (1965), 83-92, Barcelona, 1965.

C) Cordilleras Béticas

BOUSQUET, J. C.: *Quaternary strike-slip faults in south-*

eastern Spain. Tectonophysics, 52, 277-286, Amsterdam, 1979.

BOUSQUET, J. C.; MONTENAT, C., y PHILIP, H.: *La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales*. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán (1976), 59-78, Granada, 1978.

GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR: *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alborán*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XIX, núm. 3, 575-614, París, 1977.

ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A. C., y SANZ DE GALEANO, C.: *Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza)*. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán (1976), 165-192, Granada, 1978.

SANZ DE GALEANO, C.: *Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada)*. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán (1976), 197-218, Granada, 1978.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo y en él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua castellana irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de

la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificaciones ni adiciones al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 25 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en el original o en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23. Madrid-3

Colección Temas Geológico - Mineros

Tema 1.—1.^{er} Curso «ROSO DE LUNA»

Precio, obra completa, 1.500 ptas.

Aparece una nueva colección del Instituto Geológico y Minero de España: TEMAS GEOLOGICO - MINEROS. Su moderna presentación y manejable formato, de 21 × 14 centímetros, así como la dedicación de su contenido: Congresos, Simposios, Reuniones Científicas, Cursos Monográficos, etcétera, harán, sin duda, que muy pronto esta colección sea una de las más importantes publicaciones del IGME.

Nada mejor y más oportuno para su iniciación que el tema elegido: el primer Curso ROSO DE LUNA dedicado a la investigación y economía de los recursos geológico - mineros, que ha organizado la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción y que se impartió meses pasados en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, bajo la coordinación de la Fundación Gómez Pardo y que patrocinaron el Instituto Geológico y Minero de España dentro de la citada Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción, el Centro de la Energía de la Dirección General de la Energía, Enadimsa (INI), todos dentro del Ministerio de Industria y Energía, así como las Universidades

Politécnica y Complutense de Madrid del Ministerio de Educación y Ciencias.

En esta primera publicación —Tema I— se recogen en ocho tomos las conferencias impartidas en dicho curso a lo largo de sus siete áreas, más un tomo de introducción dedicado a las conferencias inaugural y de clausura, incluyéndose también los resúmenes de las conferencias publicadas en las distintas áreas.

Los títulos de los ocho volúmenes son:

Introducción.

Area I. Política y economía de las materias minerales.

Area II. Estudio Metalogénico de Depósitos. Minerales y Técnicas Especiales.

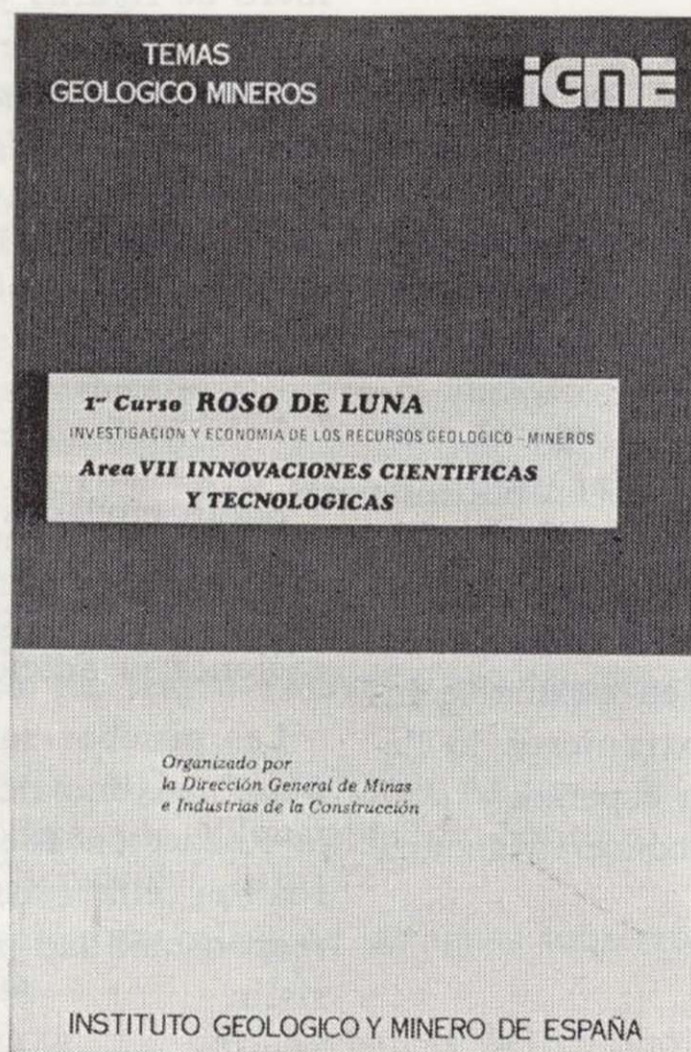
Area III. Búsqueda y evaluación de Recursos Geológico Mineros.

Area IV. Desarrollo Minero y Minera-lúrgico.

Area V. Aspectos legales.

Area VI. Minería y medio ambiente.

Area VII. Innovaciones Científicas y Tecnológicas.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

Colección Temas Geológico - Mineros

Tema 2.—Depósitos Minerales de España

Precio: 500 ptas.

Como segundo número de la Colección Temas Geológico - Mineros aparece «Depósitos Minerales de España», que da una visión global y actualizada de las principales minas españolas en explotación.

Una breve descripción de la geología de España, proporciona el marco general en que se distribuye sus depósitos minerales. Estos son descritos según regiones o distritos mineros, cuando se presentan agrupados geográficamente con un origen o génesis común. Cuando esto no es posible, se les agrupa, por lo general, siguiendo un criterio genético.

Una sucinta exposición geológico-metalogénica precede, generalmente, a las características generales de cada uno de los depósitos minerales tales como: morfología, roca de caja, origen o génesis, asociación mineral, reservas, modo de explotación, procesos de concentración, producción, etc. Al mismo tiempo, en cada sustancia mineral se incluyen las estadísticas de producciones globales que sirven de punto de referencia para deducir la importancia relativa de cada depósito mineral, respecto al resto de los de la misma sustancia.

A continuación extractamos su contenido:

1. INTRODUCCION.

2. LA GEOLOGIA.—Dominio Hercínico: El Macizo Hespérico. **Dominios de plataforma y cordilleras de tipo intermedio:** Las Depresiones Terciarias de la Meseta, La Cordillera Ibérica, La Cuenca del Ebro, Las Cadenas Costeras Catalanas. **Dominio Alpino:** La Cordillera Bética, La Cordillera Pirenaica, La Cordillera Vasco Cantábrica. **Sistemas de fosas.**

3. DEPOSITOS MINERALES. Cobre: Distrito de Santiago de Compostela: Yacimientos tipo Arintei-ro y tipo Fornás. **Oro. Plomo-Cinc:** Distritos de Cartagena, de Linares-La Carolina-Santa Elena, distrito de Santander: Reocín, Aliva. Distrito de Huelva-Sevilla: Minas de Aznalcóllar, de Sotiel, de Río Tinto, de San Telmo, de Lomero-Poyato, María Luisa y Minas de la alineación Vuelta Falsa-El Toro (Paymogo-Huelva) Distrito de Lugo. **Plata. Estaño.**

Volframio: Minas de Penouta (Orense), de Laza (Orense), de San Finx (La Coruña), de Santa Comba (La Coruña), de Monteneme (La Coruña), Casualidad-Calabor (Zamora), Depósito de Barruecopardo (Salamanca), Mina de Golpejas o mina Bellita (Sa-

lamanca), Depósitos de Morille-Martinamor (Salamanca), Depósito de tipo aluvial. Mina «El Cubito» (Salamanca), Mina El Trasquilón (Cáceres), Depósito de tipo aluvial. Mina «Santa María» (Cáceres), Mina «La Parrilla» (Badajoz), Depósitos de Sn. de la Sierra de Cartagena.

Bismuto: Distrito de Córdoba. **Mercurio. Antimonio:**

Distrito de Albuquerque Herrera del Duque. **Uranio:** Depósitos de Ciudad Rodrigo (Salamanca) y de Don Benito (La Serena, Badajoz).

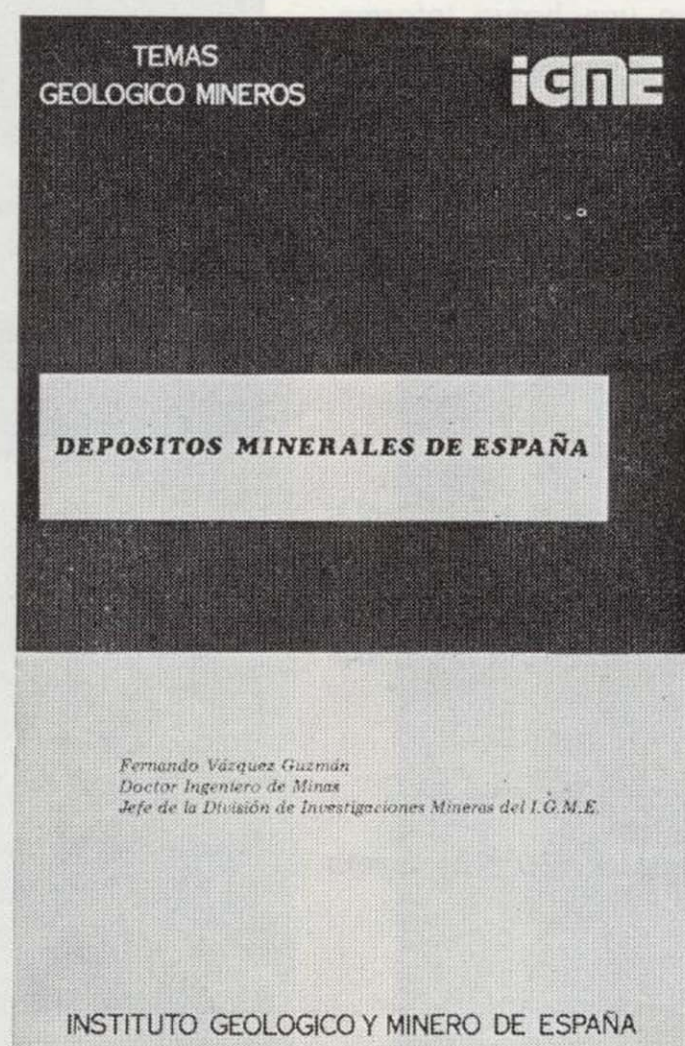
Hierro: Distrito Norte: Areas de Ortuella-Somorrostro (Vizcaya), Area SE de Bilbao (Vizcaya), Area de Sopuerta (Vizcaya), Area de Hoyo-Covarón y Dícido (Vizcaya-Santander). Distrito Noroeste:

Yacimientos de coto Wagner y Vivaldi. Distrito Centro-Levante: Minas de la Compañía Minera de Sierra Menera, S. A. Distrito Sudoeste (Huelva-Badajoz-Sevilla):

Minas de Cala, Mina de Teuler, Mina de San Guillermo-Colmenar - Santa Justa, Mina Monchi, Mina del Cerro del Hierro. Distrito Sudeste: Minas del Marquesado y de Alfique. **Titanio. Aluminio. Piratas:** Minas de Río Tinto, Minas de Tharsis y Calañas, Mina de Las Herrerías (Puebla de Guzmán), Proyecto AIPSA. **Materiales Salinos. Sales Sódicas:** Sal común, sal gema (halita): Yacimientos de Pinoso (Alicante), de Polanco (Santander), de sal gema de Remolinos y Torres de Berellén (Zaragoza), Glauberita-Thenardita. **Sales Potásicas:** Minas de Cardona, Mina de Balsareny, Minas de Suria, Mina de la Sierra del Perdón. **Cuarzo. Calizas, Dolomías y Greda. Feldespatos. Talco. Baritas:** Mina Guillermin, Mina Alfonso y Coto Elsa. **Fluorita. Estroncio. Yesos. Magnesitas:** Mina de Eugui (Navarra) y Mina de Rubián. **Arcillas especiales. Caolín.**

4. AGRADECIMIENTOS.

5. BIBLIOGRAFIA.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

Colección Temas Geológico - Mineros

Tema 3.—I.^a Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro

Precio: 500 ptas.

