



NUMERO ESPECIAL
DEDICADO
AL
PROYECTO GEODINAMICO

27 ENE. 1978

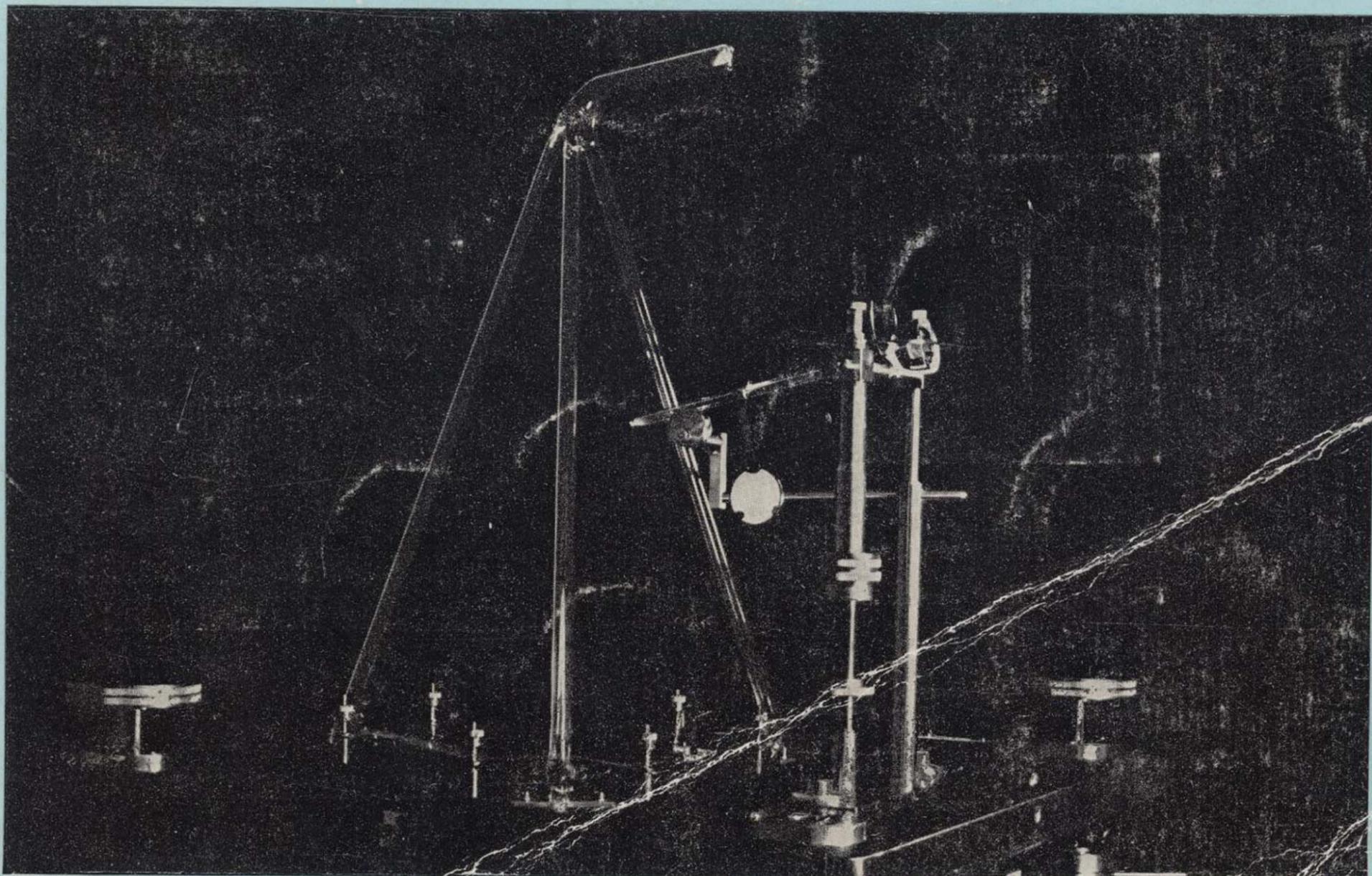
REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874 T. LXXXVIII, Sexto Fascículo. Noviembre-Diciembre 1977

boletín

7802177 7802183
7802178 7802184
7802179 7802185
7802180 7802186
7802181 7802187
7802182 7802188

geológico
y minero

geología • minería • aguas subterráneas • estudios de minerales • mineralurgia





**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*

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

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

**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
MADRID-16

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

MADRID - 16

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.

GEOTEHIC, S. A.

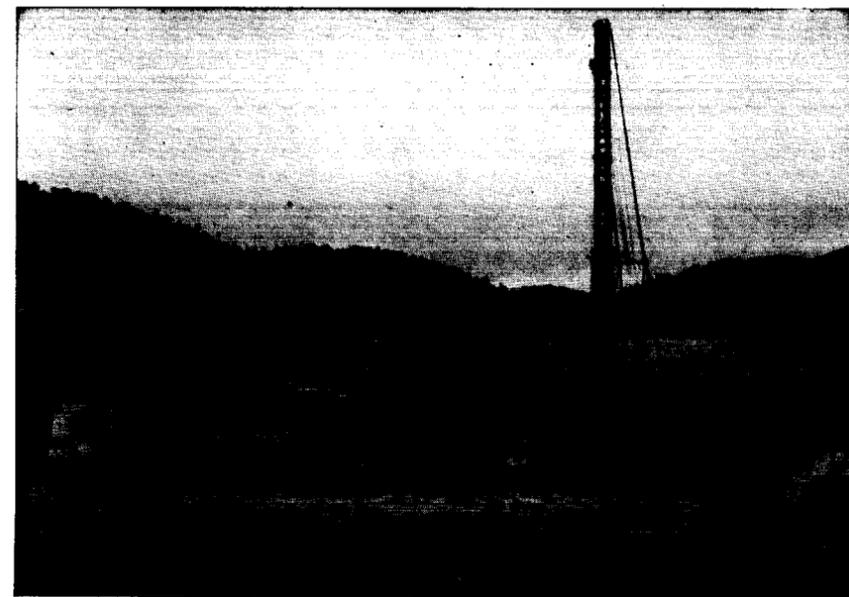
INGENIEROS CONSULTORES

ESTUDIOS DE:

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

General Mola, 210, 1.º D — Teléfonos 2 50 18 03 - 45 — MADRID-2

RODES-SONDEOS, S. L.



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

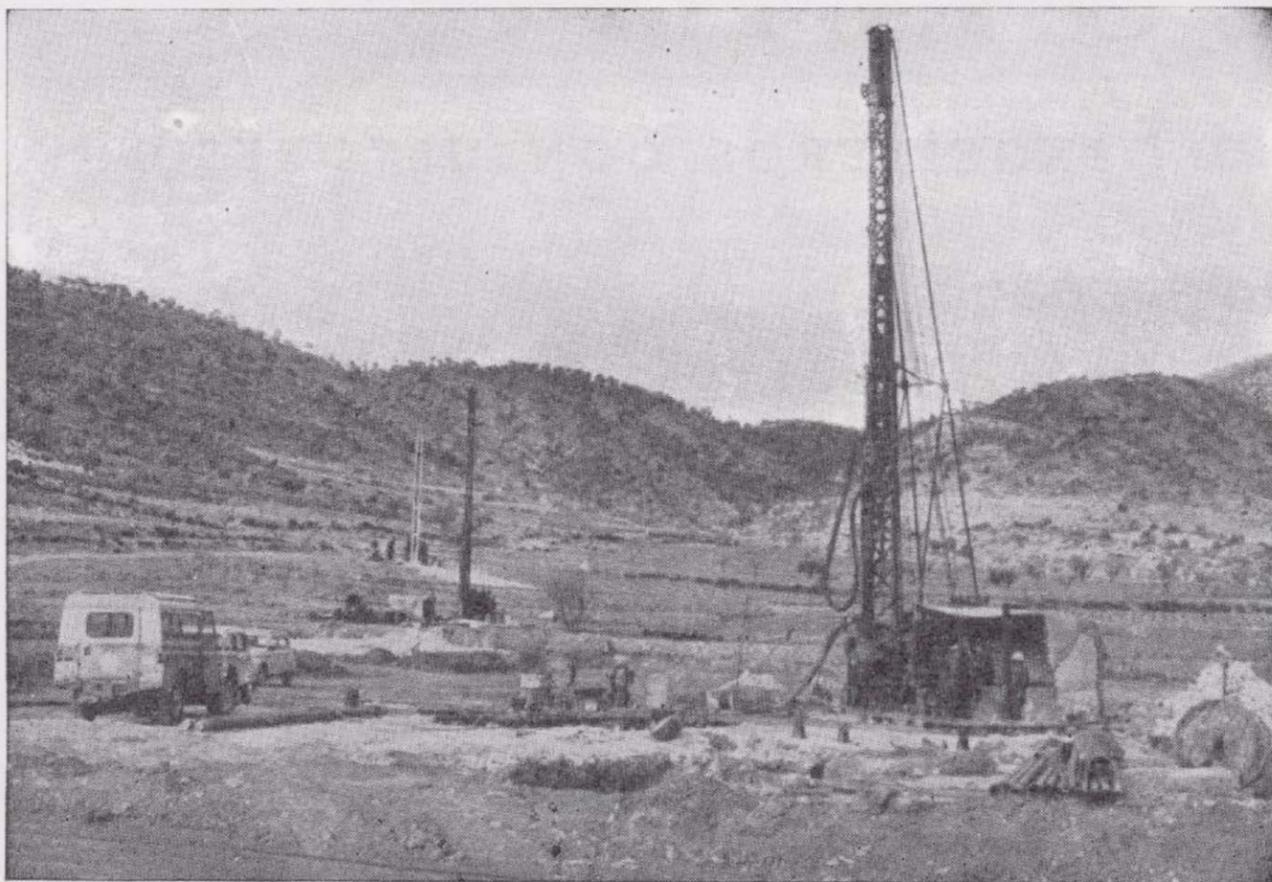
★ ★ ★

RODES - SONDEOS, S. L.

Avda. José Antonio, 21 - Apartado 180 - Teléfono 80 09 83

VILLENA (Alicante)

SONDEOS RODES



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

★ ★ ★

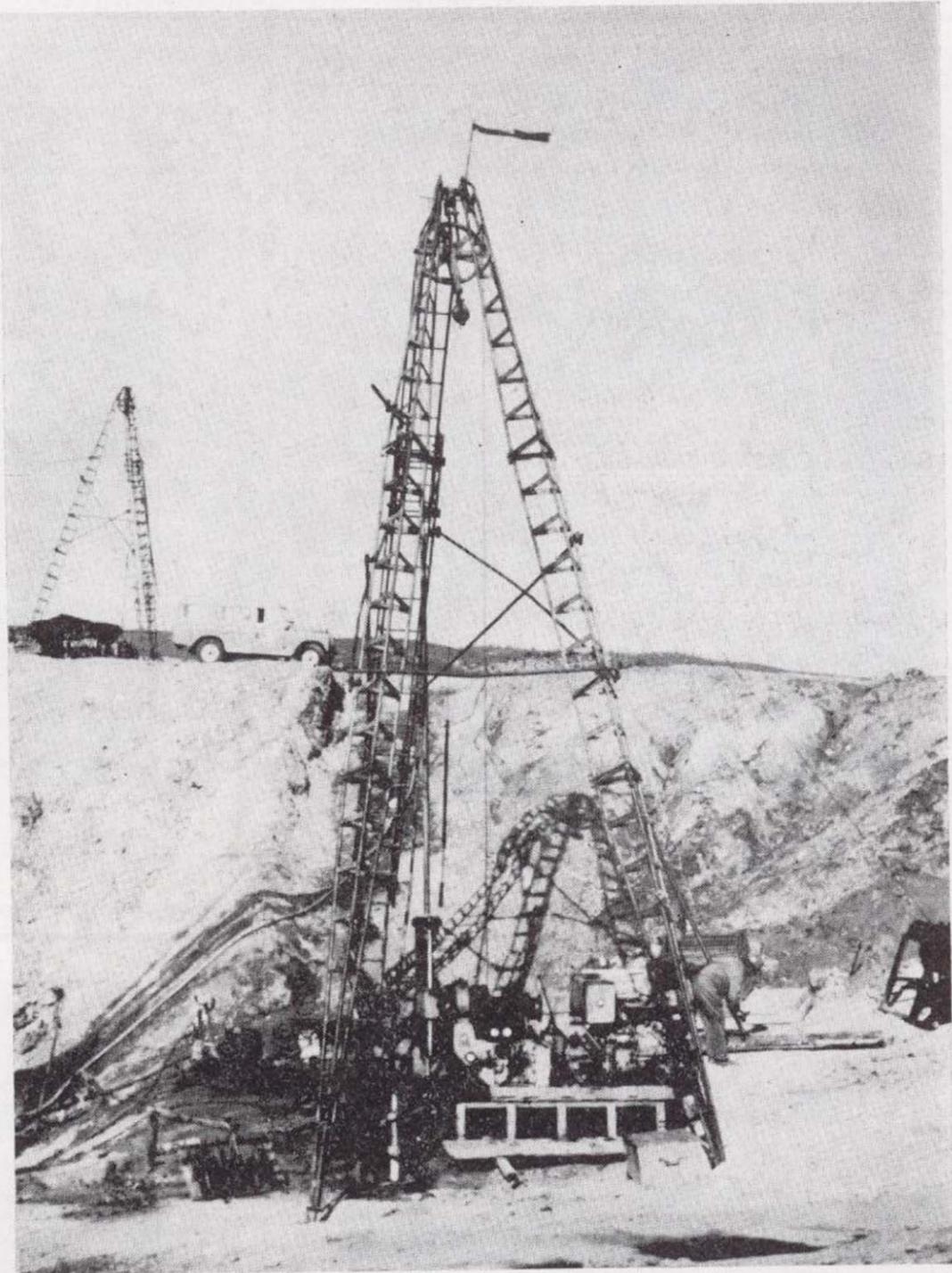
ERNESTO RODES MARTI

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

VILLENA (Alicante)

TERRATEST

equipos
adecuados
a
cada
problema
manejados
por
expertos



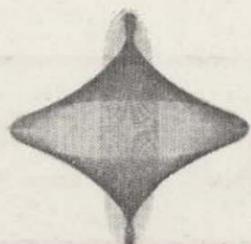
SONDEOS DE EXPLORACION MINERA Y GEOLOGICA

- Recuperación continua de testigo con métodos wire-line o convencional. Sistemas especiales para rocas poco consistentes. Perforación con tricono o martillo de fondo y recuperación de detritus.
- Estudios y control de perforación de sondeo. Mediciones de inclinación y desviación y orientación de testigos.
- Sondeos geotécnicos para la industria de la Construcción.



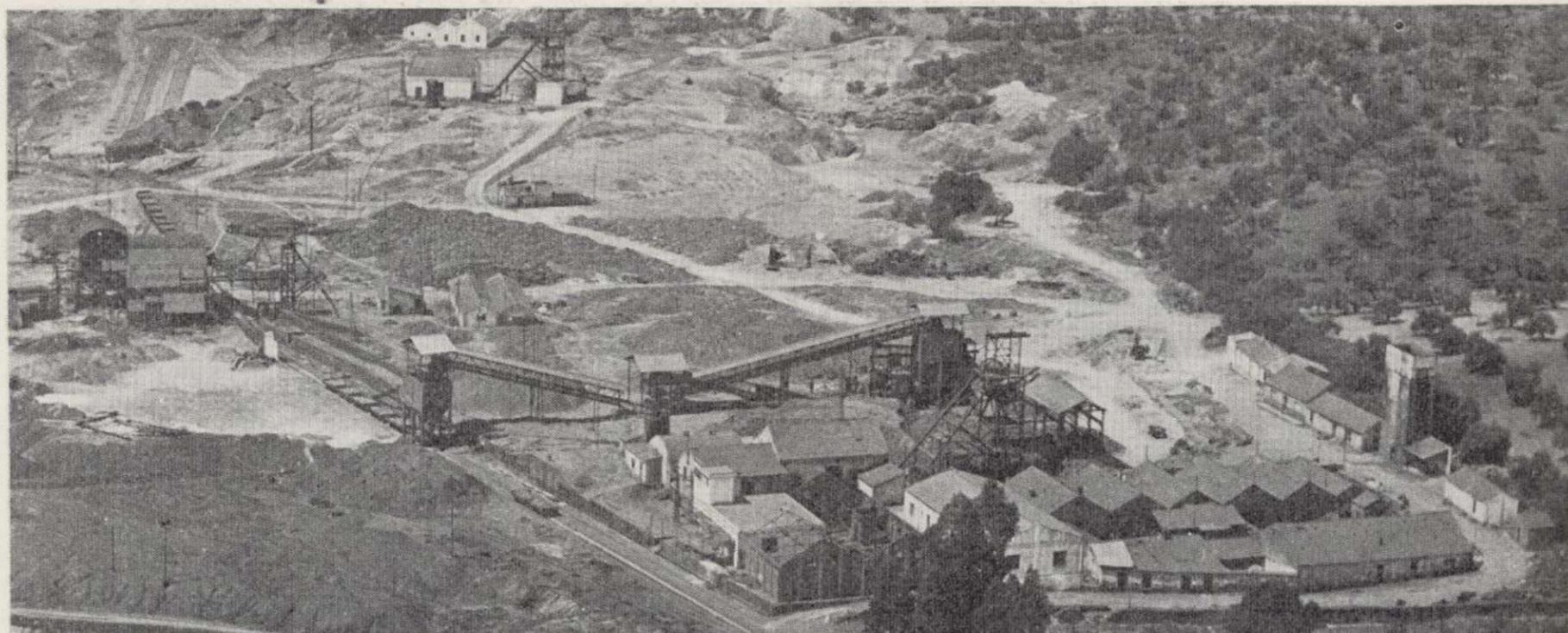
Oficina Principal

MADRID: Avda. de José Antonio, 70 - 6º. Teléfono 248 68.00



INTECOSA

INTERNACIONAL DE INGENIERIA Y ESTUDIOS TECNICOS, S. A.



PLANTA PILOTO DE PIRITAS Y PIROCLASTOS. AZNALCOLLAR (SEVILLA)

MINERIA

GEOLOGIA
GEOTECNIA
HIDROGEOLOGIA
EXPLOTACIONES
MINERALURGIA

INGENIERIA CIVIL

CARRETERAS
FERROCARRILES
AEROPUERTOS
PUERTOS
OBRAS HIDRAULICAS
AGRONOMIA
MECANICA DEL SUELO
PUENTES
ESTRUCTURAS
ARQUITECTURA
URBANISMO
INGENIERIA SANITARIA

INGENIERIA INDUSTRIAL

PETROLEO Y PETROQUIMICA
QUIMICA GENERAL Y FERTILIZANTES
METALURGIA
INGENIERIA ELECTRICA
INGENIERIA MECANICA
INGENIERIA TERMOMECANICA
INDUSTRIAS DEL FRIO
INDUSTRIAS DE LA MADERA
INDUSTRIAS ALIMENTICIAS
TECNOLOGIA DEL MEDIO AMBIENTE

ESTUDIOS ECONOMICOS

ESTUDIOS DE DESARROLLO REGIONAL
ORDENACION DEL TERRITORIO
DESARROLLO TURISTICO
ESTUDIOS SECTORIALES
ESTUDIOS DE VIABILIDAD
ESTUDIOS DE TRANSPORTES
ESTUDIOS ECONOMICO - FINANCIEROS

OFICINAS CENTRALES EN MADRID: C/ CONDESA DE VENADITO 1.
TELEFONOS: 4044000 - 4045100 - 4046100.
4047100 - 4048100.
TELEGRAMAS: INTECSAMA.
TELEX: 22473 INTSA - E.

DELEGACION EN BARCELONA: C/ COMPOSITOR BEETHOVEN.15.
" " CANARIAS: C/ VILLALVA HERVAS 9. STA. CRUZ DE TENERIFE.
" " MURCIA: C/ VILLALEAL 2.
" " VALENCIA: C/ CRONISTA CARRERES 9-11.

DELEGACIONES EN: PORTUGAL LIBIA ARGELIA. VENEZUELA ECUADOR BRASIL.



vea los resultados: MAS AGUA

Podemos resolver de forma completa su problema de agua. Para ello contamos con modernos y potentes equipos de sondeo, con una avanzada técnica y con una acreditada y experta organización. Podemos ocuparnos desde la captación de caudales hasta la realización, si se nos pide, de los trabajos de conducción, distribución o puesta en riego o en depósito. Tenemos diversas modalidades de contratación. Nosotros estudiaremos la solución que más convenga a sus necesidades. Solicitenos información.

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

DELEGACIONES REGIONALES Y EQUIPOS EN TODA ESPAÑA

Pb-8

Tomo 88

Fascículo VI

Noviembre - Diciembre 1977

Boletín Geológico y Minero



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

SUMARIO

Geología

- C. MARTÍN ESCORZA: Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central). 3
- S. CADAVID: Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama ... 26
- A. APARICIO, J. L. BARRERA, C. CASQUET, M. PEINADO, y J. M. TINAO: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España) ... 29
- A. ARCHE, P. CÁMARA, y O. DURANTEZ: Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central de España) ... 33
- A. G. UBANELL: Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica ... 40
- R. B. BABIN: Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del sistema central español (Sierra de Gredos) 45
- R. CAPOTE, M. J. FERNÁNDEZ CASALS, F. GONZÁLEZ LODEIRO, y M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN: El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central ... 49
- C. MARTÍN ESCORZA: Evolución dinámica del basamento durante el Cámbrico en los Montes de Toledo sur-orientales ... 53

Geofísica

- J. ANSORGE, E. BANDA, A. LÓPEZ-LAGO, J. MERCUA, S. MUELLER, C. OLIVEIRA, E. SARINACH y A. UDÍAS: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la Zona de las Béticas. 60
- G. PAYO y E. RUIZ DE LA PARTE: El primer perfil sísmico de la meseta. 75
- L. DE MIGUEL: Investigación de anomalías magnéticas en España. Estado actual (1976) de los trabajos realizados en la cuenca del Ebro y su contorno ... 84
- R. VIEIRA: Perfil Ibérico de estaciones de la componente vertical de mareas terrestres. Resultados preliminares ... 88
- S. CADAVID: Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical ... 93
- F. ROSALES CALVO, A. CARBO GOROSABEL y S. CAVIDAD CAMIÑA: Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales ... 99
- R. ORTIZ: Instrumentación ... 106

Información

- Labor realizada por la División de Investigaciones Mineras del I.G.M.E. en 1977 y previsiones para 1978.—Noticias.—Legislación.—Notas bibliográficas.—Índice de materias. Índice de autores ... 110

DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION

Claudio Coello, n.º 44 - Madrid-1

Teléfono 276 20 01

IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA

**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.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Péndulo horizontal Verhaandert-Melchior
para registro de mareas terrestres.

Foto: V. VIVANCO

INTRODUCCION

La Comisión Española del Proyecto Geodinámico fue creada, a requerimiento de la Comisión Inter-Unión de Geodinámica, con el fin de coordinar los diferentes programas de investigación que debían desarrollarse en nuestro país desde 1971 a 1979, dentro del marco del Proyecto Geodinámico.

La Comisión fue formada a partir de las propuestas de las Comisiones Nacionales de Geología y de Geodesia y Geofísica, con Presidente nombrado por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Esta Comisión fue ampliada con los coordinadores de los Grupos de Trabajos y con otras personas, directamente relacionadas con el Proyecto, con objeto de que su labor pudiera ser más positiva.

La financiación de la mayoría de los trabajos que se vienen realizando se hace, además de con la aportación de cada uno de los Centros que intervienen, con las concesiones que la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica de Presidencia de Gobierno ha hecho a los diversos programas.

La Comisión Nacional del Proyecto Geodinámico, desea agradecer al Instituto Geológico y Minero de España, su ofrecimiento, hecho el pasado 28 de julio de 1976 y confirmado ahora por su Director, Ilmo. Sr D. Pedro Fontanilla, para la publicación de un número especial del Boletín Geológico y Minero, dedicado a algunos de los trabajos que se vienen realizando, dentro del Proyecto Geodinámico, en España.

Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central)

Por C. MARTIN ESCORZA (*)

RESUMEN

El análisis estructural en un afloramiento de dicho macizo nos ha suministrado evidencias de un proceso de milonitización que sugiere haber ocurrido en una fase tectónica F.3 a la que asocia a continuación una nueva F.4 que denota fundamentalmente una dinámica cizallante. Las rocas cataclásticas resultantes se encuentran, a través de una discordancia angular, sobre migmatitas con estructuras que hacen deducir la acción de dos anteriores fases tectónicas F.1 y F.2.

Los procesos cataclásticos de F.3 tienen relación con una dinámica profunda tardi o fini hercínica en un ambiente profundo, y pueden ser manifestación de fallas inversas, superficies de corrimiento o de cabalgamiento, así como de "decrochements", desgarres o superficies cizallantes de no gran ángulo, al menos localmente.

Las fases F.2 y F.4 reflejan una deformación progresiva que se manifiesta en la convivencia de distintas facies estructurales, las cuales varían desde las que no pierden la cohesión hasta las que muestran discontinuidad. Para la F.4, fundamentalmente cizallante, se esboza un modelo dinámico basado en el contraste de ductilidades, el cual intenta dar explicación a las divergencias estructurales observadas en los distintos niveles miloníticos de este afloramiento.

SUMMARY

A structural analysis of an offset of said block has given us evidence of a milonitization process which suggests its occurrence in a tectonic phase F.3 to which is associated upon continuation a new F.4 which fundamentally denotes a shearing dynamic. The resulting cataclastic rock are found, through an angular discordance, on migmatites with structures which allow us to deduce the action of the two anterior tectonic phases F.1 and F.2.

The cataclastic processes of F.3 are related to a profound tardi or fini hercinian dynamic in a deep atmosphere, and can be manifestations of inverse faults, running or sliding surfaces, as well as "decrochements", breakaways or shearing surfaces at slight angles, at least locally.

The phase F.2 and F.4 reflect a progressive deformation which is seen in the union of distinct structural facies, which vary from those which do not lose cohesion to those which show discontinuity. For the F.4 fundamentally sheared, a dynamic model is outlined based on the ductile contrasts, which intends to give an explanation for the structural diversity observed in the different milonitic levels of this offset.

I. INTRODUCCION

En el entorno de Robledo de Chavela se han citado recientemente gneises félicos miloníticos (PEINADO, 1973), milonitas y blastomilonitas (CAPOTE & FERNÁNDEZ CASALS, 1975) que, según ambos trabajos son de sincrónicos a tardíos con la foliación

más visible de los gneises y prácticamente posteriores a gran parte del metamorfismo. La existencia de tales rocas cataclásticas han inducido a considerarlas como debidas a la acción de planos de corrimiento, (CAPOTE & FERNÁNDEZ CASALS, 1975), pertenecientes a unas estructuras en pliegues pénnicos acostados que se desplazan hacia el N-NE (figura 1, "Marco Tectónico"). Esta posibilidad había sido asimismo analizada y luego rechazada por PEINADO, 1973

(*) Sección de Geología Estructural. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C., Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid (3).

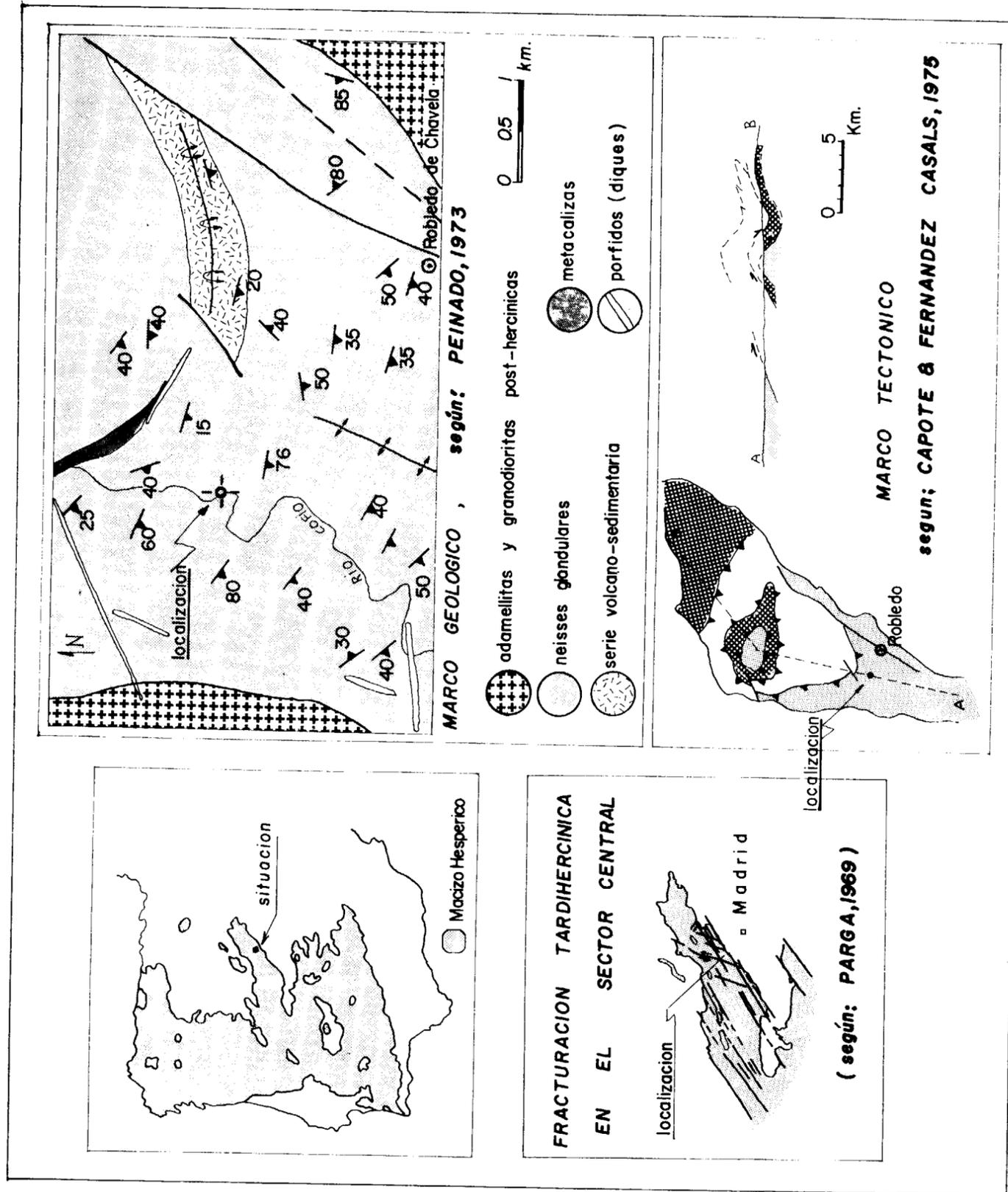


Figura 1

Situación de la zona y "localización" del punto estudiado

Por nuestra parte y como resultado de una observación puntual en los alrededores de Robledo de Chavela hemos encontrado (fig. 1, "localización") un pequeño corte en el que coexisten varias rocas con características cataclásticas. Las relaciones entre las estructuras que tales rocas muestran nos pueden permitir asimismo reconstruir algunos rasgos de la dinámica que las produjeron.

De tal determinación, no obstante, sólo se pueden obtener conclusiones tectónicas de carácter puntual, pero suponiendo que las causas que motivaron todo el conjunto de rocas cataclásticas en esta zona pueden responder a un mismo proceso o a una cadena de procesos que tuvieron lugar en un mismo o próximo intervalo, las conclusiones extraídas aquí, con carácter puntual, serán sin duda una primera testificación del modelo regional antes apuntado.

La presentación de estas observaciones se ha hecho en dos grandes apartados: el del Análisis Estructural y el de la Deformación, incluyendo en cada uno de ellos los rasgos, datos y determinaciones, que les son propios. Sin embargo, en algún caso la descripción de las formas y el origen, o viceversa, vienen especificados en un mismo apartado.

Nuestro análisis se reduce a las observaciones efectuadas en un pequeño corte situado en la misma orilla del Río Cofio, al NW de Robledo de Chavela, y más exactamente en las coordenadas: 40° 31' 10" N; 4° 15' 44" W (con relación a Greenwich). Este punto se encuentra unos 120 metros aguas arriba de un viejo molino en ruinas accesible a través de las carreteras existentes bajo la estación de Ferrocarril de Robledo (fig. 1, "localización").

Los materiales dominantes en el entorno inmediato de este punto son neises glandulares con una marcada foliación (fig. 1), "Marco geológico", según PEINADO (1973). Aguas arriba se encuentra asimismo un nivel carbonatado y también cercanos al afloramiento también se encuentran diques de lamprófidos: uno, 50 metros agua abajo, de 1,20 metros de espesor y con 44°/90° de dirección y buzamiento respectivamente; y otro 100 metros, agua arriba del punto de referencia, con 5 metros de espesor y dirección y buzamiento semejante al anterior.

El metamorfismo del área corresponde al tipo Abukuma de presiones medias, no superiores a los 4.500 bars, PEINADO (1970); con un gradiente geotérmico intermedio FUSTER *et al.* (1974), dentro de la isograda de feldespato potásico, FUSTER *et al.*

(1974); LÓPEZ RUIZ, *et al.* (1975). La paragenesis más frecuente es: cuarzo (oligoclara, plagioclasa), biotita, feldespato potásico + sillimanita, PEINADO (1970), 1973); LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975).

II. NIVELES DIFERENCIADOS

El afloramiento estudiado queda resaltado del conjunto por la erosión diferencial del Río Cofio, y en un corte detallado se pueden diferenciar de "muro" a "techo" los siguientes niveles litoestructurales (figura 2):

- 1.º Migmatitas: Conjunto A (Formación Marmitas).
- Conjunto milonítico:
- 2.º Blastomilonita B₁.
- 3.º Ultramilonita U₁.
- 4.º Blastomilonita B₂.
- 5.º Ultramilonito U₂.
- 6.º Gneises blastoporfídicos. Conjunto C.
- 7.º Blasto y Ultramilonitos inter "estratificados". Nivel D.
- 8.º Gneises milonítico. Conjunto C.

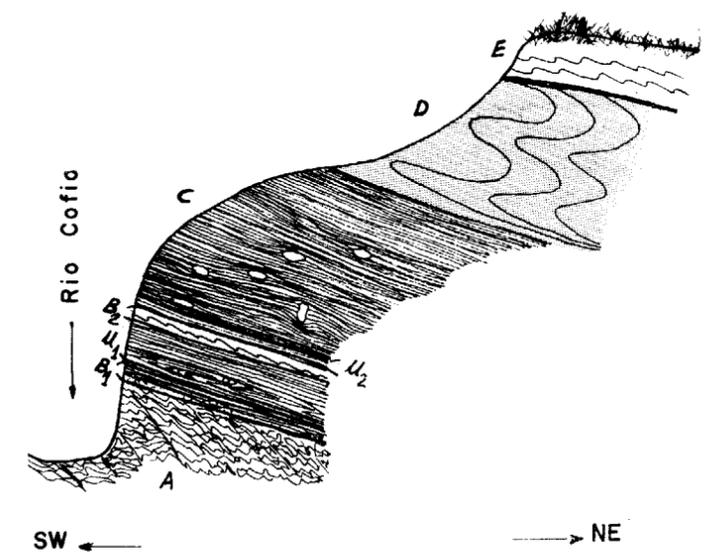


Figura 2

Corte esquemático del afloramiento estudiado en este trabajo y al que se hace referencia en el texto A=Formación Marmitas. B₁, B₂, C, D y E=Conjunto Molinítico

III. ANALISIS ESTRUCTURAL

Las diferentes facies y tipos estructurales más importantes que se observan en estos distintos niveles los hemos analizado según diferentes metodologías con el fin de obtener de ellas las bases más oportunas para llegar a nuestros objetivos finales.

III.1. Formación Marmitas

La amplia zona "basal" A está constituida fundamentalmente por migmatitas con neosomas granoblástico cuarzo-feldespático de grano medio a fino, en venas unas veces concordantes y otras discordantes entre sí, con una estructura tipo diktyonicoide adoptando la nomenclatura de MEHNERT (1968). El paleosoma es una roca con estructura embrechítica, de composición también cuarzo-feldespática con bandeado en venas y amígdalas individualizadas por una delgada superficie (o línea) definida por minerales máficos. Ambos definen la foliación S_1^A . Esta roca, en las áreas cercanas al afloramiento a que nos estamos refiriendo, muestra estructuras que podrían clasificarse como de tipo flebítico o schlieren, según la nomenclatura de MEHNERT (1968), pero la observación detallada permite diferenciar facies estructurales que varían entre tres principales, y diferentes formas:

A_1 . La menos frecuente, constituida por bandas milimétricas cuarzo-feldespáticas más o menos continuas, presentando formas en pequeños pliegues con planos axiales paralelos que definen el elemento planar S_2^{A1} .

A_2 . Facies intermedias en las que la foliación S_1^A está afectada por desplazamientos diferenciales, sin llegar a producir discontinuidades (fig. 3), según planos de deslizamiento que definen un elemento planar S_2^{A2} espaciado centimétricamente, paralelo a su vez a S_2^{A1} . Son facies que pueden definirse como *strain-slip cleavage* según el concepto de WILSON (1963). Son relativamente frecuentes.

A_3 . Definida por lentículos o amígdalas con formas sigmoidales constituidos también por masas cuarzo-feldespáticas que se agrupan en un conjunto o familia de sigmoides concordantes entre sí, limitados entre dos líneas (o planos) paralelos (fig. 3 b) que determinan el elemento planar S_2^{A3} , que es a su vez paralelo a S_2^{A1} y S_2^{A2} . Los planos S_2^{A3} se encuentran con un espaciado de 5 a 6 centímetros, aunque longitudinalmente sólo se mantienen unos 4 ó 5 metros en la mayor parte de los casos. Tridimensionalmente y de forma ideal esta estructura A_3 corres-

ponde a la de dos planos paralelos separados unos centímetros, con una dimensión X mucho mayor que la otra Y (fig. 3 c) entre los cuales se sitúan, en sandwich, sigmoides unos al lado de otros de tal manera que los extremos tienen, en corte transversal, la dirección Y. En este modelo teórico el plano X-Y es coincidente con S_2^A , y en afloramiento están materializados por una máxima concentración

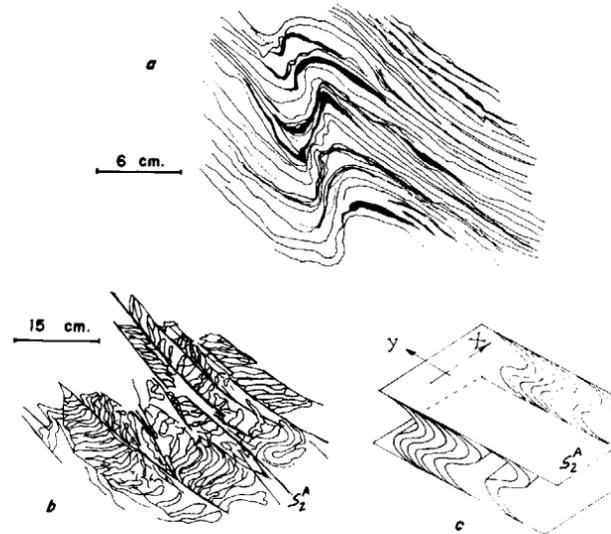


Figura 3

a) Facies estructural A_2 , strain-slip cleavage según planos S_2^A , afectando a la foliación S_1^A (de una fotografía). b) Facies estructural A_3 en corte transversal, según se ve en el afloramiento (de una fotografía). c) Idealización tridimensional de la estructura A_3 para una familia de sigmoides entre dos planos de cizalla S_2^A

de minerales oscuros en una estrecha banda con bordes a veces nítidos. Estas estructuras concuerdan con las observadas en el desarrollo de recristalizaciones micáceas con una orientación preferente debido a cizallamiento (MEANS & WILLIAMS, 1972, MOENCH, 1964). En un punto cercano al siguiente nivel litoestructural diferenciado la dirección y buzamiento de S_2^{A3} son respectivamente $95^\circ/29^\circ$ S y un limitado muestreo en el entorno cercanos nos da para dichos planos la distribución que se indica en la figura 6. Las estructuras A_3 son quizás las más numerosas de A.

Debemos decir que las tres facies estructurales aquí destacadas no son las únicas que presenta el conjunto A, se encuentran también formas intermedias o de transición entre éstas que consideramos como más representativas

Las venulas sigmoidales de A_2 recuerdan, en los casos que se dibujan más nítidas, a las familias de venas en-echelon de las rocas metasedimentarias y también, aunque sólo en su forma, a algunas de las estructuras "mullions" (concretamente muestran semejanza con los "cleavage mullions" de WILSON (1961) En todo caso con relación a ambas estructuras menores visibles en las rocas estratificadas, las facies A_3 manifiestan ciertas semejanzas y variaciones entre las que destacamos:

a) Los sigmoides en-echelon se encuentran separados unos de otros por un espacio de masa rocosa no dilatada. Sin embargo en el caso de A_3 cada sigmoide está en contacto con los adyacentes de cada familia (figs. 3 b y c), separándoles sólo una delgada lámina oscura materializada por una mayor concentración de máficos.

b) Los límites del grupo o familias de sigmoides, en el caso de rocas metasedimentarias, viene indi-

cado por los planos de estratificación tanto en los "mullions" como en las venas en-echelon. Sin embargo en A_3 las superficies limitantes son bandas, más o menos continuas y rectas, de cizallamiento (fig. 3 b) con una anchura milimétrica, pero discreta, en la que ha recrystalizado cuarzo-feldespato-biotita.

c) Los puntos finales en los sigmoides de las rocas metasedimentarias forman, casi en la totalidad de los casos, un cierto ángulo de valor variable con la dirección de los planos o superficies limitantes de la familia. En A_3 dichos puntos finales tienden, en muchos casos, a ser tangentes con dichos planos (S_2^{A3}).

Conjunto milonítico

III.2. Directamente en el mismo afloramiento puede verse, y seguirse unos 20 metros, la nítida superficie alabeada que separa el conjunto rocoso

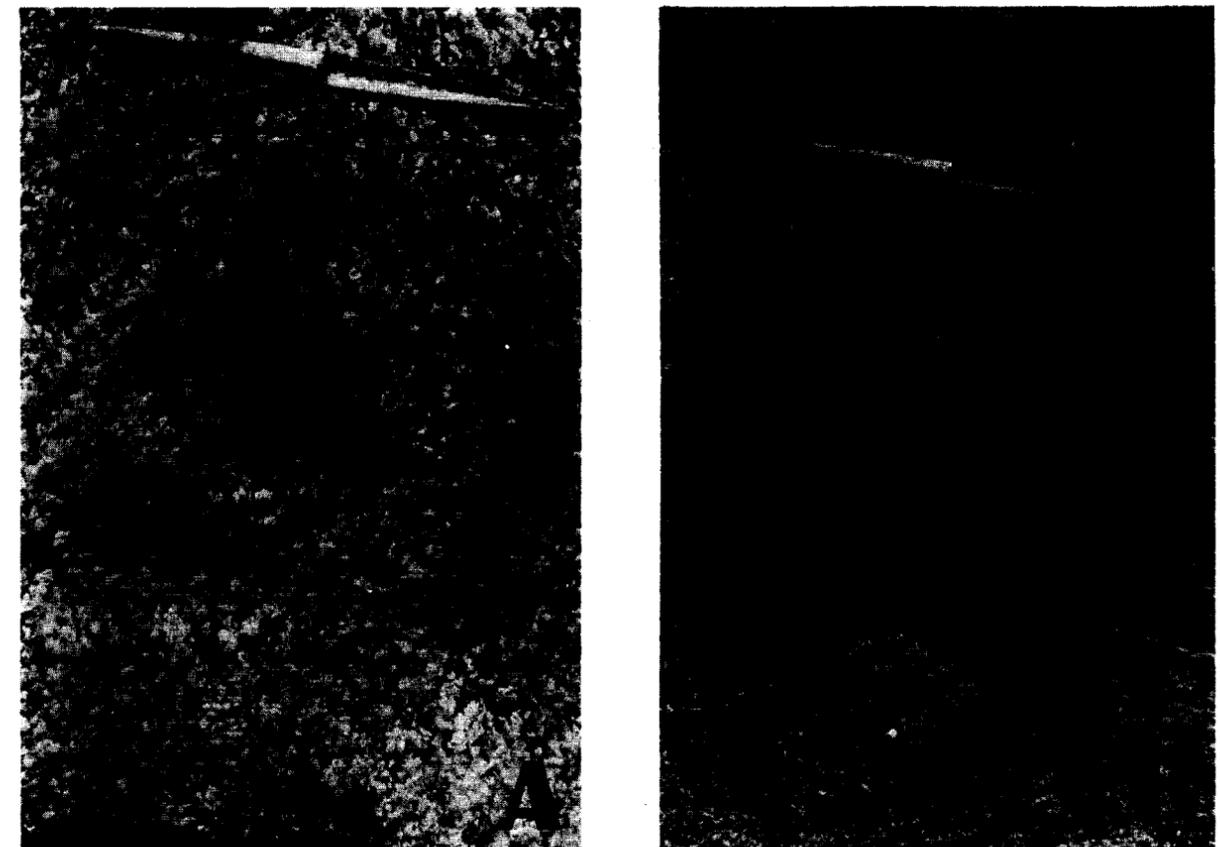


Figura 4

A) Facies B.1.a, basal o de "borde", sin foliación, del nivel cataclástico B_1 . B) Facies B.1.b, con foliación, de la blastomilonita B_1 . En ambos casos de extremo a extremo de la escala hay: 6,5 centímetros.

Las venulas sigmoidales de A_2 recuerdan, en los casos que se dibujan más nítidas, a las familias de venas en-echelon de las rocas metasedimentarias y también, aunque sólo en su forma, a algunas de las estructuras "mullions" (concretamente muestran semejanza con los "cleavage mullions" de WILSON (1961) En todo caso con relación a ambas estructuras menores visibles en las rocas estratificadas, las facies A_3 manifiestan ciertas semejanzas y variaciones entre las que destacamos:

a) Los sigmoides en-echelon se encuentran separados unos de otros por un espacio de masa rocosa no dilatada. Sin embargo en el caso de A_3 cada sigmoide está en contacto con los adyacentes de cada familia (figs. 3 b y c), separándoles sólo una delgada lámina oscura materializada por una mayor concentración de máficos.

b) Los límites del grupo o familias de sigmoides, en el caso de rocas metasedimentarias, viene indi-

cado por los planos de estratificación tanto en los "mullions" como en las venas en-echelon. Sin embargo en A_3 las superficies limitantes son bandas, más o menos continuas y rectas, de cizallamiento (fig. 3 b) con una anchura milimétrica, pero discreta, en la que ha recrystalizado cuarzo-feldespato-biotita.

c) Los puntos finales en los sigmoides de las rocas metasedimentarias forman, casi en la totalidad de los casos, un cierto ángulo de valor variable con la dirección de los planos o superficies limitantes de la familia. En A_3 dichos puntos finales tienden, en muchos casos, a ser tangentes con dichos planos ($S_2^{A_3}$).

Conjunto milonítico

III.2. Directamente en el mismo afloramiento puede verse, y seguirse unos 20 metros, la nítida superficie alabeada que separa el conjunto rocoso

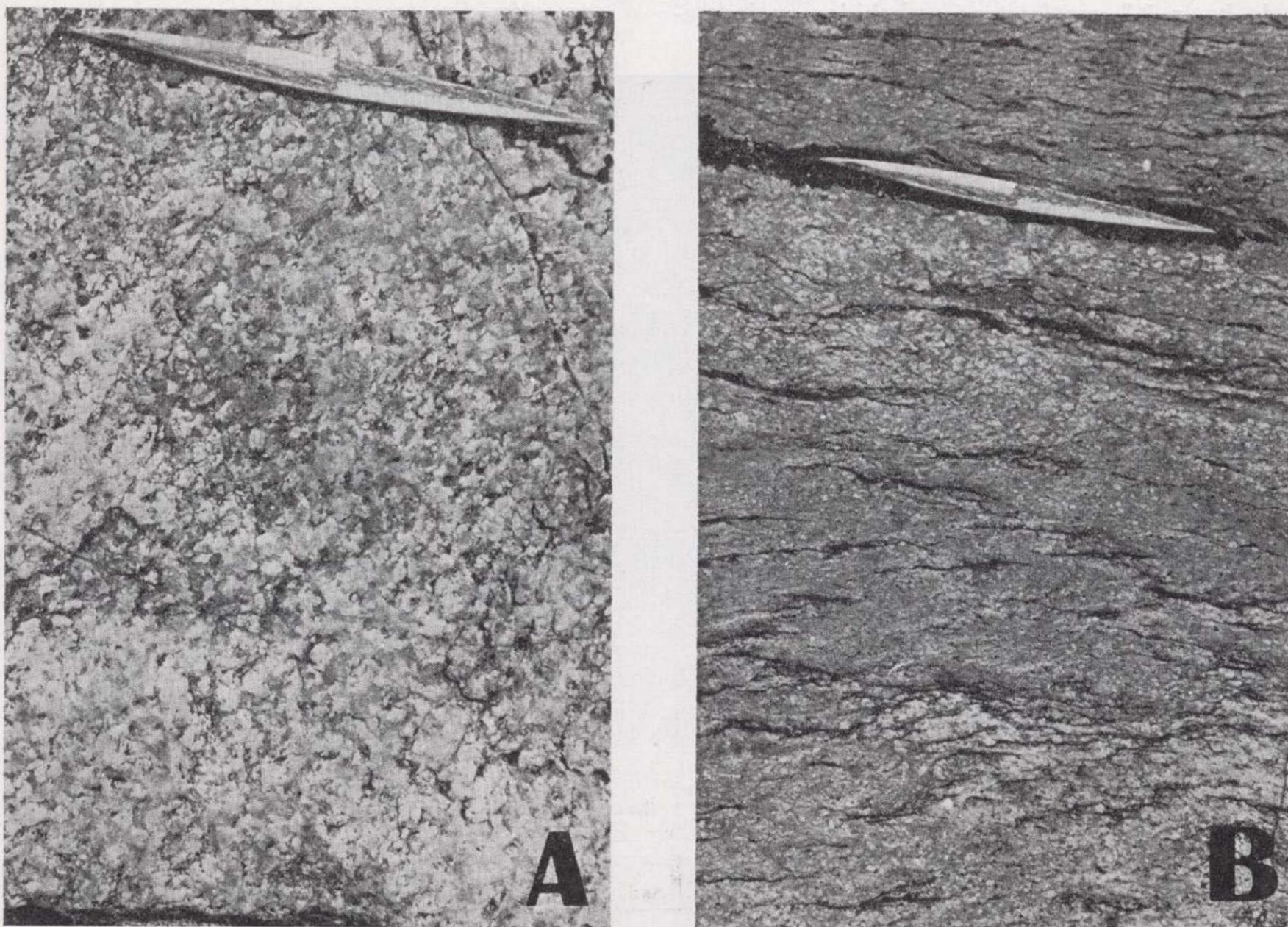


Figura 4

A) Facies B.1.a, basal o de "borde", sin foliación, del nivel cataclástico B_1 . B) Facies B.1.b, con foliación, de la blastomilonita B_1 . En ambos casos de extremo a extremo de la escala hay: 6,5 centímetros.

anterior A de una masa blastomilonítica B_1 que se sitúa claramente por encima y discordante con las estructuras de A . Tiene una potencia media de 1 metro y en el corte que hemos tomado de referencia (fig. 2), posee un espesor de 0,8 metros.

De muro a techo presenta dos facies bien diferenciadas:

B.1.a. Granulada, con individuos de cuarzo y feldespato de un tamaño medio entre los 1 y 2 milímetros (fig. 4 A), aunque a veces de forma aislada engloba fenocristales de unos 3-4 centímetros. No posee foliación visible y constituye la base de B_1 , en contacto directo con el conjunto A a través de la superficie alabeada citada que a veces puede ser una delgada cinta ultramilonítica que desaparece lateralmente. Debe representar las facies de borde entre el nivel cataclástico y la roca "caja" afectada.