El tercer número de la colección Temas Geológico-Mineros corresponde a la publicación de los resultados obtenidos con motivo de la «I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro» en la Península Ibérica. Dicha reunión se celebró en Granada en octubre de 1978, y fue organizada por los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía de las Universidades de Bilbao y Granada.

El contenido del presente número queda esquematizado como sigue: En primer lugar aparece una breve información relativa a algunas de las investigaciones que actualmente se están llevando a cabo por parte de diversas Instituciones y Empresas Mineras.

Así, en relación con los **Sectores N y NW** de la Península, se están estudiando:

- Mineralizaciones de hierro de la zona Astur-Leonesa.
- Areniscas oolíticas del Devónico Superior de la zona Cantábrica y areniscas ferruginosas de San Pedro.
- Mineralizaciones de hierro del Río Norte de Portugal.
- Hierros de Bilbao.
- Magnetitas de Eskolamendi (Lesaca).
- Yacimientos de hematites de Mina Ley (Vera de Bidasoa).
- Yacimientos filonianos de Siderita del área Cantábrica.
- Mineralizaciones de hierro Triásico en Morete del Jalón.
- Mineralizaciones oolíticas de la provincia de Zaragoza.

En el Sector SW:

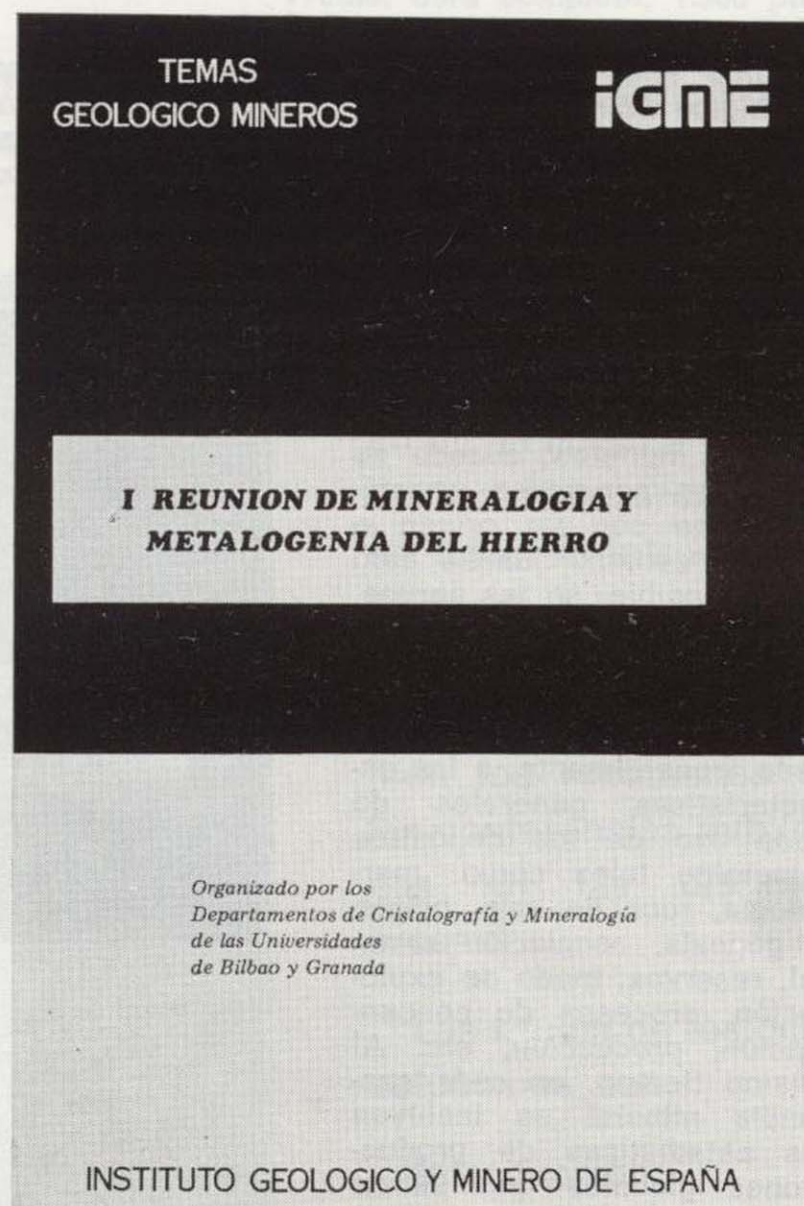
- Mineralizaciones de skarn Olivenza-Monesterio.
- La reserva de Alanis (Cerro Muriano).
- La reserva SW desde la provincia de Córdoba hasta la frontera de Portugal.

En el Sector SE:

- Mineralizaciones de hierro tipo «ocres rojos» en el Trías Subbético.
- Mineralizaciones de hierro de la zona del Marquesado y sectores adyacentes.
- Mineralizaciones de hierro en los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride de la zona Bética s. str.
- Mineralizaciones de hierro (hematites) al norte de Orgiva, en el Trías Alpujárride a lo largo del contacto con el Complejo Nevado-Filábride.
- Mineralizaciones de hierro y cobre de carácter filoniano en el sector de Santa Constanza, en micaesquistos del Complejo Nevado-Filábride.

En segundo lugar, y de acuerdo con el índice que a continuación se expresa, aparecen los trabajos que se presentaron en la citada reunión:

1. Algunos aspectos acerca de la génesis de las mineralizaciones de hierro de la comarca del Marquesado del Cenete y sectores adyacentes (Zona Bética, provincia de Granada). Por: J. Torres Ruiz, L. Pérez del Villar y P. Fenoll Hach-Alí.



2. Mineralogía y diagénesis de los carbonatos zonados de los yacimientos de hierro de Bilbao. Por: Javier Arostegui, Jean Paul Fortuné y Francisco Velasco.
3. Estudio de los yacimientos de hierro de Porcía, Tapia de Casariego (Asturias). Por: C. Fernández del Valle y Carlos J. Fernández.
4. Mineralizaciones de hierro tipo «ocres rojos» en las cercanías de Baena (Córdoba). Por: L. García Rossell, J. Torres Ruiz y P. Fenoll Hach-Alí.
5. Los skarns con magnetita en el entorno del granito de Santa Olalla, Huelva. Por: F. Velasco y J. M. Amigó.
6. Metalogenia y Geología de las mineralizaciones de hierro oolítico del NW de la Península. Por: R. Lunar Hernández.
7. Mineralogía y Mineralogénesis del yacimiento de hierro de Ojos Negros (Teruel y Guadalajara) Por: C. Fernández-Nieto y F. Arrese Serrano.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

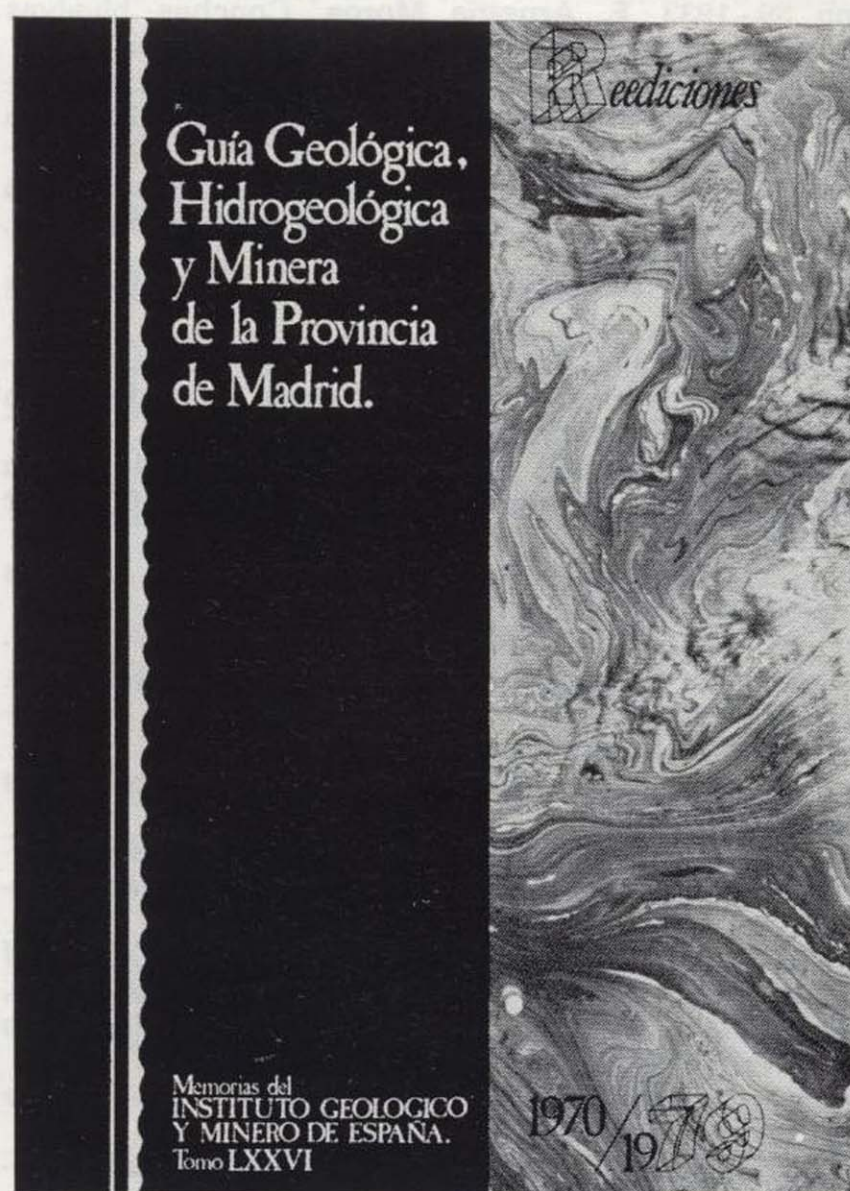
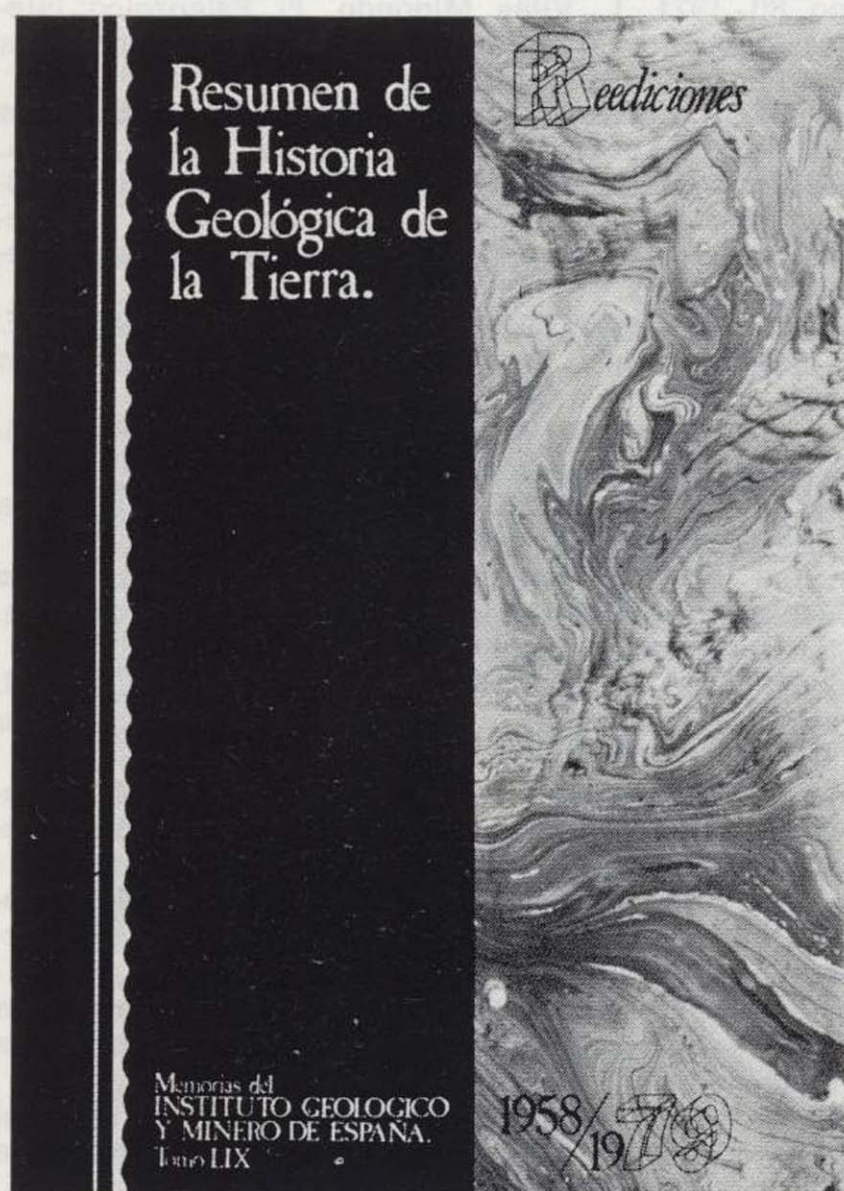
COLECCION REEDICIONES

Precio de cada ejemplar, 500 ptas.

El Instituto Geológico y Minero de España, como un acto más de la conmemoración del CXXX aniversario de su creación y dentro de su Departamento de Publicaciones, lanza una nueva colección que, bajo

Esta colección se inicia en este año de 1979 con cuatro títulos, número que irá ampliándose en los próximos años.

Los títulos elegidos para este inicio han sido los siguientes:



el título genérico de Reediciones, recoge las más importantes obras publicadas por el IGME a lo largo de su existencia, que agotadas en el transcurso del tiempo, pondrá así nuevamente a disposición del público interesado una serie de títulos de gran demanda, en moderna reproducción facsímil, en formato 21 x 15 cms., de aquellas interesantes ediciones.

- Resumen de la Historia Geológica de la tierra.
- El petróleo.
- El Cretáceo en España.
- Guía Geológica, Hidrogeológica y Minera de la provincia de Madrid.

En prensa quedan nuevos títulos para publicar en el próximo año de 1980.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

COLECCION - MEMORIAS

Bajo el nombre de Memorias del Instituto Geológico y Minero de España se viene publicando esta colección desde el año 1854. Son series monográficas sobre temas geológico-mineros. En existencia las siguientes:

Precio ejemplar ordinario, 500 ptas.; extraordinario (*), 1.000 ptas.; especial (**), 1.500 ptas.

- Tomo 26 - 1913. **Varios**. Criaderos de hierro de España. Volumen I. Murcia.
- Tomo 36 - 1929. **F. Azpeitia Moros**. Monografía de las melanopsias vivientes y fósiles de España.
- Tomo 38 - 1933. **F. Azpeitia Moros**. Conchas bivalvas de agua dulce de España y Portugal. Volumen I.
- Tomo 39 - 1933. **F. Azpeitia Moros**. Conchas bivalvas de agua dulce de España y Portugal. Volumen II.
- Tomo 40 - 1933. **J. García Siférez**. La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección. Volumen I.
- Tomo 41 - 1935. **Varios**. Explicación del nuevo Mapa geológico de España, escala 1:1.000.000. Volumen I. Sistema Cambriano.
- Tomo 42 - 1944. **P. Fallot y A. Marín**. La Cordillera del Rif. Volumen I, II y Atlas.
- Tomo 48 - 1944. **J. García Siférez**. La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección. Volumen III.
- Tomo 56 - 1955. **IGME**. Las nuevas ediciones del Mapa geológico de la Península a escala 1:1.000.000 (1952 y 1955).
- Tomo 60 - 1959. **P. Comte**. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique.
- Tomo 61 - 1960. **J. Oliveros y B. Escandell**, con la colaboración de **G. Colom**. Temas geológicos de Mallorca.
- Tomo 62 - 1961. **Febrel Molinero**. Introducción al estudio de la Petrología estructural.
- Tomo 64 - 1963. **J. M.ª Ríos García**. Materiales salinos del suelo español.
- Tomo 65 - 1964. **L. Saavedra García**. Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona Pirenaica española.
- Tomo 66 - 1965. **R. H. Wagner**. Paleobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain.
- Tomo 67 - 1966. **J. Donat Zopo**. Catálogo Espeleológico de la Provincia de Valencia.
- Tomo 69 - 1968. **P. Chauve**. Etude Géologique du Nord de la Province de Gádiz.
- Tomo 70 - 1969. **M. Waterlot**. Contribution a l'étude Géologique du Carbonifère Ante-Stephanien des Pyrénées. Centrales Espagnoles.
- Tomo 71 - 1969. **F. Rambaud Pérez**. El Sinclinal Carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas.
- Tomo 72 - 1970. **J. A. Vera**. Estudio geológico de la Zona Subbética en la Transversal de Loja y sectores adyacentes.
- Tomo 73 - 1970. **E. Boulx**. Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz).
- Tomo 74 - 1970. **R. Hernandez de Luna**. Biografía Geológico-minera de la Provincia de Córdoba.
- Tomo 75 - 1970. **F. Lozte**. El Cámbrico de España.
- Tomo 77 - 1970. **K. Strauss**. Sobre la geología de la provincia pirítica del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal).
- Tomo 78 (**). 1971. **J. Ramírez del Pozo**. Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica).
- Tomo 79 (**). 1971. **División de Geología del IGME**. Estudio Geológico de la provincia de Guipúzcoa (cuadros y mapas, escala 1:50.000).
- Tomo 80 - 1971. **L. Vilas Minondo**. El Paleozoico Inferior y Medio de la cordillera cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León).
- Tomo 81 (*) - 1972. **C. Álvarez Fernández, J. E. Coma Guillén, C. Lucena Bonny, J. Porras Martín, M. A. San José Lancha y N. Quang Trac**. Mapa Hidrogeológico Nacional. Explicación y Mapas de Lluvia útil. Reconocimiento hidrogeológico y Síntesis de los sistemas acuiferos.
- Tomo 83 (**). 1972. **División de Geología del IGME**. Estudio Geológico de la Provincia de Alava (Cuadros y Mapa, escala 1:50.000).
- Tomo 84 (*) - 1972. **F. J. Martínez Gil**. Estudio Hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona).
- Tomo 85 (*) - 1974. **M. Colchen**. Geología de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño).
- Tomo 86 - 1975. **L. López Ruiz, A. Aparicio y L. García Cacho**. El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español.
- Tomo 87 - 1975. **M. A. Caballero y J. L. Martín Vivoldi**. Estudio Mineralógico y Genético de la fracción fina del Trias Español.
- Tomo 88 - 1975. **A. Aparicio, J. L. Barrera, J. M.ª Caraballo, M. Peinado y J. M.ª Tinad**. Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español.
- Tomo 89 - 1976. **F. Vázquez Guzmán y F. Fernández Pompa**. Contribución al conocimiento Geológico del Suroeste de España.
- Tomo 90 - 1977. **R. Lunar Hernández**. Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península.
- Tomo 91 - 1977. **C. F. López Vera**. Hidrogeología regional de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid.
- Tomo 92 - 1978. **Andrés Pérez Estaun**. Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa.
- Tomo 93 - 1978. **Jesús García Garzón**. Concentración por extracción orgánica del níquel contenido en disoluciones de Lixiviación de minerales pobres.
- Tomo 94 - 1979. **J. L. Saavedra y V. Gabaldón**. Las facies catalanas y su ámbito paleogeográfico.
- Tomo 95 (*) - 1979. **Antonio Pulido Bosch**. Contribución al conocimiento de la Hidrogeología del Prebético Nor-Oriental (Provincias de Valencia y Alicante).
- Tomo 96 - 1979. **Luisa Martínez Chacón**. Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica.
- Tomo 97 (**). 1979. **Tomás Rodríguez Estrella**. Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

COLECCION-INFORMES

Informes y Proyectos del I G M E. Obras monográficas que recogen los últimos trabajos de investigación realizados por el I G M E.

Precio de cada ejemplar, 500 ptas.

VOLUMENES PUBLICADOS

- Estudio Hidrogeológico de la Cuenca Sur (Almería).
- Estudio Hidrogeológico y de Ordenación del Campo de Nijar. Tomo I.
- Estudio Hidrogeológico y de Ordenación del Campo de Nijar. Tomo II.
- Coste del Agua Subterránea.
- Estimación de las reservas minerales en Vizcaya.
- Estimación del potencial minero de la Zona de Arcucelos (Orense).
- Reserva «Zona de Huelva»:
 - 1 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en las hojas 939: Castillo de las Guardas y 940: Castilblanco de los Arroyos.
 - 2 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 de la hoja 958: Puebla de Guzmán.
 - 3 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en las áreas de Cobullos-Mina del Soldado y Sur de Higuera de la Sierra.
 - 4 - Estudio Geológico Minero a 1:20.000 en el área norte de Aznalcollar.
 - 5 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 961: Aznalcollar.
 - 6 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 982: La Palma del Condado.
 - 7 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el área de Nerva Mina de Peña de Hierro.
 - 8 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 936: Paymogo.
 - 9 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el área de las minas del Castillo de las Guardas.
 - 10 - Investigación geofísica en el área de las minas del Castillo de las Guardas (La Admirable).
 - 11 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el flanco norte del anticlinal de Puebla de Guzmán.
 - 12 - Investigación geofísica en el área Herrerías-Cabexas del Pasto.
 - 13 - Investigación geoquímica en las hojas 936: Paymogo, 939: el Castillo de las Guardas, 958: Puebla de Guzmán y 961: Aznalcollar.
- Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del río Segura.
- Prospección a la Batea de minerales aluvionares en la provincia de Cáceres. Área del Valle del Tiétar y Moraleja.
- Fase Previa del proyecto de investigación minera de la Cordillera Ibérica.
- Investigación de Plomo-Cinc en la reserva de la LOMA CHARRA (Soria).
- Investigación de Minerales de Plomo en el Área de Mazarambroz (Toledo). Fase Previa.
- Estudio Previo para la Investigación de Bauxita en el Subsector I., Cataluña, Área 3. La LLACUNA (Barcelona y Tarragona).
- Investigación de Minerales de Bauxita, Fuentespalda (Teruel-Tarragona). Fase Previa.
- Investigación minera en el área Argentera-Mola (Tarragona).
- Investigación Minera Submarina en el Subsector «HUELVA I». Golfo de Cádiz.
- Estimación de posibilidades minerales en el Subsector II, Suroeste, Área I. MAZAGON (Huelva). Fase Previa.
- Exploración de Minerales Magnéticos en Sierra Blanca (Málaga).
- Investigación Minera en el área Vimbodi-Selva (Tarragona).
- Investigación de lignitos en Meirama (La Coruña).
- Investigación minera en Hiendelaencina (Guadalajara).
- Investigación minera en la zona Silleda-Beariz (Galicia).
- Investigación minera preliminar en la plataforma continental submarina (Málaga-Gibraltar).
- Proyecto: Investigación de estaño-wolframio en la Zona Monterrey-Maceda (Orense).
- Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del río Júcar.
- Fase previa para la investigación de níquel. Serranía de Ronda, Carratraca (Málaga).
- Estudio de las posibilidades mineras de los macizos ultrabásicos de Málaga.
- Estudio básico de los yacimientos de estaño tipo Calabor.
- Monografía de Sustancias Minerales. Aluminio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Antimonio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Barita.
- Monografía de Sustancias Minerales. Circonio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Espato flúor.
- Monografía de Sustancias Minerales. Esquistos bituminosos.
- Monografía de Sustancias Minerales. Estaño.
- Monografía de Sustancias Minerales. Litio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Manganeso.
- Monografía de Sustancias Minerales. Niobio y Tántalo.
- Monografía de Sustancias Minerales. Níquel.
- Monografía de Sustancias Minerales. Sal Gema.
- Monografía de Sustancias Minerales. Sales Potásicas.
- Monografía de Sustancias Minerales. Titanio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Wolframio.
- Monografía de Rocas Industriales. Asbestos. Talco y Pirofilita.
- Monografía de Rocas Industriales. Arenas y Gravas.
- Monografía de Rocas Industriales. Bauxita y Laterita.
- Monografía de Rocas Industriales. Dunita y Olivino.
- Monografía de Rocas Industriales. Pizarras.
- Monografía de Rocas Industriales. Rocas Calcáreas Sedimentarias.
- Monografía de Rocas Industriales. Rocas Silicoaluminosas.
- Monografía de Rocas Industriales. Vidrios Volcánicos.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LA CUENCA SUR (ALMERIA)

MEMORIA - RESUMEN

(Publicación de la Colección - Informes)

Precio del ejemplar: 500 ptas.

El INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, como organismo dedicado a la investigación, consciente de su responsabilidad y de su dilatada experiencia en el campo de las aguas subterráneas, inició en el año 1970, con carácter urgente, la investigación hidrogeológica del país, bajo el «PROGRAMA NACIONAL DE INVESTIGACION DE AGUAS SUBTERRANEAS», encuadrado dentro del «PLAN NACIONAL DE INVESTIGACION MINERA».

Dada la complejidad de los trabajos a realizar y ante la IMPOSIBILIDAD de atender simultáneamente a todo el Territorio Nacional la PLANIFICACION de la investigación basada en los criterios de:

- Terminar las investigaciones en curso.
- Cuantificar los recursos subterráneos de cada región.
- Conocer los problemas más urgentes.

se encaminó al estudio de las grandes áreas con problemas más urgentes eligiéndose entre ellas la provincia de ALMERIA, como una de las regiones de España más deficitaria de agua.

En el período 1971-1975 se han realizado simultáneamente los siguientes proyectos de investigación:

- Cuenca MEDIA Y BAJA DEL JUCAR.
- Cuenca ALTA del JUCAR Y SEGURA.
- Cuenca MEDIA Y BAJA DEL SEGURA.
- Cuenca ALTA Y MEDIA DEL GUADIANA.
- Cuenca SUR-ZONA OCCIDENTAL (Málaga).
- Cuenca SUR-ZONA ORIENTAL (Almería).
- Baleares,

y se terminaron los estudios de la Cuenca del Guadalquivir, iniciándose los estudios de la Cuenca del Duero. Por tanto en este cuatrienio se han investigado seis de las diez grandes cuencas hidrográficas españolas.

La presente Memoria es un resumen de la inves-

tigación hidrogeológica llevada a cabo por este INSTITUTO concretamente en la Cuenca Hidrográfica del Sur (parte oriental), bajo el título «ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LA CUENCA SUR-ALMERIA».

En ella se exponen los resultados de la investigación llevada a cabo durante un período de cuatro años, en el intervalo de 1971 a 1975, y las principales conclusiones y recomendaciones para la gestión y conservación de los principales sistemas acuíferos, en resumen, para la óptima explotación del agua subterránea.

Esta Memoria es tan sólo una parte del INFORME completo editado, en número restringido de ejemplares, en donde se recoge todo el trabajo realizado.

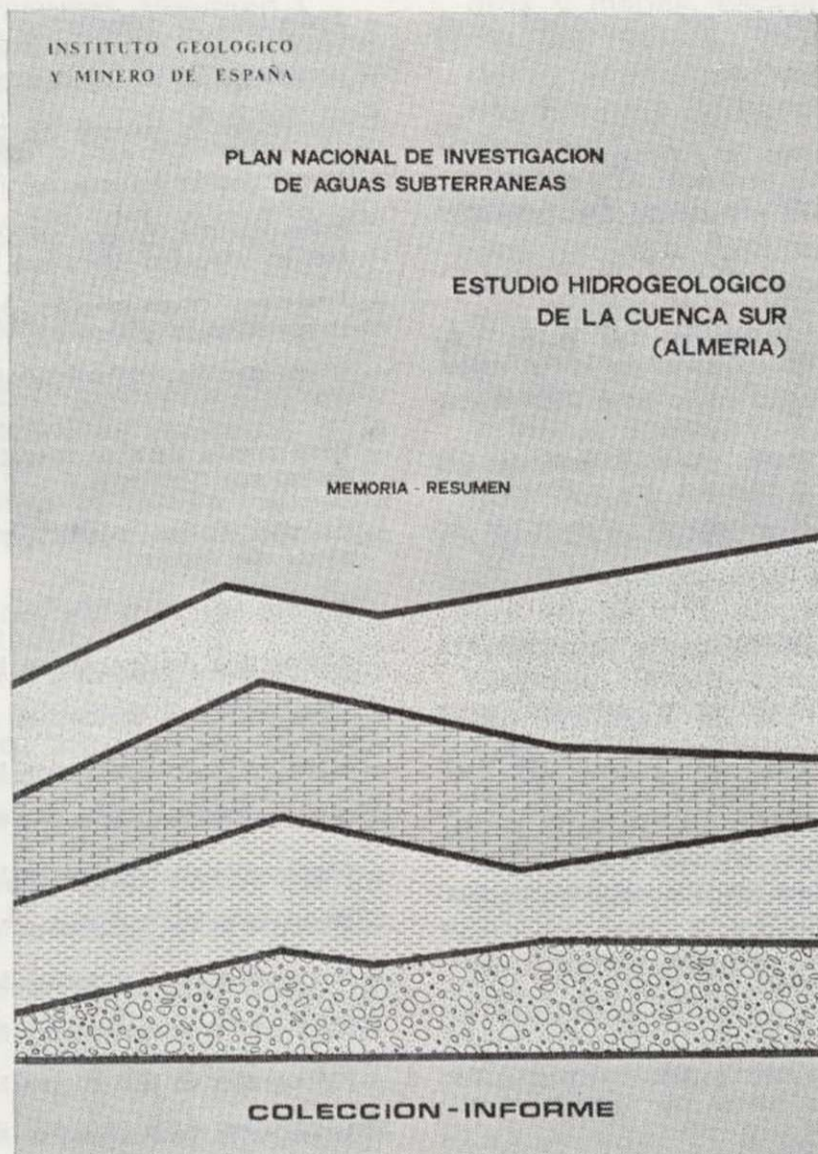
Además de este Informe la documentación complementaria generada durante los trabajos de investigación (campañas de geofísica, inventario de puntos acuíferos, ensayos de bombeo, análisis químicos, cartografía hidrogeológica, etc.) se halla convenientemente archivada en las dependencias del INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, a disposición del público en general y particularmente de

las Entidades o Corporaciones locales de la Provincia de Almería.

Dicho INFORME consta de 11 volúmenes, cuyos títulos son:

MEMORIA - RESUMEN.

INFORME I	Marco geográfico y económico.
INFORME II	Climatología e hidrología.
INFORME III	Demanda.
INFORME IV	Planes hidráulicos.
INFORME V	Campo de Dalías.
INFORME VI	Cuenca del Andarax.
INFORME VII	Cuencas del Almanzora y Antas.
INFORME VIII	Cuenca del Aguas.
INFORME IX	Cuenca del Adra.
INFORME X	Campo de Níjar.

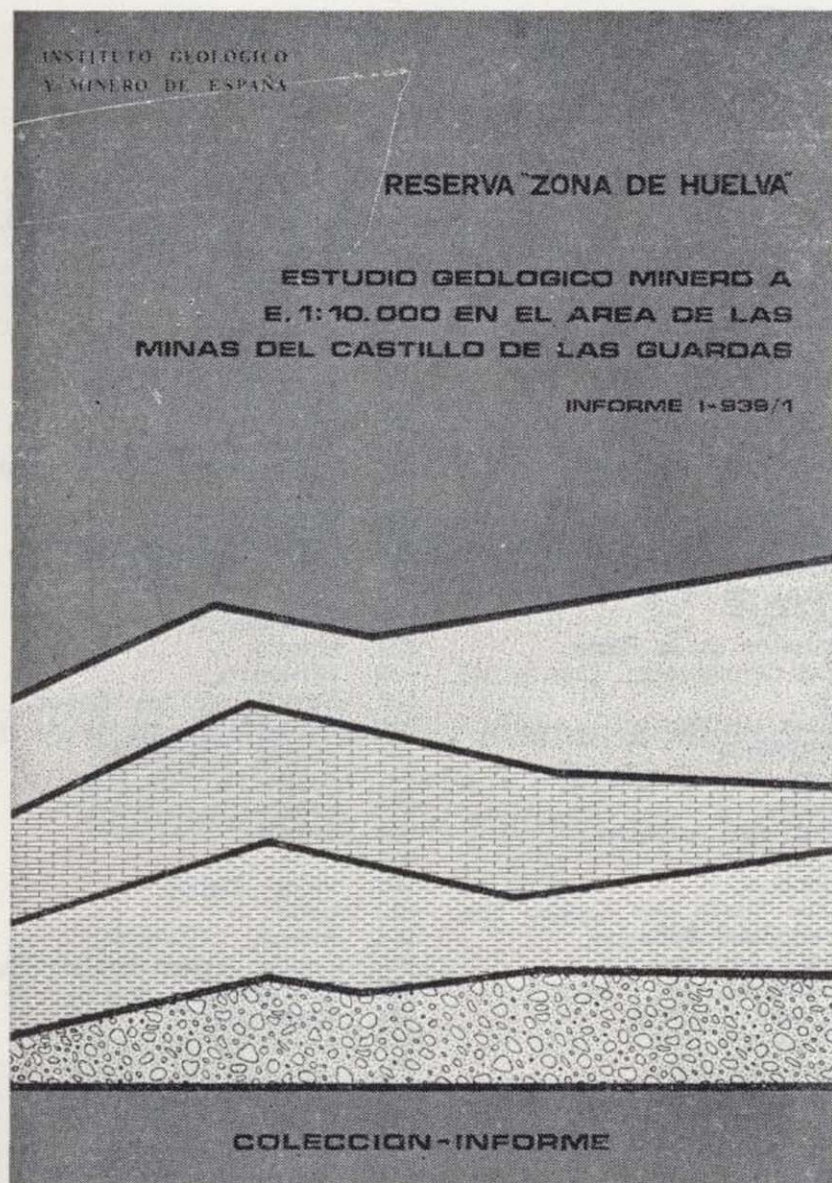


INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04



RESERVA ZONA HUELVA (Colección - Informes)

- 1 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en las hojas 939: Castillo de las Guardas y 940: Castilblanco de los Arroyos.
- 2 - Estudio Geológico y Minero a 1:50.000 en la hoja 958: Puebla de Guzmán.
- 3 - Estudio Geológico y Minero a 1:10.000 en las áreas de Cobullos-Mina del Soldado y Sur de Higuera de la Sierra.
- 4 - Estudio Geológico y Minero a 1:20.000 en el área norte de Aznalcollar.
- 5 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 961: Aznalcollar.
- 6 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 982: La Palma del Condado.
- 7 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el área de Nerva Mina de Peña de Hierro.
- 8 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en la hoja 936: Paymogo.
- 9 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el área de las minas del Castillo de las Guardas.
- 10 - Investigación geofísica en el área de las minas del Castillo de las Guardas (La Admirable).
- 11 - Estudio Geológico Minero a 1:10.000 en el flanco norte del anticlinal de Puebla de Guzmán.
- 12 - Investigación geofísica en el área Herrerías-Cabexas del Pasto.
- 13 - Investigación geoquímica en las hojas 936: Paymogo, 939: el Castillo de las Guardas, 958: Puebla de Guzmán y 961: Aznalcollar.

Precio de cada ejemplar, 500 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04

COSTE DEL AGUA SUBTERRANEA (Colección - Informes)

La amplia labor investigadora del INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA dentro del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (P.I.A.S.), que se engloba en el Plan Nacional de Minería programado por la Dirección General de Minas del Ministerio de Industria, ha obligado a valorar la importancia económica de las aguas subterráneas en nuestro país. A este respecto, la División de Aguas Subterráneas del I.G.M.E. proyecta la realización de una Cartografía Nacional del Coste del Agua Subterránea, con base en los profundos conocimientos adquiridos en la etapa de Investigación llevada a cabo durante el III Plan de Desarrollo.

El presente trabajo pretende ser una aportación a las bases de partida necesarias para la elaboración de dicha cartografía. En cualquier caso, y ello es motivo de su publicación, hemos creído que la recopilación y tratamiento de los datos que aquí se presentan, pueden ser de utilidad para todos aquellos técnicos relacionados con las aguas subterráneas, tanto a nivel de proyecto como de explotación.