B.1.b. Facies blastomilonítica, con una marcada foliación S_1^B . Son visibles porfiroclastos feldespáticos de hasta 2,3 centímetros embebidos en la me-

sostasis, que también engloba otros individuos de menor tamaño; en ambos casos poseen señales de rotura y estructura de flujo (coincidentes con la foliación) típicas de estas rocas cataclásticas (fig. 4 b). La Foliación S_1^B es casi, no totalmente, coincidente con la superficie alabeada que separa B_1 de A

III.3. Por encima de B_1 se encuentra 0,80 de una roca ultramilonítica U con bandas milimétricas claras y oscuras alternantes, de aparente aspecto semejantes a las rocas estratificadas,. Está constituida en su mayor parte por granos de cuarzo y feldespato muy finos, con dimensiones que varían entre los 0,03 milímetros a los 0,005 milímetros, siendo los tamaños medios los más frecuentes; poseen textura acicular y la recristalización sólo ha conservado pequeños relictos de granos feldespáticos cuarzo y micas. A simple vista son observables también en algunas capas relictos aislados de feldespatos de dimensiones milimétricas. Al microscopio y a la observación directa son visibles microlenticulos de

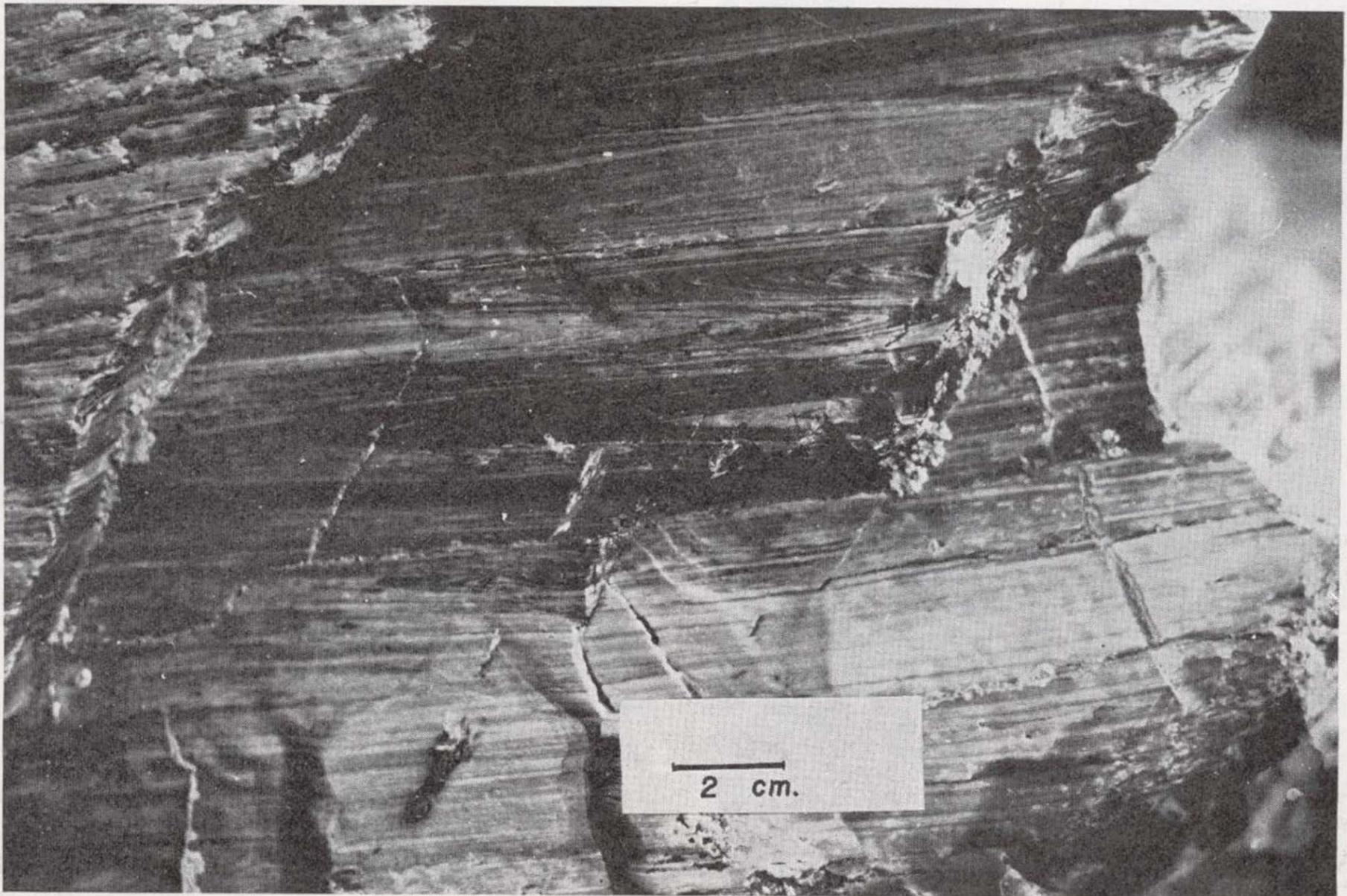


Figura 5

Banda con pliegues isoclinales intrafoliares de la ultramilonita U_1 (fotografía "in situ" en la pared septentrional del afloramiento).

anterior A de una masa blastomilonítica B_1 , que se sitúa claramente por encima y discordante con las estructuras de A . Tiene una potencia media de 1 metro y en el corte que hemos tomado de referencia (fig. 2), posee un espesor de 0,8 metros.

De muro a techo presenta dos facies bien diferenciadas:

B.1.a. Granulada, con individuos de cuarzo y feldespato de un tamaño medio entre los 1 y 2 milímetros (fig. 4 A), aunque a veces de forma aislada engloba fenocristales de unos 3-4 centímetros. No posee foliación visible y constituye la base de B_1 , en contacto directo con el conjunto A a través de la superficie alabeada citada que a veces puede ser una delgada cinta ultramilonítica que desaparece lateralmente. Debe representar las facies de borde entre el nivel cataclástico y la roca "caja" afectada.

B.1.b. Facies blastomilonítica, con una marcada foliación S_1^B . Son visibles porfiroclastos feldespáticos de hasta 2,3 centímetros embebidos en la me-

sostasis, que también engloba otros individuos de menor tamaño; en ambos casos poseen señales de rotura y estructura de flujo (coincidentes con la foliación) típicas de estas rocas cataclásticas (fig. 4 b). La foliación S_1^B es casi, no totalmente, coincidente con la superficie alabeada que separa B_1 de A .

III.3. Por encima de B_1 se encuentra 0,80 de una roca ultramilonítica U con bandas milimétricas claras y oscuras alternantes, de aparente aspecto semejantes a las rocas estratificadas. Está constituida en su mayor parte por granos de cuarzo y feldespato muy finos, con dimensiones que varían entre los 0,03 milímetros a los 0,005 milímetros, siendo los tamaños medios los más frecuentes; poseen textura acicular y la recristalización sólo ha conservado pequeños relictos de granos feldespáticos cuarzo y micas. A simple vista son observables también en algunas capas relictos aislados de feldespatos de dimensiones milimétricas. Al microscopio y a la observación directa son visibles microlentículos de

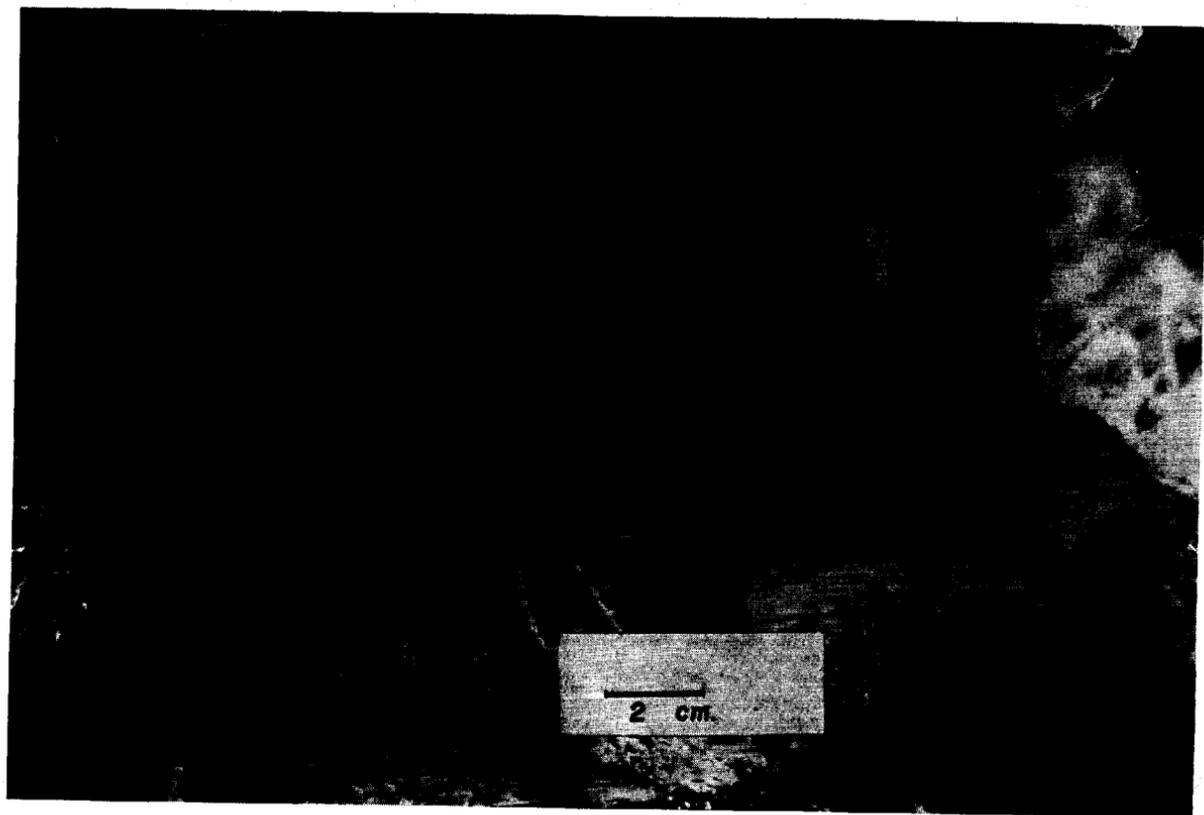


Figura 5

Banda con pliegues isoclinales intrafoliares de la ultramilonita U_1 (fotografía "in situ" en la pared septentrional del afloramiento).

cuarzo neocrystalizado en zonas preferenciales con textura mortero (*mortar texture*).

El aspecto estratoide de esta ultramilonita está motivado por la foliación (o bandeoado tectónico en este caso), S^U muy visible en el afloramiento. También directamente se destaca la lineación L_1 , así como pliegues infrafoliares de diversas tamaños

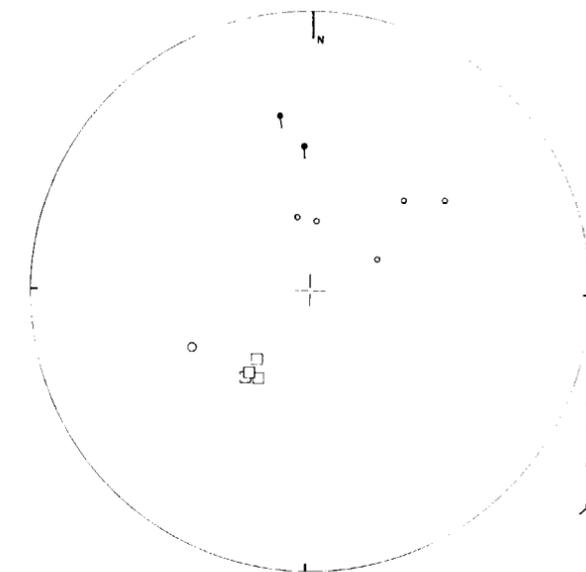


Figura 6

Proyección estereográfica (Wulff hemisferio inferior) de los diferentes elementos estructurales definidos en el texto.

(fig. 5) con planos axiales paralelos a la foliación, y con ejes que definen a L_1 . La relación geométrica entre L_1 y S_1^U se indica en la figura 6 (donde $S_1^M = S_1^U$).

Todas estas características pueden hacer encajar esta roca en el grupo de las holomiloníticas (holo-my-litablastites) según la nomenclatura propuesta por ZECK (1974) atendiendo a que son visibles los efectos de una recristalización y deformación simultáneas. (La discusión del término "simultáneo" se hará posteriormente.) Según la nomenclatura de HOBBS *et al.* (1976) será una blastomilonita. Sin embargo, en este trabajo nos hemos adaptado a la clasificación de HIGGINS (1971) por lo cual utilizaremos para las rocas del tipo de U , la denominación de ultramilonitas. Término que se separa conceptualmente de su homónimo de ZECK (1974) basado en BORIONI (1971) que la considera como una milonita recristalizada.

Los pliegues introfoliares ocupan, en la masa estratoide U_1 , una estrecha banda situada en los tramos medios de dicho nivel litoestructural. Más concretamente se sitúan entre los 35 y 40 centímetros

del "techo" de U_1 , con una relación de potencias entre dicha estrecha banda con pliegues y la total de U , de $1/13 (= 80/6)$. Es decir la banda donde son visibles pliegues intrafoliares es $1/13$ veces más delgada que el espesor de U_1 . En esta banda y por la observación al microscopio de algunas láminas delgadas se pueden diferenciar dos facies estructurales sensiblemente distintas:

Facies U_1^1 : constituida por pliegues infrafoliares, isoclinales, paralelos a la foliación, presentan gran continuidad, que va desde la escala centimétrica como se observan en el mismo afloramiento hasta la milimétrica. Los pliegues son de charnela estrecha, agudos, con flancos levemente inclinados, casi rectos, aunque no del todo; paralelos entre sí, y particularmente largos. En general son semejantes a los considerados como de tipo "similar". La conjunción de S^U y S_1^U da lugar a la lineación L_1 .

Facies U_{12} : es notable la frecuente existencia de facies de desgarre o deslizamiento que rompe la continuidad de los microcapas.

Una y otra facies están representadas por las láminas de las figuras 7 y 8 a b, respectivamente.

III.3.1. Facies U_1^1 .

Pliegues isoclinales con planos axiales S_1^{U1} paralelos a la foliación S^U . En las facies estructurales miloníticas U_1^1 podemos tomar como parámetros, dada su isoclinidad, los aquí definidos por d =longitud y W =anchura respectivamente entre dos "puntos" de charnelas contrarias pero consecutivas de los pliegues (fig. 9), y como α el ángulo que forma la recta que une los "puntos" anteriormente considerados con una dirección media de la foliación en cada lámina, o pared del afloramiento que se trabaje. (Nótese que estos parámetros son sensiblemente diferentes tanto a los considerados por RAMSAY, 1967, como por HANSEN, 1971.)

La variación en U_1^1 de la relación $d/W (= \tan \psi)$ respecto al ángulo α está indicado en la figura 10.

De la gráfica de la figura 10 se desprende como consecuencias que: a) cuanto mayor es la adaptación, o paralelismo con la dirección de la foliación, tanto mayor es la relación d/w .

b) La variación de d/w con respecto a α parece ser tramos de dos hipérbolas equiláteras; es decir, que para una de ellas $d/w \cdot \alpha = K_1$ o sea:

$$\frac{d}{w} = \frac{1}{K_1} \cdot \alpha$$

La representación gráfica de $w/d=f(\alpha)$, en efecto, nos ha proporcionado una casi rígida variación lineal en ambos cuadrantes habiéndose obtenido un valor $1/K_1=0.83$, por tanto, $1/K_2=-0.83$, para el primero y cuarto cuadrante respectivamente. Lo cual nos permite conocer la ecuación de las dos ramas

gran variación de α para conseguir cierta modificación en w . Por tanto ante el escaso intervalo de variación en w , se deduce que en la gráfica $d/w-\alpha$, el factor que domina en el eje de ordenadas es d . En otras palabras, la adaptación depende fundamentalmente de d , no de w .

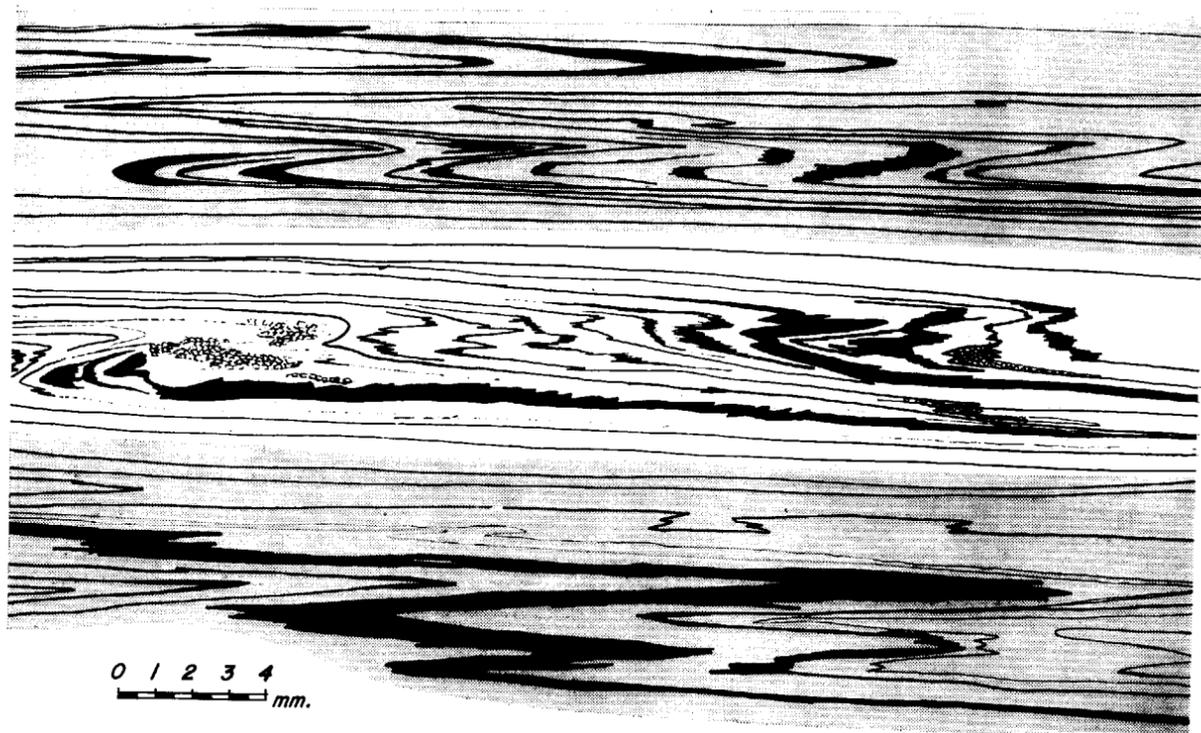


Figura 7

Vista en detalle de algunas estructuras que se observan en la estrecha banda plegada (figura 5) de U_1 . En este caso no se advierte una pérdida de cohesión o discontinuidad destacada en las capas. Ello nos define la facies estructural U_1^1 (véase texto). Realizado a partir del positivado fotográfico de una lámina delgada.)

hiperbólicas de la figura 10, y que respectivamente son:

$$\frac{d}{w} \cdot \alpha = 1.2 \quad \text{y} \quad \frac{d}{w} \cdot \alpha = -1.2$$

Por otra parte las variaciones de d y w con respecto a α muestran (fig. 11) una disposición tal que permite sacar en conclusión: que si bien la dispersión de d no conduce hacia un resultado concreto, la variación de w con respecto a α se adapta a una recta pasando por el origen y con escasa pendiente con la abscisa. Es decir, es necesario una relativa

La adaptación en el caso de los pliegues centimétricos que se ven en el mismo afloramiento (fig. 5) es casi total (los planos axiales de dichos pliegues isoclinales son coincidentes con la foliación S_1^U) y en ellos el valor de d/w es de aproximadamente 27, valor que encaja en la curva de la figura 10, haciendo la salvedad de que la tendencia asintótica que muestran las ramas hiperbólicas en esa gráfica tiene un error máximo en los intervalos próximos a $\alpha=0$, ya que en la realidad es muy difícil, o imposible, discernir o medir diferencias angulares por debajo del 1.º



Figura 8

Facies estructural U_2 de la ultramilonita U_1 . a) Las capas (S_1^U) están traspuestas por superficies de cizalla S_2^U que tienen su más amplia manifestación en las zonas axiales de los micropliegues. b) Además de la S_2^U se observan otros elementos secundarios S_3^U (en m , n y p) cuyo grado de adaptación a la foliación general S^U es variable. (Ambos casos están reproducidos a partir del positivado fotográfico de láminas delgadas).

III.3.2. Facies U_1^2 .

En estas facies estructurales la continuidad de los microcapas plegadas es menor; prácticamente todas las que forman parte de las zonas axiales de los micropliegues están interrumpidos por planos de discontinuidad (figs. 8 a y b) que corresponden a pla-

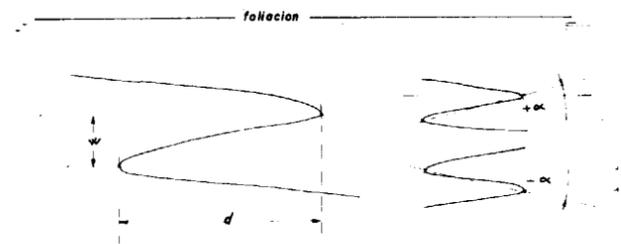


Figura 9

Definición geométrica de los parámetros d , w y α para pliegues isoclinales, según se explica en el texto. Los planos axiales son paralelos a la foliación. El ángulo α puede tener dos sentidos y aquí se toman positivos o negativos según una referencia arbitraria. Estos parámetros aquí expuestos difieren de los definidos por otros autores y sólo se refieren a pliegues isoclinales.

nos (o superficies) de deslizamiento que definen el elemento planar S_2^{U2} .

También son visibles microestructuras sigmoidales esta vez no de dilatación sino motivadas por transposición y aplastamiento debidos al cizallamiento. Estos sigmoides definen a su vez microplie-

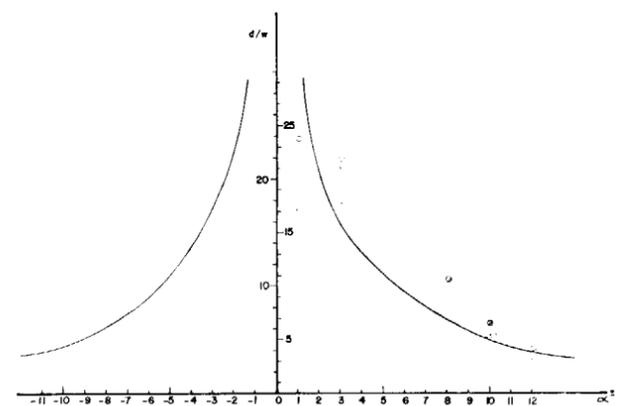


Figura 10

Gráfica de la variación d/w con respecto a α , obtenida en las facies estructurales U_1^1 y U_1^2 de la banda con pliegues isoclinales en la ultramilonita U_1 . La variación es una función hiperbólica y se obtienen puntos en los 1.º y 4.º cuadrantes, es decir, las ramas de dos hipérbolas simétricas respecto al eje de ordenadas.

gues secundarios con planos axiales S^{U2} , tales que forman un ángulo variable con la foliación S_1^{U1} y, por tanto, también con S_1^{U1} y S_2^{U1} . El grado de adaptación que tales planos axiales secundarios muestran tener con S^U parece estar en función directa del mayor desarrollo e importancia de la traslación que se ha producido entre las dos superficies de deslizamiento que limitan a esos sigmoides, a la vez que del mayor aplastamiento según la perpendicular a dicha dirección (compárense las áreas m , n y p de la figura 8 b).

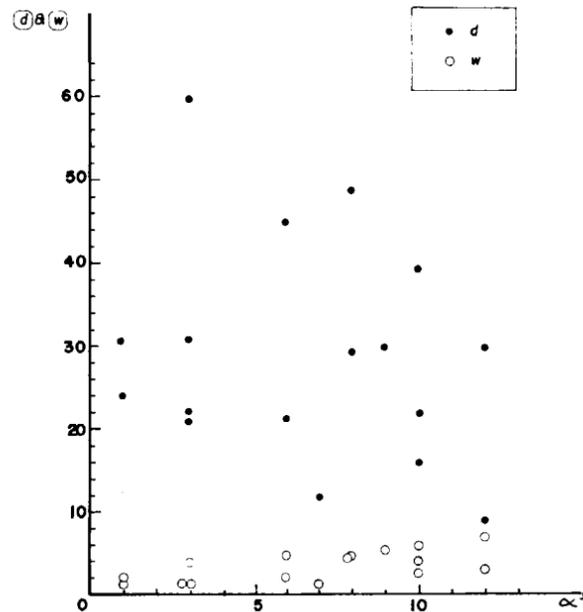


Figura 11

Gráfica de la variación de d y w con respecto a α . De su observación se desprende que los valores de d están dispersos, en contraposición con los de w que se ajustan a una recta cercana al eje de abscisas.

III.4. El corte continúa hacia el "techo" con 0,16 metros de una roca embrechítica, B_2 , con lenticulas y venulas que definen una foliación S^{B2} marcada tanto por las bandas micáceas (biotitas) como por las acumulaciones cuarzo-feldespáticas que en ocasiones parecen ver blastoporfiroides feldespáticos aplastados según la foliación. En detalle, la foliación S^{B2} está afectada por pequeños pliegues con planos axiales subparalelos, S_1^{B2} (fig. 2), con una dirección y buzamiento medio de $155^\circ/50^\circ$ NE respectivamente (fig. 6), espaciados centimétricamente. En los intervalos entre dos de estos micropliegues consecutivos la foliación S^{B2} es totalmente concordante con S_1^{U1} .

Por sus características este nivel B_2 puede ser considerado como un gneiss milonítico, adaptándonos a la nomenclatura de HIGGINS (1971) según la definición y figuras que dicho autor muestra (op. cit., fig. 11 y págs. 16-21).

III.5. Por encima y con un espesor de 0,10 metros, se encuentra una "capa" U_2 con características muy similares a la roca ultramilonítica U_1 ya des-

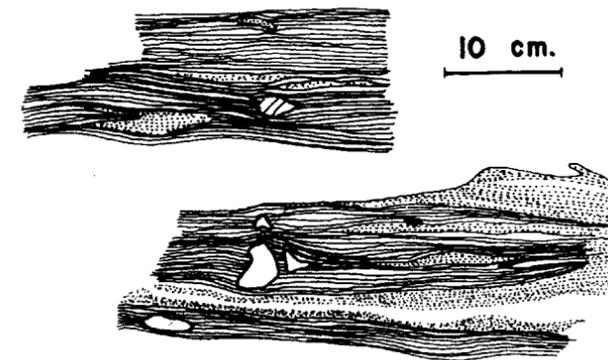


Figura 12

Detalle del nivel balstomilonítico C (de una fotografía). La fracturación interna del porfiroclasto es producto de la componente de aplastamiento perpendicular a la foliación, que favorece la extensión del fenocristal. Se encuentran también rootless de pliegues intrafoliares, con planos axiales paralelos a la foliación.

crita en III.3. En este caso, sin embargo, no son visibles pliegues infrafoliares.

III.6. El corte prosigue con 0,25 metros de facies gneissicas micáceas C , a veces con estructuras nebulíticas (fig. 12) conteniendo porfiroclastos algunos de los cuales muestra una fracturación interna no coincidente con la dominante foliación S^C . Esta foliación es concordante con todas las demás foliaciones S definidas anteriormente (figs. 2 y 6), estando aquí representadas además por lechos lenticulares de masas más claras cuarzo feldespáticas con textura granoblástica. Paralelamente a S^C se encuentran, de forma aislada y mal definidas, charnelas de pliegues cuyas capas no muestran continuidad por haber sido traspuestos y trasladados diferencialmente. Esos "rootless" o pliegues intrafoliares son relictos tectónicos de pliegues isoclinales con planos axiales S_1^C paralelos a S^C que han sido desplazadas según dicha foliación.

Los caracteres generales de C nos hacen clasificarlas como correspondiente a una roca cataclástica con facies que es intermedia entre las blastomilonitas y los gneisses miloníticos.

III.7. El siguiente nivel lo constituyen rocas blastomiloníticas, D , con textura granoblástica a las que se asocian concordantemente lechos de rocas ultramiloníticas como las descritas en U_1 y U_2 . Ambos tipos de rocas son difíciles de separar en el corte debido a las malas condiciones de afloramiento y a su interdigitación. No obstante, es posible distinguir fácilmente una foliación S^D la cual está a su vez plegada, por rotación, en estructuras decimétricas aunque con planos axiales concordantes con la foliación general. Los ejes de tales pliegues son concordantes con los intrafoliares de U_1 .

Destaca asimismo la existencia en una capa relativamente más competente con un boudinage según dos ejes, los a y b de la deformación, presentando pues una estructura en "tableta de chocolate".

III.8. El corte finaliza con 0,18 metros de gneisses miloníticos E , con abundante biotita y con venillas de acumulación cuarzo-feldespáticas que definen una marcada foliación S^E paralela a todas las ya descritas S del corte. Esta foliación S^E dibuja a su vez micropliegues con desos planos axiales los cuales definen una nueva superficie planar S_1^E , cuya penetrabilidad y densidad óptimas se encuentra en las "capas" con venulas leucócratas, pero es refractaria y poco fácil a desarrollarse en la capa intermedia más fémica (fig. 13).

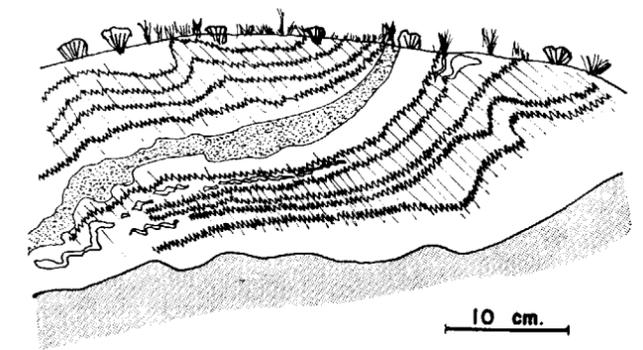


Figura 13

Detalle del nivel de gneisses miloníticos E .

IV. DEFORMACION

IV.1. Para el conjunto A , la existencia de la foliación S_1^A nos hace deducir una deformación F_1 acompañada de recrystalización en unas condiciones catazonales, que dieron lugar a tal foliación. Corresponde a una fase de migmatización.

La existencia de las facies estructurales A_1 , A_2 y A_3 , con sus elementos planares S_2^A , manifiestas en principio la subsiguiente implicación de estos materiales en una F_2 posterior. A este respecto, debemos considerar:

a) Las condiciones en que se encontraba este sistema rocoso durante F_1 debieron quizás ser diferentes de los que posiblemente se encontró durante F_2 ; en ambas se produce una recristalización de minerales cuarzo-feldespáticos y micas. Sin embargo en un caso la recristalización afecta a toda la masa además de ser motivada por migmatización, y en F_2 tal recristalización sólo puede ser deducida para las delgadas bandas que materializan las superficies o planos de cizallamiento. (Es posible que en algunos casos, como sugiere RAMBERG (1952) este último proceso se dé también en las venas (en este caso en los sigmoides) por fusión parcial, local o reemplazamientos parciales en estado sólido.) Además, puede ser el caso, según MEHNERT, que tales zonas de cizalla fueran formadas a más bajas temperaturas.

b) En cuanto a las condiciones del estado físico existente entonces en este sistema su determinación exacta es muy difícil. No obstante, muchas de las estructuras migmatíticas observables en este tipo de rocas tienen gran semejanza con las que experimentalmente se obtienen en el movimiento no estacionario de un fluido (MARTÍN ESCORZA, 1971, a), por lo que de alguna manera es posible poder suponer que para dicha rocas esas estructuras se formaron bajo condiciones plástico-viscosas, análogamente a su vez a como, según se estima, sucede en los metales sometidos a importantes campos de esfuerzos (TSELIKOV, 1967).

c) Por otra parte, la presencia de estructuras debidas a cizallamientos son prácticamente una característica de la estructura diktiomítica, en cuerpos migmatíticos y sugieren que en ciertas áreas de la roca la movilidad diferencial es mayor (MEHNERT, 1968, págs. 9 y 73). Lo cual parece asimismo denotar un aumento de la $P-T$ en el sistema. Sin embargo, la convivencia y transición lateral que se observa entre las facies estructurales A_1 , A_2 y A_3 , hacen suponer que este aumento de PT no fue suficiente como para afectar por igual a toda la masa y en todo caso sólo se desarrolló en los entornos volumétricos más favorables. Además tales procesos cizallantes pueden ser contemporáneos con la formación de algunas venas sigmoidales.

d) Las conclusiones que sobre la relación temporal que otros autores han tratado de establecer entre facies semejantes a las aquí descritas como A_1 , A_2 y A_3 , quedan expuestas en MEHNER (1968), págs. 9-15 y tal como allí se resume: son difíciles de determinar. En nuestro caso hemos visto claramente que los planos de cizalla de A_2 trastocan y modifican la foliación S_1^A produciendo una notable variación en su geometría, lo cual en principio podría ser interpretado claramente, y ya lo hemos dicho, como debido a un efecto posterior.

Con todo ello, podemos decir que tenemos, hasta donde las estructuras parecen deducir, datos acerca de la existencia de una deformación F_2 que produjo estructuras que varían de pliegues continuos (facies A_1) a sigmoides discontinuos asociados a planos de cizalla (facies A_3) con transposición, pasando por facies intermedias A_2 de strain-slip cleavage.

Cabe preguntarse, no obstante, si F_2 es consecuencia de unas esfuerzos continuados, de unos esfuerzos que actuaron a modo de impulsos discretos o de un solo esfuerzo momentáneo. En el primer caso el resultado es una deformación progresiva a lo largo de un cierto tiempo; en el segundo caso, la deformación puede ser considerada como una serie o sucesión de etapas cada una de las cuales da lugar a distintas estructuras en intervalos de tiempo separados; en el tercer caso, el esfuerzo es único, momentáneo, y sólo la diferente resistencia a la deformación en los distintos puntos de la roca provoca la heterogeneidad de estructuras resultantes. Cualquiera de estas posibilidades puede dar lugar al resultado final estructural que hoy observamos.

La escala de observación es en nuestro caso de algunos metros y por tanto las deducciones que aquí se hagan sólo pueden tener un valor puntual. Tal consideración de escala nos inclina a apreciar que la heterogeneidad inicial antes de F_2 no debió ser importante, y por tanto podemos argumentar cierta isotropía del sistema rocoso en este punto respecto a su resistencia a la deformación. Es decir que, en principio nos inclinamos, con las puntualizaciones citadas, a considerar para F_2 un proceso de deformación progresiva en el que la movilidad fue localizándose en planos favorables a medida que las mismas estructuras (y por tanto heterogeneidades) se iban desarrollando.

Bajo tal suposición de una deformación progresiva el proceso de F_2 se puede contemplar desde un desarrollo inicial y generalizado de facies estructurales A_1 , que quedaban inmediatamente después

“fósiles” en ciertos entornos volumétricos y que desaparecerían en la mayor parte de la masa para dar paso a los strain-slip cleavage de las facies A_2 , las cuales también se conservaron en otros entornos. Pero, ante la constante deformadora, y aprovechando las facilidades que dichos planos producen por ser en ellos donde más fácilmente tiene lugar la movilidad, se desarrolló un deslizamiento aún mayor que hizo perder la cohesión, apareciendo la facies A_3 caracterizadas por las existencia de planos de cizalla.

IV.2. En la banda ultramilonítica U_1 , la foliación o bandeado tectónico, bien visible en el afloramiento, creemos que es consecuencia de un proceso cataclástico, el cual produjo una trituración y molienda al que se asoció una recristalización. Todo ello se puede incluir en una deformación F_3 cuyas

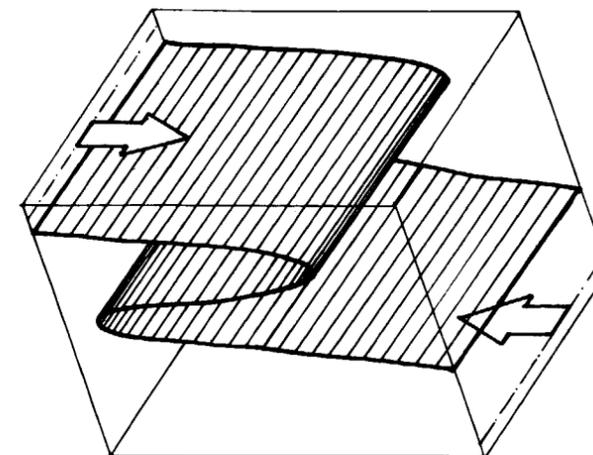


Figura 14

Esquema del mecanismo de cizalla que probablemente dio lugar a la formación, por aplastamiento y flujo, de los pliegues intrafoliares de la ultramilonita U_1 . Las flechas indican el sentido del movimiento.

condiciones debieron corresponder a niveles catazonales, como se supone tienen lugar la formación de este tipo de rocas miloníticas (BELLIERE, 1971).

Los pliegues intrafoliares nos evidencian además la acción de un cizallamiento (SANDER, 1948-50; HIGGINS, 1971), según la polaridad que se representa en la figura 14, y que podemos suponer debida a una nueva y posterior (*) deformación F_4 . Pro-

(*) Hay distintos criterios acerca de si estas estructuras relativamente frecuentes en ciertas rocas cataclásticas representan una nueva fase de deformación. La discusión y exposición de ello puede encontrarse en HIGGINS (1971, págs. 64-65).

ducto de F_4 es también la alineación L_1 visible, que es resultado de la intersección de S^U con S_1^U . Tal alineación aunque se encuentra sobre el plano de foliación forma un cierto ángulo o pitch con él; precisamente la dirección perpendicular a L_1 es la de cizallamiento.

El mecanismo íntimo por el cual se producen estos pliegues está poco claro. Podemos no obstante, suponerlo debidos tanto a la aparición de numerosos y penetrativos planos de deslizamiento diferencial en la masa rocosa (*Gleitbrettfalte*, SCHMIDT, 1932) como a la formación de numerosos planos de flujo tal como los entiende CAREY (1954). En cualquier caso, sea por un proceso u otro, sea por una combinación de ambos, tal deformación va acompañada (o es consecuencia) de un esfuerzo compresivo que da lugar a un aplastamiento y estiramiento en la dirección perpendicular y paralela respectivamente a los planos de deslizamiento y/o flujo, los cuales se apoyan a su vez en la foliación. El plegamiento, a la observación directa, es del tipo de flujo-flexión, según la nomenclatura de DONATH y PARKER (1964).

Dicho esfuerzo compresivo debió someter a la roca a un aplastamiento según una dirección que inicialmente formaría un ángulo de unos 45° con la dirección de cizallamiento. Este ángulo fue aumentado conforme progresó la deformación, ocasionando un estiramiento correlativo en los ejes a y b de distorsión (ambos en el plano de foliación S^U), así como un gradual aplastamiento según el eje c (perpendicular a tal foliación). La progresión (fig. 15) es tal que la rotación interna va haciéndose menor conforme el plano ab de deformación se coloca o tiende a colocarse paralelamente a la cizalla consiguiéndose entonces un estiramiento máximo según a y un aplastamiento mínimo en c . Durante esta evolución progresiva de la deformación no se tiene necesariamente que conservar la perpendicularidad de los ejes principales (MEANS, 1976, fig. 15-2), aunque en el estado inicial y final sí lo son. Los procesos naturales de este tipo pueden comprenderse mejor comparándolos con los resultados obtenidos en algunos modelos experimentales como los recientemente realizados por GNOSH y RAMBERG (1976) sobre material plástico por medio de un mecanismo único de simple cizalla.

Los pliegues intrafoliares de la ultramilonita U_1 sólo se encuentran en una estrecha zona paralela a la foliación. En estos pliegues isoclinales hemos diferenciado (véase III.3) dos principales facies es-

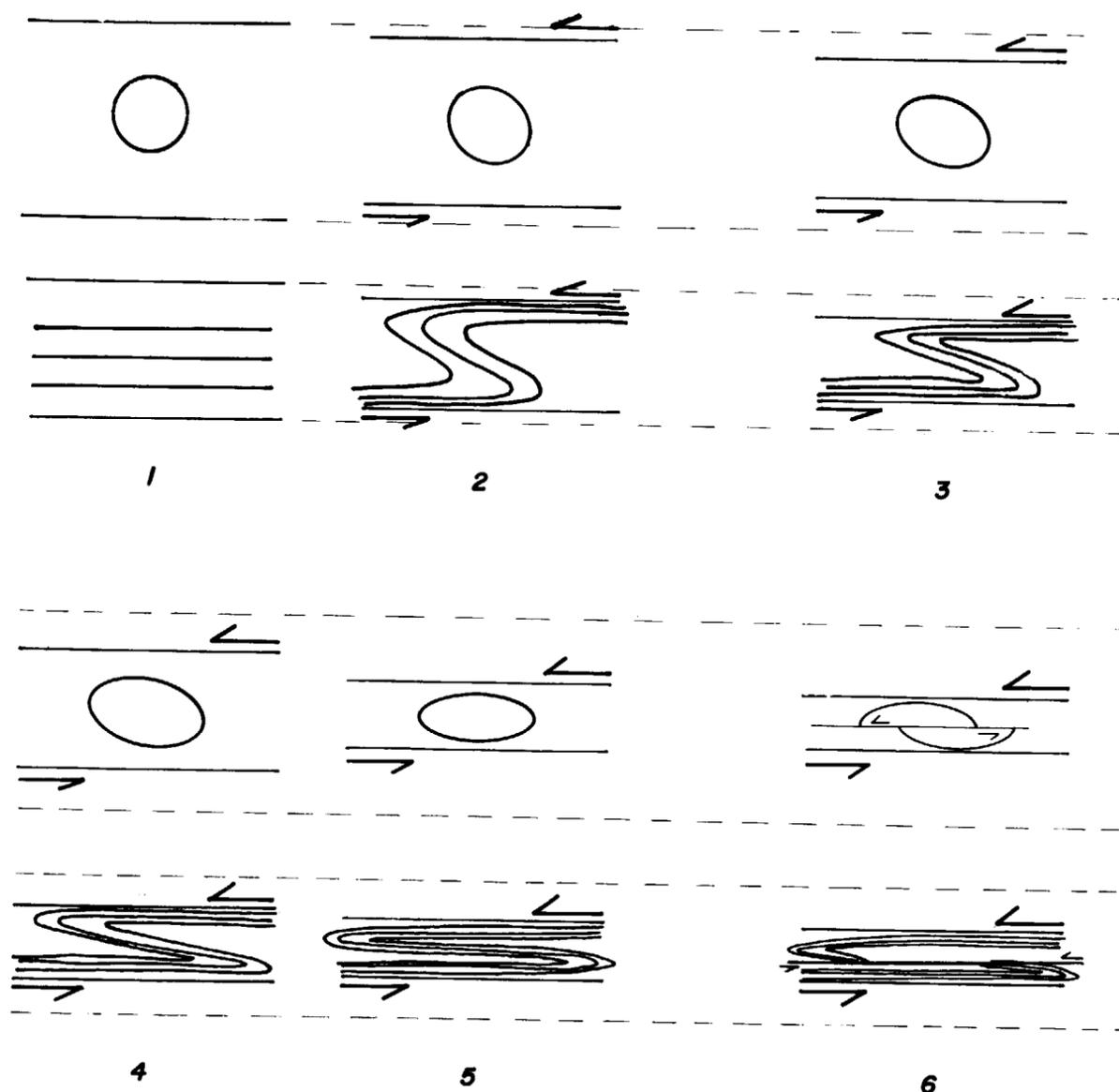


Figura 15

Esquema, por medio de elipsoides de distorsión y por pliegues, de la deformación por cizalla (a la que se asocia un aplastamiento), que suponemos causó la formación U_1^1 y U_1^2 . Este esquema es sólo un intento de aproximación al proceso real en el plano transversal. La deformación, tal y como se expone aquí, debió ser progresiva conservándose las condiciones de plasticidad bajo las cuales se desarrollaron aquellos mecanismos de flujo que conservando la coherencia y continuidad permitieron que fuera gradualmente aumentando el estiramiento y aplastamiento. No obstante, a partir de un cierto valor de las condiciones, se rebasó (6) el límite de plasticidad, apareciendo y haciéndose visibles planos de deslizamiento que rompen y trastocan las anteriores estructuras

estructurales: U_1^1 y U_1^2 . La U_1^1 refleja una deformación continua dominante (fig. 7) sin transposiciones, con pliegues cuyos planos axiales son coincidentes con la foliación S_1^U ; la U_1^2 , sin embargo (figs. 8 a y b) denota la existencia de dislocaciones,

roturas, etc., es decir, una deformación discontinua lo cual indica que para estas facies se rebasó el límite de plasticidad. Las transposiciones de U_1^2 están materializadas, con planos *Gleitbrett*, sólo visibles en láminas delgadas, con un espaciado dis-

creto y de variable extensión longitudinal. Estos planos de movimiento diferencial finitos S_3^U , se encuentran tanto en las zonas axiales de los micropliegues (donde, como describe McTAGGART, 1960, suelen ser más frecuentes y numerosos), como en los flancos (ver figuras 8 a y b); sin embargo, no muestran la densidad que para un caso ideal y generalizado expone SANDER (1948-50, en la figura 51).

Igualmente creemos que esta deformación progresiva tiene una estrecha relación con los diferentes valores que hemos encontrado de los parámetros d/w , d y su variación con α . El gradual aumento de d (o alejamiento de charnelas) y α (adaptación a la foliación) pensamos que es consecuencia precisamente del progresivo estiramiento en el plano ab , el cual hace que tras alcanzar ciertos valores, el material rebasa el límite de plasticidad y se rompe (fig. 15.6), desarrollándose entonces los planos de deslizamiento finito S_3^U , haciéndose ya la deformación discontinua. Tal ruptura se hace a favor de estos planos de movimiento los cuales provocan a su vez la formación de micropliegues por transposición y aplastamiento (figs. 8 a y b).

La ruptura, y traslación diferencial finita inmediatamente subfrecuente, motivan, a nuestro juicio, una rápida pérdida energética que pensamos consume todo el gradiente de esfuerzos disponible, puesto que no se observan estructuras que manifiesten una deformación posterior. En conexión con ello creemos que se puede considerar la presencia de microlentejones de cuarzo relativamente bien cristalizado que, en sentido amplio, constituyen una textura mortero (mortar texture, HIGGINS, 1971). Tal textura mortero (t. m.) se encuentra en estrecha relación con las áreas donde son visibles los planos de transposición S^{2U} (figs. 7, 8 a y b), tanto en las zonas axiales como de flancos. Además, no muestra ninguna fábrica tectónica interna, por lo que puede ser interpretada como el último producto de cristalización de todo el proceso F_1 .

La aparición de la textura mortero puede corresponder pues a la última etapa de F_1 , produciéndose entonces una "cristalización estática" como consecuencia del cese de las acciones dinámicas. Esta etapa quizás puede, de algún modo ser semejante a análogos procesos de cristalización estática que tienen lugar en la laminación tecnológica (rolling) de los metales (McQUEEN y MCGREGOR TEGART, 1975).

IV.3. El gneis milonítico B_2 presenta una foliación S_2^B concordantes con S^U y sin duda fue gene-

rada junto a aquella en el proceso cataclástico que tuvo lugar en F_3 bajo condiciones catazonales.

Este nivel presenta también unos micropliegues con planos axiales S_1^{B2} que deben corresponder a una nueva deformación y que en principio hacemos corresponder a la ya mencionada F_4 .

Ahora bien, aún siendo adyacente a U_1 , la vergencia de estos micropliegues manifiesta un sentido de desplazamiento precisamente opuesto al deducido para U_1 durante la misma F_4 . La explicación de este hecho hay que buscarla teniendo en cuenta tanto la dinámica que dio origen a ambas estructuras como el distinto carácter litológico y por consecuencia, diferente comportamiento mecánico de ambos conjuntos "estratificados", ya que este gradiente litológico puede hacer que, para este tipo de deformaciones en estado plástico, la superficie frontera entre ambas "capas" pueda constituir una lámina de mayor resistencia y viscosidad, dando lugar a un distinto valor del deslizamiento diferencial en una capa respecto a la otra. Esta lámina puede entonces actuar de delgada capa más resistiva con relación a la masa de los niveles litoestructurales diferenciales en los que el gradiente litológico producido por la cataclisis F_3 es menor.

Esta misma consideración podemos hacer para los niveles adyacentes a B_2 , con lo cual obtenemos así un modelo en el que U_1 y B_3 son masas "estratificadas" resultantes de F_3 con cierto grado de homogeneidad interna separados por láminas más "competentes" o más resistentes a la deformación. La movilidad diferencial al cizallamiento de F_4 hace que las masas de U_1 y B_2 se deformen pasivamente por flujo frente a los desplazamientos de estas láminas, análogamente SANDER (1948-50, fig. 52). Según ello podemos aproximarnos de algún modo a la explicación de la divergencia antes mencionada del sentido en el desplazamiento pasivo deducido para U_1 y B_2 durante F_4 , apuntando un proceso semejante al que esquematizamos en la figura 16

IV.4. Para la masa rocosa "estratificada" U_2 , podemos decir con relación a F_3 casi las mismas observaciones que para U_1 , pues son del todo semejantes en cuanto a su origen cataclástico y litológico final. Sin embargo, en U_2 no hemos visto estructuras tales como pliegues intrafoliares, sigmoides, etc., por lo que deducimos que, al menos donde nos es posible observarla, es refractaria a F_4 .

IV.5. El origen y formación de los gneises miloníticos y blastomilonitas que configuran el nivel C,

debe hacerse corresponder con el proceso cataclásico F_3 que dio como resultado la foliación S^c . En este conjunto prácticamente coexisten rocas protoclasticas (protoclastic rocks) con series de rocas con una mineralización y recristalización dominantes,

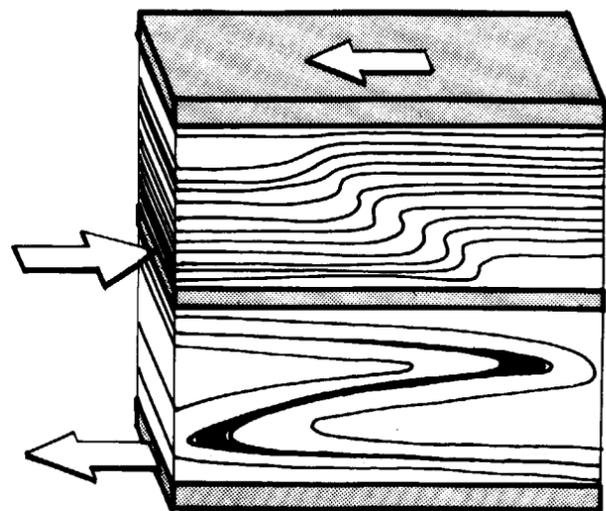


Figura 16

Esquema que intenta explicar dinámicamente la diferente polaridad que muestran las estructuras con simetría monoclinica de los niveles estructurales U_1 (inferior) y B_2 (nivel superior del dibujo). El movimiento diferencial (indicado por las flechas) cambia de sentido de un nivel a otro, admitiendo que precisamente la superficie de separación entre ellos actúa de capa o placa resistiva a la deformación, por ser en ella donde el gradiente litológico es mayor (fundamentalmente según el eje C perpendicular a la foliación). Por otra parte, en esta figura se trata también de expresar que las facies estructurales observadas, aún siendo todas ellas consecuencia de un mismo proceso de cataclasis, responden de manera diferente por ser distinta su ductilidad.

Bajo tal interpretación dinámica las masas, en estado plástico, situadas entre las supuestas láminas más resistentes se deforman ante la cizalla una por flujo pasivo (la inferior) y otra con tendencia a hacerlo por flujo-flexión.

como sucede en general con estos tipos de materiales de origen tectónico (HIGGINS, 1971, pág. 13).

La existencia de "rootless" definidos por charnelas de pliegues isoclinales con planos axiales S_1^c paralelos a S^c , con una evidente transposición, nos evidencia que este conjunto fue afectado por el cizallamiento correspondiente a F_3 , habiéndose desarrollado en él una deformación progresiva del tipo descrito en la figura 15 y IV.2. En este caso, sin embargo, no podemos establecer la posible polaridad dinámica ya que estas charnelas son poco continuas,

dispersas y el grado de transposición es elevado (debido quizá a una mayor predisposición litológica).

IV.6. En el conjunto milonítico suprayacente, D , se interdigitan distintas facies cataclásticas difíciles de separar, pero sin duda todas ellas son consecuencia de la acción cataclástica aquí definida como F_3 .

Se observa asimismo un plegamiento con estructuras geoméricamente diferentes a las formas de U_1 . En este caso con pliegues más abiertos con longitud mayor en la zona curvada y flancos más cortos; tomando como referencia aproximada los modelos expuestos por HANSEN (1971, pág. 13) el estilo que se observa en D es parecido al tipo $H/W=1$, a diferencia del de U_1 cuyos pliegues son semejantes a los que en el mencionado trabajo figuran con $H/W=5$.

El mecanismo de formación también es diferente, en D estos pliegues son debidos a rotación externa, mientras que en U_1 , se desarrollaban por flujo principalmente. Ambos casos, no obstante, son consecuencia del cizallamiento F_3 anteriormente definido.

Para D estos plegamientos también debieron ser motivados por el deslizamiento y traslación diferencial como masa plástico-viscosa pasiva que queda situada entre los niveles litoestructurales adyacentes y cuyos límites mutuos hacen de "capa resistiva". Son, según creemos y hemos expuesto anteriormente, precisamente estas láminas límites o superficies frontera con mayor gradiente litológico los que oponen mayor resistencia a la deformación. Por tanto son superficies favorables para que actúen como capas más "competentes" cuya translación diferencial activa, en respuesta a la cizalla, deforma pasivamente la masa situada entre dos de estas superficies, en este caso a D .

La existencia en este nivel de estructura boudinage en "tableta de chocolate" muestra, según es característico de estas estructuras menores, que el nivel ha experimentado extensión en todas las direcciones de ese plano (RAMSAY, 1967, pág. 112), en este caso de la foliación S^p . El proceso es compatible con lo hasta ahora aquí expuesto pues este tipo de boudinage sería entonces una respuesta al aplastamiento perpendicular a la foliación o una combinación de aplastamiento-cizalla. La presencia de esta estructura por otra parte concreta la relación de las extensiones cuadráticas, λ_1 y λ_2 de la deformación al Campo 1 (con $\lambda_1 > \lambda_2 > 1$) de RAMSAY (1967, fig. 354), y al intervalo de $0 < K < 1$ de la curva o trayectoria de deformación de FLINN (1962, pág. 406), siendo su situación compatible con la

que dicho autor señala teóricamente (op. cit., fig. 6). Su formación además supone que las capas en que se desarrolla tal estructura y que deben ser más competentes respecto a la matriz (RAMSAY, 1967), han experimentado una deformación progresiva en el boudinage evidencia que se ha superado el límite de plasticidad llegándose a la rotura. Proceso, como ya hemos dicho, compatible con las características determinadas para F_3 en otros niveles.

IV.7. El nivel de gneisses milonítico E , debe haberse originado durante la cataclasis F_3 , con desarrollo de la foliación visible S^e .

Esta foliación está afectada por micropliegues con planos axiales S_1^e . Dichas estructuras son debidas a F_3 y su posición, vergencia y geometría son coherentes con los procesos semejantes a los descritos anteriormente en IV.3 y IV.6.

IV.8. El corte que hemos descrito, situado en el Río Cofio, no presenta una clara continuidad ha-

cia el techo. Por encima, no obstante, son visibles rocas variadas de grano medio o grueso de composición cuarzo-feldespática en la que es posible, a veces, reconocer una lineación dominante, que con toda reserva suponemos debida a F_3 .

Pasados unos metros se encuentra asimismo un potente conjunto GM de gneisses miloníticos con clara foliación S^{GM} que hace de mesostasis a ocelos oblastos feldespáticos concordantes con dicha foliación cuya formación se debe a F_3 . En este cuerpo rocoso hemos encontrado diferentes planos axiales S_1^{GM} de pliegues (fig. 17) originados por rotación externa que afectan a la foliación y cuya representación estereográfica polar se da en la figura 18. Comparando los resultados de la figura 18 con los pliegues de U_1 de la figura 6, se observa que aún habiendo sido originadas por distintos mecanismos, ambas estructuras tienen una estrecha concordancia,

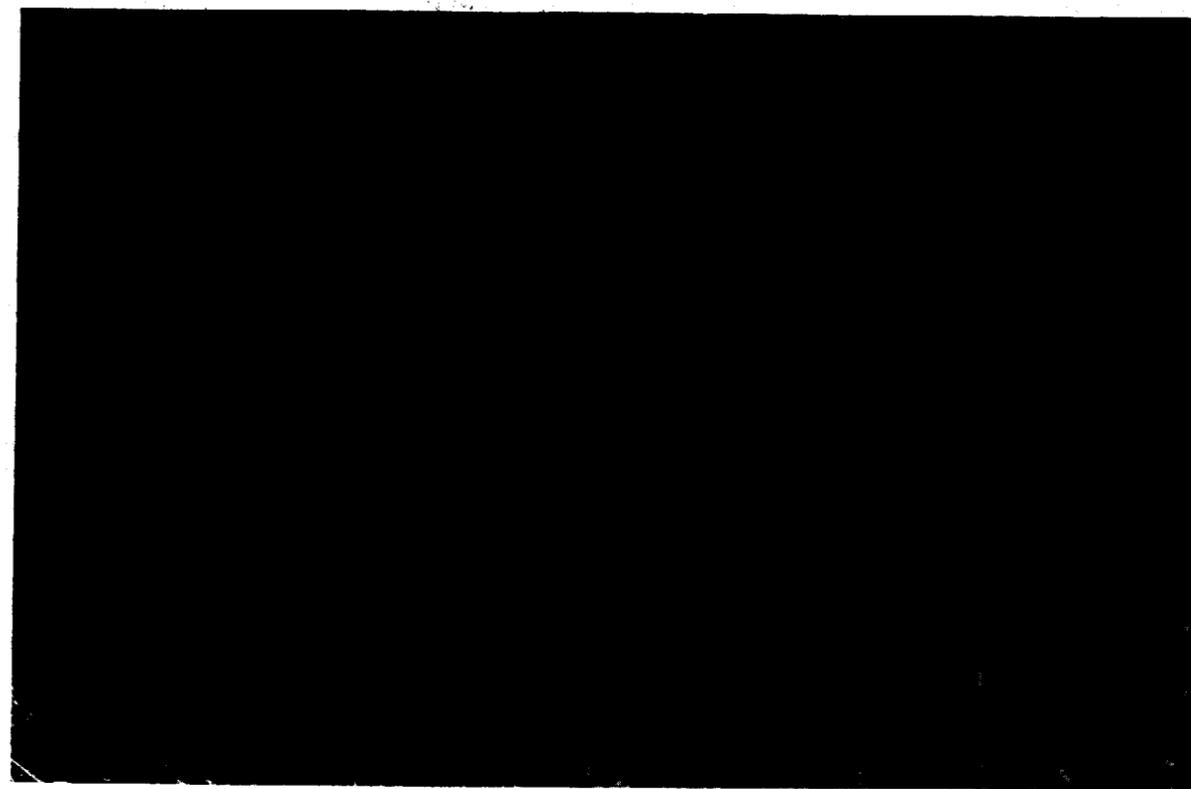


Figura 17

Pliegues isoclinales en los gneisses miloníticos GM con ocelos oblatos, en las cercanías del Río Cofio, a unos 150 metros del corte de la figura 2. La relación d/w en este caso es de 2,35 con $\alpha=25^\circ$, valores que son compatibles con los de la gráfica de la figura 10.

que dicho autor señala teóricamente (op. cit., fig. 6). Su formación además supone que las capas en que se desarrolla tal estructura y que deben ser más competentes respecto a la matriz (RAMSAY, 1967), han experimentado una deformación progresiva en el boudinage evidencia que se ha superado el límite de plasticidad llegándose a la rotura. Proceso, como ya hemos dicho, compatible con las características determinadas para F_4 en otros niveles.

IV.7. El nivel de gneisses milonítico E , debe haberse originado durante la cataclasis F_3 , con desarrollo de la foliación visible S^E .

Esta foliación está afectada por micropliegues con planos axiales S_1^E . Dichas estructuras son debidas a F_4 y su posición, vergencia y geometría son coherentes con los procesos semejantes a los descritos anteriormente en IV.3 y IV.6.

IV.8. El corte que hemos descrito, situado en el Río Cofio, no presenta una clara continuidad ha-

cia el techo. Por encima, no obstante, son visibles rocas variadas de grano medio o grueso de composición cuarzo-feldespática en la que es posible, a veces, reconocer una lineación dominante, que con toda reserva suponemos debida a F_3 .

Pasados unos metros se encuentra asimismo un potente conjunto GM de gneisses miloníticos con clara foliación S^{GM} que hace de mesostasis a ocelos oblastos feldespáticos concordantes con dicha foliación cuya formación se debe a F_1 . En este cuerpo rocoso hemos encontrado diferentes planos axiales S_1^{GM} de pliegues (fig. 17) originados por rotación externa que afectan a la foliación y cuya representación estereográfica polar se da en la figura 18. Comparando los resultados de la figura 18 con los pliegues de U_1 de la figura 6, se observa que aún habiendo sido originadas por distintos mecanismos, ambas estructuras tienen una estrecha concordancia,



Figura 17

Pliegues isoclinales en los gneisses miloníticos GM con ocelos oblatos, en las cercanías del Río Cofio, a unos 150 metros del corte de la figura 2. La relación d/w en este caso es de 2,35 con $\alpha=25^\circ$, valores que son compatibles con los de la gráfica de la figura 10.

lo cual nos permite razonadamente suponer que han sido generadas, como en U_1 , durante el mismo proceso F_1 , según una cizalla tal como se representa en la figura 19.

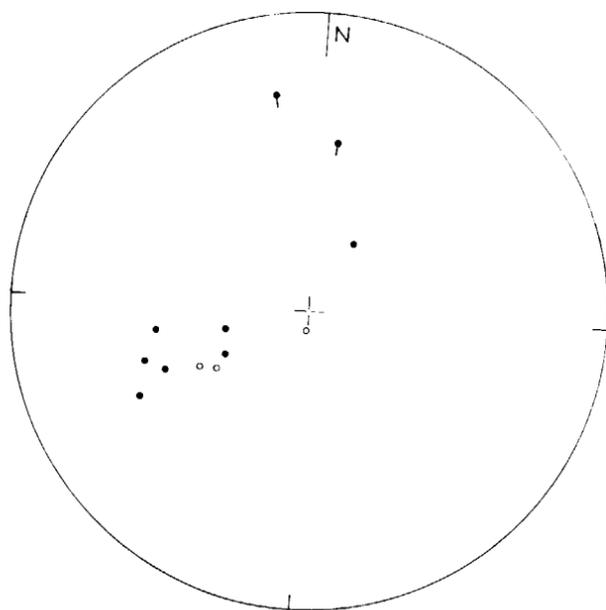


Figura 18

Proyección estereográfica (Wulff, hemisferio inferior) de los planos axiales (círculo en blanco), foliación (círculo en negro) y ejes de los pliegues observados en los gneisses miloníticos GM.

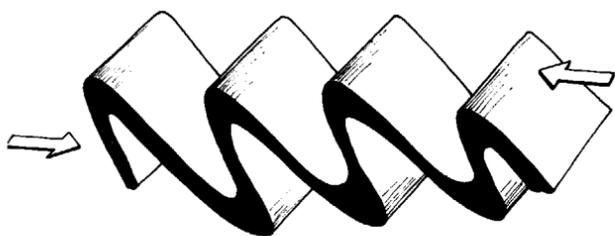


Figura 19

La acción de un cizallamiento sinistral, para un observador mirando al N, pudo ser la principal causa que dio lugar a la formación de los pliegues monoclinicos visibles en los Gneisses Miloníticos GM.

V. INTEGRACION. FASES TECTONICAS

Esquemáticamente, para este punto del Río Cofo, hemos deducido la existencia de las siguientes deformaciones:

F_1 relacionada con un proceso de migmatización. Da lugar a la foliación S_1^A .

F_2 afecta a las migmatitas y refleja una deformación progresiva en cuyo último estadio es cizallante en algunos puntos.

F_3 proceso de cataclasis y milonitización.

F_4 afecta a las milonitas resultantes de F_3 y refleja una deformación continua con microestructuras cizallantes en los últimos episodios.

Las estructuras a que dan lugar estas deformaciones manifiestan que para su formación las condiciones correspondían a niveles profundos, de características catazonales, aunque en detalle no supongan que sean idénticas e todos los casos sino que pueden variar en un amplio espectro difícil de determinar.

V.1. Fases F_1 y F_2 que producen estructuras en la Formación Marmitas.

Ya hemos señalado en IV.1.a. que las condiciones para F_1 y F_2 debieron ser diferentes ya que por ejemplo la recrystalización en F_1 afecta a toda la masa y en F_2 sólo se produce en algunos puntos. Sin embargo, no hay un criterio seguro de separación temporal entre ambos procesos y los autores que han estudiado hechos semejantes en otros lugares no llegan a acuerdos definitivos (véase discusión en MEHNERT, 1968).

Con todo lo dicho, no obstante, es podrían diferenciar dos fases (*) de deformaciones F_1 y F_2 .

F_1 podría en principio considerarse como correlacionable con la F^{II} que señalan FUSTER *et al.* (1974), para amplios sectores del Sistema Central, y se supone estrechamente relacionada con la migmatización

La fase F_2 con un cortejo de estructuras resultantes que varían de las facies A_1 hasta la A_3 , a través de los strain-slip cleavage A_n , refleja condiciones sensiblemente diferentes a F_1 . Ambas manifiestan distintos estadios tectónicos aunque siempre en ambientes catazonales. Por otra parte los planos S_2^A de F_2 tienen una disposición y orientación casi concordantes con los elementos planares S_3 definidos en áreas cercanas, al Norte, correspondientes con una fase tectónica (Tercera fase, de GARCÍA DE MIGUEL, 1975).

(*) Considerando como "fase tectónica" el concepto de ARTHAUD (1970), el cual propugna como pertenecientes a las mismas fases a todas las estructuras tectónicas que se desarrollan en el mismo estadio de la evolución tectónica.

V.2. Fases F_3 y F_4 .

El Conjunto Milonítico manifiesta a su vez la acción de una fase F_3 definida precisamente por el proceso cataclástico que la origina, el cual se produce también en ambientes catazonales. Va acompañada de recrystalización, desarrollo de foliación y da lugar a las distintas facies miloníticas B_1 , C , D y E antes definidas.

Allí donde ha sido posible observarse, la Formación Marmitas y el Conjunto Milonítico se encuentran discordantes y separados por una superficie alabeada, con un buzamiento deducible de unos $30^\circ-40^\circ$ al NE. El contacto se hace por medio de facies granoblásticas y cataclásticas de espesor variable y poca continuidad.

Las facies miloníticas son relativamente frecuentes en la región de Robledo-Santa María de la Alameda y han sido ya citadas por diversos autores GARCÍA DE FIGUEROLA, (19), PEINADO, 1970, 1973, CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; GARCÍA DE MIGUEL, 1975). En ningún caso, no obstante, se tienen estudios de detalle y no es fácil, aunque sí presumible, afirmar que al menos una gran parte de las mismas corresponden a esta fase tectónica F_3 .

En los materiales de origen cataclástico se encuentran estructuras que los afectan y que definen una nueva fase tectónica F_4 . Estas estructuras para una misma capa muestran una penetrabilidad que varía, según creemos, ante las correspondientes diferencias en composición; además, y a escala de conjunto, no se encuentran en todos los niveles, posiblemente debido a las distintas propiedades de ductilidad, movilidad, etc. que son a su vez función de las condiciones locales y variaciones de composición para cada caso.

Esta fase F_4 está motivada fundamentalmente por la acción de un cizallamiento. Teniendo en cuenta el modelo parcial sugerido en el apartado IV.3 y figura 16, podemos optar por considerar un modelo semejante pero general para todos los niveles litostруктурales diferenciados en el Conjunto Milonítico (fig. 20), a partir del cual podemos explicar las divergencias estructurales observadas en cada uno de ellos. Tal modelo general se basa, como ya hemos dicho, en que las superficies limitantes de los diferentes niveles, separan litoestructuras con distinta ductilidad y ante una acción cizallante son precisamente estas superfincies por su mayor gradiente litológico y menor cohesión, las que poseen una mayor movilidad. Una vez iniciado el desliza-

miento diferencial, estos límites actúan como elementos activos que influyen por viscosidad sobre la masa situada entre ellos, deformándolas según mecanismos que varían, según la ductilidad de cada capa y atendiendo al concepto de DONATH y PARKER, (1964), desde deslizamientos (slip) a flujo, en función del contraste de ductilidad (fig. 21).

Esta fase de cizallamiento en el caso de la "capa" ultramilonítica U_1 afecta a una estrecha banda que se pliega dando lugar a pliegues intrafoliares con ejes situados en el plano de foliación pero formando un pitch con dicha foliación. El cizallamiento, que

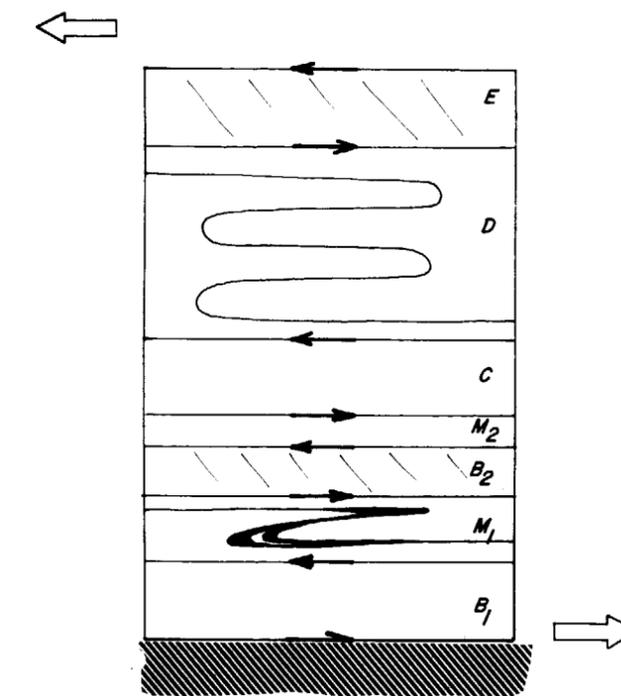


Figura 20

Estamos, pues, para F_4 ante un conjunto multi "estratificado" en el que cada nivel se deforma a su manera según sus propias condiciones, fundamentalmente su ductilidad ($M_1 = V_1$; $\mu_2 = \mu_2$).

debe ser perpendicular a dicha lineación, tiene una dirección que se determina a través de las proyecciones Wulff de las figuras 6 y es coincidente con la determinada en los gneisses oclares GM de la figura 18. Su sentido, en un plano transversal y para un observador mirando al Norte, es en contra de las agujas del reloj. La vergencia hacia el SW de los pliegues monoclinicos en GM, es compatible con tal dinámica

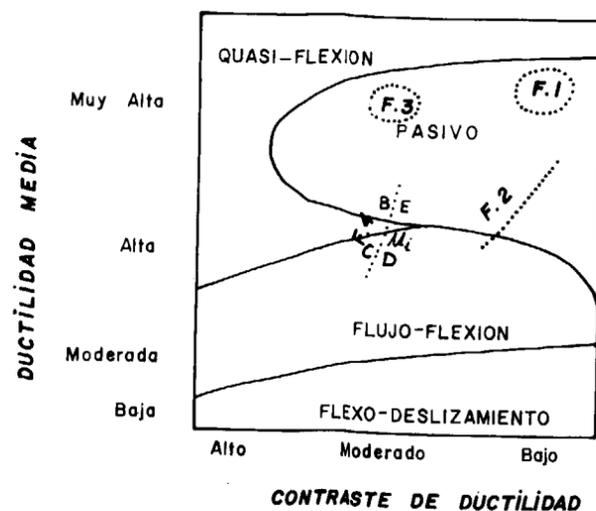


Figura 21

Intento de adaptación al cuadro de Mecanismos de Deformación establecido por DONATH y PARKER (1964, fig. 3), de las fases tectónicas diferenciadas en este trabajo. Además, y atendiendo a las estructuras observables en el afloramiento, se han señalado las posibles posiciones relativas de los distintos niveles U_i , B_i , C , D y E del Conjunto Milonítico deformados en F.4.

VI. CRONOLOGIA Y CORRELACION

Las distintas observaciones y análisis que hemos descrito en este corte del Río Cofio nos han puesto de manifiesto la existencia de un conjunto migmatítico A (Formación Marmitas) con estructuras que reflejan haber sido afectadas por los procesos de deformación F_1 y F_2 . Discordantemente se le superpone un grupo heterogéneo de rocas "estratificadas" o conjunto "multiestratificado" en sentido amplio puesto que tal disposición es resultado de un proceso cataclástico F_3 , con ciertas estructuras resultantes de F_4 (Conjunto Milonítico).

La clara discordancia existente entre las diferentes estructuras que se observan entre los dos cuer-

pos rocosos definidos como Formación Marmitas y Conjunto Milonítico, añadiendo a este último el de los Gneisses milonitos con ocelo GM, así como la distinta litología y aún origen, nos hace considerar que las deformaciones F_1 y F_2 son las más antiguas. Además ambas se encuentran más o menos relacionadas con proceso de migmatización que pueden a su vez hacerse corresponder con procesos semejantes detectados en otros puntos del Sistema Central (FUSTER y FEBREL, 1969; PEINADO, 1970, 1973; MARTÍN ESCORZA, 1971, a, b), CAPOTE, 1973; CASQUET MARTÍN, 1975; BABIN VICH, 1976) y asignados a algunas de las variadas y complejas fases tectónicas que se han reconocido o asignado al Ciclo Hercínico (opus, cit. y, SOMMER, 1965; FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; BABIN VICH, 1974; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1971, 1975; GONZÁLEZ UBANEILL, 1973).

El proceso cataclástico F_3 puede en principio hacerse corresponder con sus análogos apuntados por PEINADO (1973) y CAPOTE & FERNÁNDEZ CASALS (1975) para estas mismas regiones, y que consideran posterior a gran parte del metamorfismo hercínico. Es decir, de tiempos tarde o finis Hercínicos.

En principio la F_1 que afecta a la Formación Marmitas o conjuntos basal A, puede hacerse correlacionar con el metamorfismo de alta temperatura relacionado con la Segunda Fase deformadora detectada en los sectores central y occidental del Sistema Central (FUSTER *et al.*, 1974).

VII. INTERPRETACION Y DISCUSION

Aunque en este trabajo se han diferenciado dos fases tectónicas F_1 y F_2 que afectan a la Formación Marmitas, el proceso total también podría tener visos de ser en realidad una sola fase en la que las variaciones de las condiciones a lo largo del tiempo hacen que se obtengan resultados estructurales variables tanto en el tiempo como en el espacio. Es decir, podría ser considerado como un proceso no estacionario, aunque continuo, con disponibilidades dinámicas cada vez menores. Tales consecuencias se reflejan por ejemplo bastante bien en la expresión de la figura 21 en la que F_1 y F_3 parecen señalar un acontecimiento de primer orden seguido de unas deformaciones en las que ya las anisotropías propias del material ejercen influencia en los resultados. Estos son además estructuras que como ya hemos

descrito señalan un encadenamiento que tiende a manifestar condiciones cada vez menos disponibles para la movilidad sin perder la cohesión. En cualquier caso nuestras postulaciones sólo necesitarían ser levemente adaptados pues incluso F_1 y F_2 pueden ser fases tectónicas separadas por un intervalo de tiempo que pudo haber sido despreciable.

El relativamente bajo ángulo medio (35°) actual que en este afloramiento del río Cofio presenta el Conjunto Milonítico parece sugerir que nos encontramos para F_3 ante fenómenos cataclásticos relacionados con fallas inversas, planos de corrimiento o cabalgamientos análogos a los que, por ejemplo, se conocen en el Moine (PEACH *et al.*, 1907), y que recoge HIGGINS (1971) para deducir el origen cataclástico de las rocas allí existentes (descritas ya por CHRISTIE, 1963), y que son semejantes a las observadas por nosotros.

Precisamente, además, para esta región de Robledo-Santa María de la Alameda se han considerado que las rocas miloníticas existentes eran debidas a la acción de planos de corrimiento (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975). Dichos autores dan una interpretación tectónica regional (véase la figura 1, Marco Tectónico) que creemos de gran interés. No obstante, debemos decir que nuestro afloramiento no coincide exactamente con lo señalado en dicho esquema, por lo cual, si corresponde a tal tipo de estructuras, creemos que ha de cartografiarse aún con más detalle estas áreas para llegar a una mejor resolución estructural de las mismas.

Por otra parte, y aunque ya hemos dicho que no nos consideramos aún en poder de suficientes observaciones como para tratar de ofrecer una interpretación regional de estos procesos, debemos hacer notar que la asociación de las distintas facies cataclásticas aquí descritas es similar a la que se relacionan con accidentes profundos de la corteza. Del tipo de bandas o estrechas áreas de desgarre o cizallamiento como por ejemplo se detectan en otros macizos (REINHARDT, 1969) o "decrochements" como por ejemplo se citan en el Hoggar central (VITEL, 1975), o en la Banda Badajoz-Córdoba (BLADIER y LAURENT, 1974), donde se intercalan también ultramilonitas entre gneisses miloníticos (op. cit. y CHACÓN, 1974). Además, fenómenos de este tipo y de edad tardihercínica se han citado con gran amplitud por el SW de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975) y concretamente son conocidos para el Sistema Central (PARGA, 1969), incluso en áreas cercanas a la nuestra (UBANEILL, 1975)

A la idea de un origen debido a grandes cizallamientos o "decrochements", tenemos asimismo que objetar el hecho de que el buzamiento general de la foliación en los niveles cataclásticos es relativamente bajo en comparación con otros lugares o regiones. Pero esto, sin embargo, no puede hacer que tal idea sea desechada por completo ya que, como hemos dicho, sólo una cartografía detallada podría apoyar a más completa satisfacción cualquier alternativa. Y porque es posible también que su inclinación varíe de un punto a otro por ser quizás una superficie o banda alabeada con buzamiento variable. Por otra parte, tampoco podemos desechar la modificación que los movimientos Alpinos, todavía no conocidos con precisión, puedan haber introducido en el buzamiento inicial.

Sea cual fuera el proceso también podemos decir en este caso que F_3 y F_4 pueden ser considerados como fases tectónicas no necesariamente separadas por un intervalo de tiempo importante. Quizás incluso se podría sugerir que ambos forman parte de un solo proceso de cizallamiento que a lo largo del tiempo va amortiguándose o ocupando no muy diferentes pero sensiblemente distintos niveles tectónicos.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F.: *Etude tectanique et microtectonique compare de deux domaines Hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardüigne)*. Pub. Univ. Seinc. et Techn. du Languedoc (USTELA). Serv. Ceol. Sutruct., núm. 1, 175 páginas, Montpellier (1970).
- ARTHAUD, F.; MATTE, PH.: *Les decrochements tardi-Hercyniens du sudouest de l'Europe. Geometria et essai de reconstitution des conditions de la deformation*. "Tectonophysics", 25, 139-171 (1971).
- BABIN VICH, R.: *Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar (Sierra de Gredos)*. Estudios Geol., 32, 189-198 (1971).
- BELLIERE, J.: *Mylonites, Blastomylonites et domaines polymétamorphiques*. "Ann. Soc. Geol. Belgique", 94, 249-263 (1971).
- BLADIER, Y.; LAURENT, PH.: *Etude d'un decrochement profond synmetamorphique: le "couloir" blastomylonitique de Badajoz-Córdoba*. 2^o Reunion ann. Sci. Terre, Nancy, p. 52 (1974).

- BORIANI, A.: *Blastomylonites and recrystallized mylonites*. Soc. italiana mineralog. petrol. rend., 27 35-47 (1971).
- CAPOTE, R.: *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila* "Bol. Geol. Min.", 84, 426-437 (1973).
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M.^a J.: *Esquistotidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov. de Avila)*. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)", 69, 175-185 (1971).
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M.^a J.: *Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos-Alboc-La Cañada (Avila)*. I. Cent. R. Soc. Española Hist. Nat., T. I, 71-87 (1975).
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M.^a J.: *Las series anteorovícicas del Sistema Central* "Bol. Geol. Min.", 86, 581-596 (1975).
- CHRISTIE, J. M.: *The Moine thrust zone in the Assynt region northwest Scotland*. California Univ. Pubs. Geol. Sci., 40, 345-419 (1963).
- CAREY, S. W.: *The rheid concept in geotectonics*. J. Geol. Soc. Aust., 1, 61 117 (1953) (1954).
- CASQUET MARTÍN, C.: *Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio deb aja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)*. Estud. Geol., 31, 217-239 (1975).
- DONATH, F. A.; PARKER, R. B.: *Folds and Folding*. Geological Soc. of American Bull., 75, 45-62 (1964).
- FLINN, D.: *On folding during three-dimensional progressive deformation*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 118, 385-433 (1961).
- FUSTER, J. M.; FEBREL, T.: *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja núm. 509, Torrelaguna*. Inst. Geol. Min. España, 101 págs. (1959).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A.; PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. "Bol. Geol. Min.", 85, 595-600 (1974)
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Sobre los diques ácidos del Oeste de la Sierra del Guadarrama*. XX Congres. Geol. Inter, México, 1956, 53-63 (1959).
- GARCÍA DE MIGUEL, J. M.: *Análisis estructural de las rocas metamórficas que afloran al Sureste de Santa María de la Alameda (Sistema Central Español)* II Congre. Ibero. Amer. Geol. Econom. T. IV, 141-160 (1975).
- GNOSH, S. R.; RAMBERG, H.: *Reorientation of inclusions by combination of pure shear simple shear*. "Tectonophysics", 34, 1-70 (1976).
- GONZÁLEZ UBANELL, A.: *Estudio de los "Kink-bands" del Macizo de Ojos Albos (Sistema Central Español)*. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)", 71, 341-356 (1973).
- HANSEN, E.: *Strain Facies*. Springer-Verlag, Berlín, 207 páginas (1971).
- HIGGINS, M. W.: *Cataclastic Rocks*. Geol. Survey Prof. Paper, 681, 97 págs. (1971).
- HOBBS, B. I.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F.: *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 571 págs. (1976).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. España, T. 86, 127 páginas (1975).
- MARTÍN ESCORZA, C.: *Estudio geológico en la zona de Arenas de San Pedro*. Tesis de licenciatura. Fac. Ciencias. Univ. Complutense. Madrid, 88 págs. (1971, a).
- MARTÍN ESCORZA, C.: *Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. Avila-Toledo)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 303-327 (1971, b).
- MCQUEEN, H. J.; MCGREGOR TEGART, W. J.: *The deforma of metals at High temperatures*. "Scientific American", 232, 116-125 (1975).
- MCTAGGART, K. C.: *The geology of Keno and Galena Hills, Yukon territori (105M)*. Bull. Geol. Surv. Can., 58, 1-37 (1960).
- MEANS, W. A.; WILLIAMS, P. F.: *Crenulation cleavage and faulting in and artificial salt-mica schist*. J. Geol., 80, 569-591 (1972).
- MEANS, W. D.: *Stress and Strain*. Springer-Verlag, New York, 339 págs. (1976).
- MEHNERT, K. R.: *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Public. Comp. Amsterdam, 393 págs. (1968).
- MOENCH, R. H.: *Geology of Precambrian rocks, Idaho Springs district, Colorado*. Geolog. Survey Bull., 1182-A, 70 págs. (1964).
- PARGA, J. R.: *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischem Massiv*. Geol. Rundsch, 59 (1), 323-336 (1969).
- PEACH, B. N.; HORNE, J.; GUNN, W.; CLOUGH, C. T.; HINXMAN, L. W.: *The geological structure of the Northwest Highlands of Scotland*. Great Britain Geol. Survey Mem., 668 págs. 1907).
- PEINADO MORENO, M.: *Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Estud. Geol., 26, 323-326 (1970).

- PEINADO MORENO, M.: *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis Fac. Ciencias Univ. Complutense. Madrid, 199 págs. (1973).
- RAMBERG, H.: *The origing of metamorphic and metasomatic rocks*. Univ. Chicago Press. Chicago, III, 357 páginas (1952).
- RAMSAY, J. G.: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Gook Co. New York, 568 págs. (1967).
- SANDER, B.: *einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. Springer-Verlag, Vienna (1948-1950).
- SCHMIDT, W.: *Tektonik und Verformungslehre*. Borntraeger, Berlín, 208 págs. (1932).
- SOMMER, W.: *Stratigraphie und tektonik in östl. Guadarrama-Gebirge (Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont. M. 1, 159 págs. (1965).
- TSELIKOV, A.: *Stress and Strain in Metal Rolling*. MIR. Publis. Moscow, 475 págs. (1967).
- UBANELL, A. G.: *Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "dicrochements" dextrales tordihercínicos*. III Congress. Geologia SW, Huelva Beja (1975). Comunic. Serv. Geol. Port., 60, 53-68 (1976).
- VITEL, G.: *Mylonitisation, Tectonique cassante et lineamentaire du Hoggar Central; leurs rapports avec les granites d'age Pharusien*. Revue Géograph. Phys. et Geol. Dynam (2), 17, 413-426 (1975).
- WILSON, G.: *The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field*. Bull. Soc. Geol. Belgique, 84, 423-548 (1961).
- ZECK, H. P.: *Cataclastites, Hemiclastites, Holoclastites, Blasto-Ditto, and Myloblastites-Cataclastic Rocks*. Amer. Jour. of Science, 274, 1.064-1.073 (1974).

Recibido: Julio 1977.

Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama

Por S. CADAVID (*)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un mapa estructural del techo del basamento en una zona subparalela a la Sierra del Guadarrama, perteneciente a la denominada Depresión del Tajo, a partir de un levantamiento previo de un mapa de anomalías de Bouguer. Se hace un análisis de los principales accidentes observados.

ABSTRACT

This brief report presents a structural map of a wide zone subparallel to the Sierra de Guadarrama pertinent to the so called. "Depression del Tajo" trough from a previous map of Bouguer anomalies. On analyse the main structural elements.

INTRODUCCION

Basado en un levantamiento gravimétrico de una amplia zona subparalela al Sistema Central, que se extiende en una longitud aproximada de 150 kilómetros y un ancho de 70 kilómetros, se ha elaborado un mapa estructural del basamento para esta región.

Este mapa estructural se ha obtenido partiendo las siguientes hipótesis de trabajo:

1. Se supuso un contraste de densidad entre la cobertera sedimentaria y el zócalo de $-0,4 \text{ g/cm}^3$.
2. Las lineaciones interpretadas como fallas se han obtenido del mapa de anomalías de Bouguer.
3. Las técnicas utilizadas para el cálculo de la potencia de la cobertera sedimentaria fueron: análisis individual de cada estructura por los métodos de lámina de Bouguer, análisis por curvas características y estudio analítico de perfiles enlazando el sondeo de Tielmes (1.560 metros de profundidad al granito) con aquellos datos que, obtenidos por las técnicas mencionadas anteriormente, ofrecían

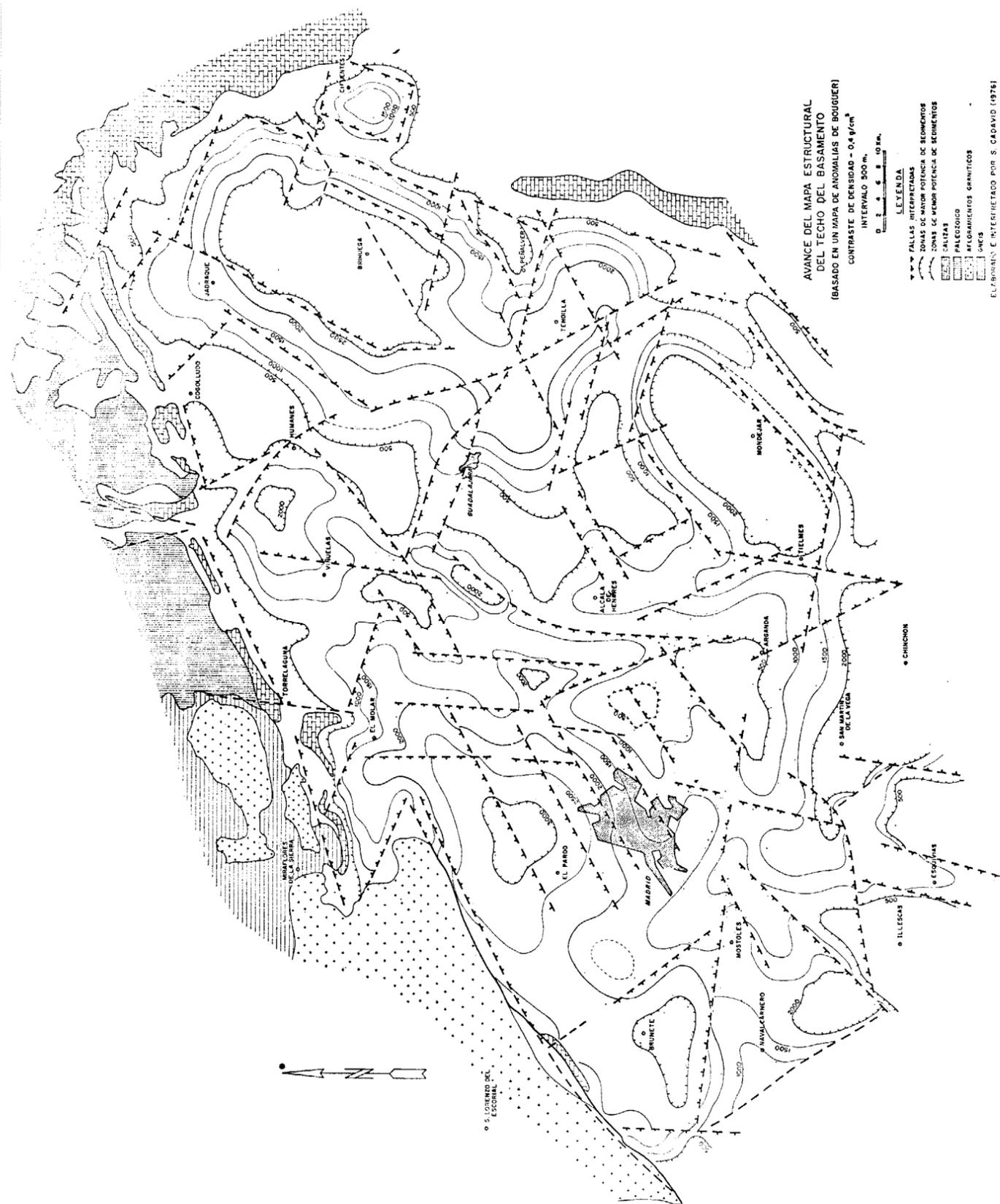
más garantía. Las profundidades así obtenidas han dado resultados coherentes.

ANALISIS DEL MAPA ESTRUCTURAL

El análisis de este mapa, que consideramos representa el techo del zócalo, o en su defecto el de las calizas cretácicas, presenta los siguientes rasgos fundamentales:

1. Un basculamiento general del zócalo hacia el SO.
2. *Depresión de El Pardo.* Se trata de una depresión bordeando a la Sierra del Guadarrama con un máximo de profundidad de 3.000 metros en torno a El Pardo. Esta depresión queda estrangulada por una lineación NO-SE para desarrollar una subdepresión que alcanza los 2.500 metros en torno a Brunete A su vez cortada por una lineación E-W de dirección aproximada San Martín de Valdeiglesias-Tielmes, volviendo a alcanzar los 2.000 metros de potencia al SE de Navacarneiro.
3. *Depresión de Brihuega.* Se trata de una depresión orientada NNE-SSO que alcanza los 2.500 metros de potencia. Esta depresión se estrangula

(*) Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense. Madrid.



por la lineación Miraflores de la Sierra-Guadalajara, mostrando una subdepresión de orientación NO-SE en torno a Tendilla.

4. *Depresión de Mondéjar*. En torno a Mondéjar se desarrolla otra depresión que alcanza una potencia superior a los 2.000 metros. Esta depresión tiene una orientación NE-SO.

5. *Depresión de Chinchón* En torno a Chinchón y con una orientación subparalela a la Sierra del Guadarrama, existe también otra depresión cuya potencia supera asimismo los 2.000 metros.

6. *Umbral medio de la depresión del Tajo*. Entre las depresiones mencionadas anteriormente y en dirección subparalela a la Sierra del Guadarrama, existe un umbral cuya potencia está en torno a los 500 metros, que se extiende aproximadamente desde Esquivias a Atienza. Este umbral parece señalar la separación de las facies detrítica y química en la Depresión del Tajo.

PRINCIPALES LINEACIONES

La disposición general de las lineaciones observadas en este mapa responde al siguiente esquema:

1. Predominio de lineaciones subparalelas al zócalo aflorante en la Sierra.
2. Zona de fracturación de alineación N-S comprendida entre Madrid y Alcalá de Henares.
3. Lineación de orientación NNO-SSE que cruza la zona objeto de estudio desde Miraflores de la Sierra pasando por el N de Guadalajara.
4. Lineaciones NO-SE que se extienden desde San Lorenzo del Escorial-Tielmes y Humanes-Tendilla
5. Lineación E-O que se extiende desde San Martín de Valdeiglesias a Tielmes.

Recibido: Julio 1977.

El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)

Por A. APARICIO (*), J. L. BARRERA (*), C. CASQUET (*), M. PEINADO (**), y J. M. TINAO (*)

RESUMEN

Las características geoquímicas de las rocas plutónicas del sector SO del Macizo Hespérico Español muestran la existencia de una tendencia calcoalcalina. Se distinguen dos provincias petrográficas, una al Norte, calcoalcalina, con escasez de rocas básicas, y otra al Sur con abundancia de las mismas y que presenta una mayor alcalinidad, así como más elevada relación F/M. Se revisan las teorías petrogenéticas expuestas en el área.

ABSTRACT

The chemical evolution of plutonic rocks in this area (S. W. Hesperian Massif) shows a calc-alkaline trend. Two petrographic provinces are distinguished; a Northern Province without basic rocks and a Southern Province, with widespread basic rocks and rocks having a higher alkalinity and F/M ratio. A review of the petrogenetic situation of these plutonic rocks is presented.

INTRODUCCION

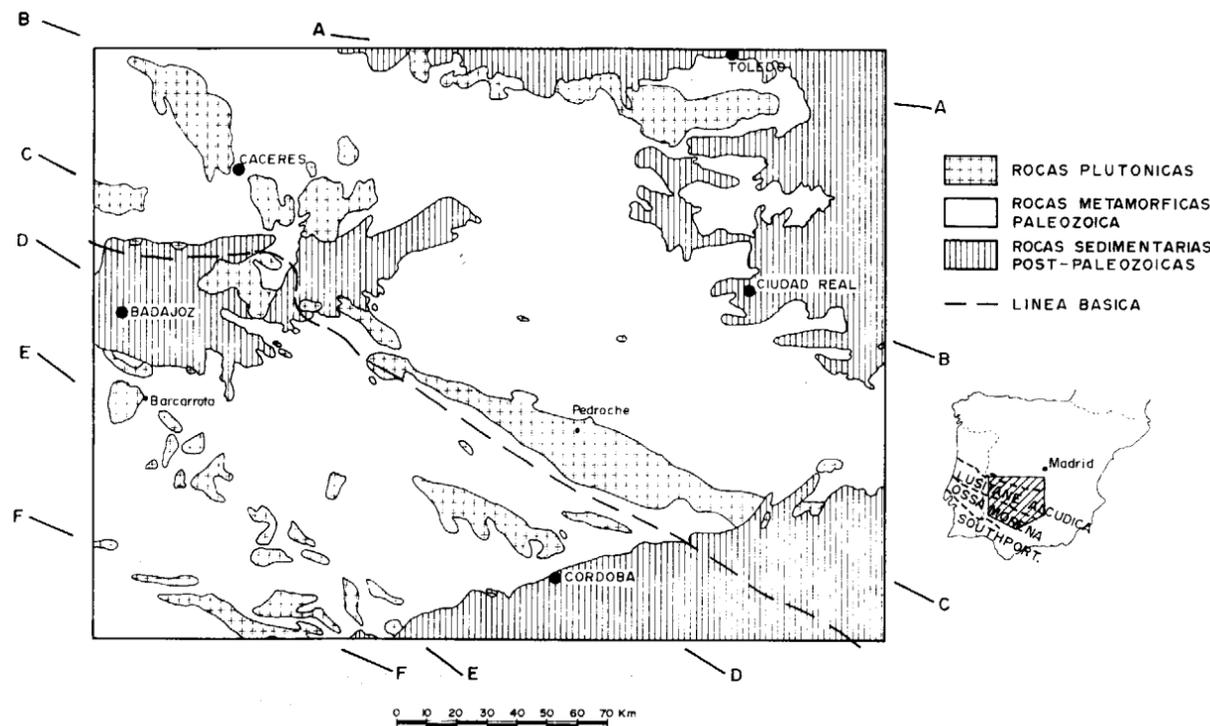
El magmatismo hercínico en el Macizo Hespérico Español está representado principalmente por batolitos epizonales y stocks que habitualmente cortan las estructuras tectónicas pero están alineados según las direcciones macroestructurales (a grandes rasgos NO-SE), lo que permite definir seis bandas plutónicas (A, B, C, D, E y F de Norte a Sur) (fig. 1). Estos plutones desarrollan una aureola bifacial de contacto del tipo *comrie*, de anchura en general inferior a un kilómetro, cuya zona interna, a veces inexistente, o de poca amplitud es de alto grado metamórfico (sillimanita-biotita-cordierita-feldespatos potásico); la externa mejor desarrollada de grado medio en la que se genera andalucita, cordierita y moscovita. Efectos metasomáticos de feldespatización y silicificación se observan en ocasiones en la roca caja en zonas de contacto y áreas próximas.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C. Madrid.

(**) Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Universidad Complutense. Madrid.

Las rocas plutónicas presentan dos importantes características, la primera de ellas es el fuerte decrecimiento en tamaño de los batolitos desde la banda C (Pedroches) hacia el Sur y la segunda la correspondiente aparición de rocas máficas en la misma dirección, definiendo así dos provincias petrográficas separadas por una línea básica (fig. 1). Los batolitos al Sur de la línea básica son compuestos, constituyendo las rocas más maficas una zona externa más antigua con núcleos internos de naturaleza sálica (granitos S. L.), sin embargo se observan también edades y relaciones opuestas incluso diques básicos que a menudo atraviesan los tipos sálicos.

Un rasgo característico es la polaridad en la edad del magmatismo ácido-básico en las diferentes lineaciones distinguidas. Así de acuerdo con BARD y FABRIES (1970), las rocas plutónicas al Sur de Sierra Morena, bandas D, E y F, tienen según criterios de campo, una edad que corresponde al Westfaliense Medio. Al Norte de la línea básica —bandas A, B y C— las edades radiométricas varían entre 313 ± 10 m. a. a 280 ± 11 m. a., abarcando



el período una edad Westfaliense-Estefaniense, encontrándose progresivamente valores más modernos hacia el Norte. Con relación al Norte de el área estudiada, en el Sistema Central Español las edades de los plutones tardíos varían entre 251 ± 27 m.a. y 287 ± 16 m.a., indicando por lo tanto un período de intrusiones de Estefaniense a Pérmico Inferior. A grandes rasgos el magmatismo postmetamórfico es tardiorogénico cubriendo un período de tiempo de 60-100 m.a., desde el Carbónífero Inferior al Pérmico Inferior.

CARACTERES PETROGRAFICOS

La proyección en el triángulo $Q-A-P$ de 116 rocas muestra la extensa variedad de los tipos petrográficos en los plutones del SO del Macizo Hespérico, variando desde gabro-dioritas a granitos con feldespato y alcalino y cuarzo-sienitas, pasando por granodioritas, adamellitas y granitos.

Las rocas máficas al Sur de la línea básica son por regla general dioritas anfibólicas o con anfíbiotita, con cristales de oligoclasa-andesina raramente zonados y con texturas gabrodiabásicas. El clinopiroxeno, de composición diopsido, es frecuen-

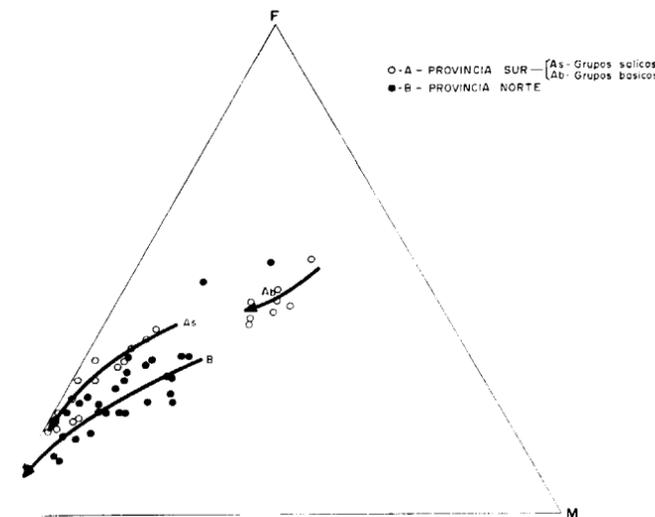
te como núcleo residual marginado por hornblenda parda con altas relaciones de Mg/Fe, que pasa a su vez a hornblenda verde con más bajas relaciones Mg/Fe. Un anfíbol monoclinico incoloro ($2V_a \cong 90^\circ$) a menudo bordea las variedades verdosas. La biotita no muestra una clara relación con los anfíboles, mostrándose a veces como formada con anterioridad al anfíbol y en ocasiones con rasgos de cristalización más tardía. Algunos minerales como feldespato potásico, cuarzo y biotita presentan texturas de crecimiento y reemplazamiento en relación con las intrusiones sálicas tardías.

Las rocas básicas aparecen como stocks en las masas dioríticas. En Barcarrota se encuentran gabros olivínicos con endiopsido, Fe-augita y labradorita. Gabros, noritas e hyperitas son frecuentes. Las rocas máficas de la provincia Sur se asemejan a la serie "Appinitica" de Donegal (PITCHER y BERGER, 1972). Rocas alcalinas afloran en Barcarrota, siendo las rocas sálicas de este plutón granitos hypersolvus intrusivos en una aureola gabro-diorítica. El tamaño de grano y la tendencia de la albita a exsolver decrece de borde a núcleo. Afloran rocas similares en la zona portuguesa.

CONSIDERACIONES GEOQUIMICAS

El trabajo geoquímico se ha realizado con 52 muestras, entre las que se encuentran principalmente tipos sálicos, habiéndose efectuado análisis de elementos mayores y menores.

El diagrama AFM (fig. 2) permite confirmar que las provincias Norte y Sur, deducidas previamente mediante criterios de campo y petrográficos, mues-



tran ligeras diferencias químicas, se ve cómo las rocas de la provincia meridional muestran una relación F/M más alta que las de la provincia septentrional. Esta diferenciación desaparece sin embargo hacia los términos más diferenciados, es decir, los que se proyectan en la proximidad del vértice A. Además parece existir un intervalo composicional en la provincia meridional entre rocas máficas (grupo básico) y rocas sálicas (grupo ácido), aunque sus proyecciones estén alineadas.

Ambas provincias muestran una evolución calcoalcalina.

Este intervalo composicional se observa en los diagramas binarios entre valores de SiO_2 de 61 por 100 y 64 por 100; manteniéndose con los datos analíticos de la bibliografía anterior. Estos diagramas confirman el carácter calcoalcalino, con débil incremento en álcalis hacia valores alto de silice, decreciendo simultáneamente los valores de hierro total, MgO , CaO y Al_2O_3 .

La proyección de la relación Na_2O+K_2O/Al_2O_3 (I. A.) contra el índice de diferenciación (I. D.) de THORNTON y TUTTLE indica valores más altos en la provincia Sur (bandas C, D, E y F). Barcarrota se

proyecta anomalamente con I. A.=57 y I. D.=73, de acuerdo con su mayor alcalinidad. Los valores de K_2O normalizados a 65 por 100 de SiO_2 para cualquiera de las lineaciones plutónicas, teniendo en cuenta solamente el grupo ácido, indican un crecimiento continuo hacia el Norte con una variación de 3,03 por 100 en la zona F, a 4,31 en la zona A y disminuyendo a 3,40 en el Sistema Central. Una polaridad similar aunque más pobremente definida ocurre con el Na_2O . Al_2O_3 crece hacia el Norte. Los elementos menores confirman las conclusiones de los componentes mayores. Así elementos como Ni y Zr cuando se proyectan contra el I. D. dan tendencias anómalas en el grupo básico, que consisten en una correlación positiva en vez de la negativa encontrada en el grupo ácido. Esto refuerza la idea de un salto composicional y en cierta forma la independencia geoquímica de ambas series.

Esta anomalía más la observada correlación positiva de Ni con el parámetro mg de Niggli, nos lleva a creer que la tendencia del Ni en el grupo básico está relacionada con el enriquecimiento en Fe de carácter tardío mostrado por la cristalización de anfíbol y biotita.

Los valores de Ni en un gabro con olivino y en una hyperita no transformados, están próximos a 100 ppm más de acuerdo con los valores esperados para estas rocas. Las tendencias de Cs, Th, Cu y Ga confirman también la existencia de dos provincias geoquímicas diferentes

DISCUSION

De los datos de campo, petrográficos y geoquímicos se deduce que en el SO español existen dos provincias petrográficas. La provincia Norte de tendencia calcoalcalina y ausencia de materiales básicos y la provincia Sur que por el contrario tiene rocas de mayor alcalinidad, más alta relación F/M y en la que las rocas básicas son frecuentes.

A pesar de la escasez de datos isotópicos iniciales se pueden avanzar algunas hipótesis petrogenéticas.

Los modelos de tectónica de placas son atractivos para explicar muchas de las características metalogénicas, petrológicas y estructurales del SW y por eso se han comenzado a desarrollar recientemente para este sector. Así BARD et al. (1973) opinan que el "Frente de Aracena" fue un borde An-

dino y que una zona de subducción buzando hacia el Norte existe debajo del área de Ossa-Morena. La zona Sur-Portuguesa con series volcánicas y de tipo Flysch sería por tanto el lugar de subducción. Este modelo ha sido criticado por SCHEMERHORN (1975) basándose principalmente en la falta de paragénesis metamórficas de alta presión, de los términos ultrabásicos de la Serie Ofiolítica y de pruebas geofísicas sobre la existencia de corteza oceánica bajo la cobertura sedimentaria. No obstante la tectónica de placas parece ser un buen modelo para explicar los cinturones metamórficos Hercínicos, la polaridad en la edad del magmatismo y rocas básicas.

Teniendo en cuenta sólo las rocas plutónicas tardías, la viabilidad de un mecanismo de placas decrece hacia el Norte, pues la profundidad de la zona de Benioff llegaría a ser lo suficientemente grande para impedir el ascenso de los magmas graníticos a niveles superficiales. Por otro lado, las relaciones entre el metamorfismo regional de alta temperatura y el plutonismo en el Sistema Central, a 500 kilómetros de distancia de la supuesta zona de Benioff, lleva a considerar modelos con participación de fusión cortical poco profunda bajo altas condiciones de PH_2O (FUSTER et al., 1974; APARICIO et al., 1975) o a una anatexia en la corteza inferior en condiciones de bajo PH_2O (CAPDEVILA et al., 1973), en ambos casos en relación con el ascenso de isoterms Los altos contenidos en K_2O de la provincia Norte unido a la similaridad de los granitos de este área con los del Sistema Central nos llevan a pensar que la fusión cortical en relación con anomalías térmicas regionales fueran las causas que actuaron para este sector del cinturón.

En la provincia Sur, la presencia de rocas tales como gabros-olivínicos, gabros, hyperitas, noritas, etcétera, es compatible con la fusión de una zona inferior cortical o del manto superior (RINGWOOD, 1975) (*). Estos fundidos habrían ascendido a niveles crustales superficiales, siendo usados los mismos canales de ascensión por los líquidos graníticos, lo que explicaría la asociación espacial de ambos materiales.

(*) Uno de los autores (A. Aparicio) en trabajos anteriormente publicados (SÁNCHEZ CELA, APARICIO, 1972; APARICIO, SÁNCHEZ CELA, 1972) fundamenta la génesis de las rocas básicas como debido a procesos de transformación superficial del magma adamellítico-granodiorítico sobre la roca caja, por lo que no participa de esta idea ni de cualquier evolución que de ella se derive para las rocas básicas de este sector.

Durante su ascenso los magmas básicos se hidratarían, enriqueciéndose en alcalis y hierro, siendo transformados en tipos dioríticos. Los magmas básicos se generarían en niveles crustales anatécicos intermedios o bajos, bien en conexión con metamorfismo regionales como en el Norte, bien inducido por magmas básicos pasando por diferentes niveles litosféricos, ofreciendo así una buena explicación para el salto composicional.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. y SÁNCHEZ CELA, V.: *Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz)*. "Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.", 70, 139-151 (1972).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español* Mem. Inst. Geol. Min. Espa., 88, 145 pp. (1975).
- BARD, J. P. y FABRIES, J.: *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena occidentales (Espagne)*. "Bol. Inst. Geol. Min. Esp.", 81, 112-127 (1970).
- BARD, J. J.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A.: *Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen*. Nature Phys. Sci., 241, 50-52 (1973).
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P.: *Les granitoides varisques de la Meseta Iberique* "Bull. Soc. Geol. France", 15, 209-228 (1973).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metaformismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español* "Bol. Geol. Min.", 85, 595-600 (1974).
- PITCHER, W. S. y BERGER, A. R.: *The Geology of Donegal: An study of Granite emplacement and Unroofing*, Wiley-Interscience, 435 pp. (1972).
- RINGWOOD, E. A.: *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, Inc., New York, 618 pp. (1975).
- SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE, A.: *Petrogénesis de las rocas básicas del SW de España* "Bol. Geol. Min. Esp.", 83, 402-406 (1972).
- SCHEMERHORN, L. H. G.: *Splites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments*. Geol. Minbouw, 54, 23-35 (1975).

Recibido: Julio 1977.

Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central de España)

Por A. ARCHE (*), P. CAMARA (**) y O. DURANTEZ (**)

RESUMEN

Se estudian los materiales sedimentarios comprendidos entre las cuarcitas de edad Ordovícico inferior y los gneises "Ollo de Sapo" de las Sierras de Alto Rey y la Bodera, estableciendo sus relaciones mutuas y dando un esquema de su evolución.

ABSTRACT

The sedimentary materials found between the Lower Ordovician quartzites and the "Ollo de Sapo" gneisses in the Sierras de Alto Rey and de la Bodera are studied. Their mutual relationships and sedimentary evolution are sketched.

LOS MATERIALES

El complejo que se estudia ha sido denominado "Halbmetamorphe-Serie", por SOMMER (1965), "Constante-Schichten" por SCHAFER (1969) y "Formation du Bornova" por SOERS (1972).

Litológicamente se trata de una serie alternante pelítico-samítica con esporádicos niveles de microconglomerados localizados en la base.