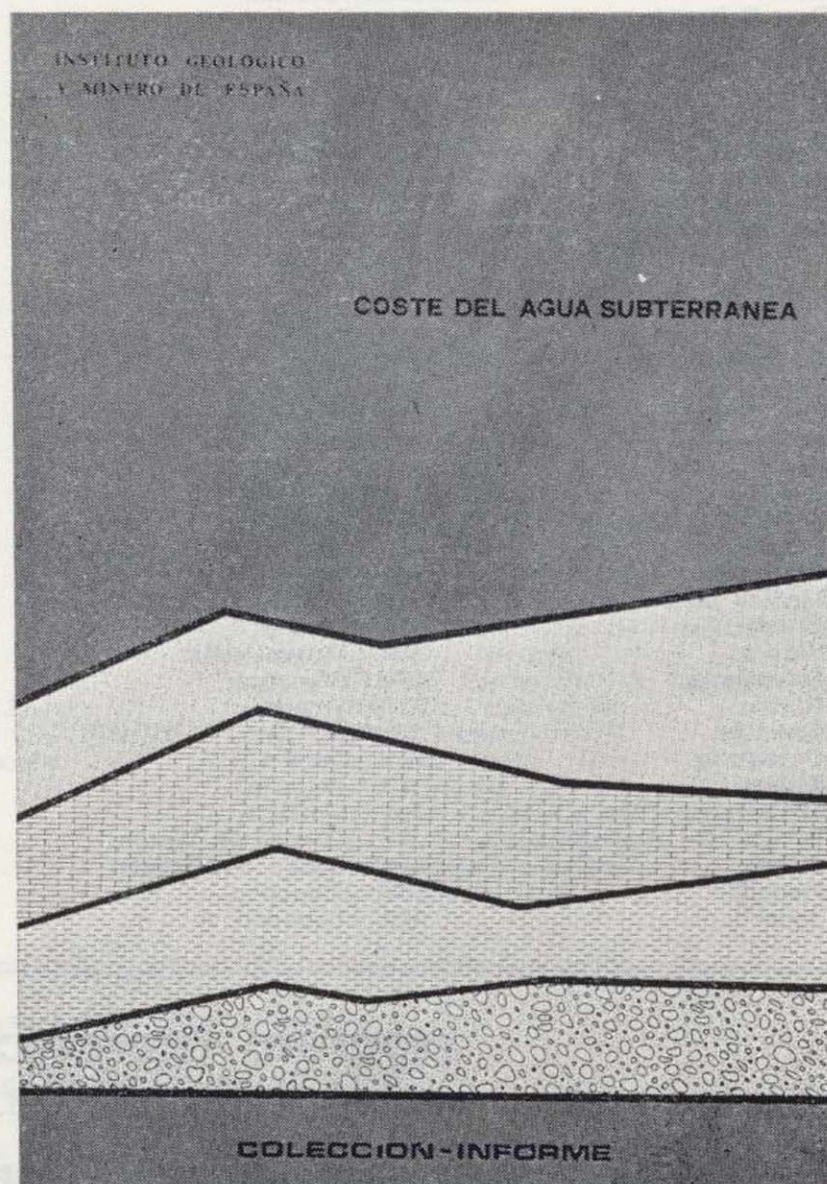
Precio de cada ejemplar, 500 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04



MAPA GEOLOGICO NACIONAL E. 1:50.000

2.ª Serie (proyecto MAGNA)

En existencia las siguientes:

Precio de cada ejemplar: 700 ptas.

1. Cariño.	143. Navascués.	612. Ademuz.	911. Cehégín.
2. Cillero.	154. Lalín.	613. Camarena de la Sierra.	912. Mula.
3. San Ciprián.	155. Chantada.	614. Manzanera.	913. Orihuela.
6. San Salvador de Serantes.	159. Bembibre.	615. Alcora.	914. Guardamar del Segura.
7. Cedeira.	168. Briviesca.	616. Villafames.	919. Almadén de la Plata.
8. Vivero.	169. Casalarreina.	617. Faro de Oropesa.	920. Constantina.
9. Foz.	175. Sigües.	631. Ocaña.	921. Navas de la Concepción.
12. Busto.	187. Orense.	632. Horcajo de Santiago.	922. Santa María de Trassiera.
13. Avilés.	188. Nogueira de Ramuín.	635. Fuentes.	923. Córdoba.
14. Gijón.	204. Logroño.	636. Villar del Humo.	924. Bujalance.
15. Lastres.	205. Lodoso.	637. Landete.	930. Puebla de Don Fadrique.
21. La Coruña.	207. Sos del Rey Católico.	638. Alpuente.	931. Zarcilla de Ramos.
22. Puente deume.	225. Ribadavia.	639. Segorbe.	932. Coy.
23. Puentes de García Rodríguez.	226. Allariz.	641. Castellón de la Plana.	933. Alcantarilla.
24. Mondoñedo.	236. Astudillo.	642. Islas Columbretas. Con la 641.	934. Murcia.
27. Tineo.	237. Castrogeriz.	659. Lillo.	935. Torrevieja.
28. Grado.	239. Pradoluengo.	663. Valera de Abajo.	939. Castillo de las Guardas.
29. Oviedo.	240. Ezcaray.	664. Enguadanos.	940. Castilblanco de los Arroyos.
30. Villaviciosa.	243. Calahorra.	665. Mira.	941. Ventas Quemadas.
33. Comillas.	244. Alfaro.	666. Chelva.	943. Posadas.
34. Torrelavega.	245. Sádaba.	667. Villar del Arzobispo.	944. Espejo.
35. Santander.	263. Celanova.	668. Sagunto.	951. Orce.
36. Castro Urdiales.	264. Ginzo de Limia.	669. Moncófar.	952. Vélez Blanco.
37. Algorta.	274. Torquemada.	690. Santa María del Campo Rus.	953. Lorca.
38. Bermeo.	275. Santa María del Campo.	691. Motilla del Palancar.	954. Totana.
39. Lekeitio.	277. Salas de los Infantes.	693. Utiel.	955. Fuente Alamo de Murcia.
40. Jaizquíbel.	278. Canales de la Sierra.	694. Chulilla.	956. San Javier.
41. Irún.	282. Tudela.	696. Burjasot.	964. Aznalcóllar.
47. Villalba.	300/301. Lovios.	718. Iniesta.	963. Lora del Río.
48. Meira.	302. Bañar.	719. Venta del Moro.	964. La Campana.
49. San Martín de Ocos.	320. Tarazona de Aragón.	720. Requena.	965. Ecija.
51. Belmonte de Miranda.	321. Tauste.	722. Valencia.	973. Chirivel.
52. Proaza.	329. Pons.	740. Villarrobledo.	974. Vélez-Rubio.
53. Mieres.	330. Cardona.	741. Minaya.	975. Puerto Lumbreras.
57. Cabezón de la Sal.	331. Pulgrelg.	744. Casas Ibáñez.	976. Mazarrón.
58. Los Corrales de Buelna.	336. Portela d'Home.	761. Llanos del Caudillo.	977. Cartagena.
59. Villacarriedo.	351. Olvega.	767. Socuéllamos.	978. Llano del Beal.
60. Valmaseda.	362. Calaf.	768. El Bonillo.	983. Sanlúcar la Mayor.
61. Bilbao.	363. Manresa.	789. Lezuza.	984. Sevilla.
62. Durango.	364. La Garriga.	794. Canals.	986. Fuentes de Andalucía.
63. Eibar.	391. Igualada.	796. Gandía.	987. El Rubio.
64. San Sebastián.	392. Sabadell.	814. Villanueva de la Fuente.	996. Huerca Overa.
65. Vera de Bidasoa.	393. Mataró.	815. Robledo.	997. Aguilas.
66. Maya del Baztán.	394. Calella.	816. Peñas de San Pedro.	997. bis. Cope.
72. Lugo.	417. Eapluga de Francolí.	820. Onteniente.	999. Huelva - Los Caños.
73. Castroverde.	418. Montblanch.	821. Alcoy.	1.000. Moguer.
74. Fonsagrada.	419. Villafranca del Panadés.	823. Jávea.	1.001. Almonte.
78. Pola de Lena.	420. Hospitalet de Llobregat.	826. Cheles.	1.002. Dos Hermanas.
83. Reinosa.	421. Barcelona.	827. Alconchel.	1.003. Utrera.
84. Espinosa de los Monteros.	446. Valls.	828. Barcarrota.	1.004. Marchena.
85. Villanueva de Mena.	447. Villanueva y Geltrú.	831. Zalamea de la Serena.	1.013. Macael.
86. Landaco.	448. Prat de Llobregat.	832. Monterrubio de la Serena.	1.014. Vera.
87. Elorrio.	473. Tarragona.	846. Castalla.	1.015. Garrucha.
88. Vergara.	492. Segura de los Baños.	851. Rabito.	1.016. Los Caños. Con la 999.
90. Sumbilla.	493. Oliete.	852. Villanueva del Fresno.	1.017. El Abalarío.
91. Valcarlos.	494. Calanda.	853. Burguillos del Cerro.	1.018. El Rocío.
91 bis. Mendizar.	495. Castellserás.	856. Maguilla.	1.019. Los Palacios y Villafranca.
95. El Pino.	510. Marchamalo.	871. Elda.	1.029. Gergal.
96. Arzúa.	517. Argente.	872. Alicante.	1.030. Tabernas.
97. Guntín.	518. Montalbán.	884. La Carolina.	1.031. Sorbas.
98. Baralla.	519. Aguaviva.	885. Santisteban del Puerto.	1.032. Mojácar.
108. Las Rozas.	520. Peñarroya de Tastavins.	887. Orcera.	1.034. Lebrija.
109. Villarcayo.	545. Morella.	890. Calasparra.	1.039. Colmenar.
110. Medina de Pomar.	546. Ulldecona.	891. Cieza.	1.040. Zafarraya.
111. Orduña.	547. Alcanar.	893. Elche.	1.042. Lanjarón.
112. Vitoria.	569. Mosqueruela.	894. Cabo de Santa Pola.	1.052. Alora.
113. Salvatierra.	570. Albocácer.	903. Montoro.	1.053-1.067. Málaga-Torremolinos.
115. Gullina.	571. Vinaroz.	905. Linares.	1.065. Marbella.
116. Garralda.	571 bis. Con la 571.	906. Ubeda.	1.066. Coin.
117. Ochagavía.	582. Getafe.	907. Villacarrillo.	1.072. Estepona.
135. Sedano.	583. Arganda.	908. Santiago de la Espada.	
137. Miranda de Ebro.	584. Mondéjar.	909. Nerpio.	
138. Puebla de Arganzón.	593. Cuevas de Vinromá.	910. Caravaca.	
139. Eulate.	594. Alcalá de Chisvert.		
141. Pamplona.	606. Chinchón.		
142. Aoiz.	607. Tarancón.		

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

MAPA GEOLOGICO NACIONAL E. 1:25.000 (TENERIFE)

2.ª Serie. 1.ª Edición (proyecto MAGNA)

Precio del ejemplar: 700 ptas.

1.096. II	Tejina.	1.104-1.105. I-IV	Santa Cruz de Tene-	1.118-1.124. II-I	Valle de San Lo-
1.096. III	Valle Guerra.		rife.		renzo.
1.097. III-IV	Punta de Anaga.	1.111. I-IV	Güímar.	1.118-1.124. III-IV	Los Cristianos.
1.104. II	Barranco Hondo.	1.111. III	Fasnia.	1.119. III	Las Montañas.
1.104. III	La Orotava.	1.118. I	Granadilla de Abona.	1.119. IV	Lomo de Arico.
1.104. IV	Tacoronte.	1.118. IV	Adeje.		

MAPA GEOLOGICO NACIONAL E. 1:50.000

1.ª Serie (a extinguir)

Consta de Hoja y Memoria descriptiva. La edición completa se compone de 1.130 hojas, a extinguir. Esta 1.ª Serie tiene su continuación en la 2.ª Serie, Proyecto MAGNA. En existencia las siguientes:

Precio del ejemplar: 500 ptas.