Describimos a continuación cuatro series que consideramos las más representativas dentro del área estudiada, por mostrar con claridad los materiales, sus relaciones mutuas y su paso a los conjuntos litológicos inferiores y/o superiores. De E a W son:

Serie del río Regacho.—Levantada en el cauce del río Regacho entre Las Fuentezuelas y La Camareta:

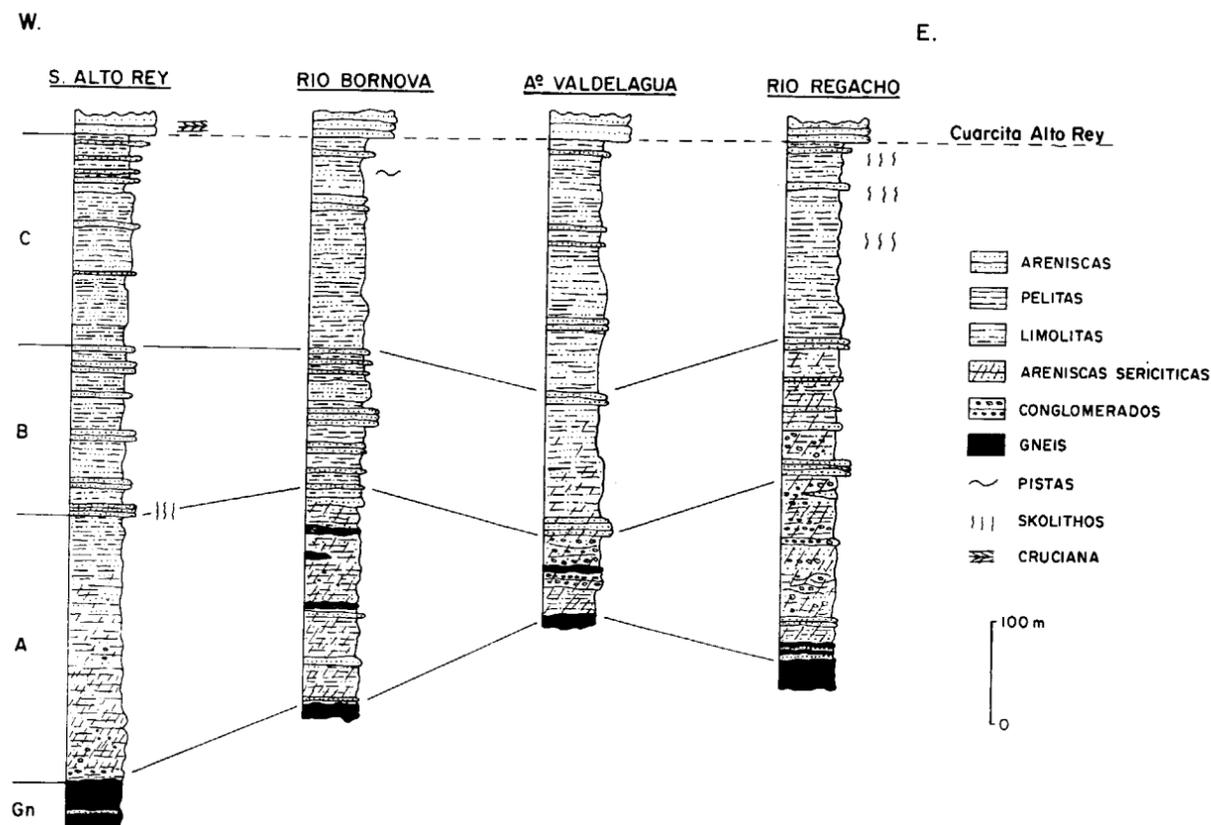
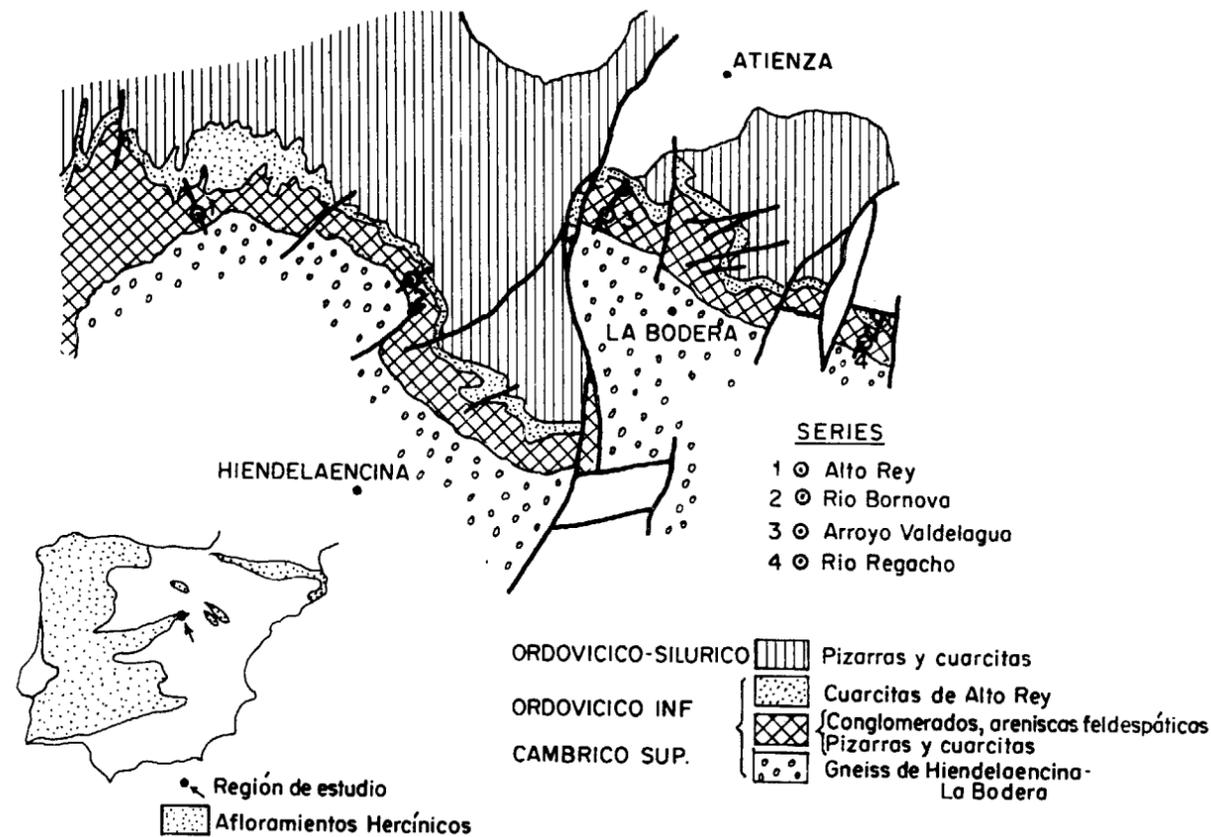
Base: Gneises glandulares con fenoblastos feldespáticos de tamaño variable, entre 1 y 5 cm con cuarzos azulados, moscovita y biotita. Hacia el techo y de modo progresivo disminuye el tamaño de

los cristales y se intercalan niveles micacíticos, que dan paso gradualmente a:

- 180 m. Cuarcitas más o menos ricas en feldespatos, con sericita y otras micas, en bancos de 0,5 a cm. En su parte media hay niveles de conglomerados de grano fino. Presentan laminación paralela y ripple-marks.
- 70 m. Alternancia de cuarcitas feldespáticas y subarcosas con pizarras. El tamaño de grano disminuye hacia el techo.
- 45 m. Cuarcitas de grano medio a grueso, con moscovita y clorita, en bancos de hasta 1 cm. en la base, que luego tienen de 10 a 50 cm.
- 60 m. Pizarras micáceas negras con dos bancos de cuarcitas homogéneas de 1 y 3 cm. de espesor con estratificación irregular.
- 40 m. Cuarcitas con intercalaciones de pizarras negras y areniscas cuarcíticas micáceas. A techo abundantes las pizarras.

(*) Departamento de Geología Económica, C. S. I. C. Madrid.

(**) IBERGESA.



— 50 m. Areniscas cuarcíticas y cuarcitas con intercalaciones pizarrosas. Laminación paralela.

Techo: Ortocuarцитas en bancos masivos.

Serie del Arroyo de Valdelagua.—Levantada desde su desembocadura en el río Cañamares.

Base: Gneis glandular, con grandes feldespatos orientados de 7-8 cm y cuarzos azulados de 3-4 cm. Hacia el techo disminuye el tamaño de los cristales, pasando a:

— 40 m. Cuarcitas feldespáticas y subarcosas sericíticas en capas de unos 20 cm, bien estratificadas y de geometría lenticular.

— 60 m. Conglomerados de grano fino a medio, cuarcíticos, con algunos feldespatos y micas. Presentan estratificación cruzada y paralela, así como pistas mal conservadas. Los bancos presentan granoselección positiva y bruscos cambios laterales a cuarcitas sericíticas. La potencia de los niveles llega a 1,20 m.

— 30 m. Cuarcitas con laminación paralela en bancos de 50-70 cm.

— 100 m. Mal expuestos. Parece representar una alternancia de pizarras y areniscas subarcósicas.

— 20 m. Cuarcitas en bancos gruesos.

— 250 m. Alternancia pelítico-arenosa, siendo más abundantes las capas cuarcíticas en la parte superior.

Techo: Ortocuarцитas en bancos masivos.

Serie del río Bornova.—Levantada desde la antigua fábrica de fundición y molino "La Constante" hacia el N.

Base: Gneis glandular con feldespatos que alcanzan hasta 2 cm. de tamaño alternando con niveles de grano más fino de areniscas arcósicas. Todo el conjunto tiene cuarzos de color azulado o violáceo.

— 8 m. De alternancia de areniscas arcósicas y protocuarцитas con gneises de tamaño medio y fino.

— 90 m. De areniscas arcósicas y protocuarцитas con granoselección positiva y laminaciones paralelas y cruzadas de bajo

ángulo marcadas por niveles micáceos. Los bancos oscilan entre 20 y 80 cm alcanzando excepcionalmente los 3 cm de espesor.

— 35 m. De areniscas arcósicas, protocuarцитas y ortocuarцитas con tres intercalaciones lenticulares de gneis feldespático de grano fino de 40 a 50 cm de espesor.

— 85 m. De ortocuarцитas que pasan gradualmente a areniscas sericíticas hacia techo donde son frecuentes los niveles micáceos y bancos de pizarras limolíticas de hasta 5 m de espesor.

— 10 m. De gneises microgranulados con bandeo difuso y aspecto microconglomerático con niveles de areniscas sericíticas intercalados.

— 95 m. De ortocuarцитas con tramos pelíticos pizarrosos intercalados más frecuentes y potentes hacia la base. Se observan laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. A 35 m de la base hay un tramo esencialmente ortocuarцитico de 17 m de potencia que resalta topográficamente.

— 44 m. De intercalaciones de areniscas pizarrosas, protocuarцитas y ortocuarцитas. El espesor de los niveles varía de 5 a 30 cm. alcanzando excepcionalmente los 50 cm. (y siendo en este caso la composición siempre ortocuarцитica).

— 180 m. De alternancias de ortocuarцитas, areniscas pizarrosas y pizarras.

Techo: Ortocuarцитas en gruesos bancos.

Serie del Alto Rey.

Esta serie está localizada en el flanco Sur del Pico de Alto Rey.

Base: Gneis microgranudo con cuarzos azulados donde se observan niveles intercalados de gneises de la misma composición pero con tamaño de grano mayor.

— 50 m. Los gneises de muro varían gradualmente a areniscas arcósicas de grano grueso en los que se observan niveles microconglomeráticos de aspecto gneísico, pero concentrados principalmen-

te en la base del tramo; hacia techo disminuye el tamaño de grano.

- 120 m. Areniscas pizarrosas con niveles intercalados de ortocuarcitas y pizarras satinadas de escaso espesor. Son frecuentes las estructuras tipo flaser-bedding.
 - 275 m. Alternancias rítmicas de pizaras y pizarras arenosas con proto y ortocuarcitas, generalmente de 15 a 30 m. las primeras y de 4 a 10 m. las segundas. originando un escalonamiento característico en el relieve.
- Se observa una mayor cantidad hacia la base de tramos cuarcíticos. Son frecuentes las estructuras de flaser-bedding, granoselección positiva, laminaciones paralelas y cruzadas. Se ha encontrado en este tramo, a 40 m. del techo; *Skolithos* (HALDEMAN, 1840).
- 55 m. De pizaras y pizarras arenosas con algún nivel esporádico y de poco espesor de cuarcitas.
 - 160 m. De alternancias de ortocuarcitas, protocuarcitas, pizarras arenosas y pizarras en bancos que no suelen sobrepasar los 50 cm de espesor.

Techo: Ortocuarcita en gruesos bancos.

INTERPRETACION AMBIENTAL

Los núcleos gneísicos de Hiendelaencina y La Bodera constituyen los afloramientos de rocas estratigráficamente más antiguas. Aunque su estudio en detalle no es un objetivo de este trabajo creemos importante hacer algunas consideraciones sobre su posible origen y relaciones con las series superiores.

PARGA-PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964) paralelizan estos materiales con las formaciones porfiróides "Ollo de Sapo" (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1922) del NW de España. LOTZE (1945), RIEMER (1963, 1965) y WALTER (1965) han descrito estos gneises como depósitos de tobas volcánicas, de lavas y de rocas detríticas posteriormente metamorizadas. Sin embargo, para PARGA-PONDAL et al. (1964) y PARGA y VEGAS (1971), la formación "Ollo de Sapo" no está compuesta principalmente de rocas volcánicas tobáceas, sino del producto de la erosión de macizos graníticos y gneísicos.

Según SCHAFER (1969) estos materiales tienen su origen en ignimbritas y tobas riolíticas además de materiales volcánicos removilizados y sedimentos marinos.

SOERS (1972) estudió la parte alta de los gneises de Hiendelaencina y manifiesta que las características microtexturales de sus componentes y principalmente de los cuarzos azulados, indican sin lugar a dudas su origen volcánico. Concluye el mismo autor afirmando que el aspecto gneísico de estos materiales está determinado principalmente por la composición de la roca original y no por el grado de metamorfismo; que los cuarzos y las plagioclasas albiticas indican un origen volcánico ácido (tobas volcánicas o lavas riolíticas) y que la presencia de areniscas cuarcíticas con mayor porcentaje de sericita en su composición prueba que estas rocas han sido depositadas, al menos parcialmente, en forma de sedimentos detríticos.

BISCHOFF et al. (1973) define a los gnéises glandulares y la mayor parte de los leucogneises como "ortogneises" (rocas volcánicas interestratificadas y subvolcánicas intrusivas) incluidas en una serie de metasedimentos preordovícicos.

NAVIDAD (1975) estudia el núcleo metamórfico de Hiendelaencina y, cita en la parte superior alternancias de gneises con y sin megacrístales, así como las intercalaciones de rocas silíceas. Le atribuye un origen vulcano-sedimentario, siendo los cuarzos azulados y los megacrístales de feldespato minerales heredados, anteriores al metamorfismo y deformación hercénicas. Encuentra transición al Ordovícico por una serie de esquistos y cuarcitas y está de acuerdo con SCHAFER (1969) y SOERS (1977) en cuanto a la edad Cámbrico superior de los materiales de transición.

CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) distinguen dos formaciones porfiróides, Berzosa y La Morcuera; correlacionan las primeras con los gneises de Hiendelaencina; citan, para el Sistema Central un fuerte período erosivo entre estos materiales y los ordovícicos. Basándose en correlaciones con diversas áreas de Salamanca, Zamora y Avila asignan una edad precámbrica a los gneises de Hiendelaencina y un origen vulcano-sedimentario.

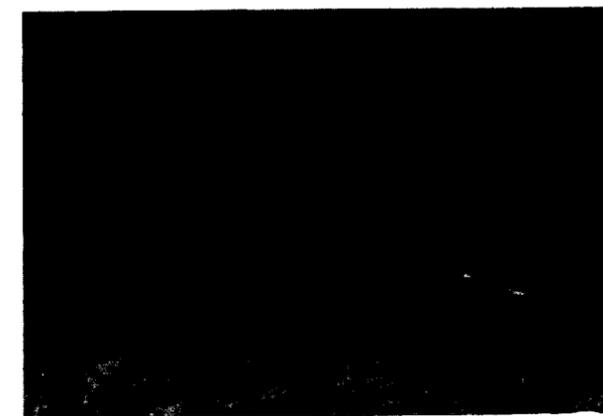
MARTÍNEZ (1975) encuentra en la Zona de Sanabria una serie metasedimentaria de edad Cámbrico inferior (equivalente a la caliza de Vegadeo), bajo el "Ollo de Sapo", y continuidad sedimentaria en-

tre el gneis y la serie del Ordovícico inferior. Encuentra en el gneis numerosos niveles de origen volcánico y le asigna una edad entre Cámbrico inferior y Ordovícico inferior.

Las intercalaciones de bancos de cuarcitas y areniscas sericíticas en la facies glandular, el tránsito gradual e irregular de las series metamórficas a las claramente sedimentarias y las intercalaciones de niveles gneísicos dentro de esta última nos indican un paso progresivo, con continuidad sedimentaria y sin saltos en el grado de metamorfismo entre las series glandulares y las sedimentarias.

La hipótesis de que los gneises glandulares proceden de la transformación metamórfica de una serie sedimentaria con abundante material volcánico ácido in situ o removilizado (SCHAFER, NAVIDAD, SOERS...) está de acuerdo con los datos observados por nosotros.

Sobre las facies de gneises glandulares podemos distinguir claramente tres conjuntos sedimentarios hasta la base de la cuarcita de edad Skiddaviense, que denominaremos A, B y C, de abajo a arriba. El A, reposando sobre los gneises, está formado por cuarcitas sericíticas y arcósicas con pocas intercalaciones pelíticas y niveles de gneises glandu-



Carretera Hiendelaencina - Bustares, 1 km. al N de Hiendelaencina. Paso lateral de gneis glandulares a cuarcitas micáceas.

lares y conglomerados de potencia irregular (fig. 3); el B, por cuarcitas y protocuarcitas a veces sericíticas alternando con niveles subordinados de pelíticas en la parte baja, fundamentalmente cuarcítico en la media, y formando una alternancia de pizarras y protocuarcitas en la superior. Hacia el E disminuyen en número y potencia los bancos de cuarcita, pero aún se observan algunos niveles feldespáticos, y el C, por pizarras y pizarras arenosas,

con algunos bancos cuarcíticos, especialmente a techo.

La correlación de las unidades indicada en la figura 2 se ha realizado por conjuntos, ya que lateralmente es imposible seguir ningún banco por un gran espacio, pues tienden a ser lenticulares en su geometría.

En los bancos de cuarcita se observan laminación paralela, estratificación cruzada planar y de surco, flaser bedding, ripples de oscilación e interferencia, diversas huellas de corriente (flutes, bounce casts...). También se han encontrado *Skolithos* (HALDEMAN, 1840) en la parte alta de la serie y en el tramo medio de la Serie de Alto-Rey, y otras huellas de actividad orgánica muy abundantes en determinados niveles de la parte alta de las series del Río Bornova y Río Regacho.

La potencia de las series descritas oscila entre 450 y 600 m.; el tramo A es el que presenta más variación de potencia, oscilando entre 80 y 200 m.; el tramo B tiene unos 150 m., y el C, unos 200-250 m.

El conjunto de la serie representa un gran ciclo positivo-negativo (gneises-A-B-parte de C, positivo, parte superior de cuarcita del Arenig, negativo), la que representa una variación de la batimetría de la serie.

La parte basal, rica en conglomerados, aunque de distribución irregular, representaría sedimentos de "shelf" proximal. Se observa un aumento paulatino en la profundidad de depósito de la serie hasta C, aunque nos mantenemos en series de características de "shelf"; los bancos más o menos lenticulares de cuarcita, con sus estructuras de corriente y geometría pueden corresponder a depósitos de canales subtidales encajados en sedimentos pelíticos de energía más baja. A partir de la mitad del tramo C, aproximadamente, se observa una progresiva disminución en la profundidad de sedimentación, culminando en las cuarcitas del Skiddaviense (o de Alto Rey) que corresponden a series de tipo playa por sus estructuras sedimentarias y ausencia de fauna. La parte superior de C es de tipo intertidal, comparables a las series actuales del Mar del Norte, descritas por EVANS (1965) y REINECK (1967).

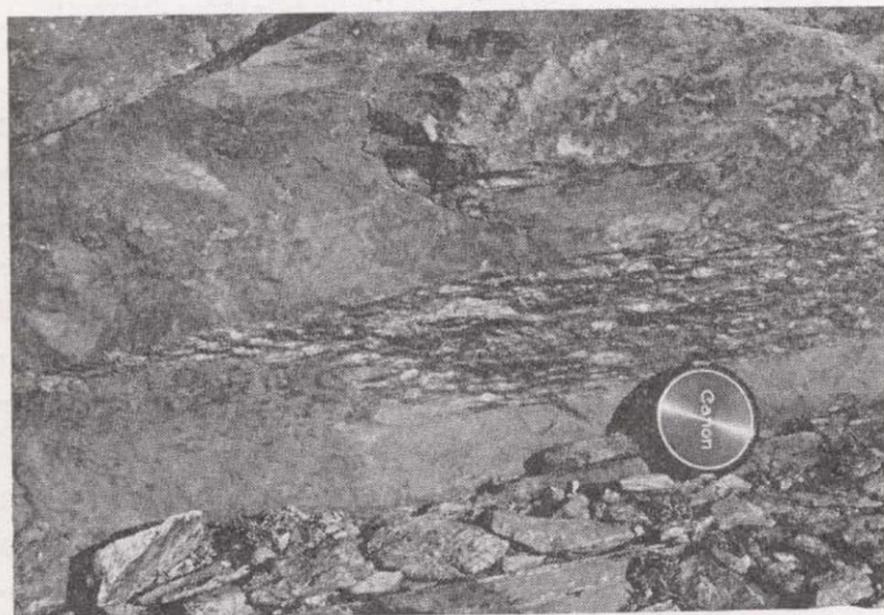
El paso de los gneises glandulares al conjunto A no supone un comienzo de ciclo sedimentario, con cambio en la composición de los materiales, sino que se observa una continuidad en la composición. Sigue siendo feldespática la serie, aunque no exis-

tre el gneis y la serie del Ordovícico inferior. Encuentra en el gneis numerosos niveles de origen volcánico y le asigna una edad entre Cámbrico inferior y Ordovícico inferior.

Las intercalaciones de bancos de cuarcitas y areniscas sericíticas en la facies glandular, el tránsito gradual e irregular de las series metamórficas a las claramente sedimentarias y las intercalaciones de niveles gneísicos dentro de esta última nos indican un paso progresivo, con continuidad sedimentaria y sin saltos en el grado de metamorfismo entre las series glandulares y las sedimentarias.

La hipótesis de que los gneises glandulares proceden de la transformación metamórfica de una serie sedimentaria con abundante material volcánico ácido in situ o removilizado (SCHAFER, NAVIDAD, SOERS...) está de acuerdo con los datos observados por nosotros.

Sobre las facies de gneises glandulares podemos distinguir claramente tres conjuntos sedimentarios hasta la base de la cuarcita de edad Skiddaviense, que denominaremos A, B y C, de abajo a arriba. El A, reposando sobre los gneises, está formado por cuarcitas sericíticas y arcósicas con pocas intercalaciones pelíticas y niveles de gneises glandu-



Carretera Hiendelaencina - Bustares, 1 km. al N de Hiendelaencina. Paso lateral de gneis glandulares a cuarcitas micáceas.

lares y conglomerados de potencia irregular (fig. 3); el B, por cuarcitas y protocuarzitas a veces sericíticas alternando con niveles subordinados de pelitas en la parte baja, fundamentalmente cuarcítico en la media, y formando una alternancia de pizarras y protocuarzitas en la superior. Hacia el E disminuyen en número y potencia los bancos de cuarcita, pero aún se observan algunos niveles feldespáticos, y el C, por pizarras y pizarras arenosas,

con algunos bancos cuarcíticos, especialmente a techo.

La correlación de las unidades indicada en la figura 2 se ha realizado por conjuntos, ya que lateralmente es imposible seguir ningún banco por un gran espacio, pues tienden a ser lenticulares en su geometría.

En los bancos de cuarcita se observan laminación paralela, estratificación cruzada planar y de surco, flaser bedding, ripples de oscilación e interferencia, diversas huellas de corriente (flutes, bounce casts...). También se han encontrado *Skolithos* (HALDEMAN, 1840) en la parte alta de la serie y en el tramo medio de la Serie de Alto-Rey, y otras huellas de actividad orgánica muy abundantes en determinados niveles de la parte alta de las series del Río Bornova y Río Regacho.

La potencia de las series descritas oscila entre 450 y 600 m.; el tramo A es el que presenta más variación de potencia, oscilando entre 80 y 200 m.; el tramo B tiene unos 150 m., y el C, unos 200-250 m.

El conjunto de la serie representa un gran ciclo positivo-negativo (gneises-A-B-parte de C, positivo, parte superior de cuarcita del Arenig, negativo), la que representa una variación de la batimetría de la serie.

La parte basal, rica en conglomerados, aunque de distribución irregular, representaría sedimentos de "shelf" proximal. Se observa un aumento paulatino en la profundidad de depósito de la serie hasta C, aunque nos mantenemos en series de características de "shelf"; los bancos más o menos lenticulares de cuarcita, con sus estructuras de corriente y geometría pueden corresponder a depósitos de canales subtidales encajados en sedimentos pelíticos de energía más baja. A partir de la mitad del tramo C, aproximadamente, se observa una progresiva disminución en la profundidad de sedimentación, culminando en las cuarcitas del Skiddaviense (o de Alto Rey) que corresponden a series de tipo playa por sus estructuras sedimentarias y ausencia de fauna. La parte superior de C es de tipo intertidal, comparables a las series actuales del Mar del Norte, descritas por EVANS (1965) y REINECK (1967).

El paso de los gneises glandulares al conjunto A no supone un comienzo de ciclo sedimentario, con cambio en la composición de los materiales, sino que se observa una continuidad en la composición. Sigue siendo feldespática la serie, aunque no exis-

ten ya los grandes cristales de los gneises "Ollo de Sapo", así como los cuarzos azules riolíticos. Los materiales siguen teniendo un origen mixto sedimentario y volcánico, aunque estos últimos van desapareciendo lentamente.

Los niveles del conjunto A que por su composición podían transformarse mejor durante el metamorfismo llegaron a gneises, mientras que el resto no pasaron de esquistos o cuarcitas, tomando el conjunto un aspecto bandeado irregular, con grandes variaciones laterales.

EDAD DE LAS SERIES

La edad de los gneises ha sido controvertida durante largo tiempo. Refiriéndonos a los trabajos más recientes hay tres opiniones fundamentales: quienes le asignan una edad Cámbrico superior a Tremadoc (SOMMER (1965) y NAVIDAD (1975), quienes le asignan una edad precámbrica (SOERS (1973), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y quienes le asignan una edad anteordovícica sin más (SCHAFER (1969)).

La serie sedimentaria estudiada, en continuidad sedimentaria por el techo con las cuarcitas de edad Skiddaviense comprobada, es comparable a las de formación Puebla (MARTÍNEZ, 1973), las areniscas de Brieva y Arlanzón (COLCHEN, 1970) y la Serie Ibérica, de la región de Ateca (SCHMIDT (1971) y JOSOPAIT (1972) y las de Avila (CAPOTE y VEGAS, 1968), Montes de Toledo (SANJOSÉ, 1961) y Cáceres (ELORZA y VEGAS (1971), SANJOSÉ et al. (1974), citadas por los autores anteriores como de edad Cámbrico Superior-Tremadoc y datadas en la S. Demanda y región de Ateca, con Trilobites. Esta es la edad que suponemos tienen los conjuntos A, B y C.

Tampoco encontramos discontinuidad alguna con los gneises glandulares, antes bien, hay continuidad sedimentaria en los materiales, como demuestran la presencia de niveles cuarcíticos intercalados los gneises glandulares, la existencia de cuarzos azulados detríticos en los gneises glandulares y en los niveles claramente sedimentarios, la intercalación de niveles gneísicos en la parte basal del tramo A y, en general, la progresiva disminución del metamorfismo de la serie según ascendemos en ella. Por tanto consideramos extensible la edad Cámbrico superior a estos gneises de Hiendelaencina equivalentes a los de La Berzosa, en la región de Buitrago (CAPOTE y CASALS (1975) y los "Ollo de Sapo", de Sanabria (MARTÍNEZ, 1973).

CONCLUSIONES

Se diferencian tres conjuntos en la serie comprendida entre gneises del núcleo Hiendelaencina-La Bodera y las cuarcitas de Alto Rey (Arenig).

- Uno inferior constituido fundamentalmente por areniscas arcósicas, con esporádicos niveles de conglomerados, en algunas ocasiones con aspecto gneísicos y gneises, principalmente, hacia la base.
- El tramo medio está formado por areniscas feldespáticas, proto y ortocuarzitas en niveles lenticulares, con intercalaciones pelíticas.
- Un tramo superior, fundamentalmente pelítico, con intercalaciones cuarcíticas lenticulares, más frecuentes hacia el Oeste.

Existe continuidad sedimentaria entre los gneises y la serie anteriormente descrita, manifestándose el tránsito, en una disminución gradual de metamorfismo, así como de materiales feldespático-sericíticos.

Nos inclinamos por el origen vulcano-sedimentario para los gneises de Hiendelaencina-La Bodera. La diferencia de estos materiales y su cobertura se debe en primer lugar a un metamorfismo decreciente en la vertical, pero principalmente a una variación litológica original en los materiales.

Se interpreta el medio deposicional de esta serie como de plataforma o "shelf", observándose la existencia de una variación cíclica de la batimetría, donde los mínimos batimétricos se localizan a muro y techo de la serie respectivamente; suponemos que los niveles lenticulares cuarcíticos, que, principalmente, se alojan en el tramo medio son depósitos de canales subtidales.

Atribuimos a los gneises de Hiendelaencina-La Bodera y a la serie suprayacente una edad conjunta de Cámbrico superior-Tremadoc, sin que de momento se pueda establecer el límite entre ambos dentro de ella.

BIBLIOGRAFIA

- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K.; WALTER, R.: "Zur Geologie der Mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)", *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, t. 28, 1-28 (1973).
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: "Las series anteordovícicas del Sistema Central", *Bol. IGME*, tomoXXXVI, pp. 581-596 (1975).

- COLCHEN, N. M.: "Geología de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño)", *Mem. IGME*, t. 85, 436 pp. (1970).
- EVANS, G.: "Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash", *Quart. J. Geol. Soc.*, London, t. 121, pp. 209-245 (1965).
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R.: "Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E de la provincia de Cáceres", *Estudios Geológicos*, V, XXVII, pp. 177-180 (1971).
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: "Hierros de Galicia", *Mem. IGME*, t. 1, pp. 1-457.
- JOSOPAIT, V.: "Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, Ne-Spanien)", *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, H. 23, S. 1-121 (1972).
- LOTZE, F.: "Einige Probleme der Iberische Meseta", *Geotekt. Forsch.*, H. 6, S. 1-12 (1945).
- MARTÍNEZ, E.: "Deformación y metamorfismo en la Zona de Sanabria", *Studia Geologica*, t. V, pp. 7-106 (1973).
- MARTÍNEZ, E.: "Edad de la formación Ollo de Sapo en la zona de Sanabria (NO de España)", *Bol. R. S. Hist. Nat.*, tomo del centenario, pp. 302-310 (1975).
- NAVIDAD, M.: "Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental)", *Est. Geol.*, vol. XXXI, pp. 343-350 (1975).
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, PH.; CAPDEVILLA, R.: "Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo, formation porfiroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne", *Notas y Comunicaciones IGME*, n. 76, pp. 119-154 (1964).
- PARGA, J. R.; VEGAS, R.: "Problems and discussion on the Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)", *Gel. Rundschau*, H. 61, S. 44-69 (1972).
- REINECK, H. E.: "Layered sediments of tidal flats, beaches

- and shelf bottoms of the North Sea", en: *Estuaries*, G. H. Lauf Ed., pp. 191-206 (1967).
- RIEMER, W.: "Entwicklung des Paläozoikum in den Südlichen Provinz Lugo (Spanien)", *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 117, S. 273-289 (1963).
- RIEMER, W.: "Vermutliches Präkambrium im Raume-Monforte-El Barco (Nordwest-Spanien)", *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh. 11, S. 732-740 (1965).
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.: "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo", *Bol. IGME*, t. LXXXV, pp. 21-31 (1974).
- SAN JOSÉ, M. A.: "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo, de los Montes (Toledo)", *Cuad. Geol. Ib.*, v. 1, pp. 335-343 (1969).
- SCHAFER, G.: "Geologie und Petrographie im Ostlich en Kastilischem Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)", *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, t. 10 (1969).
- SCHMIDT, V.: "Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza, NE Spanien)", *Münster Forsch. Paläont.*, H. 22, S. 1-123 (1971).
- SOERS, E.: "Stratigraphie et Geologie Structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)", *Studia Geologica*, T. IV, pp. 7-94 (1972).
- SOMMER, W.: "Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama-Gebirge", *Arbeiten Geol. Paläont. Inst. Westf. Wilh. elms-Universität-Münster*, Helf. 1, 159 pp. (1965).
- WALTER, R.: "Die unter schiedliche Entwicklung des Alpaläozoikum östlich und westlich des Kristalins von Vivero, Lugo, Nordwest-Spanien", *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh. 12, S. 740-753.

Recibido: Julio 1977.

Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica

Por A. G. UBANELL (*)

RESUMEN

Se pone de manifiesto, en el Sistema Central Español, la existencia de cuatro grandes bloques tardihercínicos, delimitados por fallas de esta edad del sistema NE-SW.

A su vez, algunos de estos bloques se subdividen en dos bloques de menor importancia.

ABSTRACT

In the Spanish Central System four great late Hercynian blocks, delimited by wrench faults of direction NE-SW, are pointed out.

Something of this blocks is divided in two subblocks.

INTRODUCCION

Como consecuencia del trabajo de investigación que venimos realizando desde hace algún tiempo sobre la fracturación del Sistema Central Español se ha comprobado la existencia de una serie de unidades —bloques— cada una de las cuales se comportó como un conjunto único ante los esfuerzos tardihercínicos.

En esta publicación sólo se tienen en cuenta las fallas de dirección NE-SW por ser éstas las que han dado lugar a los citados bloques. Las restantes se encuentran en fase de estudio y en su momento se publicarán las conclusiones obtenidas.

Asimismo sólo se consideran las deformaciones tardihercínicas, por lo tanto se ha hecho una abstracción de todas las deformaciones Alpinas que han sufrido los sistemas de fallas presentes en el área estudiada.

Para ello se ha elegido una zona (fig. 1) en la cual estas deformaciones Alpinas no trastocan excesivamente los rasgos geológicos anteriores a dicha edad.

(*) Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid-3.

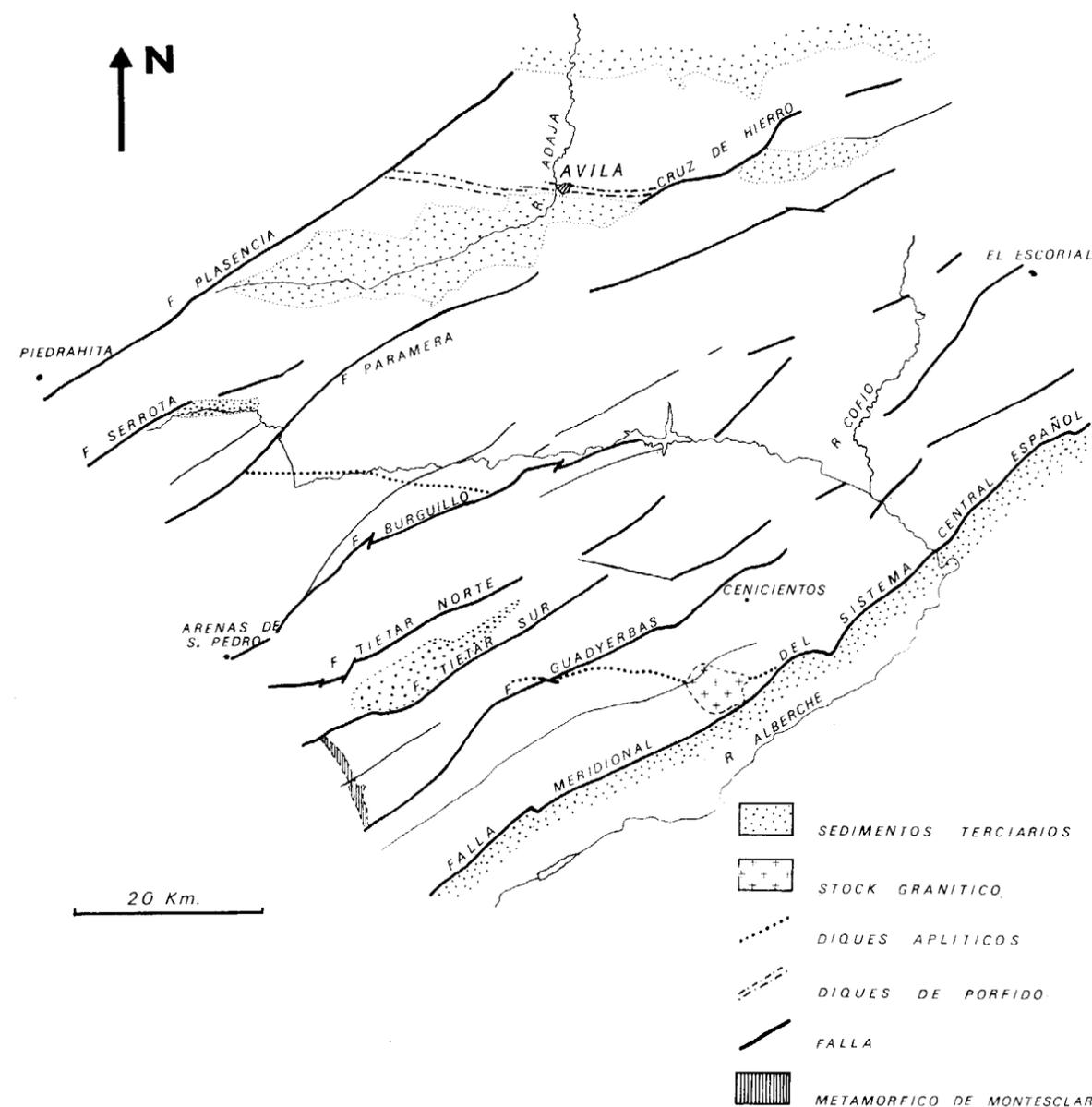
De esta forma se ha llegado al conocimiento de una serie de unidades tardihercínicas, en base a ciertos elementos geológicos de referencia, cuya importancia es grande, pues condicionan la evolución Alpina de la región.

A dichas unidades las denominamos bloques, entendiendo por tales una porción de terreno, que se ha comportado como un solo conjunto ante los esfuerzos tectónicos, sin poder precisar la profundidad de los mismos si bien, se sabe que algunos son de escala cortical.

SISTEMA DE FALLAS NE-SW

Estas fallas fueron primeramente definidas por PARGA (1969), quien las consideró como pertenecientes a un sistema conjugado integrado por fallas de direcciones NE-SW y NW-SE de edad tardihercínica.

Posteriormente, la importancia de las mismas ha sido puesta de manifiesto, reptidamente, por diversos autores (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1971; PEDRAZA GILSANZ, 1973; CAPOTE, 1973; VEGAS, 1974, 1975; ARTHAUD ET MATTE, 1976; UBANELL, 1976; A y B, etc.).



Estas fracturas se desarrollan a escala del Macizo Hespérico, habiendo actuado, fundamentalmente, como fallas de desgarre ("decrochements"). Debido a esfuerzos compresivos se originan estas fallas, dando lugar a cataclisis y brechificaciones, y posteriormente, en una etapa de distensión, algunas de ellas se rellenan con material diabásico, como es el caso de la falla del Alentejo-Plasencia, la cual constituye el accidente más importante de todas ellas. Dicha etapa de distensión ha sido fijada en el Triásico medio inferior (GARCÍA DE FIGUEROLA

et al, 1974). A partir de esta fecha, la evolución de esta falla es compleja (GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO, 1973) y, como dijimos al principio, no se trata en este trabajo.

Los primeros desplazamientos sufridos por las unidades geológicas a lo largo de estas fallas han sido dextrales (UBANELL, 1976) produciéndose con posterioridad los movimientos sinestrales, que son los que resultan más visibles en la actualidad.

De este sistema, las dos fallas más importantes del centro peninsular son la de Plasencia y la Me-

ridional del Sistema Central (VEGAS, 1974). Las dos se desarrollan a escala cortical (ROSALES, 1976).

La primera posee una longitud aproximada de unos 500 Km. y el espesor del dique en ella insruuido supera en muchos puntos los 250 m. La segunda es de una magnitud menor, alcanzando la mitad de la longitud de la primera, y no presenta manifestaciones diabásicas.

El desplazamiento sinextral de las directrices hercínicas a un lado y otro de la falla de Plasencia es de 4-5 Km. al S de Plasencia, sin embargo, de confirmarse la hipótesis expuesta por nosotros en una publicación anterior (UBANELL, 1977), el desplazamiento real sinextral sería de 23 Km. (magnitud expuesta por PARGA, en 1969). Como consecuencia de esta hipótesis, la línea de la falla de Plasencia se habría desplazado lateralmente hacia el SE unos 8 ó 10 Km. El desplazamiento en dirección experimentado a lo largo de la falla meridional del Sistema Central, no se ha podido determinar por encontrarse al lado E recubierto por sedimentos terciarios (fig. 1), a los cuales cabalga dicha falla.

Aunque estas dos estructuras son las más importantes, también se han producido otra serie de fallas paralelas a las mismas contemporáneas con ellas, que son las que nos delimitan los bloques que aquí tratamos.

La manera de presentarse éstas hoy en día es muy variada, unas veces dan importantes escarpes morfológicos (fallas del Burguillo y N del Tiétar), mientras que otras no producen ningún desnivel (falla de la Paramera-Cruz de Hierro). Ello es debido a los rejuegos selectivos que han tenido durante la época Alpina.

En algunos lugares sirven de encajamiento a la red fluvial (falla de Guadyervas), mientras que en otros dan un resalte positivo gracias a los diques de cuarzo que intruyen en ellas (algunos de éstos constituyen yacimientos de uranio, como el de Navarredonda-Martín Calvo, 1968).

Sin embargo, una característica común a estas fracturas es su espaciamento. En efecto, la distancia a la que se encuentran una de otra suele ser del orden de los 15 Km.

Evidentemente, existen fallas a menos distancia, pero su acción perturbadora sobre los elementos de referencia geológicos no es significativa. No obstante en algún lugar pueden tener cierta importancia, y en este caso definen los subbloques.

BLOQUES TARDIHERCINICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Trazando una línea en dirección SE-NW por la parte central de la figura 1 podemos distinguir cinco fallas principales que dan origen a cuatro bloques (fig. 2), que de SE a NW son:

- a) Bloque del Piélago.
- b) " oriental de Gredos.
- c) " de la Paramera.
- d) " de la Serrota-Ojos-Aibos (1).

A su vez, el bloque del Piélago puede dividirse en dos subbloques: el de San Vicente y el de Montesclaros.

Todos estos conjuntos pueden definirse en el sector comprendido entre Piedrahita-Arenas de San Pedro y Avila-Cenicientos. Al Este de aquí la complejidad estructural y la dinámica Alpina (no hay que olvidar que es la zona de enlace entre Gredos y Guadarrama) enmascaran la disposición tardihercínica de los elementos geológicos. Al oeste no se ha proseguido la investigación y, por tanto, actualmente, carecemos de datos para continuar estos conjuntos.

Sin embargo, hay que destacar que en un trabajo reciente (ROSALES, 1976), se han detectado al E de nuestra zona, por métodos geofísicos, cuatro grandes bloques corticales.

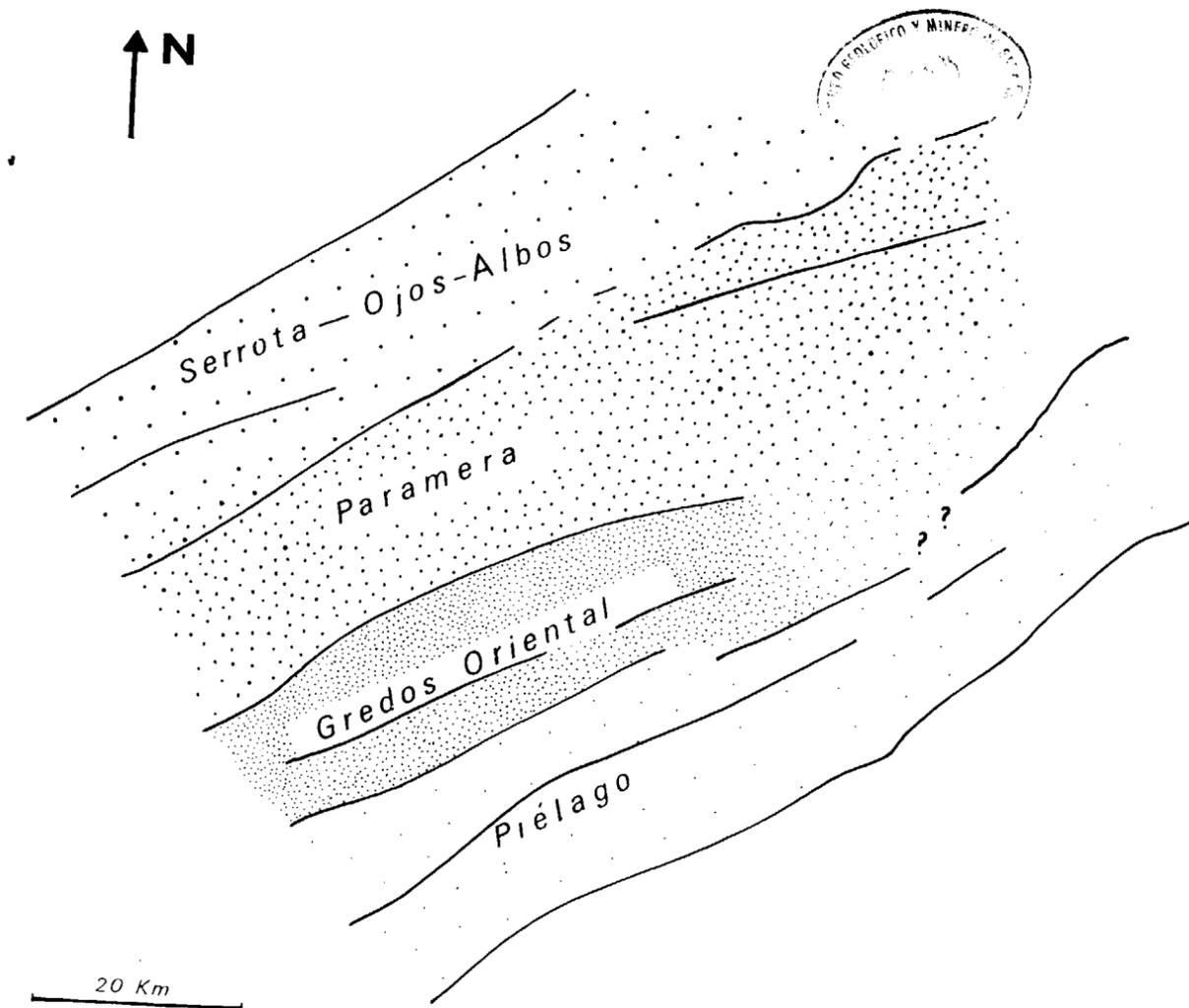
- a) Bloque del Piélago.

Se encuentra delimitado por la falla meridional del Sistema Central y la falla sur del Tiétar. Fue primeramente definido por GARCÍA FIGUEROA (1958) el cual señala un basculamiento alpino hacia el SW del mismo.

A su vez puede dividirse en dos conjuntos menores, el del S y el del N. La línea de separación entre uno y otro sería la falla del Guadyervas

El primero queda definido por la continuidad de unos diques aplíticos que se extienden desde la falla meridional hasta la del Guadyervas. Mientras que el segundo se define en base al afloramiento de calizas y esquistos de Montesclaros el cual queda

(1) No hay que confundir estas unidades con las cuatro alineaciones montañosas expuestas por Vidal Box (1937) como unidades tectónicas cuyos límites no coinciden exactamente con los nuestros y definidos, además, para los tiempos Alpinos.



ceñido exactamente por las fallas del Guadyervas y la del sur del Tiétar.

Otro hecho que confirma la acción de la falla del Guadyervas puede verse en el trabajo de CASQUET (1975) en cuya cartografía se puede apreciar cómo esta falla separa formaciones metamórficas diferentes, así como las isogradas del metamorfismo.

No obstante, esta falla no tiene la importancia suficiente para delimitar un bloque y por tanto el bloque entero comprende estos dos subbloques.

- b) Bloque oriental de Gredos.

Aparece limitado por las fallas S del Tiétar y la del Burguillo. Hoy en día forma el núcleo más elevado de la Sierra de Gredos en este sector y la depresión tectónica por la que discurre el río Tiétar.

Pese a que no existen dentro de él elementos lineales que nos sirvan de referencia puede definir-

se como tal ya que una gran parte del mismo está formada por un granito de dos micas cuyo límites N y S son los límites de este bloque. El límite E es el más problemático y seguramente debe terminarse integrándose en el bloque de La Paramera.

- c) Bloque de la Paramera.

Queda comprendido entre la falla del Burguillo y la de La Paramera-Cruz de Hierro, estando perfectamente definido por el Sur, a la altura del río Alberche en donde un dique aplítico de más de 25 kilómetros de longitud se extiende en dirección sensiblemente E-W. Por otra parte, en el N, también queda bien definido porque la falla de la Cruz de Hierro separa formaciones metamórficas muy distintas, al N de ella existe una zona metamórfica de la biotita mientras que al S de la misma aparece

una zona metamórfica de la sillimanita (FÚSTER y MORA, 1970).

d) Bloque de La Serrota-Ojos Albos.

Limitado por la falla antedicha y la de Plasencia se extiende este bloque desde La Serrota hasta la Sierra de Ojos Albos. En el medio se encuentra la depresión del Valle de Amblés rellena de sedimentos terciarios.

Los elementos de referencia utilizados para la visualización de este conjunto han sido los diques de pórfido presentes en la comarca de Avila. Efectivamente, hay una serie de dique porfídicos, de dirección aproximada a la E-W, dispuestos entre las fallas de La Cruz de Hierro y la de Plasencia, que no sufren desviaciones notables y por lo tanto indican la existencia de este bloque.

CONCLUSIONES

1.º En la región estudiada del Sistema Central Español se definen cuatro grandes bloques originarios, en la época tardihercínica, a favor de fallas de dirección NE-SW. Estos bloques tienen una anchura aproximada de unos 15 kilómetros.

2.º De la existencia de estos bloques se infiere que el espaciamento entre las fallas tardihercínicas de primer orden con esa dirección es del orden antedicho de unos 15 kilómetros.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, et MATTE: *Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de L'Europe. Geometrie et essai de re-constitution des condition de la deformation.* Tectonophysics, v. 25, pp. 139-171. Amsterdam (1975).
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.ª J.: *Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada.* I. Cent. R. Soc. Esp. Hist. Not. Madrid (1971).
- CAPOTE, R.: *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila.* "Bol. Geol. y Min. del I. G. M. E.", t. 84-VI. Madrid (1973).
- CASQUET MARTÍN, C.: *Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de S. Vicente (Sistema Central Español).* "Estudios Geológicos", v. 31, pp. 217-239. C. S. I. C. Madrid (1975).

FÚSTER, J. M. y MORA PEÑA, A.: *El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español)* "Estudios Geológicos", v. 26, núm. 3, C. S. I. C. Madrid (1970).

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Excursión geológica por el Bloque del Piélago.* Notas y Comunicaciones del IGME, núm. 50, pp. 77-93. Madrid (1958).

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y CARNICERO, A.: *El extremo noroeste del gran dique del Aentejo-Plasencia.* "Studia Geológica", t. VI. Salamanca (1973).

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F.: *El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos en Extremadura (Estudio comparativo)* "Bol. Geol. y Min. del IGME", t. 85, III. Madrid (1974).

MARTÍN CALVO, M.: *El filón de Navarredonda (Avila)* "Bol. Geol. y Mi. del IGME", t. 79, IV. Madrid (1968).

PARGA, J. R.: *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv.* "Geol. Rundschau", 59, 1, pp. 323-336. Stuttgart (1969).

PEDRAZA GILSANZ, J.: *Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos* "Bol. Geo. y Min. de IGME", t. 84, I. Madrid (1973).

ROSALES, F.: *Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales.* Tesina de Licenciatura. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid (1976).

UBANELL, A. G.: *Los diques aplíticos de Almorox-Navacorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos.* Comunic. Serv. Geol. Portugal, t. LX. Lisboa (1976).

UBANELL, A. G.: *Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite* "Studia Geol." (1977).

VEGAS, R.: *Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica* "Bol. Geol. y Min. del IGME", t. 85-II. Madrid (1974).

VEGAS, R.: *Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications* "Geol. Rundschau", 64, 1. Stuttgart (1975).

VIDAL BOX, C.: *Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila* "Bol. Geol. Esp. Hist. Nat.", t. 37, núm. 1-6. Madrid (1937).

Recibido: Julio 1977.

Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del sistema central español (Sierra de Gredos)

Por R. B. BABIN (*)

RESUMEN

En esta breve exposición se dan a conocer los principales rasgos plutónicos, metamórficos y de plegamiento, estableciendo sus relaciones mutuas, así como su disposición temporal, para una amplia región situada en la parte occidental del Sistema Central.

ABSTRACT

On establish in this brief note the mutual relations among the main plutonic, metamorphic and folding features as far as its age setting for a vast zone of the Western Sistema Central.

INTRODUCCION

Como ya es sabido, la distribución de las unidades plutónicas y metamórficas en el Sistema Central Español, es muy distinta según nos encontremos en sus partes oriental u occidental. Mientras que en la primera, las rocas metamórficas ocupan gran extensión y los plutones graníticos son relativamente pequeños en dimensión y número, según nos aproximamos a la parte más occidental van siendo más importantes en superficie las rocas plutónicas; mientras que las metamórficas presentan poca extensión de afloramiento, e incluso en algunas zonas sólo aparecen en forma de "enclaves" o "xenolitos" dentro de los macizos graníticos.