31. Ribadesella.	611. Cañete.	858. El Viso.
54. Riosoco.	643. La Calobra.	859. Pozoblanco.
67. Mugia.	644. Pollensa.	864. Venta de los Santos.
77. Plaza Taverge.	645. Formentor.	865. Siles.
79. Puebla de Lillo.	650. Cañaveral.	869. Jumilla.
128. Riello.	653. Valdeverdeja.	876. Fuente de Cantos.
129. La Robla.	670. Sóller.	886. Beas de Segura.
160. Benavides.	671. Inca.	899. Guadalcanal.
162. Gradefes.	672. Artá.	917. Aracena.
163. Villamizar.	678. Casar de Cáceres.	918. Santa Olalla del Cala.
208. Uncastillo.	695. Liria.	937. El Cerro de Andévalo.
210. Yebra de Basa.	698. Palma de Mallorca.	938. Nerva.
241. Angulano.	699. Porreras.	946. Martos.
252. Tremp.	700. Manacor.	959. Calañas.
260. Oya.	702. San Vicente de Alcántara.	960. Valverde del Camino.
284. Ejea de los Caballeros.	703. Arroyo de la Luz.	967. Baena.
289. Benabarre.	705. Trujillo.	985. Carmona.
297. Estarrit.	723. Cala Figuera.	991. Iznalloz.
293. La Guardia.	724. Lluchmayor.	1.008. Montefrío.
313. Antigüedad.	725. Felanix.	1.009. Granada.
322. Remolinos.	727. Alburquerque.	1.025. Loja.
323. Zuera.	731. Zorita.	1.046. Carboneras.
324. Grañén.	743. Madrigueras.	1.059. El Cabo de Gata.
325. Peralta de Alcofea.	744. Casas Ibáñez.	1.060. El Pozo de los Frailes.
327. Os de Balaguer.	745. Jalance.	1.079/80. Alegranza.
347. Peñaranda de Duero.	746. Llobregat.	1.081. Montaña Clara.
354. Alagón.	750. Gallina.	1.082. Graciosa.
355. Lecina.	751. Villar del Rey.	1.083. Tegueste.
356. Lenaja.	754. Madrigalejo.	1.084. Haria.
369. Coreses.	764. Munera.	1.087. Punta Pechiguera.
374. Peñafiel.	765. La Gineta.	1.088. Arrecife.
435. Arcos de Jalón.	772. San Miguel.	1.089. El Charco.
486. Jadraque.	773. San Juan Bautista.	1.092. Cotillo.
500. Villar del Ciervo.	776. Montijo.	1.093. Lobos.
501. La Fuente de San Esteban.	795. Játiva.	1.096. Tegueste.
502. Matilla de los Caños del Río.	798. Ibiza.	1.097. Punta de Anaga.
503. Las Veguillas.	799. Santa Eulalia.	1.098. La Oliva.
525. Ciudad Rodrigo.	805. Castuera.	1.099. Puerto de Lajas.
526. Serradilla del Arroyo.	812. Valdepeñas.	1.102. Punta de Teno.
527. Sequeros.	815. Robledo.	1.104/05. Sta. Cruz de Tenerife y San
536. Guadalajara.	818. Montealegre.	Andrés.
537. Auñón.	819. Caudete.	1.106/07. Puerto de las Cabras.
541. Santa Eulalia.	824/849. San Francisco Javier.	1.109. Los Carrizales.
550. Fuente Guinaldo.	825/850. Nuestra Señora del Pilar.	1.111. Güímar.
560. Alcalá de Henares.	838. Santa Cruz de Mudela.	1.114. La Pared.
561. Pastrana.	840. Blenservida.	1.115. Tuineje.
564. Fuertescusa.	844. Ontur.	1.118/24. Granadilla de Abona y las
573. Gata.	845. Yecla.	Galletas.
591. Mora de Rubielos.	848. Altea.	1.119. Lomo de Arico.
	857. Valsequillo.	1.122. Jandia.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

MAPAS NACIONALES A ESCALA 1:200.000

En esta escala se encuentran totalmente publicados los mapas siguientes:

De Síntesis Geológica:

Consta de 87 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar: 800 ptas. Hoja y Memoria. (Excluido el archipiélago canario por existir cartografía de éste a escala 1:100.000). Agotados los números 10, 38, 45 y 84-85.

Metalogenético:

Consta de 87 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar: 600 ptas. Hoja y Memoria. (Excluido el archipiélago canario.)

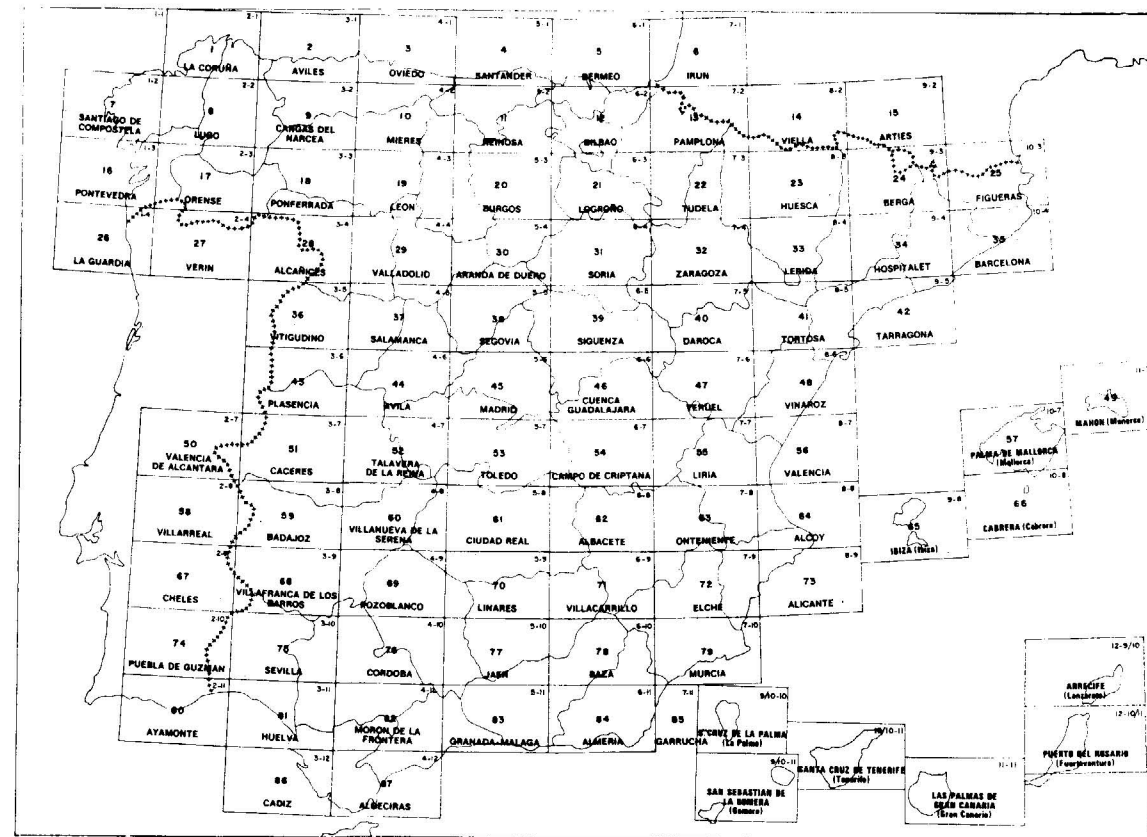
Geotécnico General:

Consta de 93 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar. 600 ptas. Hoja y Memoria.

De Rocas Industriales:

Consta de 93 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar. 600 ptas. Hoja y Memoria.

División en Hojas del Mapa de España a Escala 1:200.000 (Mapas de Síntesis Geológica, Geotécnico General, de Rocas Industriales y Metalogenético)



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

MAPA DE ORIENTACION AL VERTIDO DE RESIDUOS SOLIDOS URBANOS

Escala 1:50.000

Precio: 500 ptas.

El problema de la contaminación de las aguas subterráneas, requiere fundamentalmente soluciones de prevención, ya que una vez producida, su corrección, aun eliminada la causa productora, es difícil, costosa y en ocasiones imposible.

Puesto que prácticamente el 35 por 100 de las necesidades españolas en agua de abastecimiento doméstico son satisfechas por aguas subterráneas, la protección de éstas frente a la contaminación es una tarea importante y que ha merecido atención prioritaria por parte del Instituto Geológico y Minero de España, del Ministerio de Industria y Energía.

Entre los diversos mecanismos de contaminación de las aguas subterráneas, figura la infiltración en el terreno de los productos de lixiviación procedentes de los vertederos residuos sólidos de origen urbano. Dado que estos vertederos se ubican con frecuencia cerca de los núcleos de población, y que también los pozos y sondeos de abastecimiento suelen encontrarse a distancias relativamente pequeñas de dicho núcleo, se da un claro caso de proximidad entre la fuente de contaminación y la aplicación útil vulnerable de agua. Se trata de un caso en que la prevención es fundamental, ya que los posibles problemas de contaminación pueden afectar a la salud humana.

En la Ley de desechos y residuos sólidos urbanos de 19 de noviembre de 1975 («B. O. del E.» del 21) se considera al Instituto Geológico y Minero de España como el Organismo consultor en lo que respecta a los proyectos de vertederos... «cuando las características del proyecto merezcan especial atención ante la posible contaminación de los recursos del subsuelo.» Para cumplir más eficazmente esta misión, el IGME ha decidido anticiparse a los posibles problemas, emprendido el estudio, en zonas especialmente críticas, de la vulnerabilidad de los mantos acuíferos frente a los agentes contaminantes vertidos en la superficie del terreno o que

se producen e infiltran desde la misma, tales como los lixiviados de las basuras urbanas.

El instrumento que se ha considerado más eficaz para representar de forma fácilmente comprensible la vulnerabilidad de las aguas subterráneas,

ha sido el mapa de orientación al vertido, que, por otra parte, representa un ejemplo de lo que la ciencia geológica e hidrogeológica puede aportar al complejo proceso de ordenación del territorio.

El hecho de que el título del mapa se refiera al vertido de residuos sólidos urbanos, no quiere decir que su utilidad quede restringida a este aspecto. Puesto que en él se pone de manifiesto la vulnerabilidad de los mantos acuíferos frente a la contaminación iniciada en la superficie del terreno, el mapa puede utilizarse también como indicador de los peligros de degradación de la calidad del agua subterránea debida a actividades tales como el vertido de aguas fecales, el empleo excesivo de pesticidas, etc. En el caso de residuos industriales, y dada la amplia gama de composición posible, el mapa deberá utilizarse teniendo en cuenta cada caso particular; los criterios son mucho más restrictivos en el caso de pro-

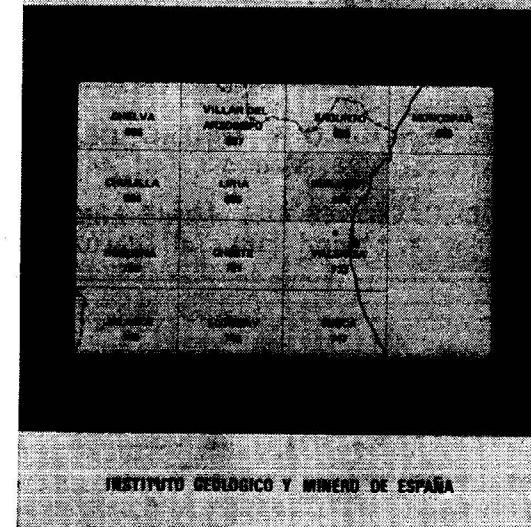
ductos tóxicos o peligrosos.

La primera fase del programa de preparación de estos mapas, a escala 1:50.000, comprende los siguientes:

- Cuenca del Júcar: 24 hojas de la zona costera de Alicante, Valencia y Castellón y zonas de influencia.
- Cuencas del Sur: 6 hojas de la Costa del Sol y zonas de influencia.
- Cuenca del Guadalquivir: 5 hojas de las áreas de influencia de Granada, Sevilla y Huelva.
- Cuenca del Segura: 5 hojas en la zona del Alto Vinalopé y cuencas costeras de Alicante (Costa Blanca).
- Cuenca Alta del Guadiana: 5 hojas en las zonas de influencia de Ciudad Real y pueblos de la Mancha.

MAPA DE ORIENTACION AL VERTIDO DE RESIDUOS SOLIDOS URBANOS

BURJASOT HOJA 558



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

MAPA DE ORIENTACION AL VERTIDO DE RESIDUOS SOLIDOS URBANOS

Escala 1:50.000

Precio: 500 ptas.

El problema de la contaminación de las aguas subterráneas, requiere fundamentalmente soluciones de prevención, ya que una vez producida, su corrección, aun eliminada la causa productora, es difícil, costosa y en ocasiones imposible.