El objeto del presente trabajo, es definir las relaciones que existen entre deformación, metamorfismo y plutonismo, sin hacer una descripción exhaustiva de los distintos tipos de rocas plutónicas y metamórficas, que ya han sido objeto de publicaciones anteriores (BABIN, 1974, UGIDOS, 1973, BABIN, 1976).

(*) Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense. Madrid-3.

1. DEFORMACION

Los estudios efectuados hasta el presente en esta parte occidental del Sistema Central español, muestran claramente la existencia de tres etapas de deformación, todas ellas pertenecientes a la orogenia hercínica, cuyas características más importantes exponemos a continuación.

Para la región de Avila, CAPOTE (1973) menciona tres fases de deformación diferentes, caracterizadas las dos primeras por el desarrollo regional de esquistosidad, y por poseer vergencias hacia el norte centrífugas con respecto al área más intensamente metamorfizada. La tercera fase, en general, posmetamórfica, pliega las estructuras anteriores y da lugar a las formas mayores que se aprecian en la cartografía.

En los materiales metamórficos aflorantes en Arenas de San Pedro, según MARTÍN ESCORZA (1971), la primera fase de deformación da lugar a pliegues isoclinales apretados con vergencia hacia el W, con foliación y esquistosidad visibles en toda la zona. La segunda fase, de deformación, la define como producida por una esquistosidad de flujo axial, sien-

do concordantes S_1 y S_2 en casi toda la zona, mientras que la tercera da pliegues simétricos con plano axial casi vertical o bien con ligera vergencia hacia el E.

En el sector más occidental, estudiado por nosotros (BABÍN, 1976), se pueden distinguir también tres fases de deformación, con características semejantes a las ya citadas (fig. 1). La primera de ellas

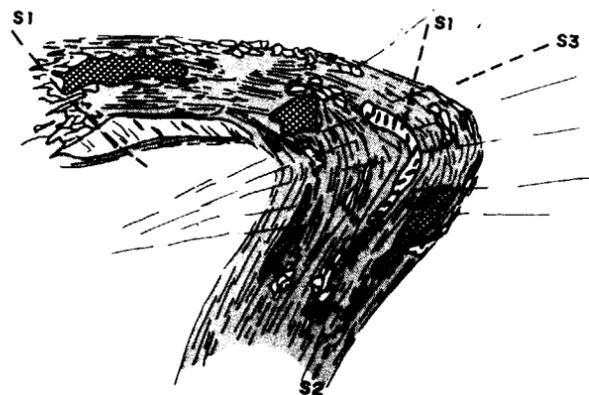


Figura 1

Relación de las tres fases principales de deformación con la cristalización metamórfica. El esquema está tomado de una lámina delgada correspondiente a los esquistos inferiores

se caracteriza por grandes pliegues tumbados hacia el E o SE, acompañados de esquistosidad y en los niveles inferiores, foliación. En las capas cuarzosas aparece boudinage.

La segunda fase origina pliegues de plano axial vertical o con vergencia variable, acompañados por esquistosidad de crenulación en rocas pelíticas y de flujo en rocas néficas y cuarcíticas. En los niveles inferiores existe foliación.

La tercera fase se caracteriza por sus planos axiales verticales o buzando al norte. La esquistosidad está poco desarrollada, aunque se aprecia en las capas micácicas, así como en las cuarcitas y anfibolitas.

2. METAMORFISMO

En la región de Avila, existe un metamorfismo de alta temperatura y baja presión, definido por la aparición de andalucita, cordierita y sillimanita, según datos de FÚSTER y MORA PEÑA (1970). Este metamorfismo regional da lugar a una fusión parcial en las partes bajas de las series condicionando la

aparición de migmatitas con caracteres variables según las zonas. Esta migmatización es poscinemática con respecto a la segunda fase de deformación de crita para esta región.

En el sector de Arenas de San Pedro, el metamorfismo regional es similar al anteriormente descrito. Viene definido principalmente por la presencia de andalucita, cordierita y sillimanita.

En la región de la Sierra de Gredos, comprendida entre Béjar, Piedrahita y Barco de Avila, el metamorfismo es sincrónico con el plegamiento principal, encontrándose principalmente biotita, andalucita, cordierita y sillimanita en las rocas metasedimentarias aflorantes. Con posterioridad, tiene lugar una intensa migmatización en toda la zona, en ocasiones contemporánea y en general posterior a la

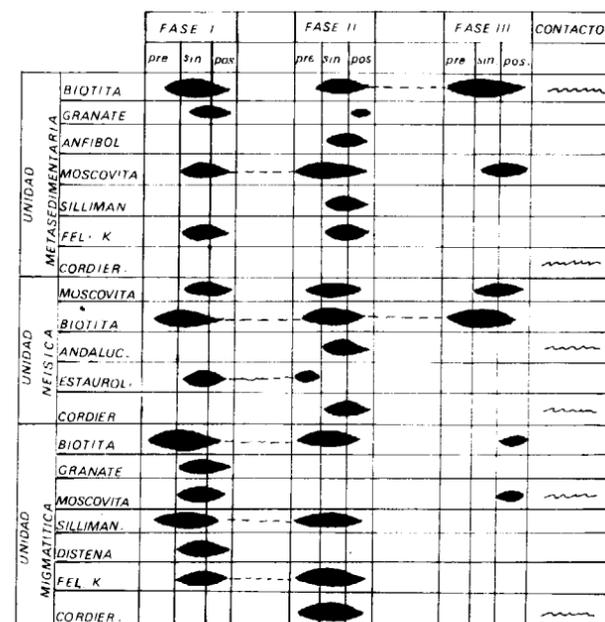


Figura 2

Esquema de cristalización de minerales de metamorfismo, en relación con las fases de plegamiento

segunda fase de deformación. Por ello, y para esta región, se pueden diferenciar dos etapas distintas, sin que esto necesariamente signifique la existencia de dos metamorfismos diferentes.

Por otra parte, en algunas muestras hemos encontrado cristales de distena, cuyas características parecen indicar que son anteriores incluso a la primera etapa de deformación. Por tanto, cabría pensar la posibilidad de un metamorfismo anterior al

mencionado, quizá prehercínico, de presión elevada. En este momento, no disponemos de suficientes datos para aseverar categóricamente su existencia, pero este hecho ya ha sido demostrado por otros autores en zonas vecinas (MARTÍNEZ GARCÍA y CORRETGÉ, 1970).

3. PLUTONISMO

En todo el ámbito del Sistema Central, las rocas plutónicas ocupan gran extensión de afloramiento, y sus características generales son muy semejantes, aunque dentro de ellas se pueden distinguir distintos tipos. Para una mejor exposición, vamos a dividir este tipo de rocas en dos grupos principales: rocas plutónicas hercínicas precoces y rocas plutónicas hercínicas tardías.

a) Rocas plutónicas hercínicas precoces.

Para la región de Avila, se han definido (CAPOTE, 1973) varios tipos de granitoides precoces, deformados por alguna de las tres fases principales. Entre ellos se deben destacar los neosomas migmatíticos, sincrónicos con el metamorfismo, así como rocas plutónicas muy deformadas, de tipo ortoneisico, anteriores, al menos, a la segunda fase de deformación. Unas veces derivan de granitos alcalinos de dos micas, mientras que otras lo hacen de granitos biotíticos con abundante feldespato potásico.

También se pueden considerar como rocas precoces, aquellas rocas plutónicas claramente orientadas, pero poco deformadas, ligadas aparentemente a la anatexia regional y emplazadas, probablemente, antes de la tercera fase.

Las datos existentes para la región de Arenas de San Pedro, muestran la presencia de un ortoneis, con una marcada foliación dada por cristales de feldespato orientados, rodeados por una pasta cuarzosa con textura fluidal. Su extensión de afloramiento es muy reducida, y se presenta en un grado de alteración bastante avanzado.

En los alrededores de Béjar, situado ya en la parte occidental de la Sierra de Gredos, existe una roca granitoide, de características bastante complejas, que posiblemente se pueda incluir en este grupo. En publicaciones anteriores, la hemos denominado "granítico aplítico con núcleos de máficos", debido a su aspecto característico en el afloramiento. A escala mesoscópica, presenta estructuras más o menos continuas, definidas por restos de una fo-

liación plegada. En el afloramiento se observa que esta foliación es anterior a los núcleos oscuros que forman parte de la roca. Por otro lado, existe un paso gradual de esta roca granitoide a la serie migmatítica, de tal forma que los núcleos oscuros se van estirando, formando una foliación muy visible en el campo. Estos hechos, unidos a su composición y textura, nos hacen pensar en un emplazamiento pretectónico, anterior al menos a la tercera fase de deformación.

b) Rocas plutónicas hercínicas tardías.

Claramente postectónicas, son las rocas plutónicas que forman la mayor parte de los afloramientos graníticos del Sistema Central. Aunque dentro de ellas se pueden diferenciar varios grupos, desde los puntos de vista textural y mineralógico, nosotros vamos a diferenciar únicamente las rocas de carácter ácido de las básicas, enumerando sus principales características de forma muy general.

El tipo de roca plutónica más frecuente en esta región, es el de las granodioritas biotíticas. En general son rocas calcoalcalinas, intrusivas, que dan lugar a un metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. El tamaño de grano es muy variable, y son frecuentes los enclaves. La característica más notable de este granito, es la presencia de fenocristales de feldespato sin ninguna orientación visible, aunque en zonas próximas a rocas metamórficas, se aprecia una orientación más o menos paralela al contacto.

En algunas localidades, se han podido encontrar afloramientos de rocas gabroideas, subordinadas a las granodioritas, así como rocas microgranudas de color oscuro, que actualmente aparecen como enclaves mesócratos.

4. RELACIONES ENTRE DEFORMACION, METAMORFISMO Y PLUTONISMO

Como ya es sabido, la intensidad del metamorfismo y el mecanismo de deformación, están íntimamente ligados, de tal forma que según la zona de metamorfismo en que nos encontremos, un tipo de roca determinado va a comportarse de distinta manera frente a la deformación. Por tanto, según la litología y la intensidad del metamorfismo, vamos a encontrar un estilo de deformación propio, variable según los distintos niveles estructurales.

Según aumenta el grado de metamorfismo, las rocas sufren aplastamiento, dando lugar a una deformación por fluencia pasiva. Sin embargo, en la partes más altas con un grado de metamorfismo menor, este fenómeno afecta sólo a las rocas pelíticas, mientras que las cuarcitas, de mayor competencia, se deforman por un mecanismo de flexión-deslizamiento. Todo ello, da lugar para cada fase, a distintos tipos de esquistosidad, que varían al mismo tiempo que la intensidad del metamorfismo, desde esquistosidad de fractura hasta foliación en los niveles estructurales más profundos.

En el caso de rocas competentes, como son las cuarcitas, se observa que en los niveles más altos dan lugar a pliegues isópacos, mientras que apartir de la isograda Andalucita +, se deforman por fluencia pasiva, cuyo resultado son los pliegues de geometría similar.

A una escala más detallada, mediante análisis microtextural, se puede detectar alguna fase de deformación que no es visible a escala de afloramiento. Este análisis, nos indica las relaciones entre metamorfismo y plegamiento en el tiempo. A partir del cuadro expuesto en la figura 2, podemos concluir que el metamorfismo comenzó con la primera fase de deformación, alcanzando su máxima intensidad durante la segunda. A partir de entonces decrece su intensidad, observándose un retrometamorfismo simultáneo o ligeramente posterior a la tercera fase.

La migmatización regional más importante, es debida a un momento metamórfico posiblemente posterior a las fases de deformación principales, sin que esto signifique necesariamente la existencia de dos metamorfismos distintos.

Con respecto a las rocas plutónicas, ya hemos apuntado en el capítulo de plutonismo la existencia de rocas granitoides de distinta composición mineralógica, cuyas características estructurales demuestran que han sido emplazadas en distintos momentos. Para no insistir en lo anteriormente expuesto,

remitamos al lector al apartado 3, donde se clasifican estos tipos de rocas en relación con las tres fases de deformación principales de la orogenia hercínica.

BIBLIOGRAFIA

- BABIN VICH, R. B.: "Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Velón", *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 69, 5-27 (1971).
- "Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar". *Studia Geologica*, 7, 41-61 (1974).
- "Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar (Sierra de Gredos)", *Estudios Geol.*, 32, 189-198 (1976).
- BARD, J.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH.: "Les grands traits stratigraphiques tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama", *C. R. Acad. Sci.*, 270, 2630-2633 (1970).
- CAPOTE, R.: "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila", *Bol. Geol. y Min.*, 84, 426-347 (1973).
- FÚSTER, J., y MORA PEÑA, A.: "El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español)", *Est. Geol.*, 26, 307-321 (1970).
- MARTÍN ESCORZA, C.: "Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (provincia de Avila-Toledo)", *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 303-327 (1971).
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; CORRETGE, L. G.: "Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)" *Stvd. Geol.*, Univ. Salamanca, núm. 1, 47-58 (1970).
- UGIDOS MEANA, J. M.: "Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila", *Studia Geol.*, VI, 85-93 (1973).
- UGIDOS MEANA, J. M.; FERNÁNDEZ LAGUNA, F. J.: "El metamorfismo al este de Plasencia", *Stvd. Geol.*, VI, 65-71 (1973).

Recibido: Julio 1977.

El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central

Por R. CAPOTE (*), M. J. FERNANDEZ CASALS (*),
F. GONZALEZ LODEIRO (**) y M. IGLESIAS PONCE DE LEON (**)

RESUMEN

En la presente nota se pone de manifiesto la existencia de un accidente mayor con dirección Norte-Sur en la parte oriental del Sistema Central. Corresponde este accidente a una zona de intensa cizalla desarrollada durante el plegamiento principal hercínico, a la que se asocia un metamorfismo con distena.

ABSTRACT

On exposes in this paper the existence of a major North-South trend accident in the eastern part of the Central System (Spain). The mentioned accident, synchronous with the main hercynian deformations, is related to a strong shear zone and, perhaps, to a kyanite metamorphism.

1. INTRODUCCION

El Macizo Ibérico, extenso afloramiento de la Cadena Hercínica europea, fue subdividido por F. LOTZE (1945) en varias zonas paralelas atendiendo al tipo de series y a la diferente proporción de rocas metamórficas e intrusivas que las constituyen. En el Sistema Central están representadas parte de dos de estas zonas: La Galaico-Castellana (Sierras de Gredos y Guadarrama), caracterizada aquí por la gran extensión que alcanzan las rocas metamórficas de los estarios medio y alto y los abundantes cuerpos granitoides intrusivos, y la Zona Astur Occidental-Leonesa (Somosierra), en la que las rocas metamórficas son predominantemente del estadio bajo y los cuerpos intrusivos hercínicos están prácticamente ausentes o, al menos, no afloran (figura 1).

En la presente nota se pretende exponer algunos datos y adelantar una interpretación acerca de la naturaleza del límite entre estas zonas en el Sistema Central.

2. CARACTERES GEOLOGICOS DE LA ZONA LIMITE

El área en que se ponen en contacto las dos zonas mencionadas en el Sistema Central corresponde a una estrecha banda de dirección casi Norte-Sur, localizada entre las sierras de Guadarrama y Somosierra, concretamente entre las localidades de Riaza y Berzosa (fig. 1).

En el plan estratigráfico, esta zona límite separa dos regiones del Sistema Central muy contrastadas. Al Este predominan las formaciones paleozoicas, que comprenden un Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior, mientras que al Oeste dominan las formaciones preordovícicas, localizándose el Arenig y algo del Llenvirn-Llandeilo solamente en un par de puntos del borde norte (Sierra de Ojos Albos y área de Muñico; CAPOTE Y VEGAS, 1968; CAPOTE, 1973). Por otra parte, en el sector de Somosierra, el Ordovícico se apoya directamente sobre las formaciones porfiroides tipo Ollo de Sapo, mientras que en Guadarrama y Gredos se sitúan entre ambas formaciones metasedimentarias también preordovícicas. Estas faltan en Somosierra por efecto de los movimientos sárdicos.

También en el plan del metamorfismo regional

(*) Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense de Madrid.

(**) Departamento de Geomorfología y Geotécnica. Universidad de Salamanca.

hercínico este límite separa zonas diferentes. En Gredos y Guadarrama dominan en extensión las áreas con metamorfismo de los estadios medio y alto, y los gradientes son de presiones bajas a muy bajas, aunque la presencia en ocasiones de ciertos minerales relictos (distena, estaurolita y almandino) indica que, inicialmente, el gradiente pudo ser

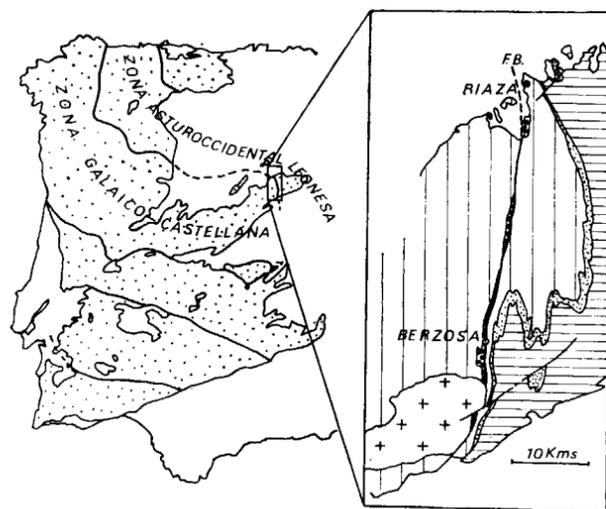


Figura 1

Localización en el Macizo Ibérico y esquema geológico del límite entre las zonas Galaico-Castellana y Astur Occidental-Leonesa (LOTZE, 1945) en el Sistema Central. Rayado vertical, series anteriores al Arenig. Círculos abiertos, Gneis de Berzosa-Riaza-Nazaret. Punteado fino, Arenig. Rayado horizontal, Paleozoico post-Arenig. Cruces, granito de La Cabrera. F. B., Falla de Berzosa.

de presiones medias (FUSTER et al, 1974). Por el contrario, en Somosierra el metamorfismo de presiones medias es del estadio bajo y sólo localmente, en la antifirma de Hiendelaencina, del estadio medio.

En el paso de un sector a otro se concentran las isogradas en una banda estrecha, pasándose bastante rápidamente de la zona de la sillimanita a la de la clorita. La principal característica de dicha banda es la presencia de una zona con distena, de anchura no mayor de 3 kilómetros (FUSTER Y GARCÍA CACHO, 1970), también orientada en dirección Norte-Sur.

Desde el punto de vista estructural, el área de paso entre las dos zonas se localiza entre una amplia sinforma hercínica (Sinforma de la Peña de la Cabra) del sector de Somosierra y una antifirma (Antifirma de Manjirón) en el sector de Guadarrama.

En la Sinforma de la Peña de la Cabra se observan tres etapas de deformación. La primera, responsable de la formación de las macroestructuras dibujadas por las cuarcitas armorianas, da lugar en los esquistos sericítico-cloríticos a una esquistosidad S_1 de flujo muy marcada. La segunda genera un strain-slip cleavage, con tectonic banding a veces bien marcado y subparalelo a S_1 . Finalmente, una crenulación menos patente deforma a las anteriores. Según se penetra en la banda donde se concentran las isogradas de metamorfismo se puede observar cómo la segunda esquistosidad se va acentuando y pasa a una foliación muy bien desarrollada, que puede llegar a borrar a S_1 . Esta sólo se conserva como inclusiones rectas en porfiroblastos de biotita y granate rodeados por la segunda foliación aquí visible (FERNÁNDEZ CASALS, 1976). Hacia el Oeste, la segunda foliación vuelve a estar menos marcada y S_1 resulta ser nuevamente la foliación más visible. Existe, pues, un corredor de intensa deformación esquistosa posterior a S_1 , acompañada todavía por fuerte recrystalización metamórfica (según los planos de foliación crecen moscovita y biotita y hay también porfiroblastos de estaurolita sin y postcinemáticos respecto a ella) y situado, precisamente, en este área de tránsito entre Guadarrama y Somosierra, sugiriendo fuerte deformación de cizalla dúctil en ella.

En todo el flanco occidental del Sinclinal de la Peña de la Cabra las señales de intenso estiramiento y cizalla son visibles y van acompañadas de adelgazamiento en las cuarcitas armorianas. Estas llegan a aparecer, al Sur del embalse de El Atazar, según un estrecho afloramiento de 3,5 kilómetros de largo aislado entre esquistos y con claras señales de rotura posterior a la esquistosidad de flujo S_1 . Se puede interpretar este afloramiento como un "lambeau" separado por contactos mecánicos de los esquistos. Hacia el Norte, en las inmediaciones de Riaza se localizan pliegues cónicos del tipo de los que aparecen asociados a cizalla. Estos pliegues deforman a lineaciones de la primera fase hercínica.

Todas estas señales de intensa deformación dúctil concentrada en una banda estrecha y la presencia de lambeaux aislados de formaciones más competentes entre los esquistos, todo ello en el área de límite entre las dos zonas de la cadena con los caracteres contrastados citados, sugieren la presencia de un contacto mecánico. La geometría del conjunto apoya también esta posibilidad. A lo largo de la zona de la distena se sitúa un afloramiento alargado de gneises glandulares gruesos, gneises porfi-

roides finos, leucogneises y gneises pelíticos (Gneis de Berzosa, BISCHOFF, et al., 1973; Gneis de Riaza-Nazaret, GARCÍA CACHO, 1973) equivalentes al Olló de Sapo de Hiendelaencina (CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS, 1975). Interpretada en principio la estructura como una antifirma (FERNÁNDEZ CASALS, 1974), últimamente se pensó que este gneis constituía un cuerpo estratiforme entre los metasedimentos aflorantes a ambos lados (BISCHOFF et al, 1973, CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS, 1975). Sin embargo, la geometría de los micropliegues de primera fase y las relaciones de S_1 con la estratificación, tal como se ven en las inmediaciones del contacto del Gneis de Berzosa-Riaza-Nazaret, indican una asimetría diferente a la de los pliegues menores de la Sinforma de la Peña de la Cabra (fig. 2). Esto sólo puede ex-

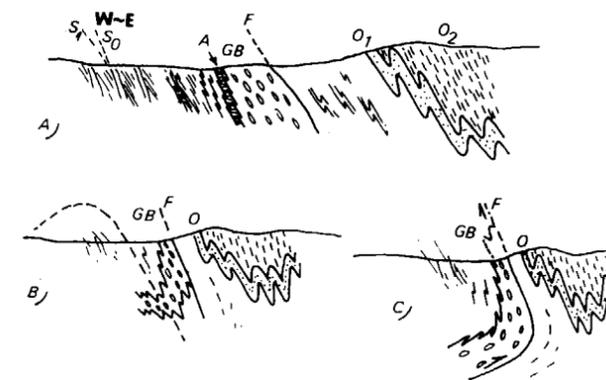


Figura 2

A) Disposición de las microestructuras desde el flanco occidental del Sinclinal de la Peña de la Cabra hacia el Oeste. GB, Gneis de Berzosa. A, nivel de anfíbolita. O_1 , cuarcita armoriana. O_2 , Esquistos de Prádena. S_0 , estratificación. S_1 , foliación de primera fase. F, Falla de Berzosa. B) Interpretación en el supuesto de que el Gneis de Berzosa sea estratigráficamente superior a los metasedimentos preordovícicos situados al Oeste. C) Interpretación con el Gneis de Berzosa como formación más antigua. Según esta interpretación, que debe ser la correcta, la Falla de Berzosa es un importante cabalgamiento plegado posteriormente.

plicarse suponiendo la existencia de una falla en el contacto oriental del Gneis de Berzosa, a la que denominamos Falla de Berzosa.

3. INTERPRETACION CINEMATICA

Según sea el Gneis de Berzosa estratigráficamente superior o inferior a los metasedimentos situados al Oeste son posibles dos soluciones para la estruc-

tura, tal como puede verse en la figura 2. O bien el Gneis de Berzosa entra como una tête plongeante hacia el Este o bien se trata de una serie invertida como resultado del replegamiento de una estructura de primera fase. La primera solución choca con la disposición de las estructuras del Ordovícico, siendo por ello muy poco probable. La segunda solución es la más probable y de hecho ha sido observada en otras estructuras del sector de Somosierra por uno de los autores (GONZÁLEZ LODEIRO, in litt.). Por esta razón pensamos que la falla debió funcionar como un cabalgamiento de gran envergadura y con una vergencia hacia el Este. La posición de las lineaciones de estiramiento asociadas indican que el movimiento tenía una componente horizontal de sentido sinistral. El momento de su formación debió ser posterior a la esquistosidad de primera fase, pues S_1 está obliterada por la segunda foliación observada en la banda de cizalla asociada al cabalgamiento, pero anterior a una deformación retrovergente que puede ser la segunda fase de plegamiento descrita por SOERS (1972).

La situación puede ser similar a la que describen MARCOS (1973) en Asturias Occidental y BARD (1969) y MORENO Y VEGAS (1976) en el SW peninsular, es decir, una etapa de formación de cabalgamiento retrasada respecto al desarrollo de la primera fase de plegamiento esquistoso, pero anterior a la segunda de las fases que dan lugar a esquistosidad generalizada.

La asociación de la estrecha zona de distena y de este cabalgamiento probablemente sea algo más que casual. Según GARCÍA CACHO (1973), la distena es posterior a la esquistosidad S_1 , pero a su vez los porfiroblastos están deformados por una fase posterior. Es probable que las condiciones de la formación de distena estén favorecidas por el funcionamiento de la Falla de Berzosa. Esto podría explicar la paradoja de que siendo la sucesión de zonas la correspondiente a un metamorfismo tipo Barrow la anchura de las mismas sea inferior a la del área tipo (BARD et al., 1971). Las condiciones de mayor presión sólo se alcanzaron en las inmediaciones de la falla. CAPDEVILA (1968) cita también en Galicia Oriental la existencia de series de metamorfismo con distena en las zonas de contacto de regiones geológicamente diferentes, donde por efectos tectónicos la presión ha sido mayor que en el resto de las zonas. La asociación de distena a fallas profundas también es descrita por MATTAUER (1974) en el Himalaya y Cevennes. Este tema, sin embargo, precisa todavía de un estudio más detallado.

4. CONCLUSIONES

En el Sistema Central el límite entre dos zonas importantes de la Cadena Hercínica, la Galaico-Castellana y la Astur Occidental-Leonesa, corresponde a un gran contacto mecánico (Falla de Berzosa) que explica el paso relativamente rápido entre las dos diferentes zonas. Este contacto funcionó probablemente como un cabalgamiento vergente al Este, aunque con una importante componente sinistral.

La falla funcionó inmediatamente después de la primera fase de deformación, cuando el metamorfismo estaba todavía en su fase álgida, y generó una marcada foliación (la segunda de las observadas en la zona límite) originada por deformación plástica de todas las rocas en las inmediaciones del plano de falla.

Existe la posibilidad de que la distena se formara en esta banda favorecida por el funcionamiento de dicha falla.

Finalmente, la falla fue deformada por una fase de plagamiento hercínica retrovergente que es responsable de su actual buzamiento hacia el Este.

BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien Sud-Iberique*. Thèse Univ. Montpellier, 398 págs. (1969).
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, PH.: *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)*. C. R. Acad. Sc. París, t. 270, páginas 2630-2633 (1970).
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, PH.: *Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central español)*. Acta Geológica Hispánica, t. VI, (2), pp. 46-48 (1971).
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R.: *Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)*. Münster Forsch. Geol. Palaönt., t. 28, 28 páginas (1973).
- CAPDEVILA, R.: *Les types de métamorphisme "intermédiaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. París, t. 266, pp. 1924-1927 (1968).
- CAPOTE, R.: *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila* "Bol. Geol. Min.", t. LXXXIV-VI, pp. 426-437 (1973).

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las series anteordevícicas del Sistema Central*. "Bol. Geol. Min.", t. LXXXVI-VI, pp. 581-596 (1975).

CAPOTE, R. y VEGAS, R.: *El Paleozoico de los alrededores de Avila*. Estudios Geológicos, vol. XXIV, pp. 181-189 (1968).

FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcueta*. "Studia Geologica", VII, pp. 87-106 (1974).

FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis, Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 305 págs (1976).

FÚSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. "Bol. Geol. Min.", t. LXXXV-V, pp. 595-600 (1974).

FÚSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L.: *Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)*. Estudios Geológicos, vol. XXVI, pp. 327-329 (1970).

GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid, 319 págs. (1973).

GONZÁLEZ LODEIRO, F.: *Estudio estructural del Guadarrama Oriental* (In. lit.).

LOTZE, F.: *Zur Gliederung Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, pp. 78-92 (1945).

MARCOS, A.: *Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)*. Trabajos de Geología. Fac. Ciencias. Universidad de Oviedo, núm. 6, 113 págs. (1973).

MATTAUER, M.: *Existe-t-il des chevauchements de Type Himalayen dans la chaîne Hercynienne du Sud de la France*. 2^{ème} Reunion Annuelle des Sciences de la Terre. Pont-a-Mousson (Nancy), pág. 279 (1974).

MORENO, F. y VEGAS, R.: *Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz)*. Estudios Geológicos, XXXII, pp. 47-52 (1976).

SCHAFER, G.: *Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Haupts Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)*. Münster Forsch. Geol. Palaönt., 10, 207 págs. (1969).

SOERS, E.: *Estratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)*. "Studia Geologica", IV, pp. 7-94 (1972).

Recibido: Julio 1977.

Evolución dinámica del basamento durante el Cámbrico en los Montes de Toledo sur-orientales

Por C. MARTIN ESCORZA (*)

RESUMEN

La distribución y caracteres más significativos de los depósitos Cámbricos de esta zona, que se encuentran plegados por las fases hercínicas, nos han permitido extraer datos acerca de la influencia que sobre ellos ejerció la dinámica de un subyacente pero cercano Basamento. Tal influencia motivó cambios laterales de facies y distribución en las inyecciones y emanaciones ígneas ácidas, según o a través de líneas activas que deben corresponder con alineadas fracturas del rígido basamento.

Se ha intentado, en esquemas, señalar durante tres intervalos intracámbricos las posibles y más destacadas líneas activas. La dinámica de alguna de estas facturas puede estar relacionado con ciertas mineralizaciones que se conocen en la zona.

Tanto la perseverancia en el tiempo como sus dimensiones hacen sospechar que estas líneas pueden pertenecer a un sistema cortical bien definido que viene activándose desde el Cámbrico hasta los tiempos más recientes.

SUMMARY

The most significant characteristics and distribution of the Cambrian deposits of this zone, are crumpled from the Hercinian phases, and have permitted us to extract data on the influence of dynamic of an adjacent but nearby Basament on same. This influence motivated lateral changes of facies and the distribution in injections and igneous acid emanations, following or through the active lines which should correspond to fractured alignments of the rigid basament.

In diagrams, we have tried to indicate, during three intracambrian intervals, the possible and most outstanding active lines. The dynamic of some of these fractures can be related to certain mineralizations which are known in the zone.

The perseverance in time of the dynamic of these weakness lines, as well as their dimensions, make us suspect that they could belong to a well defined cortical system which has been activating itself from Cambrian times up to the present.

I. INTRODUCCION

Estas áreas de la Meseta Ibérica fueron reconocidas por PRADO (1855), quien encontró importante material paleontológico clasificado por VERNEUIL y BARRANDE (1855). Estos hallazgos permitieron determinar en los Cortijos de Malagón la presencia de la entonces llamada fauna "Primordial" (es decir, del Cámbrico), y, en numerosos lugares de las provincias de Ciudad Real y Toledo, yacimientos de la

que era considerada fauna "Secundaria" (del Ordovicio, según la actual nomenclatura). Como del Paleozoico inferior asignó HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) los distintos materiales que afloran en los alrededores de Urda; a las calizas, como del Cámbrico por su semejanza con las de Sierra Morena; y a las cuarcitas con icnofósiles, del Ordovicio inferior por semejanza con el así determinado en Portugal (NERY DELGADO, 1886-1888).

Las observaciones que desde 1945 llevaba realizando LOTZE en nuestra península quedan recogidas en su síntesis sobre el Cámbrico de 1961. En sus trabajos expone diversas cuestiones predominantemente

(*) Sección de Geología Estructural. Instituto "Lucas Mallada". C. S. I. C. Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid-3.

te estratigráficas, pero aquí nos interesa destacar las importantes conclusiones geotectónicas derivadas de la mención de dos Discordancias ante-Ordovícicas intracámbricas: es decir, la existencia para dicho autor de las que él denominó Fase Toledánica y Fase Ibérica, ambas existentes en todos los Montes de Toledo.

Recientemente (MARTÍN ESCORZA, 1975, 1977, b) se han encontrado argumentos locales y regionales suficientes como para confirmar la existencia de la Fase Ibérica en los Montes de Toledo, si bien la discordancia que la define no parece encontrarse donde a veces LOTZE la situó y otros autores recogieron, sino que se puede localizar bajo una amplia formación de conglomerados cuarcíticos y capas detríticas. Sobre estas formaciones basales del Ordovícico se encuentran capas areniscosas con numerosos icnofósiles de gran continuidad regional sobre las que se hallan las cuarcitas con facies "armoricana" en cuya base es fundamentalmente donde LOTZE situó la discordancia Ibérica.

En los Montes de Toledo surorientales hemos encontrado criterios para sostener aún la existencia de una discordancia, y, por tanto, de una fase tectónica anterior a la Fase Ibérica (MARTÍN ESCORZA, 1975, 1977, b). Sin embargo, no hemos podido determinar si tal fase es intracámbrica superior, del Cámbrico medio o si se dio incluso en el Cámbrico inferior. Es decir, no hemos podido identificar la Fase Toledánica y no sólo en este área sino incluso en amplias zonas de los Montes de Toledo; ni allí en donde fue definida.

En este trabajo se pretende ofrecer las estructuras tectónicas más destacadas que intervinieron en la dinámica regional durante las dos fases anteordovícicas citadas para dicha área de los Montes de Toledo.

II. RESULTADOS ESTRATIGRAFICOS SIGNIFICATIVOS

En la zona hay depósitos que han podido ser bien datados tanto por *Arqueociatos* (MARTÍN ESCORZA y PEREJÓN, 1972) y por *Trilobites* (MARTÍN ESCORZA, 1975, 1977, a), como pertenecientes al Cámbrico inferior. Estos sedimentos reflejan, en general, un ambiente de plataforma costera de aguas poco profundas. Sobre ellos se encuentran, en discordancia, los correspondientes a un ciclo posterior en los que no se han encontrado restos fósiles determinativos (sólo

lingulidos, icnofósiles) y que pueden en principio ser asignados, sin seguridad, al Cámbrico superior. Estos sedimentos fueron depositados en medios continentales, interlitóricos o ambientes mixtos interdigitados constituyendo un Complejo Volcano-sedimentario (*op. cit.*).

II.1. Cámbrico inferior.

Las facies, en general, son detríticas pero destaca una formación carbonatada la cual engloba a su vez depósitos detríticos calcáreos. Entre otros aspectos cabe destacar aquí como más significativos:

a) El aumento de espesor que manifiesta la formación carbonatada desde las áreas occidentales (serie de Los Campillos) a las orientales (serie de Consuegra, Urda). Este aumento de espesor va unido a un detectable cambio lateral de facies que refleja hacia el oeste (Consuegra) una mayor profundidad.

b) En relación con ello precisamente, creemos que se encuentra el hecho de que en la Serie de Consuegra exista al menos un nivel riolítico interestratificado en dicha formación carbonatada (Cerro del Castillo).

c) Cierta inestabilidad tectónica, que quizá sólo se manifestó por movimientos epirogénicos o semejantes, se deduce para los tiempos correspondientes al techo de la Formación carbonatada. Tal dinámica está sugerida por la existencia de brechas calcáreas (Silo de Urda, Serie del Cruce, Serie de Consuegra), interestratificadas con grauvacas verdosas y pequeños niveles de tobas riolíticas.

II.2. Cámbrico superior.

Sobre los materiales del Cámbrico inferior bien datados encontramos un nuevo y más variado conjunto de depósitos infraordovícicos que hemos denominado Complejo volcano-sedimentario. Como ya hemos dicho en él no se han encontrado fósiles determinativos pero en principio lo podemos hacer corresponder al Cámbrico superior. Basados asimismo en nuestros trabajos en los que seguiremos también en nomenclatura y señalización destacamos aquí:

a) La localización puntual de capas riolíticas (brechas, tobas) en Las Pedreras, así como su relativamente brusco cambio lateral hacia el Este a facies grauvácicas y cuarcíticas, lo cual nos pone en evidencia un foco volcánico y una línea activa aso-

ciada que pudieron ser causa directa de tales efectos respectivamente.

b) Esta línea activa coincide en dirección y es próxima al dique volcánico, también riolítico, del Atajo de la Serrana, que cortando a las calizas y grauvacas del Cámbrico inferior podemos asociar con el proceso volcánico que se manifiesta en Las Pedreras.

c) Un punto igualmente activo con facies que reflejan una mayor actividad volcánica es el cerro de Fuente del Fresno, constituido en más de su mitad por brechas riolíticas con cantos angulosos muchos de los cuales corresponden a rocas del Cámbrico inferior subyacente.

d) Las "vulcanitas" de Fuente del Fresno están corinadas por capas cuarcíticas con estructuras acanaladas las cuales manifiestan un ambiente fluvial con aportes de Norte a Sur. Esta red fluvial intracámbrica se instaló sólo localmente y a favor quizá de una línea de debilidad la cual refleja una dirección coincidente con la de Las Pedreras y dique del Atajo de La Serrana. Esta línea de debilidad ve apoyada además su influencia por el destacado cambio de facies que se observa entre los cerros al Oeste y Este de Fuente del Fresno a través de los cuales los depósitos pasan de reflejar un ambiente dominante continental a otro interlitóricos o marino.

e) Con dirección WSW-ENE se encuentra un nuevo y más largo dique riolítico al pie de Sierra Luenga y Umbrión. Y de cómo varía su textura parece que su foco estuvo situado en los alrededores de la Fuente del Umbrión, penetrando a través de la Serie de las Chamaradas (Cámbrico inferior) y relacionándose sin duda con el culcanismo antes mencionado de las Pedreras y Fuente del Fresno.

f) Perteneciente también a este Complejo volcánico es la serie riolítica de la Casa de los Forestales, constituida por una brecha basal depositada discordantemente (Fase Toledánica) sobre el Cámbrico inferior de la Serie de los Chamaradas, y con distintos niveles, aunque poco potentes, de cineritas con tonos variados. Un conglomerado cuarcítico brechoide con cierto carácter olistostrómico del Ordovícico inferior, la fosiliza también con una cicatriz erosiva que debe hacerse corresponder a la Fase Ibérica.

II.3. Fase Ibérica.

Determinada por la discordancia que fosilizan los conglomerados cuarcíticos de la base del Ordovícico, se manifiesta en esta zona por una acción preli-

minar erosiva la cual motiva que estos conglomerados se encuentren sobre distintas formaciones o niveles del Cámbrico inferior. Por su localización y distribución reflejan un mayor levantamiento precisamente en las áreas centrales de la zona estudiada, ya que en ellas es donde se deposita en niveles más bajos del Cámbrico inferior.

Los cambios laterales más relevantes para la amplitud de dicha erosión y espesor de los detríticos

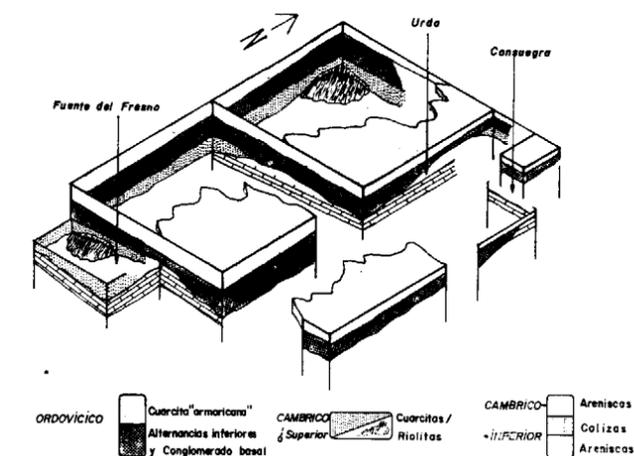


Figura 1

Croquis tridimensional en el que, simplificado, se trata de situar las relaciones entre los depósitos cámbricos y la acción de las discordancias erosivas correspondientes a la Fase Toledánica (fosilizada por las cuarcitas y riolitas del Complejo volcano-sedimentario que suponemos del Cámbrico superior) y la Fase Ibérica (cicatriz subyacente a los depósitos conglomeráticos de la base del Ordovícico)

basales del Ordovícico parecen asimismo estar en estrecha relación y se corresponden además con las líneas activas detectadas para los cambios de facies y situación de ciertas formaciones del Cámbrico (fig. 1).

II.3.1. Fase ante-Ibérica (Toledánica).

Determinada por la discordancia que fosilizan las brechas volcánicas, los conglomerados cuarcíticos y cuarcitas del Cámbrico que hemos supuesto como superior.

Por su distribución y localización (fig. 2) esta discordancia manifiesta también un mayor levantamiento del área central de la zona.

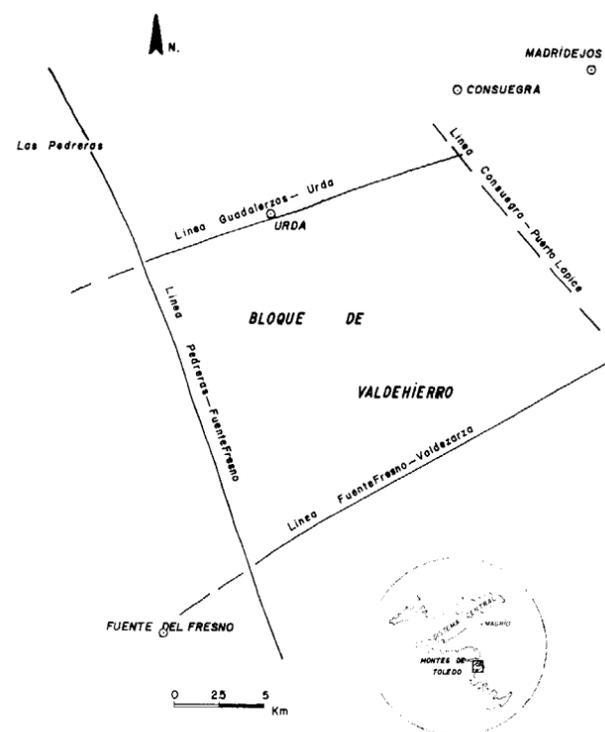


Figura 2

Las variaciones de facies, así como la localización y distribución de las mismas y de las rocas ígneas del Cámbrico de la zona ponen en manifiesto las líneas de debilidad-movilidad del cercano Basamento. Tales líneas, en nuestro caso, forman un sistema casi perpendicular y configuran un Bloque central más "estable"

III. MODELO TECTÓNICO DE LA DINÁMICA ANTEORDOVICICA

Nos encontramos ante una sedimentación cámbrica en la que destaca el hecho de que con cierta reiteración a lo largo del tiempo se producen casi en los mismos entornos los más notables cambios de facies y la presencia de niveles característicos. Hemos observado que los referidos cambios de facies tienen lugar según unas líneas relativamente nítidas y separan tales materiales (detríticos de calizas; vulcanitas de grauwacas y cuarcitas; cuarcitas fluviales de litorales, etc.) que nos hacen sospechar se deba a la imposición e influencia de un no muy profundo basamento fracturado cuyas principales líneas de movilidad (o debilidad) coinciden con estas.

Los bloques en que se encontraría cuarteado tal basamento se desplazan unos con respecto a otros según dichas superficies o líneas de debilidad con-

dicionando en gran parte los cambios y los caracteres de los sedimentos que se depositan durante tal activación dinámica.

Modelos de este tipo, en los que se hace de notar la dependencia local entre la configuración, fracturación, movimientos e inestabilidad del zócalo no aflorante durante la sedimentación con los distintos caracteres de los sedimentos en la cobertera, han sido propuestos ya por diversos autores para otras regiones y épocas geológicas. Así, por ejemplo, ALFA MEDINA (1960) para la Fosa terciaria del Tajo, en donde supone la existencia de una "tectónica profunda", motivada por movimientos y estructuras de un basamento que condiciona, en parte, la sedimentación continental del Neógeno y Cuaternario. Tal hipótesis incluso hemos podido nosotros mismos comprobar y verificar para tal región (MARTÍN ESCORZA, 1976).

Un esquema semejante para materiales sedimentarios continentales y marinos del Eoceno-Oligoceno ha sido puesto en manifiesto en los Bajos Alpes (APOSTOLESCU, 1968).

Una clara evidencia de esta relación entre la tectónica de basamento y la sedimentación que lo recubre se pudo establecer para el Paleozoico inferior del Sahara Central (BEUF *et al.*, 1971). En estas regiones de África, concretamente en el Fom Belren "las variaciones laterales observadas son bruscas tanto en las facies como en el espesor, deduciéndose una tectónica sinsedimentaria activa", en este caso para depósitos del Cámbrico-Ordovícico. También y con respecto, en estas mismas zonas africanas, la existencia de rocas volcánicas ácidas pone de manifiesto la correspondencia entre tales lavas y el desarrollo de fracturas abiertas (de tensión) en la región de In Ezzan. Asimismo los estudios sedimentológicos efectuados permiten demostrar para aquellos tiempos y regiones saharianas la existencia de "líneas estructurales" en el basamento cuyo dinámico durante la sedimentación motivó las apreciables variaciones en la litología.

Estamos, pues, ante procesos análogos o casi iguales o los ya conocidos por otros autores en varios lugares y distintos tiempos geológicos.

En nuestro caso el zócalo o basamento antecámbrico no aflora. En regiones próximas tal tema está en discusión y allí donde "parece" identificarse (por ejemplo: Macizo migmatítico de Toledo) existe una clara disparidad entre los diversos autores (la discusión de este ejemplo puede verse en: LIOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1962, 1963, a, b, 1965; APA-

RICIO YAGÜE, 1971). No obstante, las observaciones litoestratigráficas que hemos efectuado en los Montes de Toledo surorientales y que se han señalado en este trabajo, ponen de manifiesto la directa influencia de un cercano basamento antecámbrico rígido y fracturado cuya movilidad relativa de los grandes bloques que lo componen pudo ser la causa principal de los cambios, variaciones y distribución que presentan aquí los heterogéneos materiales del Cámbrico.

Dichas líneas estructurales de movilidad se encuentran en nuestra zona según dos dominantes direccionales: la NNW-SSE y la ENE-WSW. Ambas configuran un núcleo interno a dichas líneas, de forma casi rectangular, que según el modelo que estamos desarrollando debe corresponderse en profundidad con un bloque de dimensiones semejantes en el basamento (Bloque de Valdehierro, fig. 2).

IV. EVOLUCION GEODINAMICA INTRACAMBRICA

Todo lo anteriormente expuesto queda esquematizado en la figura 3 donde se expone la evolución de la dinámica del basamento en esta zona atendiendo a las líneas estructurales detectadas.

En dicho esquema se ha tratado de exponer en síntesis, las líneas activas durante tres intervalos intracámbricos. El primero (fig. 3.1) se refiere al Cámbrico inferior y más concretamente a los cambios de facies y características observadas en la Formación carbonatada. La figura 3.2 se refiere a los tiempos del Cámbrico durante los cuales se depositó el Complejo Volcánico sedimentario y que a falta de datos más precisos podemos suponer del Cámbrico superior. Esta dinámica parece estar dominada por una distensión según las determinadas líneas que señalan la figura, por entre las cuales se intruyen materiales ígneos que forman diques y emanaciones volcánicas ambas localizadas. (Algunos de estos diques, como, por ejemplo, el del Atajo de la Serrana, dirección NNW-SSE, parecen estar en relación con ciertas mineralizaciones de plomo que se encuentran en las proximidades del Cerro Calderina.) Este intervalo de actividad va acompañado de ligeros levantamientos que provocaron también erosión y depósitos detríticos correlativos. Todo ello determina una fase tectónica quizás no demasiada intensa y que puede corresponder a tiempos del final del Cámbrico Superior, es decir de la

conceptualmente definida por LOTZE (1958) como Fase Toledánica.

La figura 3.3, por último, trata de esquematizar el proceso dominante que deducimos para los tiem-

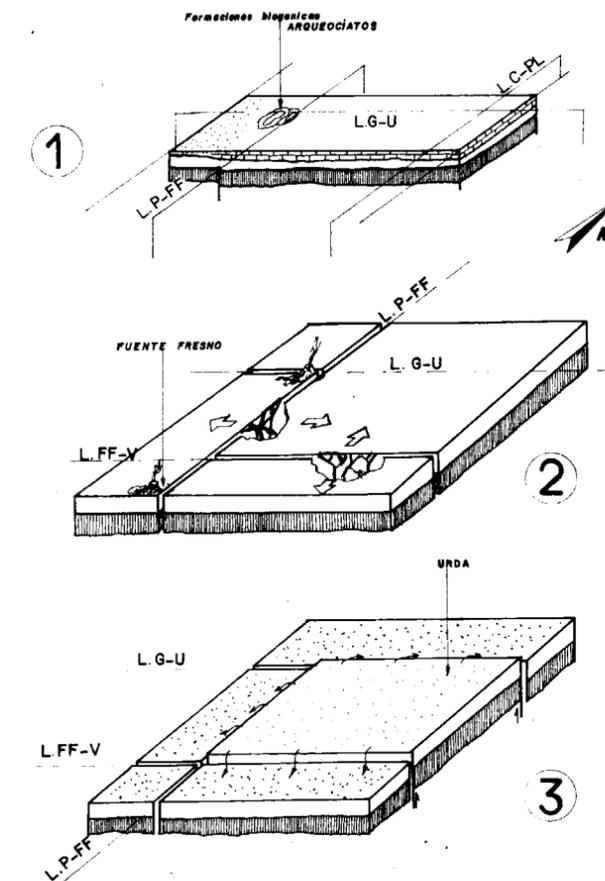


Figura 3

Esquema que intenta ofrecer la evolución dinámica del basamento en la zona durante tres importantes intervalos del Cámbrico: 1) La línea Pedreras-Fuente Fresno, parece influir en la localización de determinadas formaciones biogénicas y en la localización de sensibles variaciones de facies. En las áreas occidentales las otras dos líneas parecen haber sido condicionadoras de pequeñas emanaciones volcánicas que dan lugar a capas lenticuladas de escasa potencia. 2) Durante la Fase Toledánica al menos tres líneas se mostraron favorables para, por distensión, dar lugar a inyecciones ígneas en forma de diques que, en determinados puntos, son efusiones ácidas que reflejan cierta violencia en la eyección. 3) La Fase Ibérica, ya al final del Cámbrico manifiesta principalmente un juego de bloques en la vertical, que pudo quizás dar lugar a suaves abombamientos, además de erosiones diferenciales

pos finales del Cámbrico. El bloque de Valdehierro debió experimentar un levantamiento en la vertical según las cuatro líneas activas, lo cual motivó, en-

tre otras consecuencias, una mayor erosión en dicha área más levantada. Los depósitos correlativos principalmente conglomerados, que se depositan en las áreas adyacentes con mayor espesor, ya corresponden a los inicios del Ordovícico. Tal dinámica puede hacerse corresponder a la Fase Ibérica y pudo haber sido acompañada o provocada, además, de deformaciones en los materiales. Estas deformaciones nunca han podido ser determinadas con exactitud ni en intensidad, aunque generalmente se admite que produjo sólo pliegues de gran amplitud o abombamientos, junto con movimientos en la vertical, (como, por ejemplo, citan: HERNÁNDEZ ENRILE y GUTIÉRREZ ELORZA, 1968, en Sierra Morena; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, 1971, en la parte oriental de la provincia de Cáceres; o de intensidad "débil", según CAPOTE *et al.*, 1971, también al Este de la provincia de Cáceres). En el Macizo Hespérico para esta fase no se ha señalado aún un claro desarrollo de esquistosidad (*).

Las líneas activas de fracturación del Basamento detectadas en esta zona durante el Cámbrico son coincidentes o paralelas con otras que según estas mismas direcciones vuelven a mostrarse móviles durante el Carbonífero ya en el ciclo Hercínico (MARTÍN ESCORZA, 1975). La más oriental, con dirección NNW-SSE, por ejemplo, además de distorsionar las direcciones estructurales de los pliegues formados en las fases Hercínicas favoreve la intrusión de la granodiorita de Madrideojos (*op. cita.*); aunque no plenamente coincidente esta misma alineación puede relacionarse con los sills básicos de Villanueva de Bogas (NAVIDAD, 1973), también tardíos a la deformación Hercínica. La actividad de estas líneas, además, prevalece aún para tiempos más próximos, del Neógeno (MARTÍN ESCORZA, 1976) durante el Ciclo Alpino.

Tal perseverancia dinámica nos sugiere que tales líneas pertenecen a un sistema tectodinámico que posee una mayor trascendencia tanto en longitud como en profundidad.

La determinación e importancia de éste y otros sistemas que parecen afectar y actúan en la corteza durante distintos y distanciados ciclos tectónicos en estas regiones es uno de los temas de investigación que nos proponemos desarrollar en las próximos etapas del Proyecto Internacional de Geodinámica.

(*) En el NE de Portugal se da, con dudas, un metamorfismo tipo Barroviense (OEN, 1970) para una fase de deformación en parte equivalente a la Toledánica.

ARADECIMIENTOS

Agradecemos a D. Manuel Alia Medina la crítica y sugerencias que nos ofreció durante la realización de estas investigaciones.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M.: "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo", *Not. y Com. I. G. M. España*, 58-125-162 (1960).
- APARICIO YAGÜE, A.: "Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo", *Estudios Geológicos*, 27, 369-414 (1971).
- APOSTOLESU, V.: "Reconstitution des conditions de sédimentation des milieux de dépôt des données sédimentologiques et paleobionomiques conjuguées. Exemple de l'Eocène Forcalquier-Manosque (Basses-Alpes)" *Rev. de Inst. Français du Pétrole*, 22, 774-792 (1968).
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, A.; GARIEL, O.; BERNACEF, A.: "Les Grés du Paleozoïque inférieur au Sahara". Collection "Science et Tech. du Pétrole", 18, 464 pp. (1971).
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R.: "Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres", *Bol. Geol. Min.*, 82, 147-151 (1971).
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R.: "Consideración de la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres", *Estudios Geológicos*, 27, 1177-180 (1971).
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.: "Movimientos caledónicos (fases salafrica, sárdica y érica) en la Sierra Morena occidental", *Bol. F. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 66, 21-28 (1968).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: "Itinerario geológico de Toledo a Urdá", *Trabajos Mus. Cienc. Nat.*, 1-46, Madrid (1912).
- LOTZE, F., y SDZUY, K.: "Das Kambrium Spaniens. LOTZE; Teil I: Stratigraphis", *Wiss. Lit. Abh, math-naturw.*, 6, 1-216 (Trad. castellano: GÓMEZ DE LLARENA, J., en *Mem. IGME*, 75, 1970 (1961).
- LOTZE, F.: "Zur Stratigraphis des spanischen Kambriums", *Geol.*, 7, H. 3-6, 727-750, Berlín (Trad. castellano: GÓMEZ DE LLARENA, J., en *Not. y Comun. IGME*, 61, 131-164, 1961) (1958).
- LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: "Sur l'existence d'une tectonique archienne au centre de l'Espagne", *C. R. Somm. Soc. France*, Fasc. 8, 245-246 (1962).
- LLOPIS, N., y S. SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: "Sur la strati-

graphie du Précambien du SudOuest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne), *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, Fasc. 5, 152-153 (1963 a).

LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: "Sur la présence d'une discordance précambrienne de Tolède (Espagne)", *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, Fasc. 7, 250-251 (1963 b).

LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: "Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne du Sud de Tolède (Espagne)", *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, Fasc. 7, 220-221 (1965).

MARTÍN ESCORZA, C.: "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series Preordovícicas ("Cámbrico superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas", *Estudios Geológicos*, 32, 591-613 (1976).

MARTÍN ESCORZA, C.: "Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las Fases Sárdicas en las Montes de Toledo consecuencias geotectónicas", *Estudios Geológicos*, 33, 57-80 (1977).

MARTÍN ESCORZA, C.: "Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del Basamento de la Fosa del Tajo", *Estudios Geológicos*, 32 (509-522) (1976).

MARTÍN ESCORZA, C.: "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo surorientales

(Urda-Fuente del Fresno)". Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid (1975).

MARTÍN ESCORZA, C., y PEREJÓN, A.: "Nota previa sobre la presencia de Arqueociatidos en los alrededores de Urdá (Montes de Toledo orientales)", *Acta Geol. Hisp.*, 8, pp. 169, Barcelona (1972).

NAVIDAD, M.: "Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo)", *Estudios Geológicos*, 29, 543-548 (1973).

NERY DELGADO, J. F.: "Estudio sobre os bilobites éoutros fosséis das quartzitas da case do systema silurico de Portugal", *Comm. dos trab. Geolog. de Portugal* (1886-1888).

OEN, I. S.: "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal", *Bol. Geol. Min.*, 81, 271-298 (1970).

PRADO, C. DE: "Memoire sur la Geologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède", *Bull. Soc. Geol. France*, 2e, 12, 3-24 (1855).

VERNEUIL, E., y BARRANDE, J.: "Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévohien d'Almaden d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède", *Bull. Geol. France*, 2s, 12, 25-86 (1855).

Recibido: Julio 1977.

Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas.

Por J. ANSORGE (1), E. BANDA (2), A. LOPEZ-LAGO (3),
J. MEZCUA (4), S. MUELLER (1), C. OLIVERA (2), E. SURINACH (2), y A. UDIAS (3)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un resumen de las investigaciones desarrolladas, dentro del programa de perfiles sísmicos profundos, en España, hasta el año 1976.

ABSTRACT

On this paper a summary of the investigations developed within the program of deep seismic profiles in Spain until the year 1977 is presented.

RESUMEN

El Grupo de Trabajos de Perfiles Sísmicos Profundos se formó en 1972, dentro del Comité Nacional del Proyecto Geodinámico. En este trabajo se presentan tres de los perfiles sísmicos realizados dentro del programa de sondeos sísmicos profundos dirigido a proporcionar información de la estructura de la corteza terrestre en la península Ibérica.

La disposición de estos tres perfiles permite encontrar un modelo preliminar de corteza para el Sureste de la Península en la zona comprendida en el triángulo Cartagena-Guadix-Adra.

El modelo propuesto consta de una corteza de dos capas, la primera de velocidad entre 6,2 Km/s y 6,5 Km/s y espesores variables entre 6 Km y 23 Km y la segunda con velocidad entre 6,8 Km/s y 7,1 Km/s y espesores entre 10 Km y 18 Km, bajo una capa de sedimentos de velocidad entre 4,7 ki-

lómetros/s y 5,17 Km/s. La velocidad del manto debajo del Moho es de 8,2 Km/s y bastante homogénea para toda la zona. El espesor total de la corteza varía entre 27 Km (Cartagena) y 38 Km (Guadix).

INTRODUCCION

El Grupo de Trabajo de Perfiles Sísmicos Profundos se formó en España en 1972 dentro del Comité Nacional del Proyecto Geodinámico. El cometido de este Grupo de Trabajo es llevar a cabo un programa de sondeos sísmicos profundos dirigidos a proporcionar conocimientos lo más detallados posibles de la estructura de la corteza y manto superior de la Tierra debajo de España.

Las instituciones españolas que toman parte en el programa son: Instituto Geográfico y Catastral (Madrid), Instituto y Observatorio de la Marina (San Fernando), Instituto Hidrográfico de la Marina (Cádiz) y las Universidades de Barcelona, Madrid y Granada. Las explosiones en el mar se han realizado con la asistencia técnica, barcos y explosivos facilitados por la Marina Española. Esta cooperación está coordinada a través del Estado Mayor de la Armada. Desde su comienzo este proyec-

(1) Instituto de Geofísica, Escuela Politécnica de Zurich.

(2) Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos, Universidad de Barcelona.

(3) Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense, Madrid.

(4) Sección de Sismología, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.

to ha contado con la estrecha colaboración del Instituto de Geofísica de la Universidad Politécnica de Zurich y del Instituto de Física del Globo de la Universidad de París. Otros institutos que han tomado parte en algunas de las campañas son el Servicio Meteorológico de Portugal, Servicio de Física del Globo de Marruecos y las Universidades de Karlsruhe y Hamburgo. El programa está subven-

durante este período han sido las islas Baleares y Canarias, el Pirineo y el sistema Ibérico. Para el futuro se planean perfiles a lo largo y a través de los Pirineos y atravesando la zona estable de la Meseta. La figura 1 muestra la situación de los perfiles ya realizados bajo este proyecto. Las características más importantes de estos perfiles son los siguientes:

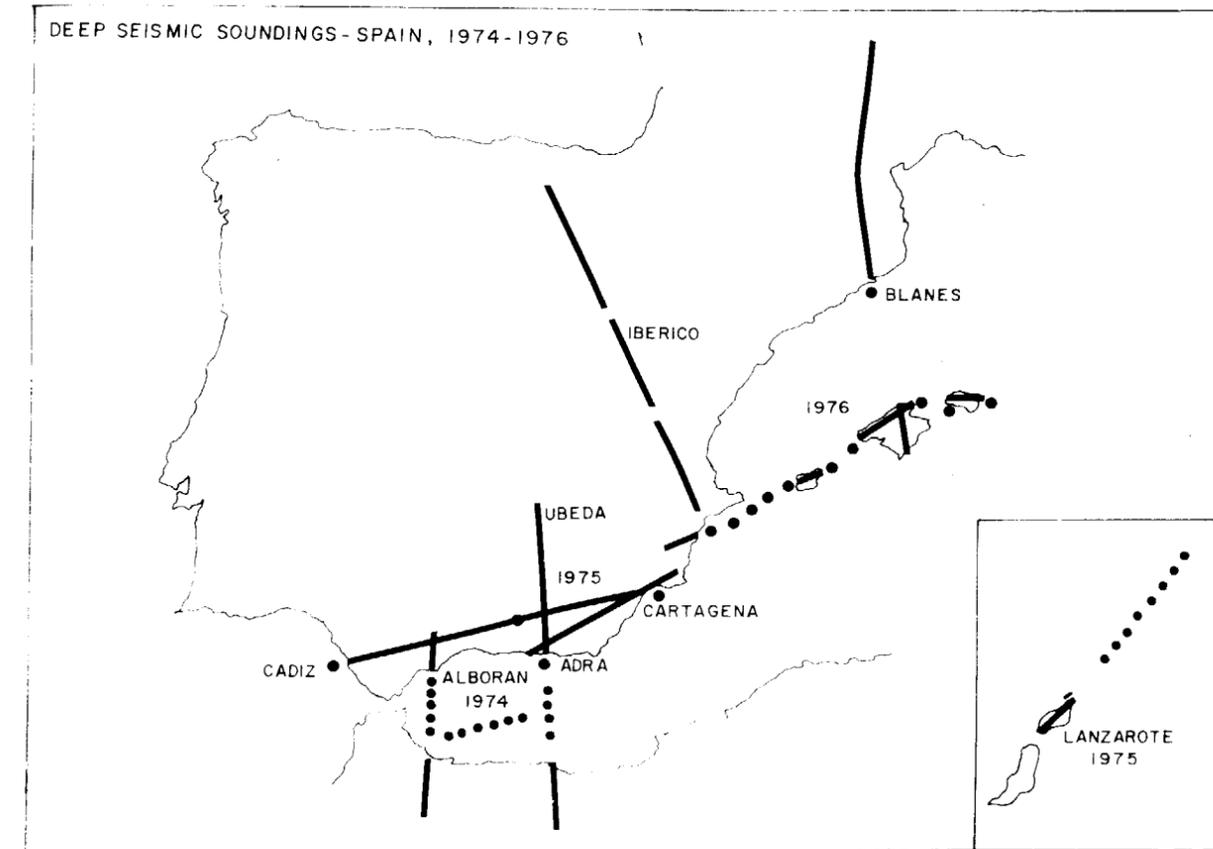


Figura 1

Perfiles sísmicos en España 1974-1976. Los perfiles se representan por rayas continuas y las explosiones por círculos

cionado en parte por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas y la Comisión Asesora Científica y Técnica.

PERFILES EN ESPAÑA 1974-1976

El programa comenzado en 1974 ha dado prioridad a la región sísmicamente activa del sur de España y Mar de Alborán. Otras áreas de estudio

1794-a) *Mar de Alborán*. Se realizaron tres perfiles, 2 en dirección norte-sur a lo largo de los meridianos 5° W y 3° W y uno en dirección este-oeste desde la isla de Alborán a Beni-Bouchra en Marruecos. En cada perfil se hicieron de 8 a 10 explosiones en el mar de 500 Kg cada una a lo largo de cada línea e intervalos de 10 Km. Las estaciones registradoras estaban colocadas siguiendo las líneas que continuaban los perfiles en España y Marruecos.

1974-b) *Cádiz-Cartagena*. Este es el perfil más largo de los realizados en el sur de España, con una longitud total de 480 Km. El número de estaciones fue 37, situadas a intervalos de 3 Km en la primera parte y de 6 Km en la segunda. Se hicieron 3 explosiones en el mar en cada extremo del perfil y 2 en tierra en su centro.

1975-a) *Adra-Cartagena*. Este perfil se realizó en las dos direcciones, con dos explosiones en Adra y una en Cartagena. Se utilizaron 31 estaciones a intervalos de 6 Km en una dirección y de 12 Km en la inversa.

1975-b) *Adra-Ubeda*. Este es un perfil en una sola dirección cruzando el macizo montañoso de Sierra Nevada-Filabres. Se hicieron dos explosiones frente a Adra y tomaron parte en él 21 estaciones.

1975-c) *Islas Canarias*. El perfil consiste en una línea de 160 Km de explosiones marinas a intervalos de 3 Km, realizadas por el barco oceanográfico "Meteor", en dirección nordeste, desde la costa norte de Lanzarote. Estas explosiones fueron registradas por 10 estaciones situadas a lo largo de la isla de Lanzarote.

1976-a) *Pirineos*. Las estaciones se situaron a lo largo de una línea de 220 Km, entre la costa de Blanes y un punto al norte de Carcassonne, cortando el Pirineo en dirección norte-sur. Las explosiones se hicieron en el mar, frente a Blanes.

1976-b) *Baleares*. El perfil sigue una línea desde el extremo este de Menorca a la costa de Alicante. Se hicieron 10 explosiones marinas a lo largo de esta línea. Las 27 estaciones estaban situadas en las tres islas y en la costa de Alicante.

1976-c) *Sistema Ibérico*. Dos explosiones de 1 tonelada entre Ibiza y Alicante se registraron por 23 estaciones situadas a lo largo de una línea en la dirección de Alicante a Burgos, siguiendo la orientación del Sistema Ibérico.

En este trabajo se presentan solamente los resultados de los perfiles en el sur de España 1974-b), 1975-a) y 1975-b).

TECNICA DE LOS PERFILES SISMICOS

Un perfil sísmico profundo consiste en la generación de ondas elásticas por medio de explosiones artificiales y registro de la respuesta a tal alte-

ración para el estudio de la corteza y manto superior.

En una explosión en la corteza terrestre se generan tanto ondas *P* compresionales (como las del sonido) como ondas *S* transversales, es decir, que vibran en el plano perpendicular a la dirección del rayo, aunque las primeras son predominantes y constituyen los datos principales del análisis. Tales ondas son susceptibles de reflexiones y refracciones

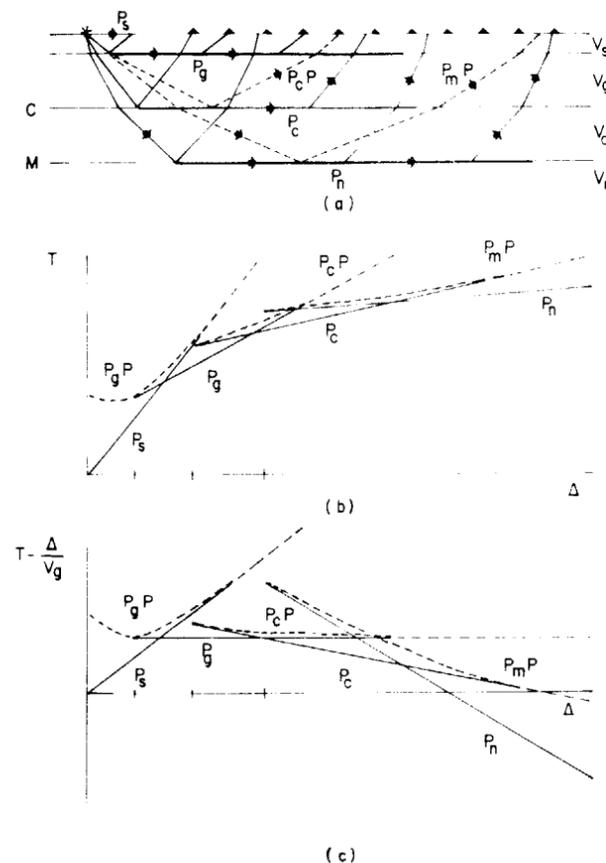


Figura 2

- a) Trayectoria de los rayos sísmicos en un modelo de corteza de tres capas.
 b) Dromocrónicas.
 c) Dromocrónicas reducidas.

en las supuestas interfaces que separan las diferentes capas en que se divide el material de la corteza. El estudio de la propagación de estas ondas permite una subdivisión general de la corteza en tres capas principales, sedimentaria, granítica y basáltica y la discontinuidad entre la corteza y el Manto que recibe el nombre de Mohorovicic, o Moho.

La figura 2(a) muestra la trayectoria de los rayos de la onda *P* en un modelo simplificado de corteza con tres capas; P_s onda directa por los sedimentos, P_g que se propaga por la capa granítica, P_c refractada en la capa basáltica y P_m refractada en la parte superior del Manto. De las ondas reflejadas, las más importantes son la P_nP , reflejada en la discontinuidad del Moho y la P_gP en la que separa la capa granítica de la basáltica (discontinuidad de Conrad). Los modelos de la estructura a estudiar suelen consistir en una estratificación de capas planas, con o sin buzamiento y con velocidades constante, o variables con la profundidad. El problema de la determinación de las velocidades y espesores de las diferentes capas de la corteza se resuelve mediante la utilización de las curvas dromocrónicas o diagramas de distancias y tiempo de recorrido (ver figura 2 (b)).

En el supuesto de capas planas con velocidad constante, el conjunto de las primeras llegadas correspondientes a una determinada fase, constituirá una recta cuya pendiente es la inversa de la velocidad aparente de tal fase. La intersección de dos de estas rectas nos determina la llamada distancia crítica, a partir de la cual podemos obtener el espesor de la capa. También recibe el nombre de distancia crítica aquella a partir de la cual existe una onda refractada.

Existen dos métodos para realizar un perfil. El más clásico consiste en el establecimiento del mayor número de estaciones sísmicas portátiles a lo largo de una línea recta con explosiones en uno o ambos extremos de ésta, provocando ondas elásticas que son registradas en las estaciones. La comparación de los registros dará lugar a la interpretación de la corteza en la zona. El segundo método consiste en la realización de explosiones a lo largo de una línea, para ser recogida su señal en una o varias estaciones. Evidentemente, la interpretación no depende del método elegido para la experiencia.

En el caso de una estructura de capas buzadas, las velocidades obtenidas a partir de las pendientes de las dromocrónicas serán aparentes. Por esta razón, para la interpretación correcta habrá de realizarse el perfil en las dos direcciones (perfil directo e inverso). Esto se lleva a cabo con explosiones en los dos extremos de la línea de estaciones. Las dromocrónicas en ambas direcciones suministran un control sobre los buzamientos y velocidades reales de las capas.

El proceso de interpretación de un perfil sísmico consta de varias etapas. En primer lugar se compone lo que llamamos "ensamblaje". Este consiste en representar en un gráfico la señal registrada de la componente vertical de cada estación en función de la distancia al punto de explosión. Para mayor facilidad en la interpretación, generalmente se utiliza una escala de tiempos reducida (ver figura 2(c)), tomándose como velocidad de reducción la que se supone dominante (6,0 Km/s para la corteza y 8,0 Km/s para el Manto). A continuación se efectúa una identificación y correlación de los diferentes grupos de ondas que de una forma objetiva correspondan a una misma fase. Con esta correlación inicial se deducen los parámetros de velocidad aparente de cada fase y el tiempo de intersección ($\Delta=0$).

De los valores así obtenidos puede deducirse un modelo preliminar que, mediante un proceso iterativo, se ajusta de manera que los tiempos de recorrido de las fases y las distancias críticas, calculados teóricamente a partir del modelo, satisfagan con un determinado grado de precisión los resultados experimentales.

El último paso de la interpretación es la comparación de los ensamblajes obtenidos con los correspondientes a los sismogramas teóricos calculados para la estructura deducida, teniendo en cuenta la distribución de energía en las distintas ondas. Esta parte supone una técnica diferente y un mayor refinamiento de los modelos obtenidos.

Una aportación útil para la interpretación es la realización de perfiles topográficos y perfiles de anomalías de Bouguer, ya que, de forma general, las anomalías de Bouguer de una zona son un reflejo de la topografía del Moho.

REALIZACION DE LAS EXPLOSIONES

Las explosiones en el mar se realizaron con la asistencia técnica, barcos y explosivos facilitados por la Marina Española. Estas explosiones se efectuaban mediante grupos de cargas de profundidad depositadas en el fondo del mar, unidas por un cable de acero a las boyas de localización. El tiempo exacto de la explosión se consigue detectando el impulso del explosor simultáneamente con la señal de tiempo y por medio de un hidrófono situado sobre la boya de localización.

INSTRUMENTACION

Cada operador de campo utiliza un sismómetro MARK 3-D, de tres componentes, con frecuencia característica 2 Hz y una unidad de registro magnético en modulación de frecuencia, que registra en la cinta las tres componentes del sismómetro y la señal de tiempo. Esta señal es emitida por los servicios horarios de las estaciones HBG y DCF-77. Además, el Servicio de Hora del Observatorio de San Fernando emite exclusivamente para este fin, empleándose el mismo canal para enviar mensajes a las estaciones de tierra.

Cádiz habiéndose llevado a cabo en el Instituto de Física del Globo de París.

GEOLOGIA Y TECTONICA DE LA ZONA DEL SUR DE ESPAÑA

La zona del sur de España es una de las de mayor interés de la Península Ibérica desde el punto de vista geotectónico y es una de las zonas sísmicamente más activas de la Península con frecuentes terremotos de pequeña magnitud y esporádicamente de gran magnitud. Desde el punto de vista de

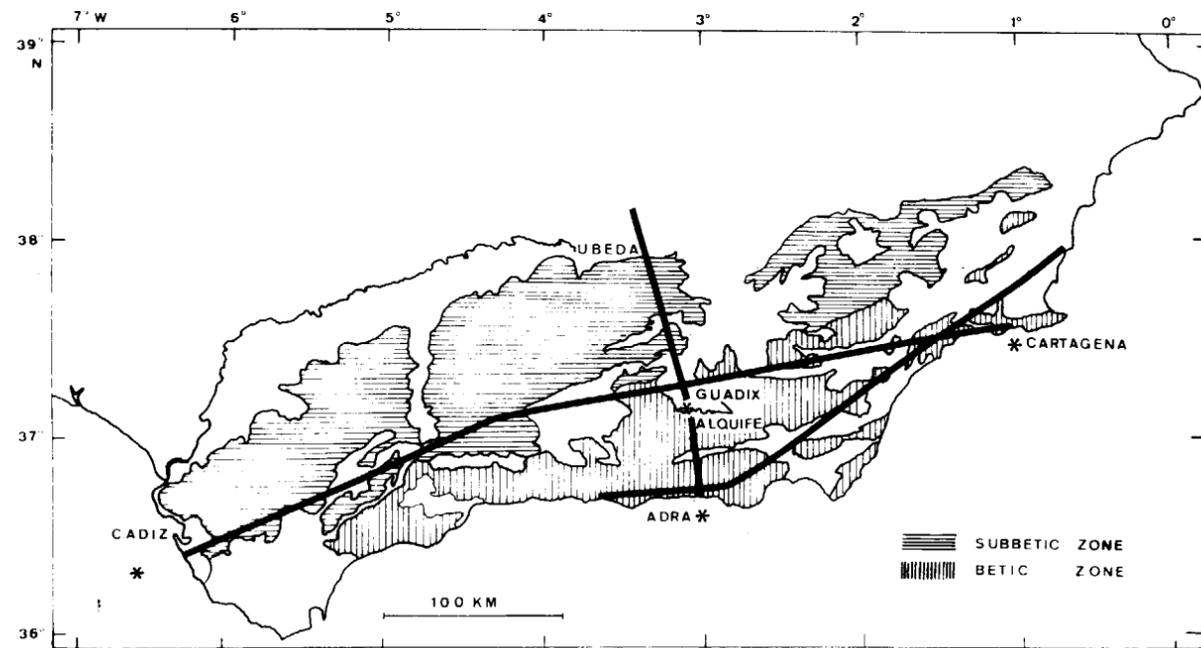


Figura 3

Mapa tectónico con los perfiles del Sur de la Península Ibérica.

Toda la información recogida en cinta se demodula, obteniendo así señales que, una vez filtradas, pasan a un registrador analógico sobre papel.

Para solucionar el problema de las diferentes amplificaciones en los aparatos de registro y por tanto en la demodulación se acude a la digitalización de los sismogramas y a la correspondiente normalización. El digitalizador recibe la señal de la cinta magnética, procesa los datos y los dibuja ya normalizados obteniendo un ensamblaje que permite valorar la energía transportada en cada fase. Este proceso se ha aplicado al perfil Cartagena-

la tectónica de placas, esta región se encuentra en uno de los bordes de la zona de interacción de las placas Euroasiática y Africana, sirviendo de enlace entre la región Mediterránea y Atlántica (Udías et al., 1976). Dada la complejidad de la zona y su interés se inició en ella el programa de perfiles sísmicos para estudiar de forma detallada su estructura. Un factor a tener en cuenta en la realización de cualquier perfil sísmico es la estructura geológica que atraviesa. En nuestro caso los perfiles cruzan las Cordilleras Béticas que constituyen el segmento Euroasiático más occidental de la larga ali-

TABLA 1

Sigla	Fecha	Tiempo (UT)		Latitud N			Longitud W			Profundidad m	Carga TNT Kg
				°	'	"	°	'	"		
1974											
P1	30 Sept.	10:39:36,21	Cádiz	36	18	01,2	06	25	55,6	60	25
P2	30 Sept.	11:53:55,07	Cádiz	36	18	11,5	06	29	33,9	90	136
P3	30 Sept.	14:47:35,32	Cádiz	36	17	35,9	06	33	13,6	120	544
A1	2 Oct.	10:20:37,90	Cádiz	36	17	43,9	06	32	22,0	115	544
A2	2 Oct.	15:45:11,64	Cádiz	36	18	19,0	06	32	37,7	117	544
A3	10 Oct.	13:51:00,73	Cádiz	36	16	54,9	06	34	08,6	140	1.632
B1	5 Oct.	13:05:08,19	Cartagena	37	29	48	01	00	54	140	1.632
B2	7 Oct.	10:06:15,30	Cartagena	37	30	57,5	01	02	29,7	125	544
B3	7 Oct.	15:50:01,91	Cartagena	37	31	06,5	01	02	20,1	125	544
C1	4 Oct.	11:25:05,63	Alquife	37	11	20	03	06	52	0	300
C2	8 Oct.	11:20:10,44	Alquife	37	11	20	03	06	52	0	300
C3	9 Oct.	11:31:00,84	Alquife	37	11	20	03	06	52	0	900
1975											
P1	5 Oct.	11:22:05,75	Adra	36	40	62	03	01	83	93	141
A1	7 Oct.	11:05:02,53	Adra	36	40	34	03	01	97	123	565
A2	9 Oct.	09:50:01,24	Adra	36	40	00	03	01	52	131	990
A3	9 Oct.	16:10:01,81	Adra	36	40	20	03	01	72	123	990
C1	12 Oct.	16:10:01,21	Cartagena	37	30	62	01	03	15	140	990

neación de montañas relativamente jóvenes que se extiende desde el Golfo de Cádiz hasta las costas de Birmania. Estas Cordilleras se levantaron durante la era terciaria en la orogénesis alpídica.

En las Cordilleras Béticas se pueden distinguir tres unidades o zonas principales (fig. 3): Prebética, Subbética y Bética propiamente dicha. En la figura 3 se ha representado por líneas continuas los tres perfiles, que como se puede apreciar cruzan zonas geológicas muy diferenciadas. La línea del perfil Cádiz-Cartagena cruza longitudinalmente la estructura de las Cordilleras Béticas y atraviesa dos partes geológicas muy diferentes, separados por uno de los accidentes tectónicos más importantes: el contacto, aproximadamente en los alrededores de Granada, de las zonas internas (zona Bética s. sto.) y externas (zona Subbética, etc.) de las Cordilleras Béticas. Esto hace esperar que el conjunto de la corteza tenga estructuras y propiedades mecánicas diferentes, dada la diferente evolución geodinámica en las zonas internas y externas (FONTBOTÉ, 1977). Las otras dos líneas que se muestran en la figura 3 corresponden a los perfiles Adra-Cartagena y Adra-Ubeda y atraviesan la parte este de la zona Bética y parte de la Subbética. La zona Bética es la más interna de las tres unidades en que se dividen las Cordilleras Béticas, siendo una de sus características la existencia de una gran estructura de mantos de corrimiento (FALLOT, 1948). La zona Bética se suele dividir en tres complejos: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide en orden del más profundo al más superficial. La línea Adra-Cartagena atraviesa las partes Nevado-Filábride y Alpujárride, atravesando el Adra-Ubeda el Nevado-Filábride y parte de la zona Subbética.

PERFILES EN EL SUR DE ESPAÑA 1974-1975

Los perfiles realizados en el sur de España y examinados al estudio de la estructura de la corteza y Manto Superior en esta región son los tres que se muestran en la figura 3 (Working Group for D. S. S. in Spain 1974-1975, 1977). El perfil principal es el Cádiz-Cartagena orientado paralelamente a las Cordilleras Béticas a las que atraviesa longitudinalmente. Es el más largo de los realizados con una longitud de 480 kilómetros y su finalidad es el conocer la estructura global del sur de España, en concreto la de las Cordilleras Béticas. Para su realización se efectuaron seis explosiones en el mar, en los dos extremos del perfil en puntos próximos a

Cádiz y Cartagena y tres explosiones en tierra en el centro del perfil (Minas de Alquife), para determinar la estructura superficial de la zona. El número de estaciones utilizado fueron 37, colocadas primero en el tramo Cádiz-Granada y después en el Granada-Cartagena, distribuidas de manera que el intervalo de distancias entre estaciones era tres kilómetros para la primera parte de cada perfil (Cádiz-Granada y Cartagena-Granada) y seis kilómetros para la segunda parte (Granada-Cartagena y Granada-Cádiz). La lista de las explosiones, con los tiempos, localización y carga de cada una se dan en la tabla 1.

Las explosiones en Cartagena fueron registradas con claridad hasta distancias de 450 kilómetros, mientras que las de Cádiz sólo pudieron registrarse en las estaciones a distancias del punto de tiro menores de 130 kilómetros debido a la existencia de una gruesa capa de sedimentos poco consolidados bajo el área de las explosiones. Dado que de este perfil no se pudo obtener su inverso se programó un segundo perfil Adra-Cartagena realizado en las dos direcciones, con explosiones en las proximidades de Adra y Cartagena, respectivamente.

La finalidad de este perfil fue el poder determinar las velocidades reales en la zona, sirviendo de apoyo a la interpretación de los restantes perfiles de la zona, entre ellos el de Cádiz-Cartagena. En él se utilizaron 21 estaciones de registro con 40 posiciones a intervalos de distancia entre ellas de seis kilómetros en el Adra-Cartagena y 12 kilómetros en el inverso, siendo la longitud total del perfil 250 kilómetros prolongándose más allá de los tiros hasta Torrevieja y Motril. En la tabla 1 se dan las características de las explosiones.

El tercer perfil realizado es el Adra-Ubeda, en dirección Norte, atravesando el macizo montañoso de Sierra Nevada-Filabres y que corta al perfil Cádiz-Cartagena en las proximidades de Guadix. Es el perfil que presenta mayores desniveles en su topografía. El número de estaciones utilizado fue de 21 con 35 posiciones a intervalos de distancia entre ellas de cinco kilómetros realizado en dos partes Adra-Guadix, Guadix-Ubeda.

La finalidad del perfil fue el dar información complementaria al perfil principal ya que la corta transversalmente. Estos dos, junto con el Adra-Cartagena, forman un triángulo con vértices en Cartagena, Adra y Guadix que permite la determinación de la estructura de la corteza en la parte sur-este de la Península.

RESULTADOS DE LAS OBSERVACIONES

El ensamblaje correspondiente a los tiros de Cádiz-Cartagena puede verse en la figura 4, donde se puede deducir del tiempo de intersección de la fase granítica (6 s) la existencia de una gruesa capa

terminar la estructura de la parte oeste de dicho perfil. La figura 5 muestra el ensamblaje obtenido con los tiros en Cartagena hasta distancias de 230 kilómetros normalizado y con escala de tiempo reducida con velocidad 6 km/s, pudiéndose correlacionar diversas fases. Para distancias próximas al

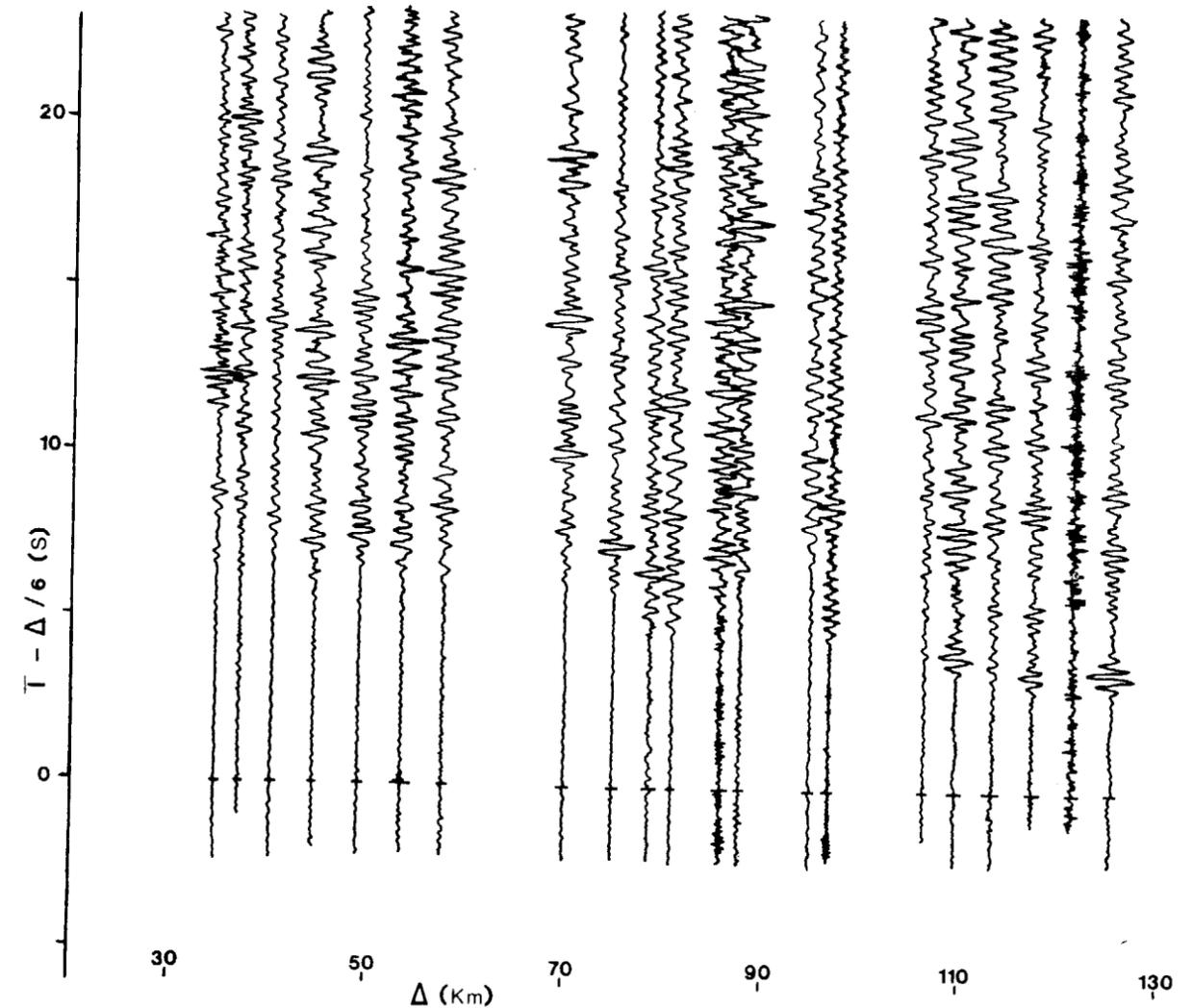


Figura 4

Ensamblaje para el perfil Cádiz-Cartagena con velocidad de reducción 6 km/s.

de sedimentos (unos 10 kilómetros). Dado que la energía sólo se propagó hasta 130 kilómetros de distancia y que no es conocida la estructura exacta de la cuenca sedimentaria en la zona de las explosiones de Cádiz no se ha podido obtener mucha información. Esto hace prácticamente imposible el de-

punto de tiro se observa una fase de velocidad aparente 5,17 km/s que no pasa por el origen, lo que indica la existencia de una capa de sedimentos consolidados que se ha supuesto de 4 km/s. Por encima de ella, entre distancias de 25 y 90 kilómetros se observa una segunda fase identificada como P_2 ,

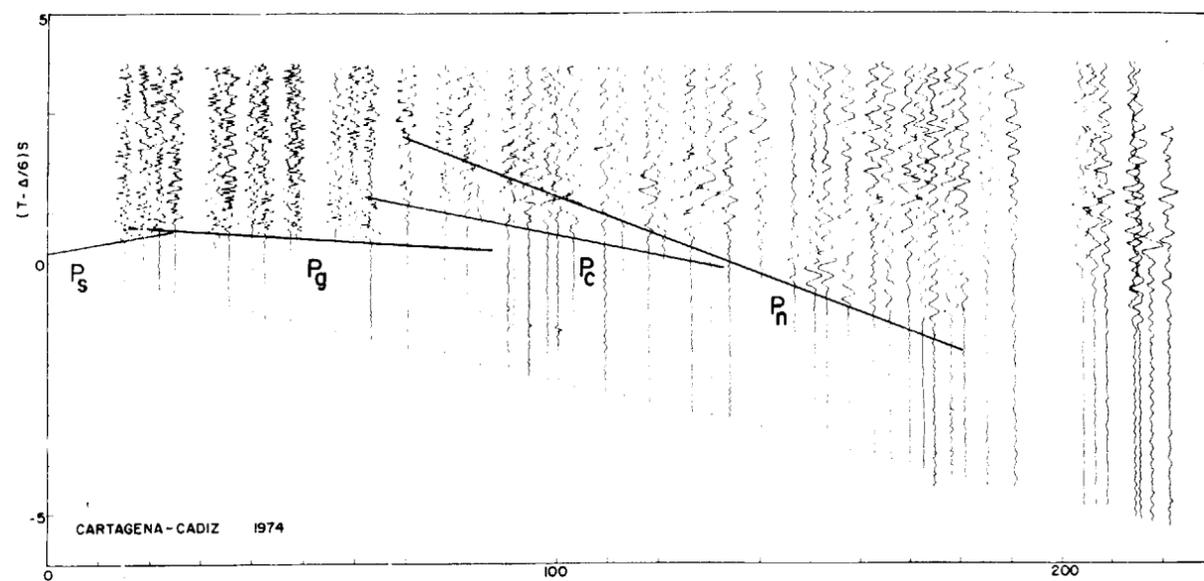


Figura 5

Ensamblaje para el perfil Cartagena-Cádiz normalizado y con velocidad de reducción 6 km/s.

fase refractada en la parte superior de la corteza con velocidad aparente entre 6,13 km/s y 6,21 km/s. Entre 60 y 130 kilómetros de distancia al punto de tiro se puede observar una fase refractada en una capa intermedia de velocidad aparente alrededor de 6,9 km/s. Para distancias a partir de los 70 kilómetros se observa una fase identificada como P_n , fase refractada en la discontinuidad de Moho de velocidad aparente 7,85 km/s que se pierde para distancias superiores a 180 kilómetros. Esta fase puede verse también en la figura 6 que representa el

ensamblaje para distancias superiores a 100 kilómetros con velocidad de reducción 8 km/s. A partir de 180 kilómetros aparece una nueva fase $P_{sm}P$ con 2,6 s de retraso respecto a la anterior y velocidad aparente 8,3 km/s que se superpone a la P_n a lo largo de 50 kilómetros. Esta fase se ha interpretado como una reflexión en una discontinuidad debajo del Moho.

En el ensamblaje obtenido con los datos del perfil Adra-Ubeda (ver fig. 7) sólo se observan dos correlaciones. Una primera fase de velocidad aparente

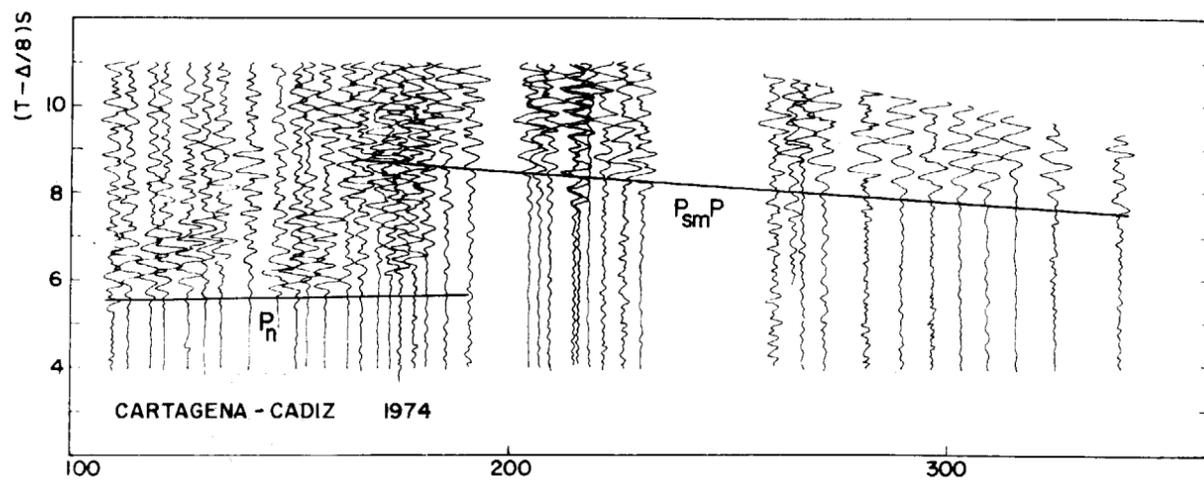


Figura 6

Ensamblaje para el perfil Cartagena-Cádiz normalizado y con velocidad de reducción 3 km/s.

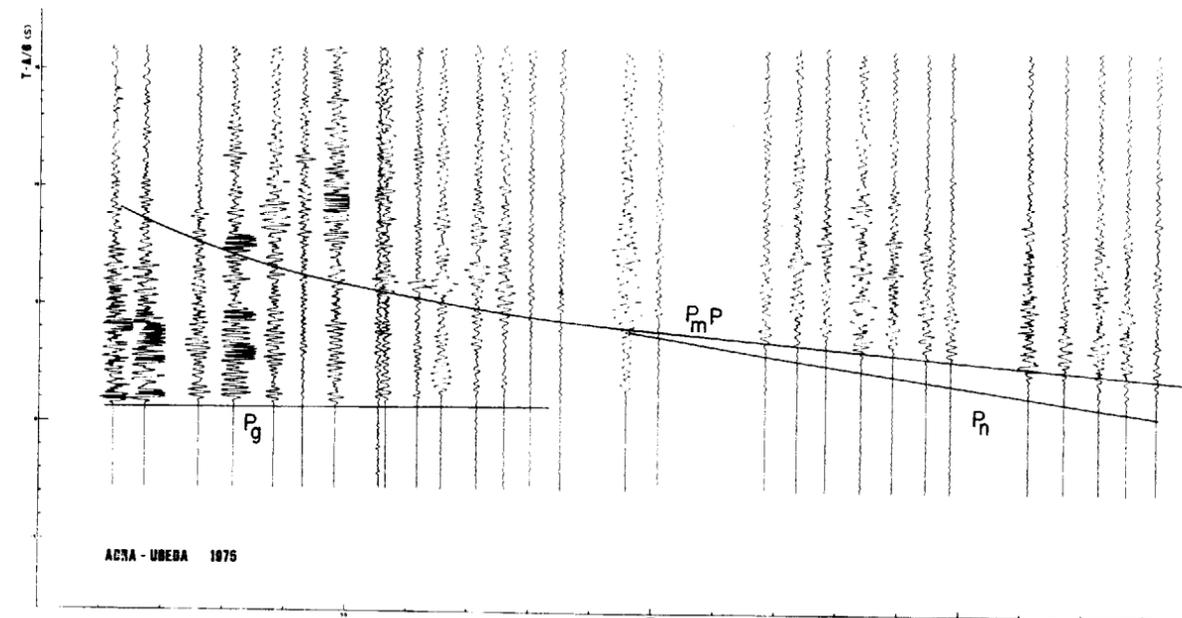


Figura 7

Ensamblaje para el perfil Adra-Ubeda con velocidad de reducción 6 km/s.

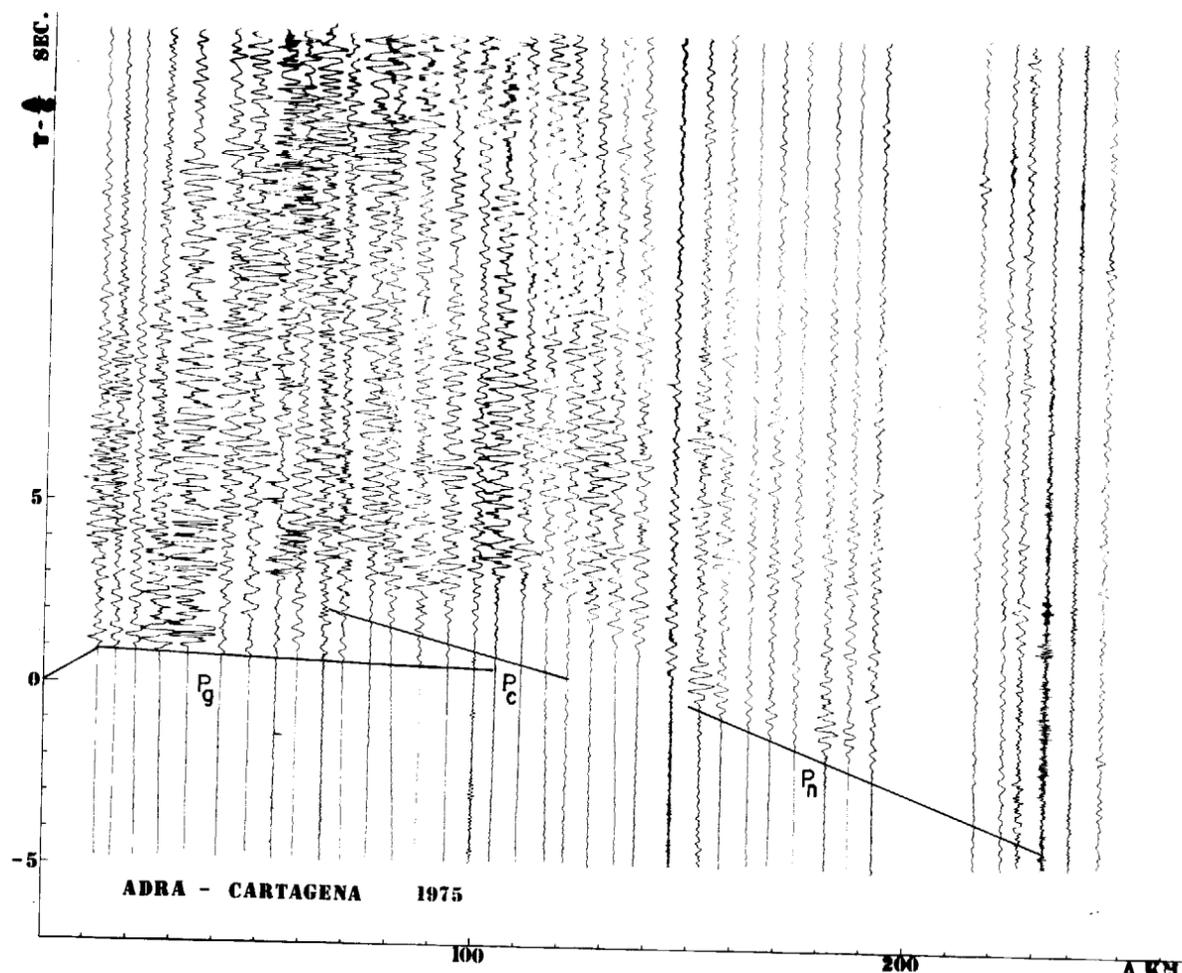


Figura 8

Ensamblaje para el perfil Adra-Cartagena con velocidad de reducción 6 km/s.

te entre 5,9 km/s y 6,19 km/s, según el número de estaciones que se tomen para la correlación, entre 10 y 87 kilómetros y una segunda fase identificada como P_n , fase refractada en el Moho, de pequeñas amplitudes y con velocidad aparente de 7,6 km/s. Esta fase llega retrasada con respecto a la

una velocidad media de la corteza de aproximadamente 6 km/s.

Dado que el perfil no tiene inverso se ha utilizado como información complementaria a los datos obtenidos, los del perfil Adra-Cartagena ya que al tener un punto en común se pueden tomar como

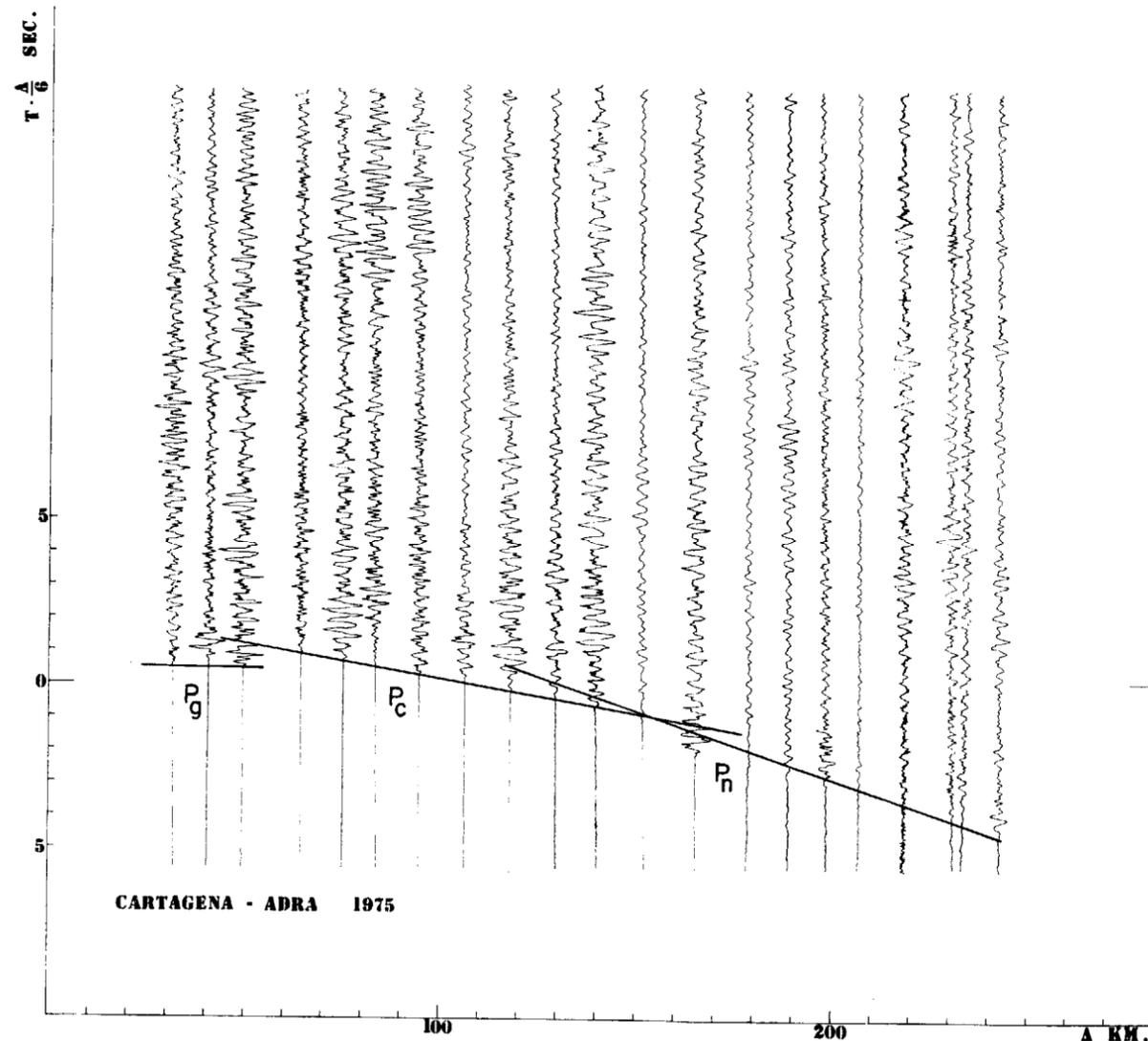


Figura 9

Ensamblaje para el perfil Cartagena-Adra con velocidad de reducción 6 km/s.

obtenida en el perfil Adra-Cartagena. Dada la poca información obtenida a partir de las primeras llegadas y la gran amplitud de la fase identificada como reflejada en la discontinuidad de Moho se ha utilizado el método (t^2 , d^2) para éstas, obteniéndose

base en la zona de Adra. Otra información se ha obtenido a partir de las anomalías de Bouguer de la zona. Estas anomalías sufren un fuerte cambio a lo largo de la línea del perfil pasando de 10 mgals en las proximidades del punto de tiro cerca de Adra a

—135 mgals al final de la línea del perfil. Esto indica la existencia de un engrosamiento de la corteza en dirección hacia Ubeda que está de acuerdo con el retraso de la fase P_n obtenida en el ensamblaje del perfil.

En el ensamblaje del perfil Adra-Cartagena (figura 8) la primera correlación nos da una velocidad aparente de 4,67 km/s. Otra correlación bastante clara corresponde a la fase P_0 con velocidad aparente entre 6,18 km/s y 6,22 km/s. Es posible correlacionar unas llegadas correspondientes a una refracción en una capa intermedia con valores para la velocidad aparente comprendidos entre 7,15 km/s y 7,44 km/s, pero parece existir una zona de sombra entre los 100 y los 150 kilómetros. Algo similar ocurre, en estas mismas distancias, para la P_n que tiene una velocidad aparente entre 8,16 km/s y 8,47 km/s. En el ensamblaje Cartagena-Adra (figura 9) podemos obtener cuatro correlaciones con los siguientes valores para las velocidades aparentes: 4,67 km/s para la capa de sedimentos, entre 6,14 km/s y 6,18 km/s para la P_0 , 6,86 km/s para la capa intermedia y 7,91 km/s para la P_n .

MODELO PRELIMINAR DE CORTEZA SUDESTE DE ESPAÑA

Los resultados de los perfiles Cartagena-Cádiz, Adra-Cartagena y Adra-Ubeda, permiten establecer un modelo preliminar de la estructura en la parte sudeste de la Península en el triángulo comprendido por Cartagena-Guadix-Adra.

Encontramos primero una capa de sedimentos cuyo espesor varía entre tres y seis kilómetros en la que la velocidad de las ondas P está entre 4,7 km/s y 5,1 km/s. Bajo la capa de sedimentos, la corteza consta de una capa granítica con velocidad entre 6,2 km/s y 6,5 km/s cuyo espesor es muy variable con valores comprendidos entre seis kilómetros (Cartagena) y 23 kilómetros (Guadix), y otra capa intermedia con valores para la velocidad entre 6,8 km/s y 7,1 km/s y espesores entre 10 kilómetros (Adra) y 18 kilómetros (Cartagena). La velocidad en el Manto, bajo el Moho, es de 8,2 km/s y muy homogénea para toda la zona. Parece existir una capa de baja velocidad (7,7 km/s) entre 40 y 60 kilómetros de profundidad por debajo del Moho, a partir de la cual la velocidad en el Manto es de 8,3 km/s.

A continuación se describe de manera más detallada las interpretaciones y modelos obtenidos en cada uno de los perfiles anteriores.