Puesto que prácticamente el 35 por 100 de las necesidades españolas en agua de abastecimiento doméstico son satisfechas por aguas subterráneas, la protección de éstas frente a la contaminación es una tarea importante y que ha merecido atención prioritaria por parte del Instituto Geológico y Minero de España, del Ministerio de Industria y Energía.

Entre los diversos mecanismos de contaminación de las aguas subterráneas, figura la infiltración en el terreno de los productos de lixiviación procedentes de los vertederos residuos sólidos de origen urbano. Dado que estos vertederos se ubican con frecuencia cerca de los núcleos de población, y que también los pozos y sondeos de abastecimiento suelen encontrarse a distancias relativamente pequeñas de dicho núcleo, se da un claro caso de proximidad entre la fuente de contaminación y la aplicación útil vulnerable de agua. Se trata de un caso en que la prevención es fundamental, ya que los posibles problemas de contaminación pueden afectar a la salud humana.

En la Ley de desechos y residuos sólidos urbanos de 19 de noviembre de 1975 («B. O. del E.» del 21) se considera al Instituto Geológico y Minero de España como el Organismo consultor en lo que respecta a los proyectos de vertederos... «cuando las características del proyecto merezcan especial atención ante la posible contaminación de los recursos del subsuelo.» Para cumplir más eficazmente esta misión, el IGME ha decidido anticiparse a los posibles problemas, emprendido el estudio, en zonas especialmente críticas, de la vulnerabilidad de los mantos acuíferos frente a los agentes contaminantes vertidos en la superficie del terreno o que

se producen e infiltran desde la misma, tales como los lixiviados de las basuras urbanas.

El instrumento que se ha considerado más eficaz para representar de forma fácilmente comprensible la vulnerabilidad de las aguas subterráneas,

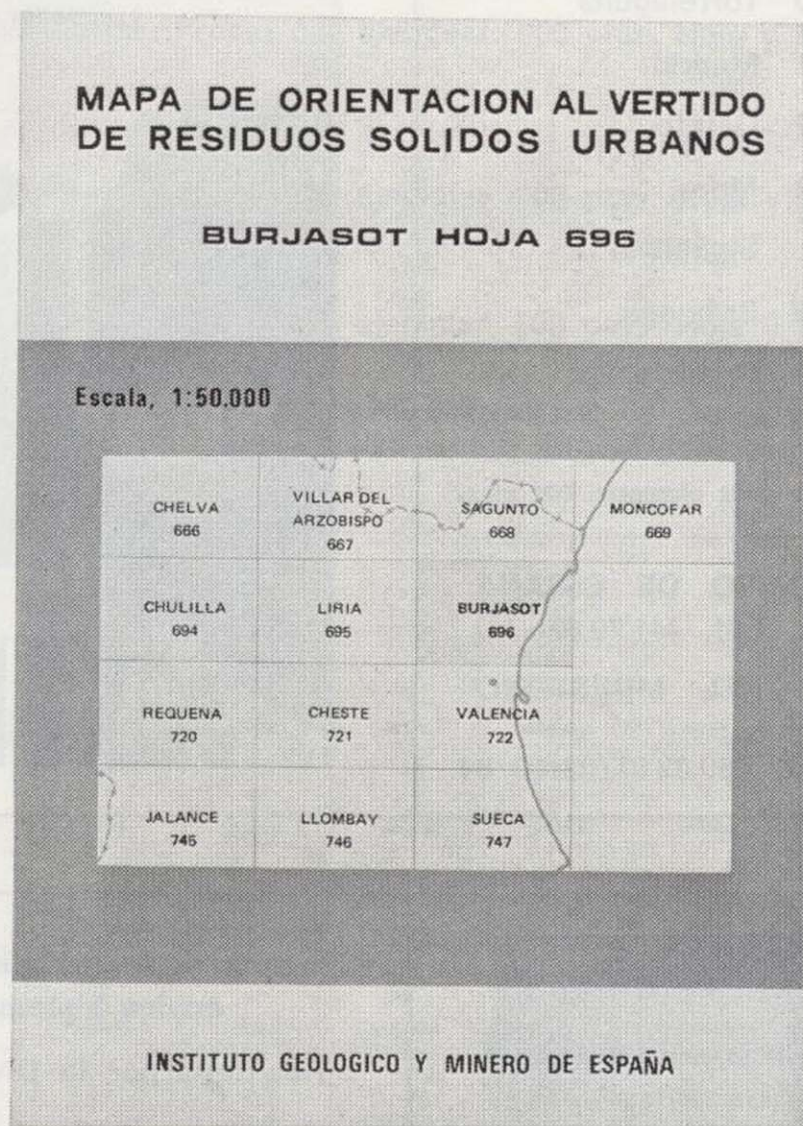
ha sido el mapa de orientación al vertido, que, por otra parte, representa un ejemplo de lo que la ciencia geológica e hidrogeológica puede aportar al complejo proceso de ordenación del territorio.

El hecho de que el título del mapa se refiera al vertido de residuos sólidos urbanos, no quiere decir que su utilidad quede restringida a este aspecto. Puesto que en él se pone de manifiesto la vulnerabilidad de los mantos acuíferos frente a la contaminación iniciada en la superficie del terreno, el mapa puede utilizarse también como indicador de los peligros de degradación de la calidad del agua subterránea debida a actividades tales como el vertido de aguas fecales, el empleo excesivo de pesticidas, etc. En el caso de residuos industriales, y dada la amplia gama de composición posible, el mapa deberá utilizarse teniendo en cuenta cada caso particular; los criterios son mucho más restrictivos en el caso de pro-

ductos tóxicos o peligrosos.

La primera fase del programa de preparación de estos mapas, a escala 1:50.000, comprende los siguientes:

- Cuenca del Júcar: 24 hojas de la zona costera de Alicante, Valencia y Castellón y zonas de influencia.
- Cuencas del Sur: 6 hojas de la Costa del Sol y zonas de influencia.
- Cuenca del Guadalquivir: 5 hojas de las áreas de influencia de Granada, Sevilla y Huelva.
- Cuenca del Segura: 5 hojas en la zona del Alto Vinalopé y cuencas costeras de Alicante (Costa Blanca).
- Cuenca Alta del Guadiana: 5 hojas en las zonas de influencia de Ciudad Real y pueblos de la Mancha.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

MAPA DE ORIENTACION AL VERTIDO DE RESIDUOS SOLIDOS URBANOS E. 1:50.000

Hojas publicadas:

Precio del ejemplar: 500 ptas.

ZONA DE ALMERIA

571. Vinaroz.	699. Porreres.	822. Benisa.
640. Segorbe.	720. Requena.	823. Jávea.
641. Castellón de la Plana.	722. Valencia.	Guadalhorce Bajo (Málaga).
668. Sagunto.	724. Lluchmajor.	Llanos de Antequera, zona occi-
669. Moncófar.	746. Llombay.	dental.
671. Inca.	795. Játiva.	1.023 Llanos de Antequera, zo-
696. Burjasot.	796. Gandía.	na oriental.
698. Palma.	821. Alcoy.	

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

OTRAS PUBLICACIONES CARTOGRAFICAS

Mapas Geológicos Varios

	Ptas.
— Geológico de la Isla de Fuerteventura - Escala 1:100.000	500
— Geológico de la Isla de Gran Canaria - Escala 1:100.000	500
— Geológico de la Isla de Lanzarote - Escala 1:100.000	500
— Geológico de la Isla de Tenerife - Escala 1:100.000	500
— Geológico de la provincia de Guipúzcoa - Escala 1:100.000	500
— Geológico de la Cuenca del Duero - Escala 1:250.000	500
— Petrográfico y estructural de Galicia - Esc. 1:400.000	500
— Litológico de España - Escala 1:500.000	2.000
— Sismotécnico de la Península Ibérica - Escala 1:2.500.000	300

Mapa Geológico Nacional - Escala 1:400.000

La edición completa se compone de 64 hojas, en existencia las siguientes:

Hoja n.º	Ejemplar: 500 ptas.
1/2. La Coruña.	
4. Costa de Santander y Vizcaya.	
9/10. Pontevedra, Lugo y Orense.	
11. León.	
12. Vizcaya y Burgos.	
14. Pirineo Leridano y Oscense.	
17/18. Orense, Zamora y Norte de Portugal.	
52. Granada.	
59. Algeciras.	

Mapas Geológicos Provinciales - Escala 1:200.000

En existencia los siguientes: Ejemplar: 500 ptas.

Hoja n.º	Hoja n.º
1. Almería.	7. Madrid.
3. Cáceres.	8. Murcia.
4. Cádiz.	9. Salamanca.
5. La Coruña.	10. Valencia.

Mapas Geológicos - Escala 1:1.000.000

— Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (6.ª edición)	500 ptas.
— Sismoestructural de la Península Ibérica, Baleares y Canarias	500 ptas.
— Tectónico de la Península Ibérica y Baleares	600 ptas.
— de Vulnerabilidad a la contaminación de los mantos acuíferos	500 ptas.

Mapa Metalogenético de España - Escala 1:1.500.000

La colección completa consta de 17 hojas y memorias referidas a las siguientes sustancias: Ejemplar: 500 ptas.

Hoja n.º	Hoja n.º	Hoja n.º
1. Aluminio.	7. Flúor.	13. Níquel.
2. Azufre.	8. Fosfatos	14. Oro.
3. Bismuto.	9. Hierro.	15. Potasa-Sal común.
4. Plomo-Cinc.	10. Hulla.	16. Titanio.
5. Cobre.	11. Manganeseo.	17. Wolframio.
6. Estaño.	12. Mercurio.	

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Doctor Fleming, 7. Madrid (16). Tel. 250 02 01/02/03/04

Mapa Geotécnico de ordenación territorial y urbana de la subregión de Madrid. Escala 1:100.000

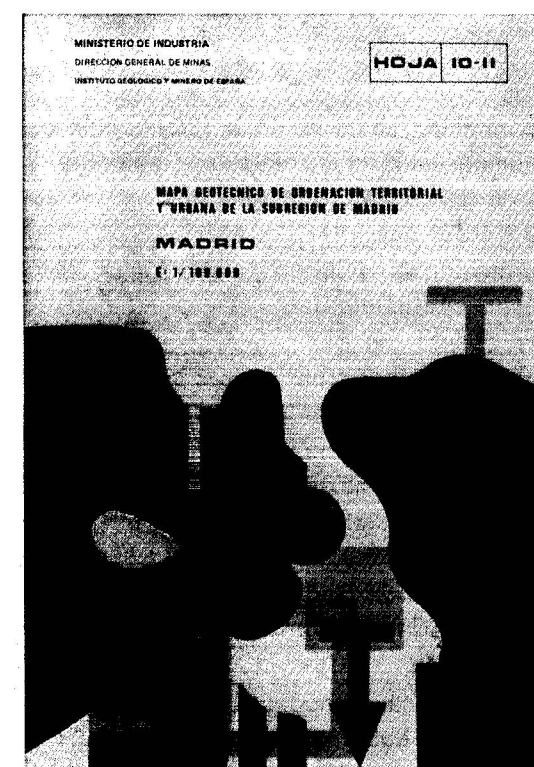
Realizado por la División de Geotecnia del IGME
Mapas y Memorias publicados:

Hoja n.º	Hoja n.º
8/11 Avila de los Caballeros.	10/9 Riaza.
8/12 Arenas de San Pedro.	10/10 Torrelaguna.
8/13 Talavera de la Reina.	10/11 Madrid.
9/10 Segovia.	10/12 Getafe.
9/11 San Lorenzo de El Escorial.	10/13 Mora.
9/12 Navalcarnero.	11/9 Sigüenza.
9/13 Toledo.	11/10 Brihuega.
	11/11 Guadalajara.
	11/12 Tarancón.

Precio de cada ejemplar, 600 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04



Anuario de la evolución de los niveles piezométricos en los sistemas acuíferos españoles.

Realizado por la División de Aguas Subterráneas del IGME.

- Cuenca del Duero.
- Cuenca del Guadiana.
- Cuenca del Guadalquivir.
- Cuenca del Sur.
- Cuenca del Segura.
- Cuenca alta del Júcar.
- Cuenca media y baja del Júcar.
- Baleares.

Precio de cada ejemplar, 300 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04



**Mapa Geotécnico de ordenación territorial y urbana
de la subregión de Madrid. Escala 1:100.000**

Realizado por la División de Geotecnia del IGME
Mapas y Memorias publicados:

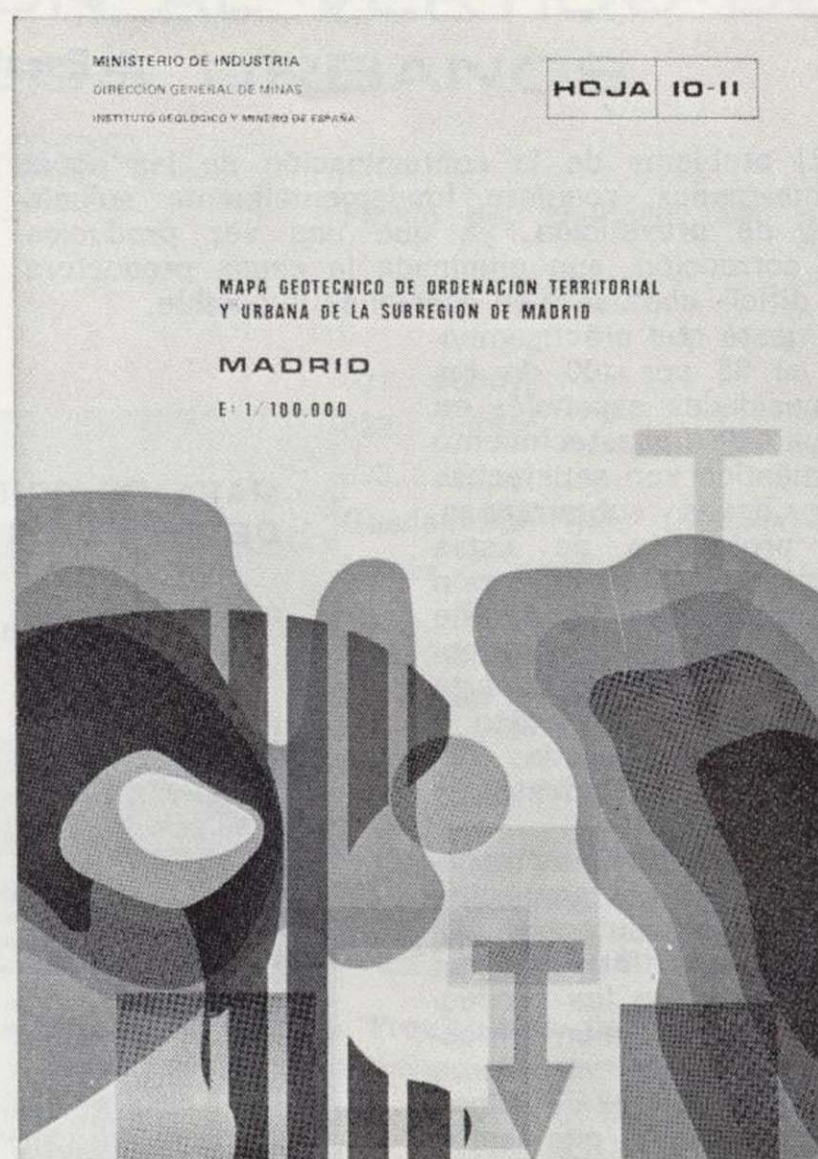
Hoja n.º		Hoja n.º	
8/11	Avila de los Caballeros.	10/9	Riaza.
8/12	Arenas de San Pedro.	10/10	Torrelaguna.
8/13	Talavera de la Reina.	10/11	Madrid.
9/10	Segovia.	10/12	Getafe.
9/11	San Lorenzo de El Escorial.	10/13	Mora.
9/12	Navalcarnero.	11/9	Sigüenza.
9/13	Toledo.	11/10	Brihuega.
		11/11	Guadalajara.
		11/12	Tarancón.

Precio de cada ejemplar, 600 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

**SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO
DE INDUSTRIA**

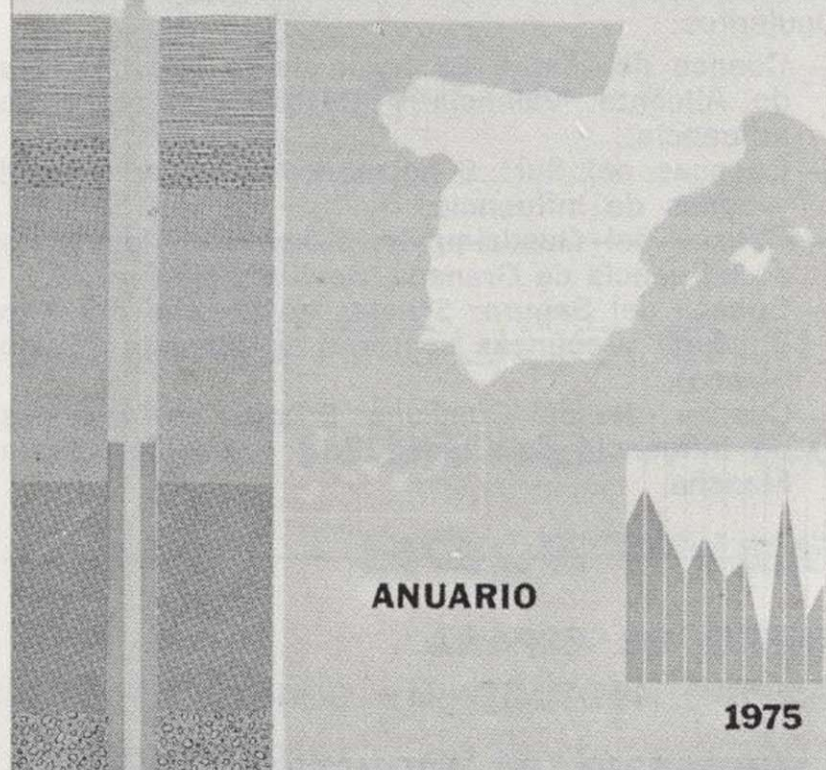
c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**EVOLUCION DE NIVELES PIEZOMETRICOS
EN LOS SISTEMAS ACUIFEROS**

CUENCA MEDIA Y BAJA DEL JUCAR



**Anuario de la evolución de los niveles piezométricos
en los sistemas acuíferos españoles.**

Realizado por la División de Aguas Subterráneas
del IGME.

- Cuenca del Duero.
- Cuenca del Guadiana.
- Cuenca del Guadalquivir.
- Cuenca del Sur.
- Cuenca del Segura.
- Cuenca alta del Júcar.
- Cuenca media y baja del Júcar.
- Baleares.

Precio de cada ejemplar, 300 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 441 70 67

**SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO
DE INDUSTRIA**

c/ Dr. Fleming, 7. Madrid-16. Telf. 250 02 01/02/03/04

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Precio: 300 ptas.

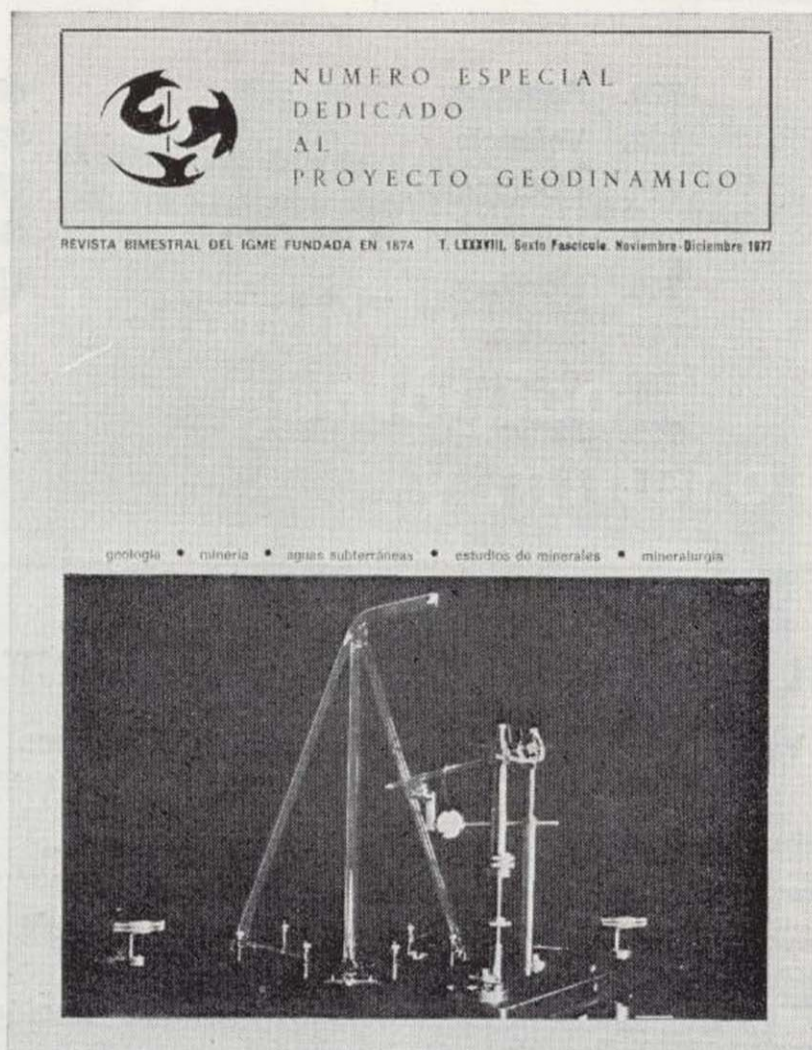
La consideramos como la publicación de mayor difusión del Instituto Geológico y

Minero de España. Se inició en el año 1874, continuando su publicación. Actualmente se presenta en fascículos de aparición bimestral, que componen al año un tomo.

Es la primera revista española de su especialidad, tratándose en ella temas de Geología, Minería, Aguas Subterráneas, Energía, Geofísica, Geoquímica, Geotecnia, Geonucleónica y Estudio de Minerales y Rocas. Contiene además una parte fija dedica-

da a Información General, Noticias, Notas Bibliográficas, Información legislativa, etc.

El último tomo publicado es el 90, que corresponde al año 1979 (fascículos I al VI) y comprende trabajos de Geología, Minería, Aguas Subterráneas y de Estudios de Minerales y Rocas, que hacen un total de 636 páginas, incluidas las dedicadas a diversos temas de información, así como los índices por materias y autores de dicho tomo. También están publicados los fascículos I y II correspondientes al año 1980.



Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología económica industrias extractivas y de su beneficio

BOLETIN DE SUSCRIPCION

Suscripción anual (6 números)

ESPAÑA e IBEROAMERICA	1.400 ptas.
DEMÁS PAISES	1.500 ptas.

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección Teléfono

Ciudad (provincia) D. P.

País

Fecha

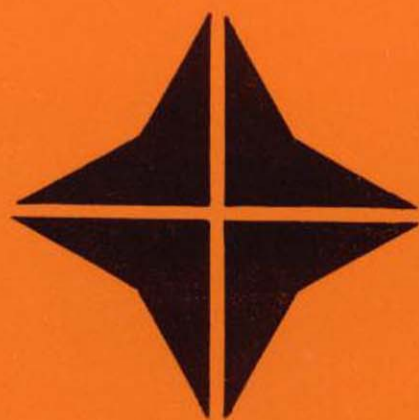
FIRMA

FORMA DE PAGO

Contra reembolso.

Talón nominativo.

*La inversión
requiere un buen proyecto*



intecsa

INTERNACIONAL DE INGENIERIA
Y ESTUDIOS TECNICOS S. A.



EN PROSPECCION DE RECURSOS NATURALES

- * GEOLOGIA
- * AGUAS SUBTERRANEAS
- * EXPLORACION MINERA
- * EXPLORACION PETROLERA
- * SONDEOS
- * ROCAS INDUSTRIALES
- * GEOTERMIA
- * GEOTECNIA
- * GEOFISICA
- * LABORATORIOS



**Compañía
General de
Sondeos, S.A.**



OFICINAS CENTRALES: Corazón de María, 15 · Tel. 416 85 50* - MADRID-2
Portal de Castilla, 46 · Tel. 22 36 04* - VITORIA

LABORATORIOS: San Roque, 3 · Majadahonda (MADRID)