En el perfil Adra-Cartagena, partiendo de las velocidades aparentes correspondientes a una misma capa, obtenemos un buzamiento hacia Adra mayor para la capa granítica que para el Moho. El espesor total de la corteza es de 27 kilómetros en Cartagena y 31 kilómetros en Adra. El primer modelo representado en la figura 10 (ANSORGE et al., 1976) consiste en una corteza de dos capas con velocidades 6,18 km/s y 7,14 km/s bajo una capa de sedimentos de 4,67 km/s. También en la misma figura 10 se representa un segundo modelo en el que se introduce una capa de baja velocidad de 6,4 km/s

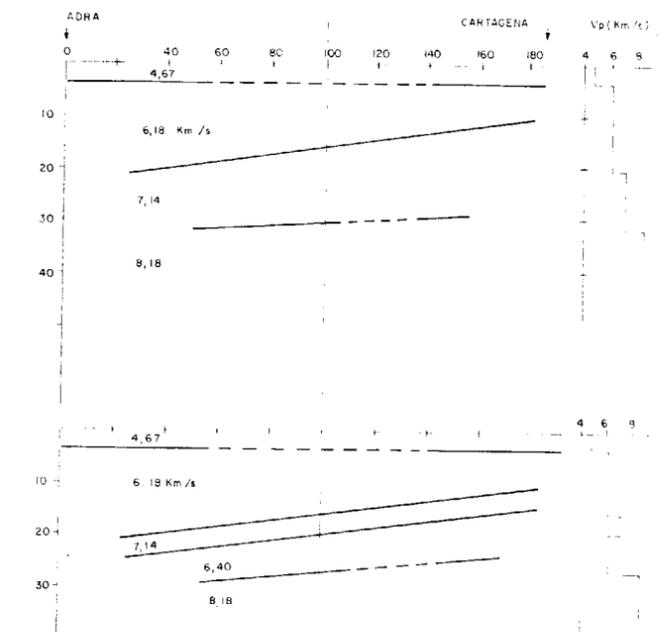


Figura 10

Modelos de corteza correspondientes al perfil Adra-Cartagena.

para explicar las distancias críticas observadas para la fase P_n . En ambos modelos la velocidad por debajo del Moho es de 8,18 km/s.

Según el corte de anomalías de Bouguer podemos observar (fig. 11) que la zona del mínimo de anomalías coincide con la responsable de la zona de sombra observada en el ensamblaje Adra-Cartagena. Para explicar ambos fenómenos introducimos en el modelo una pequeña raíz (fig. 11) cuyas dimensiones

se han calculado de acuerdo con los valores de las anomalías y los tiempos de retraso de la P_n y P_t (OLIVERA, 1977).

En la dirección Cádiz-Cartagena debido a la falta de información no se puede dar ninguna interpretación a excepción de la existencia de una gruesa capa (unos 10 kilómetros) de sedimentos en el Golfo de Cádiz. En la dirección Cartagena-Cádiz las velocidades obtenidas son aparentes y para poder hacer una interpretación más completa se han tomado del

explicar las distancias críticas para la fase P_n . Vemos, pues, que las capas buzando todas hacia Guadix, siendo la capa intermedia de la corteza la que presenta mayor buzamiento, dando una profundidad de 27 kilómetros en Cartagena y 34 kilómetros en Baza. Basándonos en el corte de anomalías de Bouguer podemos decir que el espesor del Moho va aumentando hasta la región de Granada.

Los datos obtenidos del perfil Adra-Ubeda han sido interpretados bajo dos puntos de vista. Una pri-

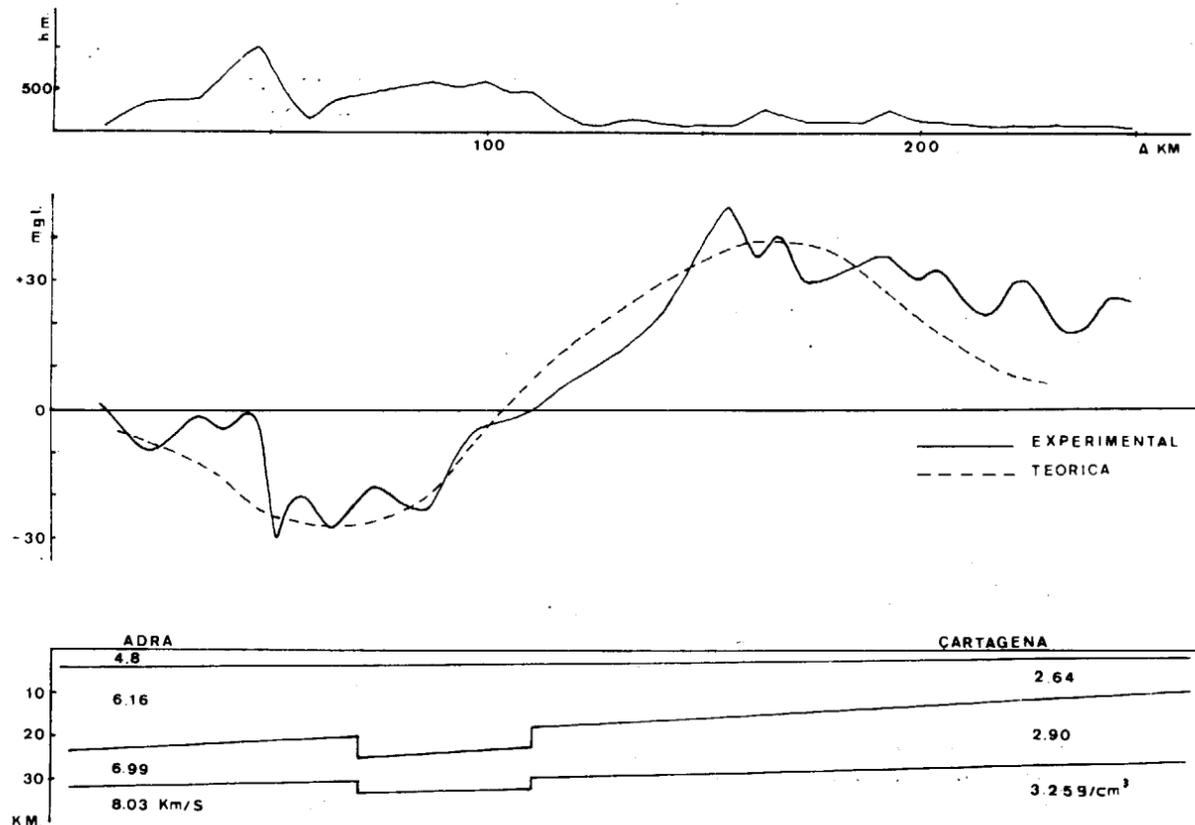


Figura 11

Relación topográfica-anomalías de Bouguer— modelo de corteza correspondiente al perfil Adra-Cartagena.

perfil Adra-Cartagena las velocidades de 7,14 km/s para la capa intermedia y 8,18 km/s por debajo del Moho comunes para ambas líneas. La interpretación ha dado lugar a dos modelos representados en la figura 12 (ANSORGE et al., 1976). En el (a) se introduce una capa de baja velocidad, 7,7 km/s, por debajo del Moho entre los 40 y 60 kilómetros para explicar el retraso de la fase P_n . En el (b) se introduce una capa de baja velocidad, 6,70 km/s, para

mera interpretación ha sido realizada bajo el punto de vista puramente sísmico a partir de las distintas correlaciones de las fases obtenidas de los registros. El modelo obtenido en el que se introducen cuatro capas en la corteza, las tres primeras planas y la última inclinada, con una velocidad para el Manto debajo del Moho de 8,2 km/s viene representado en la figura 13 (a) (LÓPEZ-LAGO, 1976). La corteza aumenta de espesor hacia el interior de la Península

con un ángulo de 6,66°. La segunda interpretación se ha realizado teniendo en cuenta los datos sísmicos y gravimétricos. Para ello se ha ajustado, teniendo en cuenta la distribución de anomalías de Bouguer, un modelo tridimensional de corteza, con velocidad media deducida a partir de los registros y de los resultados del perfil Adra-Cartagena. A partir de este modelo y basándose en él, se ha realizado un ajuste de la estructura de la corteza en la dirección del perfil mediante un procedimiento de mínimos cuadrados a partir de los tiempos de recorrido de las fases reflejadas y refractadas (ver figura 7), obteniéndose un modelo simétrico de cor-

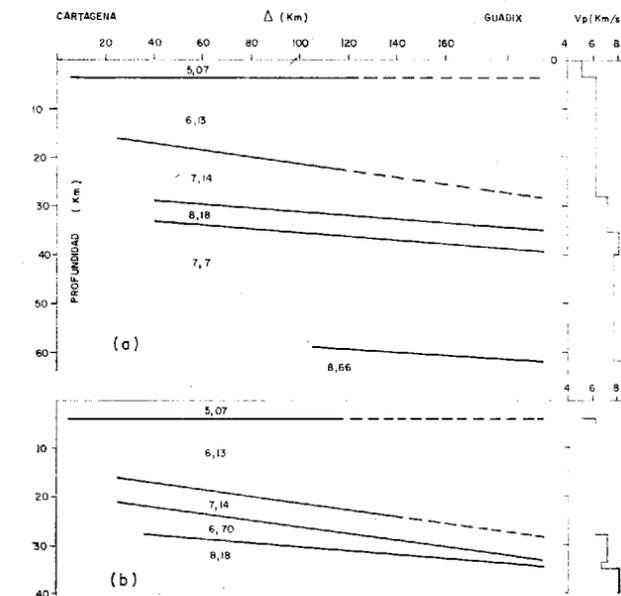


Figura 12

Modelos de corteza correspondientes a la zona Cartagena-Guadix a partir del perfil Cartagena-Cádiz.

teza en forma de cubeta (ver figura 13 (b)). La profundidad máxima de ésta es aproximadamente 38 kilómetros con una profundidad de 31 kilómetros en la costa en las proximidades de Adra. Estas máximas profundidades quedan desplazadas hacia el terior con respecto a las máximas alturas topográficas de la zona, pero no con los mínimos de anomalías. Este resultado es de gran interés para la interpretación tectónica de la zona (SURIÑACH y UDÍAS, 1976).

Para completar el estudio de la corteza terrestre en el sur de España se han proyectado para 1977 tres perfiles, Almería-Málaga, Málaga-Trafalgar y

La Línea-Carmona. Se espera que los datos resultantes de estos perfiles permitan extender los modelos obtenidos hacia la zona occidental del sur de la Península.

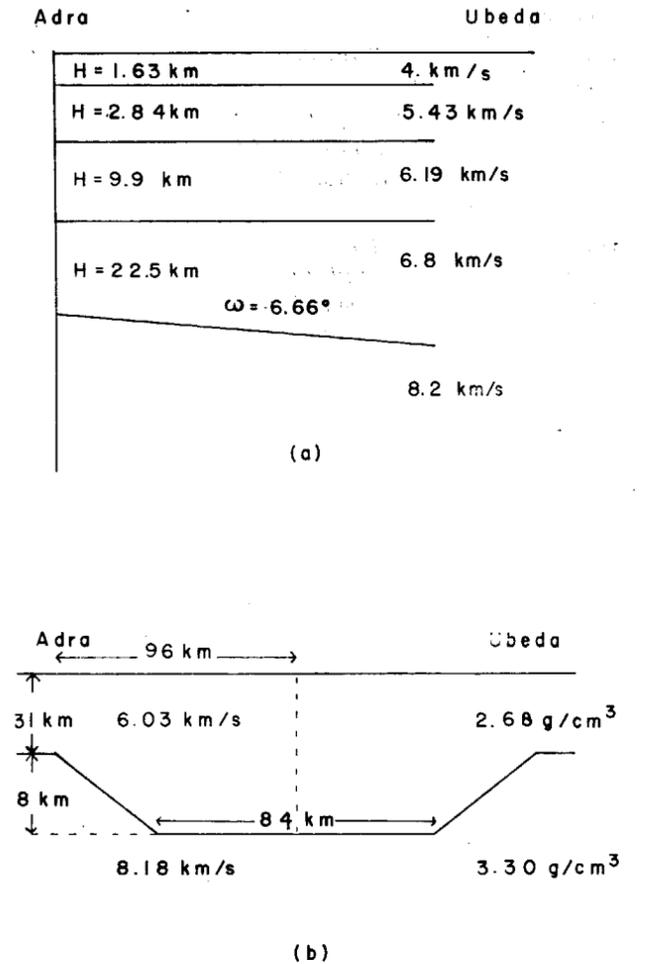


Figura 13

- a) Modelo de corteza correspondiente al perfil Adra-Ubeda deducido de los datos sísmicos.
- b) Estructura de la corteza para la zona comprendida entre Adra y Ubeda deducida a partir de los datos sísmicos y gravimétricos. Siendo ω el buzamiento del Moho.

AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen a todos los organismos participantes que han hecho posible estos estudios y a todas las personas que han intervenido en ellos a todos los niveles y en especial la cooperación de la Marina Española en la realización de las exploraciones.

BIBLIOGRAFIA

- ANSORGE, J.; BANDA, E.; MUELLER, S.; UDÍAS, A., and MEZCUA, J.: *Crustal structure under the Cordillera Bética-Preliminary results*. Symposium, Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Granada (en prensa) (1976).
- FALLOT, P.: *Les Cordillères Bétiques*. Estudios geológicos IV, 83-172 (1948).
- FONTBOTÉ, J. M.: *Algunas observaciones sobre las características geológicas a lo largo del perfil Cádiz-Cartagena*. Perfiles Sísmicos Profundos en España 1974-1975 I.G.C., 51-59 (1977).
- LÓPEZ-LAGO, A.: *Estudio de la corteza mediante explosiones controladas. Perfil Adra-Ubeda*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid (1976).
- OLIVERA, C.: *Interpretación del perfil sísmico Adra-Cartagena*. II Asamblea Nacional de Geofísica y Geodesia. Barcelona (memoria en prensa) (1977).
- SURIÑACH, E. y UDÍAS, A.: *Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Filabres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimétrica*. Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Granada (en prensa) (1976).
- UDÍAS, A.; LÓPEZ-ARROYO, A., y MEZCUA, J.: *Seismotectonic of the Azores-Alboran region*. Tectonophysics, 31, 259-289 (1976).
- Working Group for D.S.S. in Spain 1974-1975; 1977. *Deep seismic soundings in Southern Spain*. Pure and App. Geophys, 115, 721-735 (1977).

Recibido: Julio 1977.

El primer perfil sísmico de la meseta

Por G. PAYO y E. RUIZ DE LA PARTE

RESUMEN

Durante el verano de 1976 se ha realizado, por personal del Observatorio de Toledo (I.G.N.), un perfil sísmico de refracción, de un total de 270 kilómetros en la Meseta Ibérica. El perfil, casi E-W, se ha efectuado aprovechando explosiones de la Fábrica Asland en Yepes.

La interpretación preliminar de los resultados se ha hecho en términos de la fase Pg y las ondas reflejadas en la Moho y otras capas intermedias.

ABSTRACT

During the summer of 1976, the staff of the Toledo Observatory (I.G.N.) carried out a refraction seismic profile, of a total length of 270 km, along the Iberian plateau. The profile is almost EW, and it has been made taking advantage of quarry blast in the Asland Factory at Yepes.

The preliminary interpretation of the results, has been made in terms of the phase Pg, and the reflected waves in the Moho and other intermediate phases.

INTRODUCCION

Desde hace unos quince años los sismógrafos de corto período de la estación Standard (WWSS) de Toledo vienen registrando las voladuras que realiza la Fábrica de Cementos ASLAND, en las canteras que tienen próximas a la localidad toledana de Yepes.

Estas voladuras tienen lugar una o dos veces por semana y su carga oscila entre dos y cinco mil kilos de nagolita, distribuida en unas decenas de barrenos profundos, situados al borde del corte vertical del frente de las calizas, que se desean demoler para el posterior traslado del material a la fábrica.

En un trabajo anterior (L. ARROYO y PAYO, 1966) se estudiaron algunos de estos registros de los sismógrafos de corto período de Toledo, tratando de identificar las fases que aparecían en ellos como más prominentes y obtener una primera inferencia de la estructura superficial del segmento Toledo-Yepes. Esto se intentó principalmente usando la dispersión de las ondas superficiales, propagadas

por los sedimentos y parte superior del basamento. En este trabajo se describe también la estructura de la región Yepes-Toledo, y se indica que las canteras se encuentran en una zona de calizas tortonienses.

Recientemente la adquisición, por parte del Instituto Geográfico de cuatro equipos sísmicos de campo, para colaborar en el programa de perfiles profundos del Proyecto Geodinámico, nos ha permitido aprovechar estas voladuras de las canteras de Yepes para realizar un perfil sísmico profundo, que en esta primera fase que aquí describimos se extiende desde Huete (Cuenca) hasta las proximidades de Trujillo (Cáceres); es decir, a lo largo de un segmento de unos doscientos setenta kilómetros de longitud. En la figura 1 se muestra la situación del perfil en el centro de la Meseta y con una orientación casi E-W, junto con todos los demás perfiles profundos realizados en la Península en los últimos años.

Es indudable el interés científico de este perfil, no sólo por ser el primero que se realiza en la Me-

seta Ibérica, sino porque ésta es una zona geológicamente antigua y estable, y es esperable que su estructura sea más sencilla que la de los perfiles marginales o de las zonas Béticas, por lo que su estudio puede ser de utilidad para la interpretación de otros perfiles más complejos de la Península.

Por otro lado esta experiencia nos ha servido para calibrar las posibilidades que encierran las explosiones en tierra para ser usadas en perfiles sísmicos profundos. Así se prevee que su alcance es mayor del que se esperaba y se abre de este modo un campo de aprovechamiento científico de las ex-

EXPLOSIONES

La tabla I muestra las explosiones utilizadas y la carga real que éstas tuvieron, ya que a veces fallaron algunos de los barrenos conectados. El explosivo utilizado fue nagolita en gránulos, vertida en barrenos verticales de unos nueve metros de profundidad, en cuyo fondo se colocaron unos kilogramos de explosivo plástico en el que iban embutidos los detonadores. Se hizo una explosión de prueba con detonadores sin microrretardo pero la voladura resultaba poco eficaz para la fábrica ya que dejaba grandes bloques de caliza sin triturar.

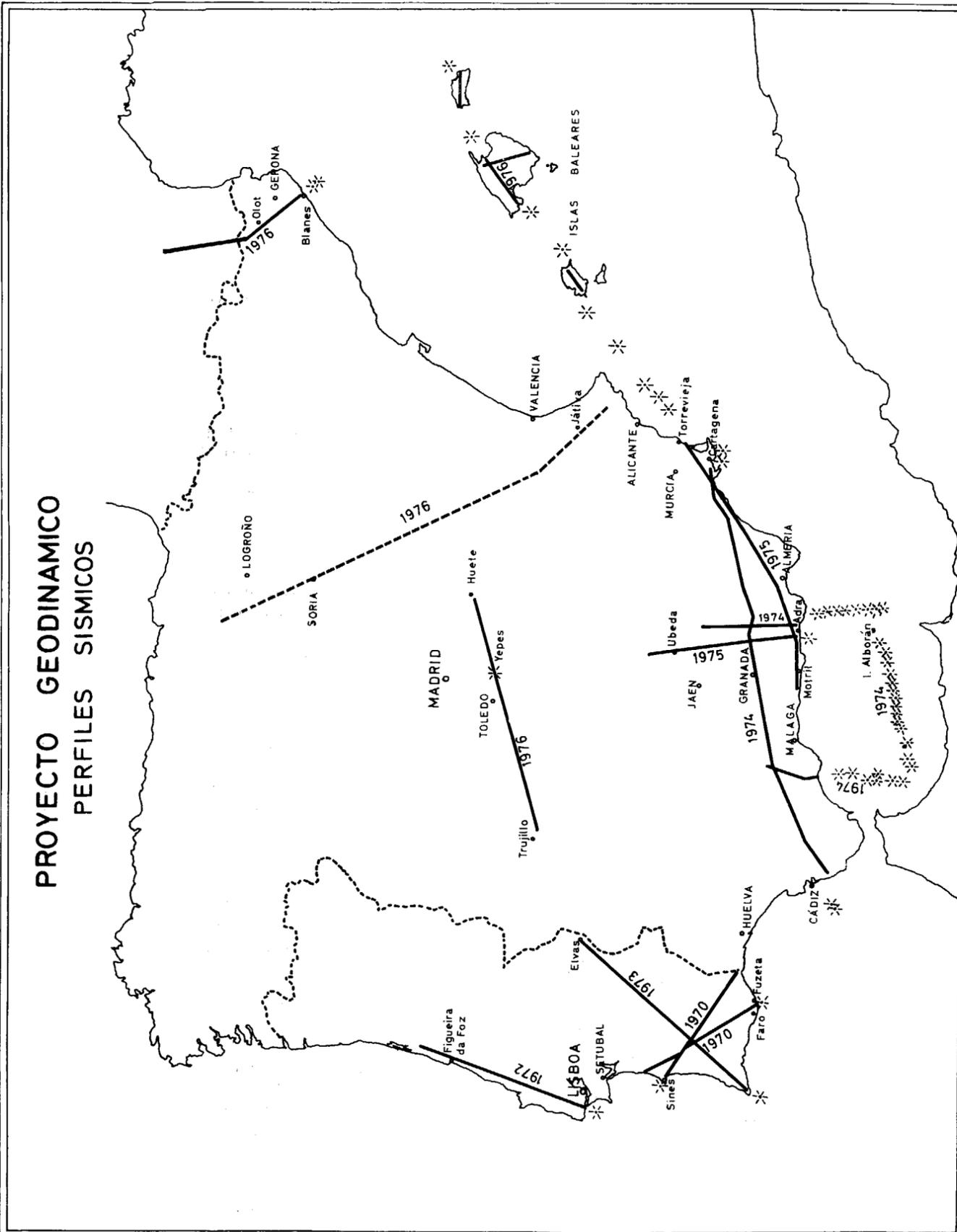


Figura 1

Situación del Perfil Huete-Yepes-Trujillo dentro de la Península, y de los demás perfiles profundos realizados dentro del Proyecto Geodinámico

TABLA I

Explosión	Fecha	CARGA		Núm. de barrenos	Magnitud	Energía	Magnitud (carga)
		Kg. Goma	Kg. Nagolita				
P	16-VI -76	100	4.800	83	0,88	$1,08 \times 10^7$	2,87
Q	25-VI -76	100	4.900	104	0,92	$1,39 \times 10^7$	2,88
1A	1-VII-76	75	3.500	52	0,70	$0,38 \times 10^7$	2,82
2A	1-VII-76	25	1.500	30	0,45	$0,09 \times 10^7$	2,67
B	7-VII-76	90	4.400	103	0,57	$0,18 \times 10^7$	2,86
C	9-VII-76	100	5.000	84	0,64	$0,27 \times 10^7$	2,88
1D	14-VII-76	25	1.500	30	0,25	$0,03 \times 10^7$	2,82
2D	14-VII-76	75	3.500	80	0,42	$0,07 \times 10^7$	2,67
E	20-VII-76	95	4.700	95	0,63	$0,25 \times 10^7$	2,87
F	23-VII-76	85	4.050	90	0,73	$0,46 \times 10^7$	2,84

plosiones en cantera apenas utilizado en nuestro país. También tiene importancia por su aporte al conocimiento de las capas de la corteza terrestre alejada de las costas, así como por su relación con los problemas de predicción sísmica si estos experimentos pudieran controlarse repetidamente en zonas sísmicamente activas.

Este trabajo es pues el comienzo de una serie de perfiles en esta zona central que esperamos llevar a cabo en el futuro, en tanto podamos seguir utilizando estas grandes explosiones que realiza la fábrica de cementos ASLAND (Villaluenga, Toledo).

Por tanto el resto de las explosiones se han hecho con detonadores de 3 centésimas de microrretardo, de forma que aún en las explosiones mayores, con tres filas paralelas de barrenos, el retraso total de los primeros barrenos respecto de los últimos era inferior a la décima de segundo, lo que en absoluto ha perjudicado la calidad de los registros sísmicos.

En la tabla I aparece también la magnitud de las explosiones que se ha calculado como si fuesen sísmos cercanos, de acuerdo con las fórmulas obtenidos por PAYO Y DE MIGUEL (1974), previa corrección (BATH, 1973, págs. 327) por la menor energía

que en las explosiones es transfiere a ondas de período largo, a ondas superficiales o a ondas de cizalla, con relación a los sismos de igual distancia epicentral. Estas magnitudes deben mirarse sólo como indicativas, ya que el valor de $\sigma(\Delta)$ obtenido en el trabajo mencionado no está bien definido para distancias tan cortas como 30 kilómetros.

También es de notar que la mayor carga de las explosiones no siempre se reflejó en mayores amplitudes en los registros, pues la mayor o menor energía sísmica liberada en las explosiones dependía mucho del grado de fracturación o compacidad del material calizo donde se situaban los barrenos de cada explosión. También se ha calculado la energía de dichas explosiones a partir de esta magnitud, pero el cálculo de la energía total en función de la carga o de estas magnitudes es muy impreciso, por la incertidumbre que introduce el factor de acoplamiento.

Como complemento en la última columna hemos calculado la magnitud obtenida a partir de la carga, tomando como factor de acoplamiento $\alpha=1 \times 10^{-4}$ como si el foco fuese superficial (BATH, 1973, páginas 329). Las discrepancias de ambas magnitudes son apreciables y es difícil decidir qué valor de magnitud representa mejor la realidad. De todos modos, nuestra impresión es que estas explosiones consideradas como sismos próximos (a 30 kilómetros) no pueden tener una magnitud superior a 2

SEÑALES DE TIEMPO

El registro del instante de la explosión se hizo mediante dos geófonos colocados a unos 10 metros de los barrenos. La señal de la explosión (onda sísmica) se registraba en la cinta magnética de un cassette, en el que se introducía también la señal de tiempo (batido del segundo) de un pequeño receptor Lennartz conectado con frecuencia fijada con un cristal de cuarzo, a la emisora alemana DCF.

Los geófonos y el cassette fueron cedidos amablemente para el experimento por el Departamento de Petrología y Geoquímica del C.S.I.C., y la adaptación del cassette para registrar las señales de tiempo y el momento de la explosión la realizó el físico don Ramón Ortiz adscrito a dicho Departamento, cuya colaboración fue muy estimable. Como tiempo suplementario de la explosión se tomó el del disparo con un cronómetro de mano, sincronizado al reloj de

cuarzo del Observatorio de Toledo. Aunque no fue necesario el uso de este tiempo secundario en ningún caso

Los equipos de campo tomaron también las señales de tiempo de la citada emisora DCF, usando el receptor incorporado al registrador; en general se recibieron muy bien dichas señales. No obstante el Observatorio de la Marina de San Fernando (Cádiz) se brindó amablemente a transmitir señales horarias durante los experimentos. Estas señales se recibían a veces en los receptores Zenith, adquiridos por el I.G.N., pero sólo en condiciones muy favorables, ya que la señal llegaba muy débil a esta zona de la Meseta Central. Por ello se decidió, en definitiva, usar sólo las señales de la citada emisora alemana.

REGISTROS

Los cuatro equipos están formados por un sismómetro Mark, de tres componentes y un registrador Lennartz, que graba la señal, modulada en frecuencia, en una cinta magnética incorporada. Un receptor de radio, también incorporado, permite recibir las señales de tiempo, en este caso las de la emisora DCF como ya se ha dicho y las graba en la misma cinta magnética.

Las cintas son demoduladas posteriormente, con un demodulador que transfiere las cuatro señales (tiempo y las componentes vertical, longitudinal y transversal) a un registrador visual de punzón caliente. El registrador del I.G.N. lleva incorporado un sistema de amplificadores y filtros para cada canal que permite usar la combinación más adecuada para seleccionar las ondas que se desean estudiar.

Las distancias mayores, a que se han colocado estaciones, respecto del punto de explosión, han sido de 87 kilómetros en el tramo Yepes-Huete y de 185, en el tramo Yepes-Trujillo. En ambos casos la señal ha llegado bien, por lo que creemos estas distancias pueden ser extendidas en futuras experiencias.

Los registros en general fueron buenos, salvo los de una explosión que no se pudieron utilizar por coincidir el momento de la explosión con una gran tormenta eléctrica y de aire en el centro de la Península, que hizo imposible registrar el tiempo y muy mal las señales. De las 9 explosiones restantes se han podido usar 32 registros del total de las 36 estaciones.

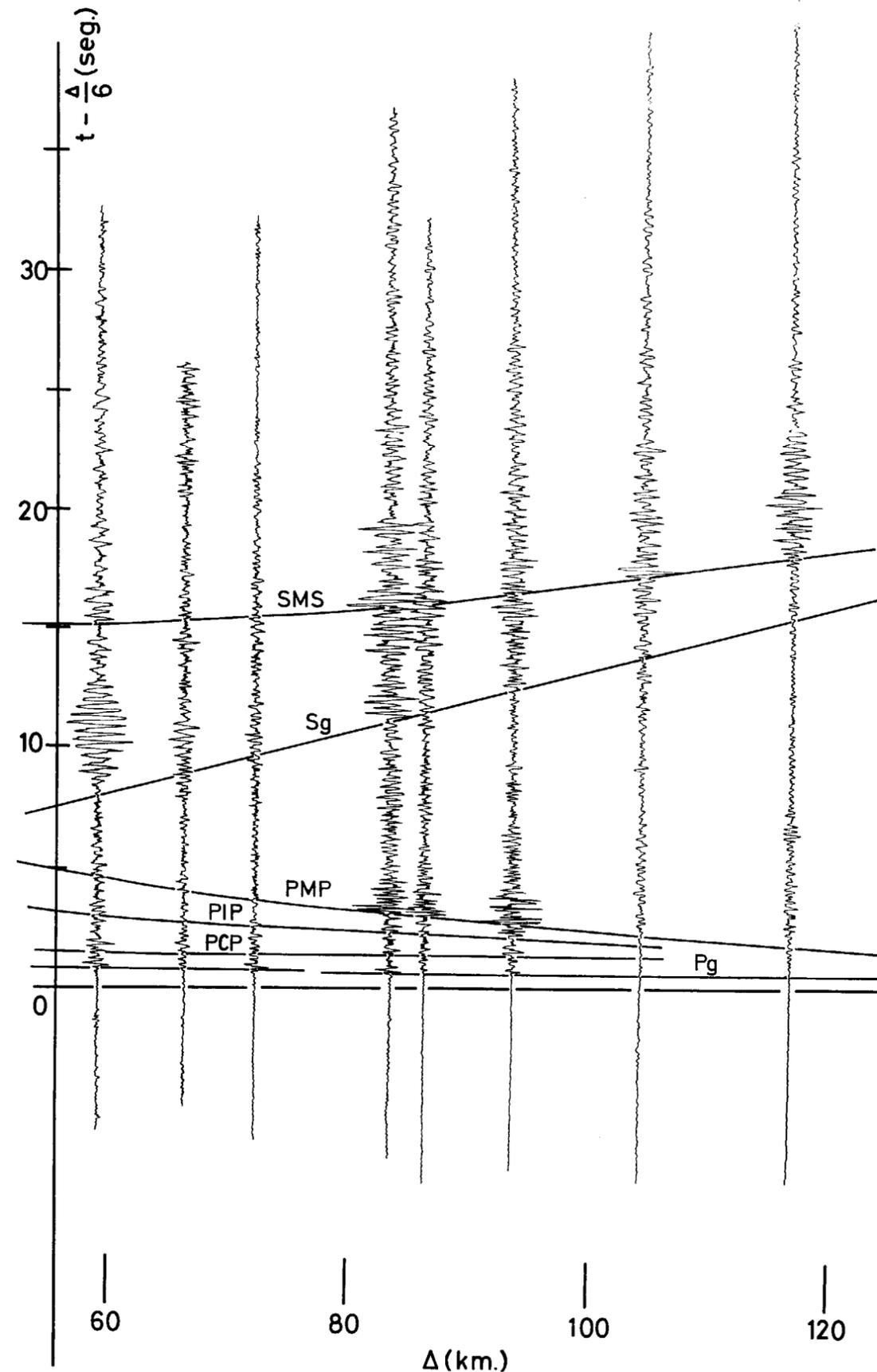


Figura 2

Ampliación de la zona de distancias críticas del ensamble general, en que pueden verse las fases reflejadas muy claramente, especialmente la PMP

INTERPRETACION PRELIMINAR

El ensamblaje tiempo-distancia se ha hecho como es normal usando tiempo reducido, en este caso, con una velocidad de reducción de 6 km/seg. y velocidades de registro de 1 centímetro y 2,5 centímetros por segundo. La figura 2 muestra el ensamblaje hecho en 1 cm/seg. junto con las fases que vamos a tratar de justificar, en la zona de las distancias críticas del trayecto Yepes-Trujillo.

Los primeros hechos claros que aparecen en el ensamblaje son:

a) La onda Pg se registra muy clara y prácticamente con la misma velocidad a todo lo largo del Perfil.

b) En la zona aproximada de las distancias críticas (70-90 km.) aparece una fase muy clara y fuerte, en tres registros (fig. 2), que interpretamos como la fase PMP, reflejada en la Moho. Esta fase parece perder bastante energía fuera de este rango de distancias.

A partir de estos hechos se han seguido los siguientes pasos en la interpretación preliminar:

I. ONDAS P

Para la velocidad de la onda P directa, se tienen dos estaciones próximas, una a cada lado del perfil, para las que la recta que une el origen con el comienzo de la P, pasa por el principio de la primera llegada Pg de la estación contigua. Esto permite hallar la velocidad de la onda directa P. Esta velocidad corresponde a la media de los sedimentos, a cada lado del punto de explosión; los valores obtenidos son 3,33 km/seg y 3,66 km/seg. Se adopta el valor medio de 3,49 km/seg como velocidad media de los sedimentos bajo el punto de explosión.

Aunque la Pg tiene casi la misma velocidad a lo largo del tramo Yepes-Trujillo, la hemos dividido en dos partes de velocidades ligeramente distintas. La primera (de 0-80 km) de $v=6,10$ km/seg y la segunda (de 80-184 km) de $v=6,07$ km/seg. Adoptamos como velocidad aparente de Pg para el tramo Yepes-Trujillo el valor 6,10 km/seg. Todas estas velocidades se han calculado, leyendo con precisión el comienzo de las fases Pg y ajustando una recta por mínimos cuadrados a estos principios, con pesos 1 ó 2 según su claridad. Por el mis-

mo método la velocidad aparente de la Pg en el tramo Yepes-Huete obtenida es de $v=5,89$ km/seg.

Como es sabido, conocida la velocidad de la primera capa y las velocidades aparentes a ambos lados del punto de explosión se puede calcular por simple geometría el ángulo del plano de separación sedimentos/granito y la velocidad real del granito bajo el punto de explosión. Así pues el ángulo calculado ha sido $\theta=0^{\circ}72$, engrosándose los sedimentos hacia el E (dirección Huete). La velocidad real obtenida para la Pg es por tanto $v=5,99$ km/seg. Con esta velocidad, la de los sedimentos (3,49) y el tiempo de interceptación de la Pg, se ha calculado el espesor de los sedimentos bajo el punto de explosión, obteniéndose 1,8 kilómetros.

Es interesante hacer notar que a pesar de tener registros de hasta 185 kilómetros en el lado W del Perfil, no se aprecia en ninguno de ellos otra fase, distinta de la Pg, como primera llegada. No hay ningún indicio, al menos con los registros que disponemos, de haber registrado la fase Pn.

Tampoco es razonable suponer que los claros impulsos que se ven (fig. 2) después de la Pg en los sismogramas de distancias 83,5, 86,2 y 93,6 kilómetros, sean llegadas de P* o Pn, pues muestran a nuestro juicio demasiada energía.

Si aceptamos como lo más probable, que los impulsos tardíos de mayor energía corresponden en los tres sismogramas citados a la PMP, reflejada en la Moho, podemos aplicar el método (Δ^2, t^2) y ver si se continúa esta fase PMP para otras distancias en los otros sismogramas. Así se ha hecho, encontrando otras posibles PMP a distancias diferentes. Vueltas de nuevo a situar en el gráfico (Δ^2, t^2), se repitió la identificación y búsqueda de impulsos PMP, obteniendo finalmente el valor de la pendiente de la recta de ajuste a todos los impulsos $1/v^2=2,37 \times 10^{-2}$.

Adoptada esta v^2 media para las reflexiones, se han calculado, para cada estación la profundidad del punto de reflexión de la PMP como función de su tiempo medio de recorrido, obtenido de los distintos registros. Estos valores se han representado con puntos negros en la figura 3.

En forma semejante a lo hecho con la PMP, se ha procedido para los dos claros impulsos intermedios (fig. 2) que se ven en los tres sismogramas, antes citados, entre la Pg y la PMP. Aplicando, pues, el método (Δ^2, t^2) en forma sucesiva, a medida que se identifican los impulsos a otras distancias, se han interpretado así dos fases más como

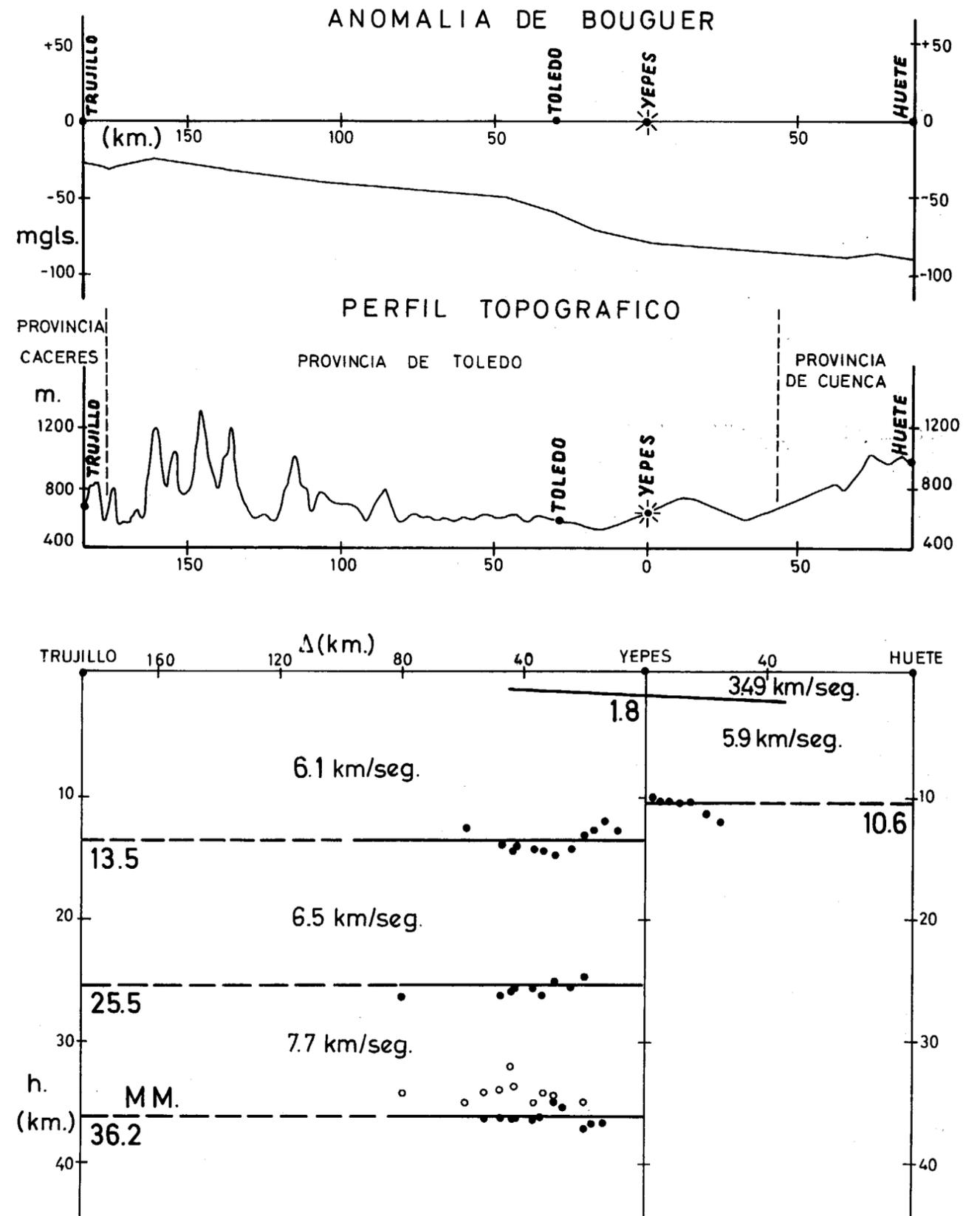


Figura 3

Interpretación provisional del Perfil, junto con el perfil topográfico y el de anomalías de Bouguer

reflejadas en dos discontinuidades intermedias entre la base de los sedimentos y la discontinuidad de Mohorovicic. Las hemos denominado PCP y PIP. En la citada figura 3 aparecen también los puntos de reflexión y sus profundidades.

Para el segmento Yepes-Huete sólo se han identificado unos posibles impulsos PCP que dan con el método (Δ^3 , t^2) unos puntos de reflexión ligeramente más altos que los del otro lado del perfil.

Como se ha dicho, se han calculado las velocidades reales de las dos primeras capas, onda directa y primera llegada, consideradas como vinculadas a las capas sedimentaria y granítica. Para el cálculo aproximado de las velocidades de P en las dos capas intermedias, al no aparecer más ondas refractadas, hemos supuesto el medio con capas paralelas y hemos procedido de la siguiente forma. Como se conoce el tiempo de recorrido, para cualquier ángulo de incidencia, en las dos primeras capas, ya que se conocen la velocidad y el espesor de las mismas, se puede calcular el tiempo de recorrido en la tercera capa por diferencia con el tiempo medio hasta la base de dicha capa, obtenido para cada distancia, a partir de la relación (Δ^3 , t^2) de la onda reflejada. El método se aplica para diferentes ángulos de incidencia (i_0) en la primera capa y para cada distancia. Si el tiempo medio de reflexión ha de coincidir con el seguido por el rayo, sólo habrá una posición (un i_0) para el que la ley de Snell se verifique en todo el recorrido.

De esta forma se obtiene un valor único de la velocidad en la tercera capa, para cada distancia. Repetido el método con varias distancias, se obtienen valores de v prácticamente iguales, por lo que se ha tomado el valor medio, 6,5 km/seg, que es el que aparece en la figura 3.

Conocida así la velocidad en la tercera capa se ha procedido en forma análoga para el cálculo de la velocidad en la cuarta capa, justo encima de la discontinuidad MM, y se ha obtenido el valor 7,7 km/seg. En la figura 3 se muestra el resumen de este modelo provisional, junto con el perfil topográfico y la anomalía de Bouguer que es muy regular para esta zona de la Meseta.

II. ONDAS

Dado que en los sismogramas horizontales aparecen muy claras las ondas de cizalla, se ha procedido a hacer un nuevo ensamblaje con velocidad

de reducción 3,5 km/seg y en él trazar la dromocrónica de la Sg.

Igual que la Pg, una sola pendiente parece ser suficiente para todo el rango de distancias a un lado y a otro del punto de explosión. Las velocidades aparentes de Sg son 3,37 km/seg para el tramo Yepes-Trujillo y 3,26 km/seg para el de Yepes-Huete. Es interesante hacer notar que en ambos lados las velocidades aparentes de Pg y Sg dan un mismo coeficiente de Poisson $\sigma=0,28$.

También se ha podido determinar y con bastante claridad la fase SMS reflejada en la Moho, equivalente por tanto a la PMP. Las reflexiones que se obtienen para esta fase son algo más someras que las de la PMP (puntos blancos de la figura 3), dando como valor medio un espesor de la corteza de 34,2 kilómetros.

DISCUSION

El valor obtenido del espesor de la corteza (36,2 kilómetros) es algo superior al obtenido por medio de la dispersión de ondas superficiales (PAYO, 1964, 70, 71, 74 y PAYO & RUIZ DE LA PARTE, 1974) para el conjunto de la plataforma Ibérica (30 kilómetros, modelo IBE). El espesor que da la fase SMS, está más próximo (34 kilómetros) a este valor. Nada puede extrañar este hecho, pues es conocido que las estructuras dadas por los perfiles sísmicos son función de la distribución de velocidades de P en la corteza y las dadas por los estudios de dispersión dependen de la distribución de la de S. Con frecuencia ambos métodos dan resultados ligeramente diferentes.

Otro hecho interesante es el valor alto de la velocidad de la cuarta capa (7,7 km/seg). Como es un valor medio podría tal vez tener justificación si existiese un gradiente de velocidad en la base de la corteza.

En cualquier caso, en esta primera interpretación es difícil extraer más información de los datos.

En un próximo futuro se intentará alargar el perfil por ambos extremos hasta el máximo de detectabilidad de las explosiones y rellenar los huecos que aparecen en el ensamblaje, con un aumento de la densidad de estaciones. Si se consigue encontrar nuevas fases refractadas como primeras llegadas, la interpretación podrá afinarse buscando, a través de la comparación con las dromocrónicas de diferentes modelos teóricos, la estructura que mejor encaje con las fases observadas.

En un futuro más lejano podría intentarse un perfil NE-SW que cortaría transversalmente un conjunto de interesantes formaciones geológicas del Sur de la Meseta y completaría la información aquí obtenida sobre esta región del centro de la Península.

PARTICIPARON EN EL PERFIL

Gregorio Alonso Aguado.
Gregorio Alonso Martín.
Alfredo Aparicio Yagüe.
Eduardo R. Badiola.
Rafael Gómez-Menor Fuentes.
Antonio Honrubia Aparicio.
Ramón Ortiz Ramis.
Gonzalo Payo Subiza.
Juan Antonio Pérez Mochales.
Eliseo Ruiz de la Parte.
Jesús Sierra Gómez.
Máximo Sánchez Sánchez.
Aureliano Velayos Sánchez.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer desde aquí la estimable colaboración de la Fábrica de Cementos ASLAND, S. A., de Villaluenga, Toledo, sin cuya ayuda este trabajo no hubiera podido realizarse.

Un agradecimiento especial debemos al Director de dicha Fábrica, don José León Ginés, que dio, desde el primer momento todas las facilidades para realizar el control de tiempo de las voladuras. Así mismo estamos muy reconocidos por las atenciones recibidas del Subdirector de Producción don

Juan Carrasco Piña y del Jefe de Canteras don Rafael Blancas Agredano, quien en todo momento consiguió que las voladuras se realizaran dentro de las ventanas de tiempo previstas.

BIBLIOGRAFIA

- LÓPEZ ARROYO, A. & PAYO, G.: *Crustal Structure of the Spanish Central Plateau*. XIX Eur. Seism. Congress of Copenhagen, 1966.
- PAYO, G.: *Crustal phases across the Iberian Peninsula Region*. "Ann. Geofis.", 17, 523-543, 1964.
- PAYO, G.: *Structure of the crust and upper mantle in the Iberian shield by means of a long period triangular array*. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 20, 493-508, 1970.
- PAYO, G.: *Estudios de los residuos y de las amplitudes de la onda P en algunas Estaciones Sismológicas Ibéricas*. "Rev. Geofis.", 31, 45-82, 1971.
- PAYO, G.: *Crust-Mantle velocities in the Iberian Peninsula and tectonic implications of the seismicity in this area*. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 30, 85-99, 1972.
- PAYO, G. & RUIZ DE LA PARTE, E.: *Dispersion of surface waves in the Iberian Peninsula and the adjacent Atlantic and Mediterranean areas*. "Geof. Intern.", 14, 89-102, 1974.
- PAYO, G. & DE MIGUEL, F.: *Magnitud de los sismos de la Región Ibérica a partir de la fase Lg*. "Rev. de Geofísica", XXXIII, 159-174, 1974.

Recibido: Julio 1977.

Investigación de anomalías magnéticas en España

Estado actual (1976) de los trabajos realizados en la cuenca del Ebro y su contorno

Por L. DE MIGUEL (*)

RESUMEN

Observada una inversión en el registro de la componente vertical de las variaciones rápidas del campo magnético entre Tortosa y Logroño, se han efectuado registros a lo largo de la Cuenca del Ebro, a fin de localizar la masa de alta conductividad que posiblemente produce esta anomalía,

Se ha encontrado una zona al sur de Santander, en las proximidades de Villarcayo donde la inversión alcanza su máxima intensidad.

ABSTRACT

An inversion has been observed in the record of the vertical component of the rapid variations from magnetic field between Tortosa and Logroño. Consequently, several records have been carried out along the basin of the river Ebro, in order to locate the mass of high conductivity that probably produces this anomalie.

We have found one zone at the south of Santander, near Villarcayo, where the inversion reaches the highest intensity.

Dentro del proyecto general de investigación de anomalías magnéticas en España se incluyó el estudio de la anomalía detectada en principio en la cuenca del Ebro que quedó de manifiesto al comparar los registros de variaciones rápidas tipo "bahía" en los observatorios del Ebro (Tortosa) y Logroño.

Mientras en Tortosa (EB) la bahía consiste en un aumento de F sin cambio sensible de dirección, manifestándose por un aumento simultáneo de las componentes horizontal H y vertical Z , en Logroño (LG), a un aumento de H corresponde una disminución de Z . Es decir, que en ambos observatorios las bahías son generalmente positivas en la componente H , mientras que, en la componente Z , son positivas en Tortosa y negativas en Logroño.

Si comparamos las amplitudes de las bahías en ambos observatorios, observamos que la componente horizontal del vector perturbación que origina la bahía en Logroño es mayor que en Tortosa. En cambio, la componente vertical, además de ser de sen-

tido contrario en Logroño, tiene menos amplitud que en Tortosa (fig. 1).

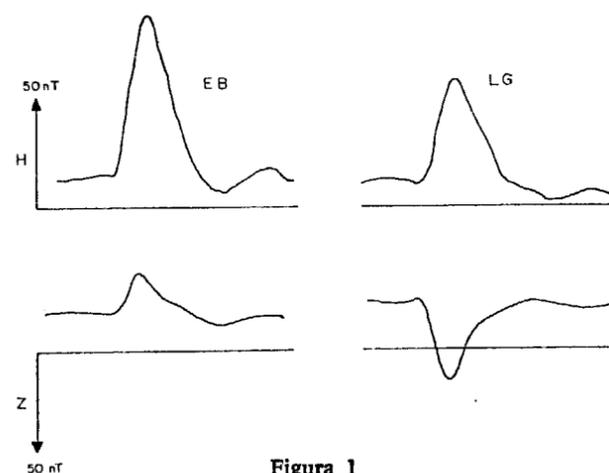


Figura 1

Hallando valores medios de un gran número de bahías registradas en ambos observatorios, se ha

encontrado un valor $F_L=80,4 \text{ nT}$ en Logroño y de $F_T=60,7 \text{ nT}$ en Tortosa siendo respectivamente:

$$\begin{aligned} H_L &= 78,0 \text{ nT}; & Z_L &= -19,5 \text{ nT}. \\ H_T &= 51,5 \text{ nT}; & Z_T &= 34,2 \text{ nT}. \end{aligned}$$

Es decir, que los vectores correspondientes serán los de la figura 2.

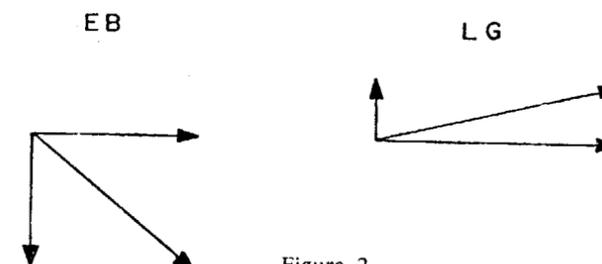


Figura 2

Por otra parte hemos hallado la relación $\Delta Z/\Delta H$ en ambos observatorios, habiendo obtenido para valores medios

$$\frac{\Delta Z_L}{\Delta H_L} = -0,25 \quad \frac{\Delta Z_T}{\Delta H_T} = 0,66$$

Fenómenos semejantes se habían hallado ya en otros lugares del Globo. Por ejemplo, Sibuet comparó las bahías registradas en Almería y Averroes, encontrando también signos contrarios en la componente Z : en Almería positiva, igual que en Tortosa y en Averroes negativas. También son negativas en Chambon-la-Fôret (Francia) y en Dourbes (Bélgica). Y en una densa serie de estaciones en Alemania se encontraron dos puntos en los que la componente Z de la bahía era negativa, rodeados de otra serie de puntos en lo que era positiva. Análogo efecto se encontró en el Japón.

Esto indujo a pensar en la existencia de un canal continuo o discontinuo, de alta conductividad, situado por encima del manto que, procedente de Europa, penetraba en España

Evidentemente esta hipótesis tenía poco peso porque el número de puntos en los que se basaba era muy escaso. Estaba bien determinada en Alemania con mediciones en once estaciones, pero un punto en Francia y otro en Bélgica son insuficientes.

Por otra parte es difícil concebir la existencia de una masa conductora de tal longitud. En cambio puede admitirse la existencia de masas aisladas conductoras, alineadas o no, en las que se produzcan corrientes inducidas en el plano horizon-

tal, capaces de producir un campo magnético vertical de sentido opuesto al que engendró dichas corrientes.

En España, en la región de Logroño, pueden existir esas masas y el objetivo que se persigue en los trabajos que se están realizando, es localizar la zona anómala tanto en extensión como en profundidad.

Para ello se preparó la instrumentación que a continuación se detalla:

Como el comportamiento de la componente H ante el fenómeno descrito es análogo en todos los observatorios de la Península, con sólo pequeñas diferencias en amplitud, bastaba con registrar la componente Z en distintos puntos y comparar los resultados con los que simultáneamente se obtenían en Logroño.

Instrumentos.

El equipo está formado por una balanza vertical de campo, modelo Askania, con un imán móvil de eje de giro horizontal, cuyo movimiento se registra haciendo incidir sobre un espejo horizontal solidario del imán, un rayo luminoso que se refleja e incide sobre una célula fotoeléctrica diferencial, formada por dos elementos independientes que forman dos de los brazos de un puente de Wheatstone. En la diagonal se intercala un galvanómetro registrador.

Cuando los dos elementos fotoeléctricos están igualmente iluminados, el puente de Wheatstone está en equilibrio y por su diagonal no pasa corriente. Pero si se produce una pequeña desviación en la aguja magnética, uno de los elementos recibe más luz que el otro; el equilibrio del puente se rompe y por su diagonal pasará una corriente que será proporcional a la desviación de la aguja magnética.

Como en cada estación la componente vertical del campo es diferente, se mantiene la aguja magnética en una posición horizontal inicial mediante un imán compensador situado sobre su vertical y que puede deslizarse a lo largo de un tubo vertical hasta conseguir el efecto deseado.

El registrador es un modelo Siemens, tipo M734, con galvanómetro incorporado formado por una bobina móvil y una larga aguja solidaria, por debajo de la cual discurre el papel de registro. Entre la aguja y el papel hay una cinta de calco y sobre la aguja, una placa la golpea cada veinte segundos, quedando marcado un punto en el papel que indica

(*) Dr. Ingeniero Geógrafo.

la posición de la aguja. Es decir, que el registro es discontinuo, pero siendo la velocidad de arrastre de 20 mm/h, la sucesión de puntos forma una línea continua.

La corriente de alimentación de la lámpara de iluminación puede controlarse, variando así la sensibilidad del equipo al variar la intensidad del rayo luminoso.

El calibrado del equipo se efectúa con una bobina Helmholtz, colocada con el eje vertical y de forma que la aguja magnética quede en su centro.

En general la sensibilidad adoptada en cada estación estaba comprendida entre 1,5 y 2,5 nT/mm.

Campaña.

Siendo el equipo muy sensible a toda clase de variaciones magnéticas, como pueden ser las producidas por cualquier clase de tráfico en sus proximidades, para el establecimiento de estaciones era preciso buscar lugares alejados de núcleos muy poblados, de líneas de ferrocarril y de carreteras de mucho tráfico. Pero, aunque el instrumento puede funcionar con baterías, para conseguir una mayor autonomía era preferible alimentarla con energía de red. Por consiguiente se buscaron pequeños pueblos, alejados de carreteras principales y en ellos, locales no habitados, alejados del centro y con luz eléctrica. En algunas ocasiones fueron ermitas, monasterios y a veces teleclubs no utilizados como tales.

Estas condiciones han sido la causa de que la distribución de estaciones no haya sido tan regular como era aconsejable.

Las primeras estaciones se hicieron siguiendo un perfil a lo largo de la cuenca del Ebro desde Tortosa hasta Santander, encontrando un cambio de sentido en la componente vertical de las "bahías" a la altura de Zaragoza; es decir, que en las estaciones desde Tortosa hasta Zaragoza, las "bahías" eran positivas—*H* y *Z* del mismo signo—y desde Zaragoza hasta Santander eran negativas.

Se hicieron después otros perfiles al norte y al sur del Ebro. Al norte todas las estaciones registraron "bahías" positivas y al sur se encontró una extensa zona de "bahías" negativas. Fue necesario llegar a las provincias de Teruel, Cuenca y Albacete por el SE y hasta Cáceres por el SW, para volver a encontrar "bahías" positivas.

En el observatorio de Toledo el fenómeno, que ha podido estudiarse con mayor número de datos,

por ser estación permanente, la mayor parte de las "bahías" registradas presentan carácter positivo, aunque la amplitud de la componente *Z* es muy débil, hasta el punto de que, en muchos casos resulta imperceptible, y en algunos casos, muy pocos, resulta ligeramente negativa. Esto significa que Toledo está muy cerca de la línea límite entre las "bahías" positivas y negativas como ocurrió en Zaragoza y lo mismo sucede en la estación de Vecinos próxima a Salamanca.

Las estaciones observadas que se han situado en el mapa de la figura 3 son las relacionadas en la tabla I.

TABLA I
Relación de estaciones observadas

1. EB	Tortosa (Tarragona).
2. PM	Puig Moreno (Teruel).
3. AD	Aula Dei (Zaragoza).
4. CB	Cambanillas (Navarra).
5. MU	Murillo (Logroño).
6. LG	Logroño.
7. TE	Ternero (Burgos).
8. BV	Barruelo de Villarcayo (Burgos).
9. CM	Comillas (Santander).
10. AN	Aña (Lérida).
11. SJ	San Juan de la Peña (Huesca).
12. OL	Olagüe (Navarra).
13. MN	Manzanera (Teruel).
14. TR	Tornos (Teruel).
15. VL	Valtueña (Soria).
16. SP	San Pedro de Cardena (Burgos).
17. MP	Molino de Papel (Cuenca).
18. CG	Cogolludo (Guadalajara).
19. AG	La Aguilera (Burgos).
20. CC	Carrión de los Condes (Palencia).
21. SA	Saelices (León).
22. SL	El Salobral (Albacete).
23. TL	Toledo.
24. MR	Marazoleja (Segovia).
25. VE	Vecinos (Salamanca).
26. VI	Vidayanes (Zamora).
27. NA	Navalmoralejo (Toledo).
28. GA	Galisteo (Cáceres).
29. BA	Balboa (León).

Los círculos negros corresponden a estaciones donde la componente *Z* sale invertida. Los blancos son estaciones normales y los que tienen la mitad negra son estaciones donde la componente *Z* de las bahías es apenas perceptible.

De las observaciones realizadas se han deducido también la relación de amplitudes del vector perturbación entre cada estación y Logroño. En todas las estaciones donde se ha producido inversión de la componente *Z*, es decir, donde la "bahía" ha tenido el mismo sentido que en Logroño, esta relación es menor que la unidad, a excepción de las de Sae-

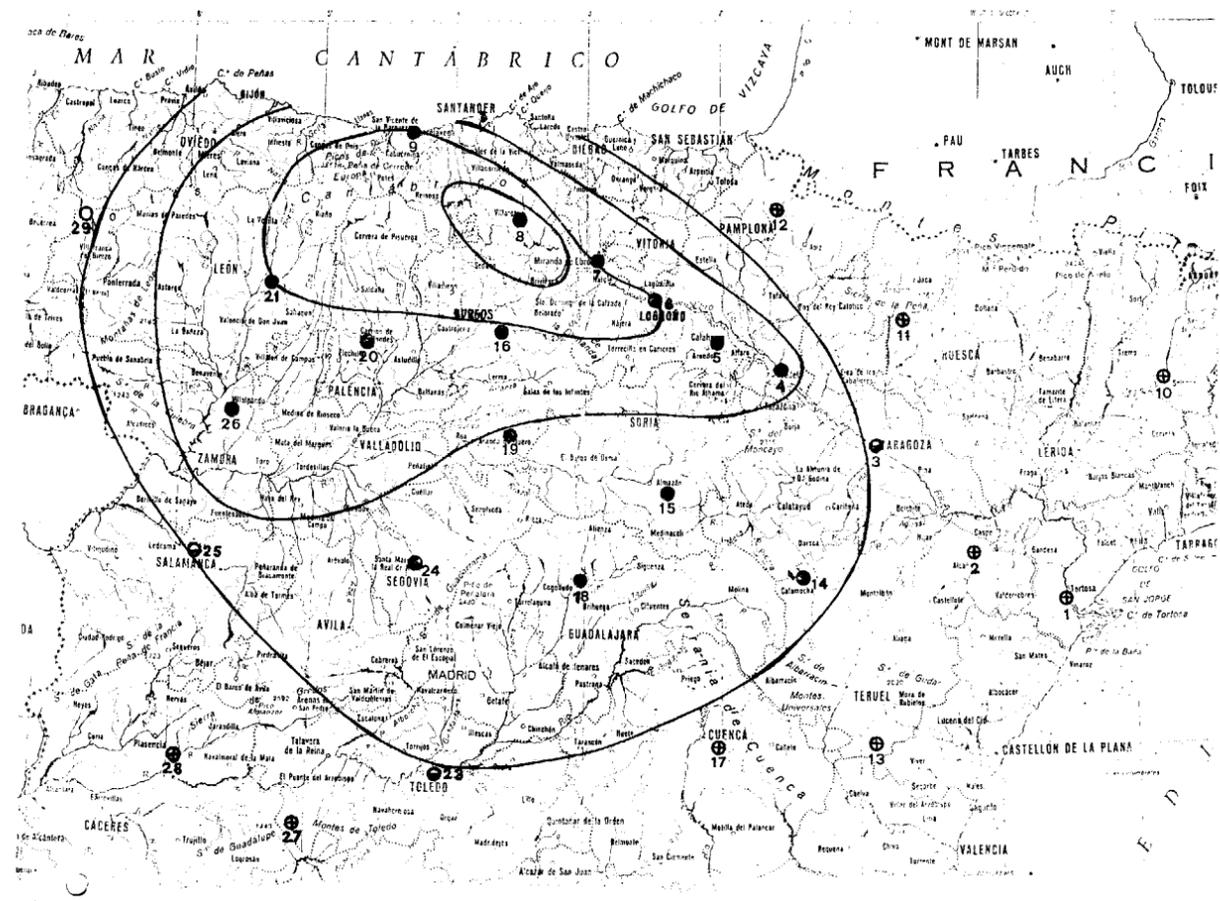


Figura 3

lices (León) y Comillas (Santander), donde la relación ha sido muy próxima a la unidad y la de Barruelo de Villarcayo (Burgos), donde la relación ha alcanzado un valor próximo a 2. O sea, que es en esta última estación donde la anomalía se ha presentado con mayor intensidad. Es decir, que la anomalía presenta mayor intensidad en el triángulo Logroño-León-Santander con un valor máximo en su centro (Villarcayo). Es por tanto, en esta zona donde en el futuro debe aumentarse la densidad de estaciones, haciendo medidas de las tres componentes *X*, *Y*, *Z*, con un magnetómetro de saturación (fluxgate).

En el mapa citado se han trazado unas curvas uniendo puntos en los que la relación antes citada tiene el mismo valor.

Por último se harán medidas de resistividad a distintas profundidades mediante el método magneto-telúrico, para determinar la profundidad de la anomalía.

Sin embargo, del examen de los datos recogidos se deduce que la más rápida variación se encuentra en una línea trazada desde el norte de Pamplona hasta el centro de la zona antes citada. Continuando esta línea hacia el SW a partir del valor máximo encontrado, la variación es más lenta. Esto hace pensar en la existencia de una zona conductora más o menos ancha, pero inclinada, con su línea de máxima pendiente en la dirección mencionada y que va profundizando hacia el oeste. Haciendo un sondeo magnetoteléxico en tres puntos convenientemente elegidos a lo largo de esta línea, podrá comprobarse la hipótesis que ahora se apunta.

Por consiguiente, el estudio está iniciado; la zona anómala localizada, pero debe continuarse, para determinar con más precisión la situación, forma y profundidad de la masa que produce esta anomalía.

Recibido: Julio 1977.

Perfil Ibérico de estaciones de la componente vertical de mareas terrestres. Resultados preliminares

Por R. VIEIRA (*)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un resumen de los objetivos de la investigación que estamos desarrollando sobre Mareas gravimétricas en la Península, y se da un avance de los resultados del análisis, para los principales grupos de ondas, en las cinco primeras estaciones del perfil.

ABSTRACT

A summary of the objectives of the investigation on gravimetric tides in the Peninsula is made and an advance of the results of the analysis for the main wave groups in the first five stations is given.

Dentro del conjunto de investigaciones que sobre Mareas Terrestres venimos desarrollando en el Departamento, presentamos en este trabajo los primeros resultados del perfil de estaciones de la componente vertical.

Estas investigaciones, planificadas como puede verse en el cuadro I, hasta 1980, están basadas en la toma de datos, por un período de unos cinco o seis meses, en cada una de las estaciones localizadas sobre el croquis de la figura 1, así como en la interpretación de los mismos.

Cada estación consta:

1. Gravímetro de precisión con salida para registro de mareas.
2. Módulo de control y calibración de gravímetro.
3. Unidad de registro.
4. Sistema de tiempo.
5. Sistemas de alimentación, aislamiento térmico y control de parámetros climáticos.

En la actualidad se están desarrollando los trabajos de toma de datos sobre la base de dos graví-

(*) Departamento de Mecánica y Astronomía C.S.I.C. y Cátedra de Astronomía y Geodesia de la Facultad de Ciencias Matemáticas de la Universidad Complutense de Madrid.

metros, un Askania Gs 15 y un La Coste Romberg mod. G.

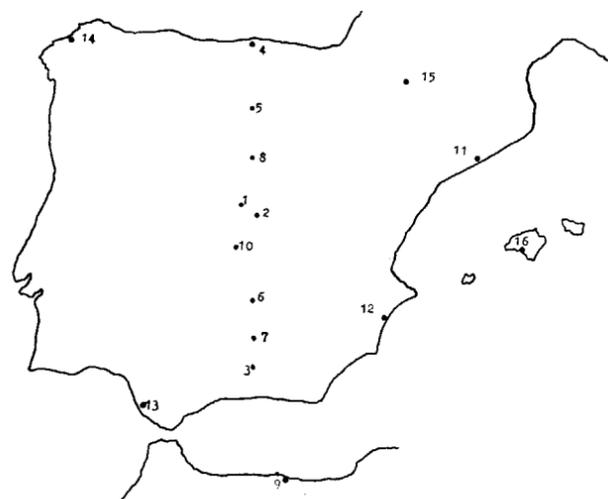


Figura 1
Red de estaciones de mareas terrestres.
Componente vertical.

- | | |
|-------------------------|-------------------|
| 1. Valle de los Caídos. | 9. Melilla. |
| 2. Madrid. | 10. Toledo. |
| 3. Granada. | 11. Barcelona. |
| 4. Santander. | 12. Alicante. |
| 5. Burgos. | 13. San Fernando. |
| 6. Ciudad Real. | 14. La Coruña. |
| 7. La Carolina. | 15. Jaca. |
| 8. Sepúlveda. | 16. Mallorca. |

Los objetivos que pretendemos alcanzar con estas investigaciones, pueden resumirse en los siguientes puntos:

- a) Estudios de efectos indirectos.

Se conocen por efectos indirectos a todas aquellas perturbaciones, que se manifiestan sobre los registros, debidas a las deformaciones periódicas de la corteza provocadas por la acción de las mareas oceánicas. Estos efectos se evidencian por una separación de los valores, atribuidos teóricamente y confirmados experimentalmente, correspondientes a los parámetros significativos del análisis, el factor de amplitud y el desfase de los diversos grupos de ondas que pueden separarse.

La distribución de las estaciones se ha fijado con arreglo a las siguientes consideraciones:

1. Perfil de estaciones situadas en las proximidades del meridiano 4° W, y a una distancia media entre ellas de 150 a 200 kilómetros. La dirección del perfil se ha elegido en función de:

- a) Estudio de los efectos indirectos desde la costa al centro de la península y entre dos mares de tan distinto tipo de mareas como el Cantábrico y el Mediterráneo.

- b) La coincidencia de esta dirección con la línea de calibración de gravímetros del I. G. C., en donde existen proyectos de futuras investigaciones

CUADRO I

1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Madrid A Enero-marzo	Bu-Craa A Marzo-oct.	Granada A Febr.-julio	Burgos A Enero-julio	S. Fernando LR I Enero-marzo	Toledo A Enero-marzo	Bruselas CALIBRACION A, LR I y II
Bruselas A Marzo-dic.	Madrid A Nov.-dic.	Valle de C. A Julio-nov.	Santander LR I Enero-junio	Sepúlveda A Enero-marzo	Ciudad Real LR I Enero-marzo	
		Burgos A Diciembre	S. Fernando LR I Julio-sept.	La Coruña LR I Abril-agosto	La Carolina LR II Enero-marzo	
		Santander LR I Diciembre	Sepúlveda A Julio-sept.	Barcelona A Abril-agosto	Jaca A Abril-sept.	
			Bruselas A y LR I Sept.-dic.	Alicante LR II Abril-agosto	Melilla LR I Abril-sept.	
				Toledo A Agosto-Dic.	Baleares LR II Abril-sept.	
				Ciudad R. LR I Agosto-Dic.	Canarias LR I y II Oct.-dic.	
				La Carolina LR II Agosto-Dic.	Granada A Oct.-dic. (repetición)	

Desarrollo previsto de tomas de datos

A = Gravímetro Askania Gs 15, núm. 212.
LR I = Gravímetro LaCoste Romberg. Mod. G, núm. 434.
LR II = Gravímetro LaCoste Romberg, a adquirir.

en donde pueden resultar de interés el conocimiento de los parámetros que estamos determinando.

2. Restantes estaciones peninsulares. Convenientemente repartidas por el perímetro, lo que nos permitirá extender los resultados a todas las direcciones de interés. Particularmente la estación de Jaca, que se piensa sea una estación permanente de registro en las tres componentes, nos permitirá enlazar nuestras investigaciones con las que otros grupos franceses vienen realizando al norte de los Pirineos.

3. Se incluye en las investigaciones, tomas de datos en Baleares, Canarias y Melilla. De estas tres estaciones, la de Baleares tiene como misión principal un mejor conocimiento de las mareas en el Mediterráneo y en un lugar donde es prácticamente nulo el efecto de las mareas oceánicas. La de Canarias, con independencia del valor que de por sí pueden tener los resultados, no sólo por la situación y por las peculiares características del archipiélago, nos dará la oportunidad de tener una información complementaria y comparativa con los resultados que obtuvimos en la estación que en 1975 realizamos en Bu-Craa (Sahara) y que fueron de gran importancia por ser los primeros que se obtuvieron del continente africano. La estación de Melilla es también de gran interés, ya que podemos considerarla como la estación puente para en su día poder continuar estas investigaciones hacia Africa; por otro lado, está situada en el borde de la placa Africana en su contacto a través del problemático Mar de Alborán con la placa Euroasiática.

b) Mejor conocimiento del comportamiento elástico de la corteza y del manto superior.

c) Correcciones a las cartas cotidales.

d) Confirmación de modelos basados en evidencia sísmica.

d) Determinación de los números de Love.

f) Aplicaciones astronómicas.

g) Enlace de la Península con los perfiles europeos y con la Red Mundial.

Los resultados que presentamos corresponden a las cinco primeras estaciones, realizadas todas en dirección del meridiano 4 W.

En el cuadro II, damos las características principales de las estaciones así como el número del código internacional y el total de días de observación que se han incluido en este primer análisis realizado. Estos resultados los consideramos como orientativos ya que deberán ser modificados una vez se hallan analizado todos los datos existentes y principalmente, se conozcan las constantes de calibración de los gravímetros. Para su determinación trasladaremos al Centro Internacional de Mareas Terrestres en Bruselas, el el próximo septiembre, los dos gravímetros. Este traslado ya se realizó con el Askania en 1974, pero debe repetirse periódicamente.

En este tipo de perfiles, en donde por los condicionamientos de instrucción y tiempo se realizan estaciones de cuatro a seis meses de observación, lo que pretendemos es la obtención de los factores de amplitud y desfases correspondientes a los grupos

CUADRO II

Estación	c	n	α	λ	h	p	d	i
Bruselas	0201	151	50,48 N	4,22 E	101	4	90	Ask. Gs 15,212
Bu-Graa	3210	126	26,17 N	12,48 W	200	2	100	Ask. Gs 15,212
Valle de los C.	0401	100	40,28 N	4,09 W	1.280	100	350	Ask. Gs 15,212
Madrid	0402	264	40,27 N	3,43 W	630	5	310	Ask. Gs 15,212
Granada	0403	60	37,11 N	3,36 W	774	0	50	Ask Gs 15,212
Santander	0404	120	43,27 N	3,49 W	25	4	0,5	Lc. R. 434
Burgos	0405	150	32,20 N	3,43 W	854	4	120	Ask Gs 15,212

α =Latitud.
 λ =Longitud.
 h=Altitud.
 c=Código Internacional de la Estación.

n=Número total de días útiles.
 P=Profundidad de la estación en metros.
 d=Distancia al mar en kilómetros
 i=Instrumento.

ESTACIONES CON OBSERVACIONES REDUCIDAS

de ondas más significativos, y que de acuerdo con la notación de Darwin, en función del principal constituyente del grupo, son:
 para las ondas diurnas: $O_1, O_1, M_1, P_1, S_1, K_1, J_1, OO_1$
 para las ondas semidiurnas: $2N_2, N_2, M_2, L_2, S_2, K_2,$
 y para las tercio diurnas: M_3 .

De los grupos diurnos, el de mayor amplitud es el integrado por P_1, S_1, K_1 , pero dadas las dificultades que existen para separar cada uno de los componentes, se necesitaría más de un año de observación y sobre S_1 se reflejarían todas las perturbaciones de carácter diurno, es el grupo O_1 el que se toma como más idóneo con vista a la interpretación de los resultados.

En las frecuencias semidiurnas, el grupo de mayor amplitud es el M_2 . En nuestra latitud es aproximadamente de unos 50 μg por tan sólo 30 μg en Bruselas y llegando a 70 μg en Bu-Graa (Sahara)

El marcado carácter semidiurno del régimen de mareas tanto en el Mar Cantábrico como en la costa Atlántica de la Península queda reflejado en los resultados que reproducimos del análisis armónico de mareas en el Puerto de Santander:

$O_1 = 6,9$ cm. $K_1 = 5,7$ cm.
 $M_2 = 129,7$ cm. $S_2 = 44,8$ cm. $N_2 = 30,4$ cm.

Es lógico, a la vista de estos resultados, pensar en la escasa influencia de las mareas oceánicas de frecuencia diurna, sobre los valores representativos de los parámetros δ y α del análisis de la componente vertical de mareas terrestres en los grupos de ondas correspondientes a dichas frecuencias. Así para O_1 , cuyos valores correspondientes a los modelos teóricos aceptados son $\delta(O_1) = 1,16$ y $\alpha(O_1) = 0^\circ$, encontramos:

	$\delta(O_1)$	$\alpha(O_1)$
Santander	1.1842	— 1,99
Burgos	1.1568	— 0,12
Valle C.	1.1583	1,64
Madrid	1.1503	0,64
Granada	1.1699	— 1,11
Bruselas	1.1609	— 0,06

Únicamente en la estación de Santander, situada a menos de un kilómetro de la costa, se observa una influencia relativamente acentuada de la marea oceánica diurna, que se manifiesta en el alto

valor de $\delta(O_1)$, muy lógico si nos atenemos a la situación de la estación.

Es precisamente la fuerte influencia semidiurna la que queremos poner de manifiesto en este trabajo. Teniendo en cuenta el régimen de mareas del Cantábrico y del Mediterráneo, esperábamos encontrar una variación, de progresiva disminución con la distancia al norte, de $\delta(M_2)$ y $\alpha(M_2)$, o lo que es igual una menor influencia de la marea oceánica sobre la terrestre. La tabla de resultados es claramente explicativa:

	$\delta(M_2)$	$\alpha(M_2)$
Santander	1.2150	10,80
Burgos	1.1847	8,32
Valle C.	1.1584	6,73
Madrid	1,1531	6,28
Granada	1.1659	5,45

Todos los valores podemos considerarlos en general como muy altos comparados con los resultados dados por Me'chior, Kuo y Ducarme en (1), para las estaciones de Europa Occidental. No obstante en este trabajo y para la estación de Burdeos, se dan los valores de:

$\delta(M_2) = 1.2118,$ $\alpha(M_2) = 7,03$

los más altos de toda Europa. Esto ya nos indicaba claramente la posibilidad de que en Santander, dadas las características de la cornisa cantábrica en esta zona, con profundidades de más de 3.000 metros a tan sólo 40 kilómetros de la costa, estos valores pudieran ser superados.

Como puede verse por los resultados, la influencia disminuye sensiblemente hacia el centro de la Península, siendo aún muy fuerte en Madrid a más de 350 kilómetros de la costa. Posiblemente los resultados de Granada estén perturbados por los efectos de las mareas del Atlántico, principalmente de la zona más próxima del Golfo de Cádiz, y en menor escala, dado el régimen de las mismas, por las del Mediterráneo

Las próximas estaciones serán la de Sepúlveda, entre Burgos y Madrid, con lo que se completará el ala norte del perfil, y la de San Fernando (Cádiz).

Este trabajo se está desarrollando en la Cátedra de Astronomía y Geodesia de la Facultad de Cien-

cias Matemáticas de la Universidad Complutense y en el Departamento de Mecánica y Astronomía del C.S.I.C., siendo subvencionado con los fondos de ambos Centros y con la subvención concedida para este fin por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica de Presidencia de Gobierno.

BIBLIOGRAFIA

1. P. MELCHIOR, J. T. KUO y B. DUCARME: *Earth tide maps for Western Europe*. "Physics of the Earth and Planetary Interiors", 13, 184-196, 1976.
2. T. F. BAKER y G. W. LENNON: *The investigation of marine loading by gravity variation in U.K.* 7th Int. Symp. Earth Tides, Sopron, Akademiai Kiado, Budapest, 463-478, 1973.
3. B. DUCARME: *Computation procedures at ICET*. "Bull. Infor. Marées Terr.", 72, 4.156-4.189 (1975).
4. B. DUCARME: *A fundamental station for trans-word tidal gravity profiles*. "Phys. Earth Planet. Inter.", 11, 119-127, 1975.
5. R. C. JACHENS y J. T. KUO: *The O₁ tide in the North Atlantic Ocean as derived from land-based tidal gravity measurements*. 7th Int. Symp. Earth Tides, Sopron, Akademiai Kiado, Budapest, 165-176, 1973.
6. J. T. KUO, R. C. JACHENS, P. MELCHIOR y M. EWING: *A link of the trans-U.S. and trans-Europe tidal gravity profiles*. EOS (Trans, Am. Geophys. Union), 53 (4): 343 (abstract), 1972.
7. P. MELCHIOR y B. DUCARME: *Tidal gravity profiles in Western Europe*. Obs. R. Bel., Bull. Obs. Marées Terr.

Recibido: Julio 1977.

Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical

Por S. CADAVID (*)

RESUMEN

En este trabajo se elabora el mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica a partir de las anomalías de Bouguer. El mapa se basa en la relación empírica que existe entre las potencias corticales determinadas por sismología y las anomalías de Bouguer.

Se hace un breve análisis de esta mapa y se describen las grandes unidades morfotectónicas y principales accidentes peninsulares de posible trascendencia cortical.

ABSTRACT

From the empirical relation between the thickness of the Earth crust as obtained by seismology and the Bouguer anomalies on prepare in isopac map of a "normal crust" for the Iberian Peninsula.

On make a brief analysis of this map and on describe the main events of possible crustal implication.

INTRODUCCION

Con miras a investigar la estructura del interior de la corteza terrestre por métodos gravimétricos, es necesario considerar a la corteza dividida en ciertas unidades, tanto horizontales como verticales de densidad uniforme.

Una magnitud que es el resultado de un efecto más o menos casual de influencias desconocidas y cuyo valor real no puede determinarse con exactitud de antemano, se considera como una variable casual. Las anomalías gravimétricas, las cotas de su posición sobre el nivel del mar, la profundidad de la discontinuidad de Morovicic y otras magnitudes geofísicas, se pueden considerar como variables ligadas a sus coordenadas para una región determinada.

Los valores obtenidos de una variable casual forman un conjunto estadístico. Si dos o más variables han de ser determinadas en cada punto, se obtienen conjuntos estadísticos de dos o más dimensiones,

(*) Cátedra de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid.

cuyas características numéricas vienen dadas por sus momentos de diferentes órdenes. Es decir, la dependencia estocástica entre dos o más variables viene definida por los coeficientes de correlación totales o parciales.

Es un hecho conocido la correlación existente entre las anomalías de la gravedad, las cotas de la estación sobre el nivel del mar y la potencia cortical. Diversos autores han obtenido funciones de regresión que ligan estas variables para diferentes unidades morfotectónicas. Esta correlación es la base del mapa de isopacas que para la Península Ibérica presentamos en este trabajo.

MAPA DE ISOPACAS DE UNA "CORTEZA NORMAL"

La aproximación geofísica-gravimétrica al conocimiento de la estructura del interior de la Tierra, se basa en la observación y descripción sistemática de las variaciones de las anomalías gravimétricas, con respecto a la estructura interna de la mis-

ma, conocida por datos publicados geológicos y geofísicos. La importancia de la gravimetría aplicada a resolver estos problemas se basa asimismo en el hecho de que todo modelo geológico y el correspondiente de densidad, ha de ser compatible con las anomalías gravimétricas observadas en superficie.

En realidad, la potencia cortical sólo puede hallarse con cierto rigor a partir de sondeos sísmicos profundos, pero teniendo en cuenta la relación estocástica, no funcional, entre las anomalías de Bouguer y la potencia cortical, es posible tener fórmulas empíricas que relacionasen la potencia cortical y las anomalías de Bouguer, a partir de los datos combinados de potencias determinadas por sismología y las correspondientes anomalías gravimétricas. Relaciones de este tipo, han sido establecidas por WOOLLARD y STRANGE (1962) y por DEMENITSKAYA (1958), entre otros. Ambas fórmulas son muy similares. Los autores proponen para la corteza así definida, el nombre de "corteza normal". No obstante ha de tenerse en cuenta, que las ecuaciones que describen estas relaciones reflejan solamente condiciones medias.

La fórmula empírica que utilizamos en este trabajo es la ya mencionada de WOOLLARD y STRANGE por la coherencia observada entre las potencias corticales determinadas por esta fórmula y los escasos datos que se tienen de la potencia cortical de la Península, tales como los de PETERSCHMITT (1970), que da una potencia máxima para los Pirineos de 50 Km; PAYO (1965), por el estudio de dispersión de las ondas superficiales, da una corteza media de 35 Km. BONINI *et al.* (1973), para las Béticas, el Grupo de Sismología en el perfil Adra-Cartagena (1976), un sondeo al oeste de la Península, en el Atlántico, MENARD (1967). Se observan, no obstante, algunas discrepancias entre los valores obtenidos por esta fórmula y otros datos, como son la potencia cortical obtenida en Toledo por un sondeo Magneto-Telúrico, REY DE LA ROSA *et al.* (1967).

Esta discrepancia puede justificarse por la anisotropía eléctrica ligada precisamente a la estructura cortical de Toledo. La anisotropía puede falsear los resultados hasta un 20 por 100. El perfil sísmico Sines-Fuzeta, MUELLER *et al.* (1972), tampoco da datos muy acordes. Esto podría explicarse, aparte de la dificultad que entraña el problema de inversión en sismología, por la disminución de la densidad ligada a la inversión de velocidad citada, por los mencionados autores. De todos modos, la po-

tencia cortical determinada por estas fórmulas empíricas, siempre difiere algo de la calculada por sismología. Esta diferencia puede atribuirse a posibles errores en la determinación sísmica, cambios notables en la estructura cortical, ligadas a las grandes estructuras geológicas o heterogeneidades en el manto.

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expuesto, se ha elaborado el mapa de isopacas con los siguientes objetivos fundamentales:

- Información para la comprobación de las diversas hipótesis geológico-geofísicas.
- Como datos geofísicos fundamentales.
- Suplir, de momento, la escasez de espesores corticales para la Península Ibérica, obtenidos por métodos sísmicos.
- Permitir una programación adecuada en los futuros estudios corticales de la Península.
- Elaborar, cuando se disponga de más datos sísmicos, el mapa de anomalías de espesores corticales obtenidos por este método y los obtenidos por sismología.

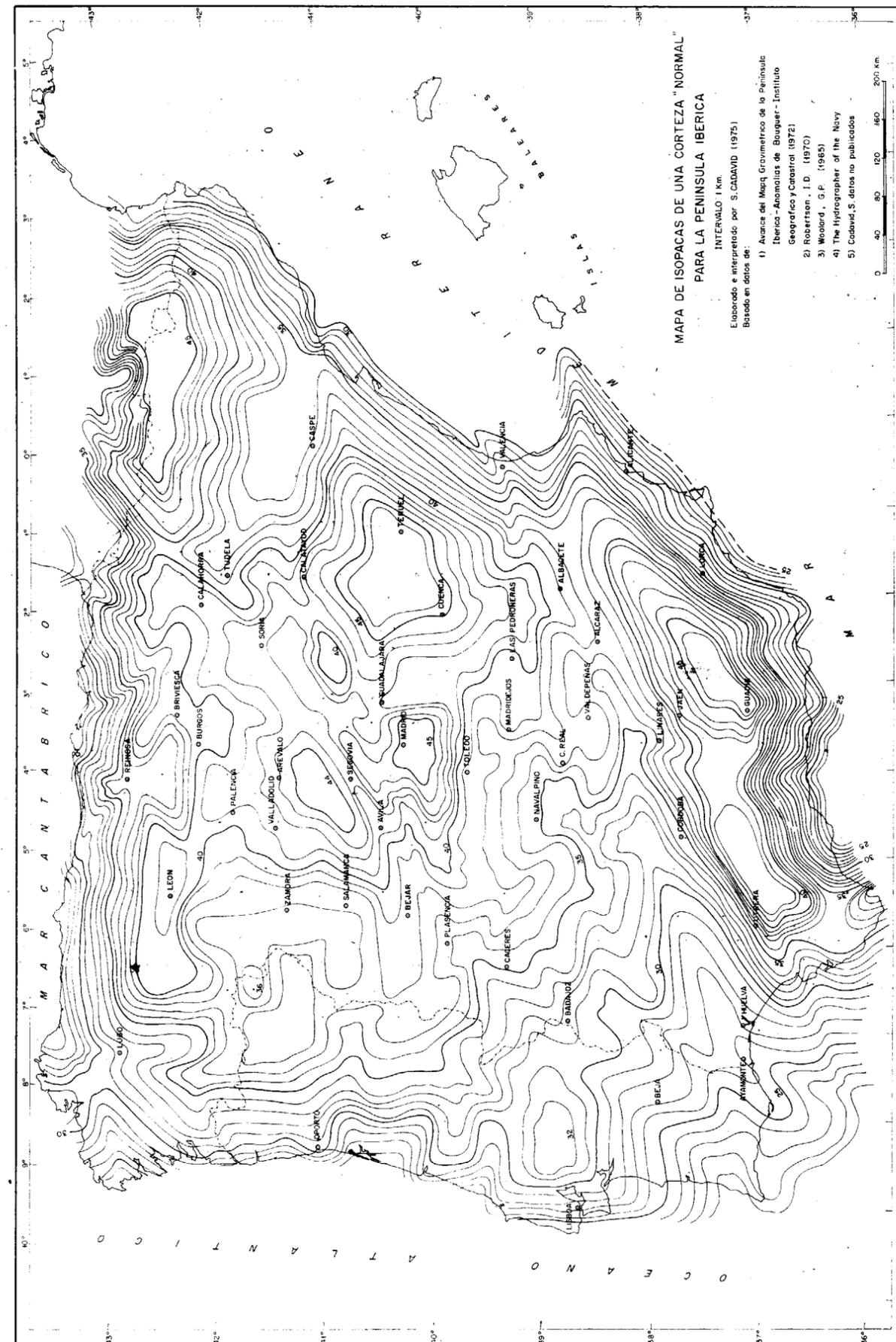
ANÁLISIS DEL MAPA DE ISOPACAS Y PRINCIPALES ACCIDENTES PENINSULARES

Se hace un análisis del mapa de isopacas, pensando en que su morfología puede, en parte, ser la expresión de accidentes geológicos y morfológicos observados en superficie.

Del análisis de este mapa destacamos los siguientes rasgos fundamentales:

- Zona Central.** Caracterizada por una distribución irregular en las curvas de isopacas con una potencia media superior a los 40 Km. Son de destacar las curvas cerradas en torno a Madrid y en la región comprendida entre Avila, Segovia y Valladolid, y en torno a León. Esta zona, con un estilo cortical característico, está limitada al E por una lineación no muy bien definida, Palencia-Guadalajara-Cuenca, al N por el Frente Cantábrico y al SO por la lineación de dirección aproximada Plasencia-Valdepeñas. Comprende las submesetas N y E y afloran abundantes y diversos granitoides.

- Otra zona, caracterizada por una disposición regular y orientación NO-SE de las curvas de isopacas, es la comprendida entre la lineación NO-SE de Plasencia-Valdepeñas y el accidente Oporto-Ba-



dajoz-Córdoba. Se encuentran ocasionalmente granitos, sobre todo, como intrusiones calco-alcalinas profundas.

3. Lineación Oporto-Badajoz-Córdoba. Coincide en Portugal con el cabalgamiento de Ferreira y el corrimiento de Jeroninha, limita un sector hacia el Sur, en el que abundan las rocas básicas, plutónicas y volcánicas. Plutones de gabros, dioritas, etc., son abundantes desde la zona de Villaviciosa de Córdoba hacia el Sur. Entre las vulcanitas, hay metabasitas deformadas en el Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico. APARICIO *et al* (1977) habla de un frente básico coincidiendo con esta lineación que, en Oporto, corresponde a una falla normal.

4. La lineación de Beja, que corresponde al importante cabalgamiento de Ficalho, separa la zona de Ossa Morena de la zona Sud-Portuguesa. Al Sur del cabalgamiento de Picalho está la faja Pirítica Ibérica.

5. Zona Sud-Portuguesa de LOTZE (1945). Se caracteriza por una corteza relativamente delgada y un estilo irregular en las curvas isopacas. Corresponde a un eugeosinclinal devónico-carbonífero con series volcánicas interestratificadas de tipo básico, intermedio y ácido y era la zona de fosa ligada a subducción durante la orogenia hercínica. No contiene prácticamente plutones, excepto uno en el SO de Portugal, de edad cretácica y composición alcalina. Para algunos autores RIES *et al* (1971) esta zona corresponde a un margen continental. Todo el conjunto, situado al O de la línea Oporto-Badajoz-Córdoba, se caracteriza por la abundancia de anomalías magnéticas, posiblemente ligadas a los materiales básicos.

6. Los Pirineos con una potencia máxima de 50 Km, muestran la corteza típica de una cordillera. Presentan la característica de una estructura bidimensional limitada por la Falla Nord-Pirenaica. Y lo que denominamos Borde-Sur-Pirenaico. La corteza presenta, en la parte francesa, una potencia normal de 30 Km, y en la parte española, una potencia media de 37 Km. Tiene, pues, una raíz cortical de unos 20 Km y su eje orográfico, que coincide con el eje de potencia máxima, se continúa por el sinclinal de Bilbao. La Falla Nord-Pirenaica, considerada como accidente tectónico importante, está claramente desplazada por fallas de orientación NE-SO y NO-SE. Lo que denominamos Borde Sur-Pirenaico, representa el límite entre la zona Axial Pirenaica y la zona Subpirenaica. Corresponde a

una falla cabalgante del zócalo con têtes plongeantes del mismo (Zona de las Nogueras).

7. El Sistema Bético. Presenta, al igual que los Pirineos, la corteza típica de una cordillera con una potencia de 42 Km. Muestra, asimismo, una estructura bidimensional limitada por fallas de orientación NE-SO. Posee una raíz cortical de unos 12 Km; pero, al contrario de lo que ocurre en los Pirineos, el eje orográfico está desplazado respecto al eje de máxima potencia cortical, lo que le da caracteres de unidad activa. Algo diferente debe ser su comportamiento al Este del meridiano de 3°, que presenta una mayor aproximación entre estos dos ejes. La línea Jaén-Valencia, limita en profundidad el zócalo de la Meseta. La cobertera prebética lo sobrepasa hacia el NO. Las lineaciones Lorca-Murcia y Cartagena parecen ser desgarres activos en la actualidad. Estas lineaciones NE-SO penetran en la Fosa Balear, según interpretación del mapa de anomalías magnéticas del Mediterráneo (1971).

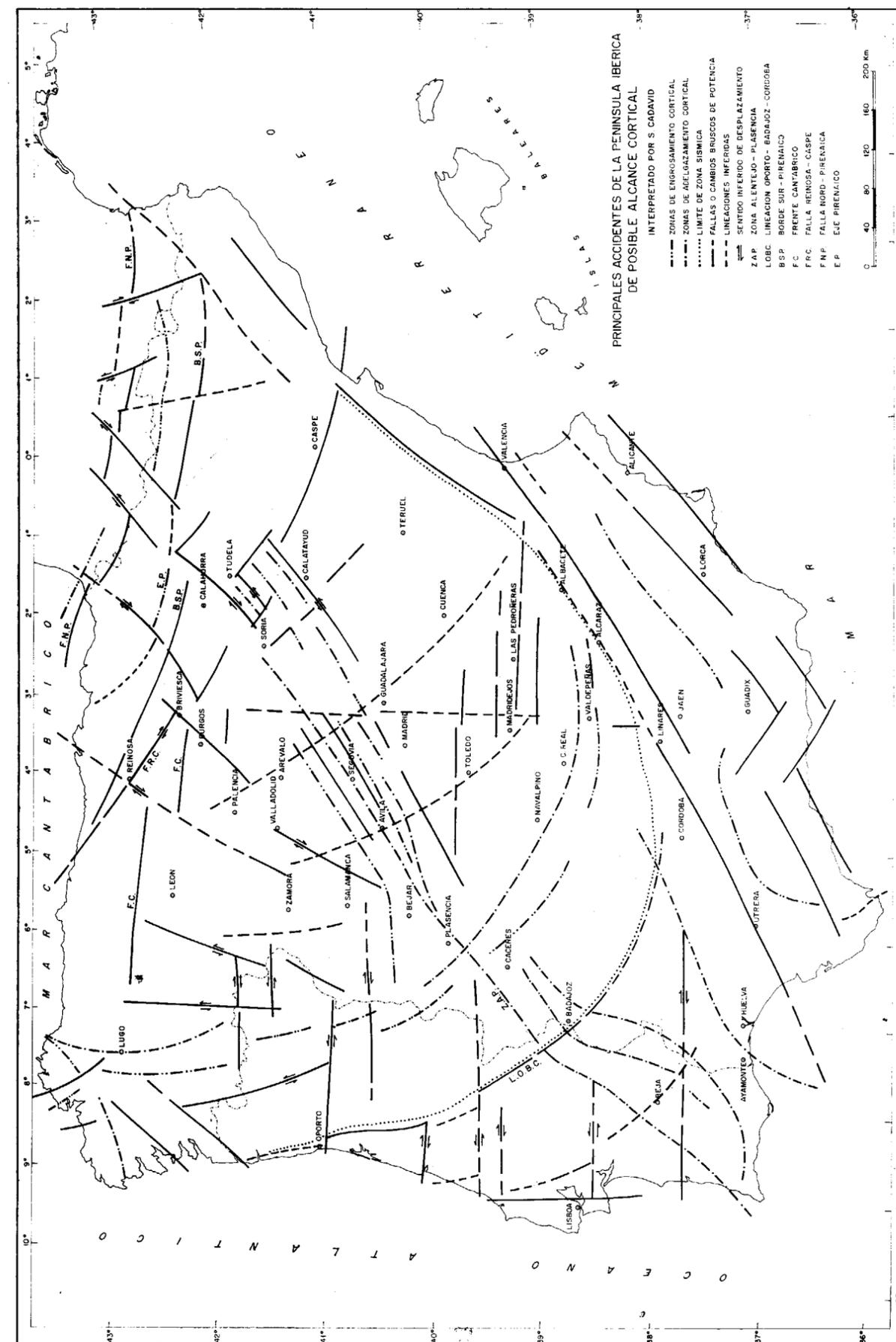
8. Bloques del Ebro e Ibérica. Son dos unidades de forma subtriangular, bien definidos por su estilo cortical y ambos con ciertas complicaciones en el extremo NO.

9. Lineación Costero-Catalana. Corresponde a las fallas que flanquean al NO el semigraben del Vallés-Penedés.

10. Lineación Perpiñán-Caspe. Está señalada en el Pirineo por una fosa con sedimentos terciarios. Tiene actividad sísmica y el desplazamiento de rasgos superficiales, indica un movimiento sinextral.

11. Fractura Reinosca-Caspe. No tiene mucha expresión en superficie. Los desgarres de Briviesca y Pamplona son de zócalo y la cobertera se adapta curvándose los haces de pliegues alpinos. Además, el de Pamplona y la prolongación al NE del de Briviesca, están marcados por alineaciones de diapiros. El movimiento, sin embargo, es sinextral.

12. Desgarres E-W. Son más abundantes en el NO, en el borde Atlántico y no parecen tener expresión en el mapa tectónico de la Península. No obstante, en el Sur de Portugal, hay lineaciones E-O, como son la falla Vidigueira; FEIO (1949) considera la Sierra de Portei como un horst limitado por fallas orientadas E-O. Estos accidentes parecen irrumpir, afectándolos, en la irrupción en el N de Portugal, originando una Zona de potencia cortical anómala. En el interior de la Península tienen estos accidentes una manifestación mayor en torno al paralelo del Toledo en la denominada Banda Estructural de Toledo, ALIA MEDINA (1972).



13. Zona Alentejo-Plasencia. Se trata de un importante accidente tectónico que, en forma algo curvada, cruza la Península, en dirección NE-SO, penetrando en el Atlántico. Se trata de una zona de relativo adelgazamiento cortical y de la que forma parte el dique de Alentejo-Plasencia, FIGUERO-LA (1963). Este dique parece prolongarse hasta Soria y emplaza sinextralmente el sector NO de la Ibérica (Sierra de la Demanda).

14. Zona de Cabo Ortegal. En el NO una zona de mayor potencia cortical parece continuarse en el Atlántico, al tiempo que se observa un adelgazamiento cortical de orientación NE-SO. A estas lineaciones parecen estar ligados los complejos básicos y ultrabásicos hercínicos.

15. Lineación N-S. Se trata de un accidente subparalelo a la Sierra de Altomira, y que se desarrolla, aproximadamente, según el meridiano 3°.

16. La lineación Madrilejos-Avila corresponde a una de mayor desarrollo de las lineaciones NO-SE. No muy potente en el mapa de isopacas; pero ha sido observada por estudios geofísicos locales.

17. Destacamos, por último, que la lineación Oporto-Badajoz-Córdoba, la de Huelva-Albacete y la que corre subparalela a la costa mediterránea, señalan el límite de los sismos de la Península.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a Woollard, G. P., por habernos facilitado el mapa de anomalías de Bouguer para la Península Ibérica, al Hydrographer of the Navy, que amablemente nos envió el mapa de anomalías de Aire Libre del Oeste de Gibraltar, a la U. S. Naval Oceanographic Office por la cesión del levantamiento Aeromagnético del Mediterráneo, a Robertson, J. D., por su envío del Estudio gravimétrico de la Serranía de Ronda y a R. Capote y A. Carbó, por sus sugerencias para la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M.: "Evolution post-hercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole", 24th. I. G. C., Sec. 3 (1972).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M.; TINAO, J. M.: "Caracterización química del plutonismo postmetamórfico del SW del macizo hespérico", *Studia Geológica* (en prensa) (1977).

BONINI, LOOMIS AND ROBERTSON: "Gravity anomalies, Ultramorphic intrusions and the tectonics of the Region around the Strait of Gibraltar", *J. Geophys. Res.*, V. 78, n. 8, 1372-1382 (1973).

DEMENISTSKAYA, R. M., and BELNAENSKY, N. A.: "The relation between the Earth's Crust, surface Relief, and Gravity field in the USSR", *The Earth Crust and Upper Mantle*, pp. 312-319 (1969).

FEIO, M.: "Serra de Portel", *Bo. Soc. Geo. Portugal*, 8, P orto (1949).

FIGUERO-LA, L. C.: "El dique diabásico del Norte de Extremadura", *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España* (1963).

GRUPO ESPAÑOL DE SISMOLOGÍA: "Proyecto Geodinámico", Informe 16 (1976).

HYDROGRAPHER OF THE NAVY: "Free Air anomaly chart, western approaches to the Strait of Gibraltar", *Chart CIOIA*, London (1969).

INSTITUTO GEOGRÁFICO y CATASTRAL: Avance del Mapa Gravimétrico de la Península Ibérica (1972).

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y Cifra, L.: Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000 IGME (1972).

JULIVERT, M., et al: Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, IGME (1974).

MENARD, H.: "Crust under small ocean basins", *J. Geophys. Res.*, 72, 3071-3073 (1967).

PAYO, G.: "Structure of the Crust and Upper Mantle in the Iberian Shield by near of a long period triangular array", *Geophy. J. Roy. Astron. Soc.*, 20, 493-508 (1970).

PETERSCHMITT, E.: "Les seismes du Golfe de Gascogne et de ses abords", *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Editions Technip. (1970).

REY DE LA ROSA, J.; CADAVID, S., y DE MIGEL, G.: Aplicaciones del Método Magneto-Telúrico al estudio de las discontinuidades corticales y del Manto Superior en Toledo", Instituto Geográfico y Catastral (1967).

RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M.: "Nature", 234, 47 (1971).

ROBERTSON, J. P.: "A Gravity Study of the Serranía de la Ronda, provincia Málaga, España", *Geol. Eng. Rep.* 70-1 pp, 1-41, Princenton University (1970).

U. S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE: "Total Magnetic Intensity chart of the Western Mediterranean Sea, Aeromagnetic Survey (1957).

Recibido: Julio 1977.

Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales

Por F. ROSALES CALVO (*), A. CARBO GOROSABEL (*) y S. CAVIDAD CAMIÑA (*)

ABSTRACT

From a gravimetric profile 107 Km long, between Madrid and Arévalo (Avila) perpendicular to the Sierra de Guadarrama on analyse how the outcropping fractures go in depth, the isostatic behaviour and propose a possible Cortical model for this zone of the Sistema Central.

RESUMEN

A partir de un perfil gravimétrico de 107 kilómetros de longitud entre Madrid y Arévalo (Avila) perpendicular a la Sierra de Guadarrama, se estudia el alcance en profundidad de las fracturas observadas en superficie, el comportamiento isostático y se propone un posible modelo Cortical para esta zona del Sistema Central.

INTRODUCCION

La especial orientación de la Sierra de Guadarrama y la existencia de grandes fracturas orientadas en dirección paralela a la misma, nos llevaron a plantear el perfil gravimétrico que se expone en el presente trabajo con una triple finalidad:

- 1) Ver el alcance de la fracturación observada en superficie hacia la profundidad.
- 2) Determinar la existencia o no de raíces corticales para esta zona del Sistema Central, de interés en el establecimiento de las hipótesis de su evolución dinámica.
- 3) Elaborar un posible modelo de estructura cortical en esta zona de la Península, que pueda servir de punto de partida para futuras investigaciones.

DESCRIPCION DEL AREA ESTUDIADA

Geográficamente, el área estudiada está constituida por una banda de dos kilómetros de ancho y 107 kilómetros de longitud, con puntos extremos en

(*) Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

Madrid y Arévalo (fig. 1). Las coordenadas de los puntos extremos son: 40° 24'15"N / 3° 46'2"W y 41° 3'30"N / 4° 41'23"W, respectivamente.

Desde el punto de vista geológico, la banda está situada sobre los materiales sedimentarios que cons-

ESQUEMA GENERAL DE SITUACION

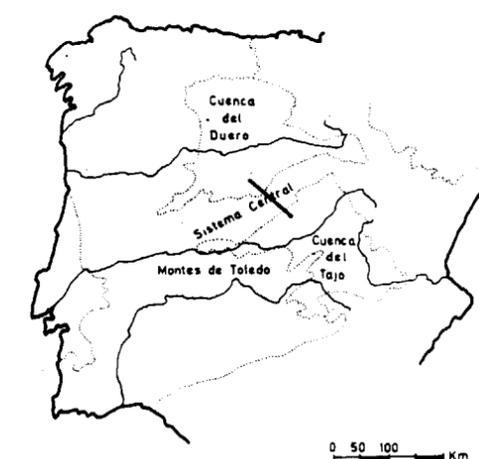


Figura 1

Esquema general de situación.

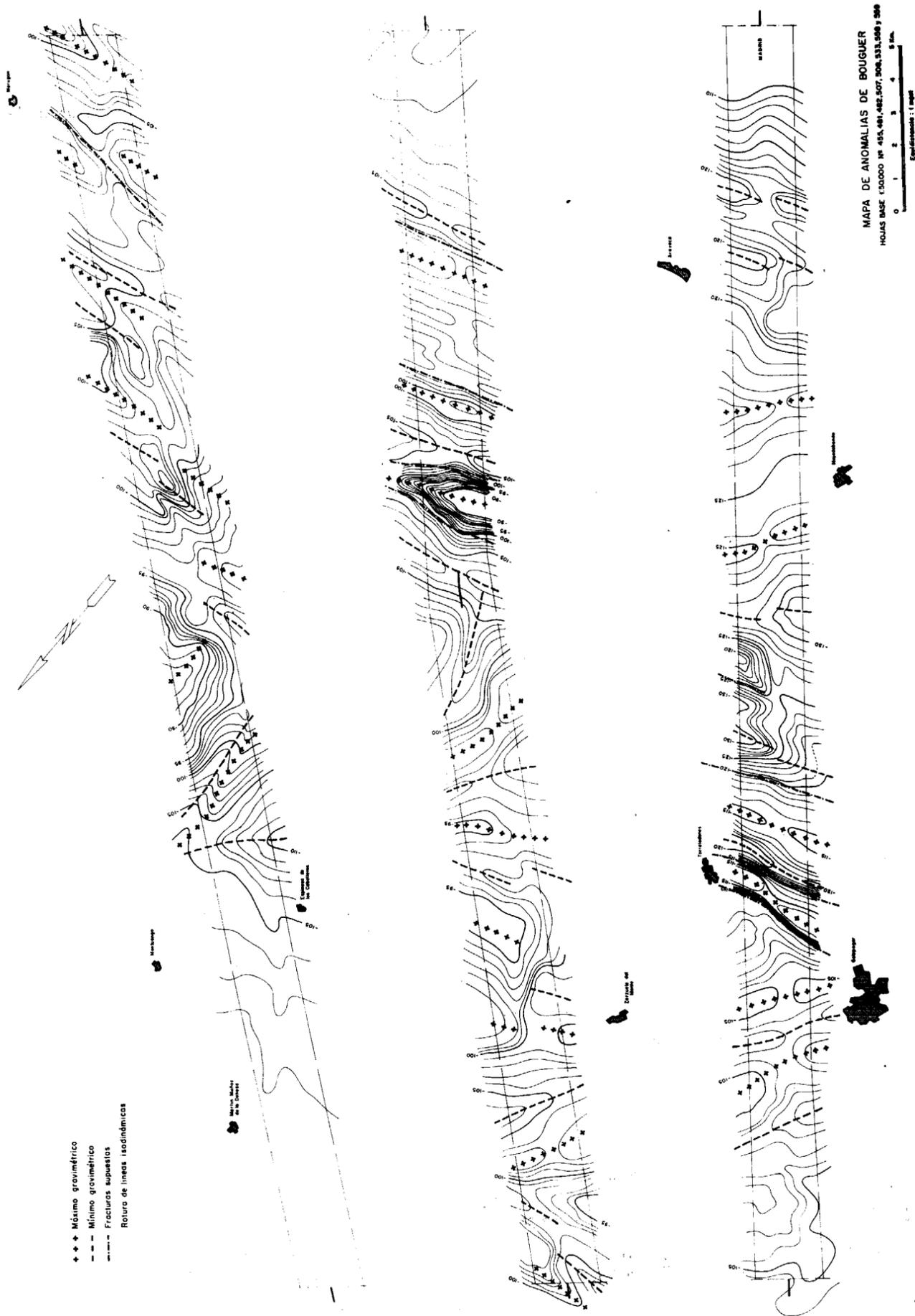


Figura 2

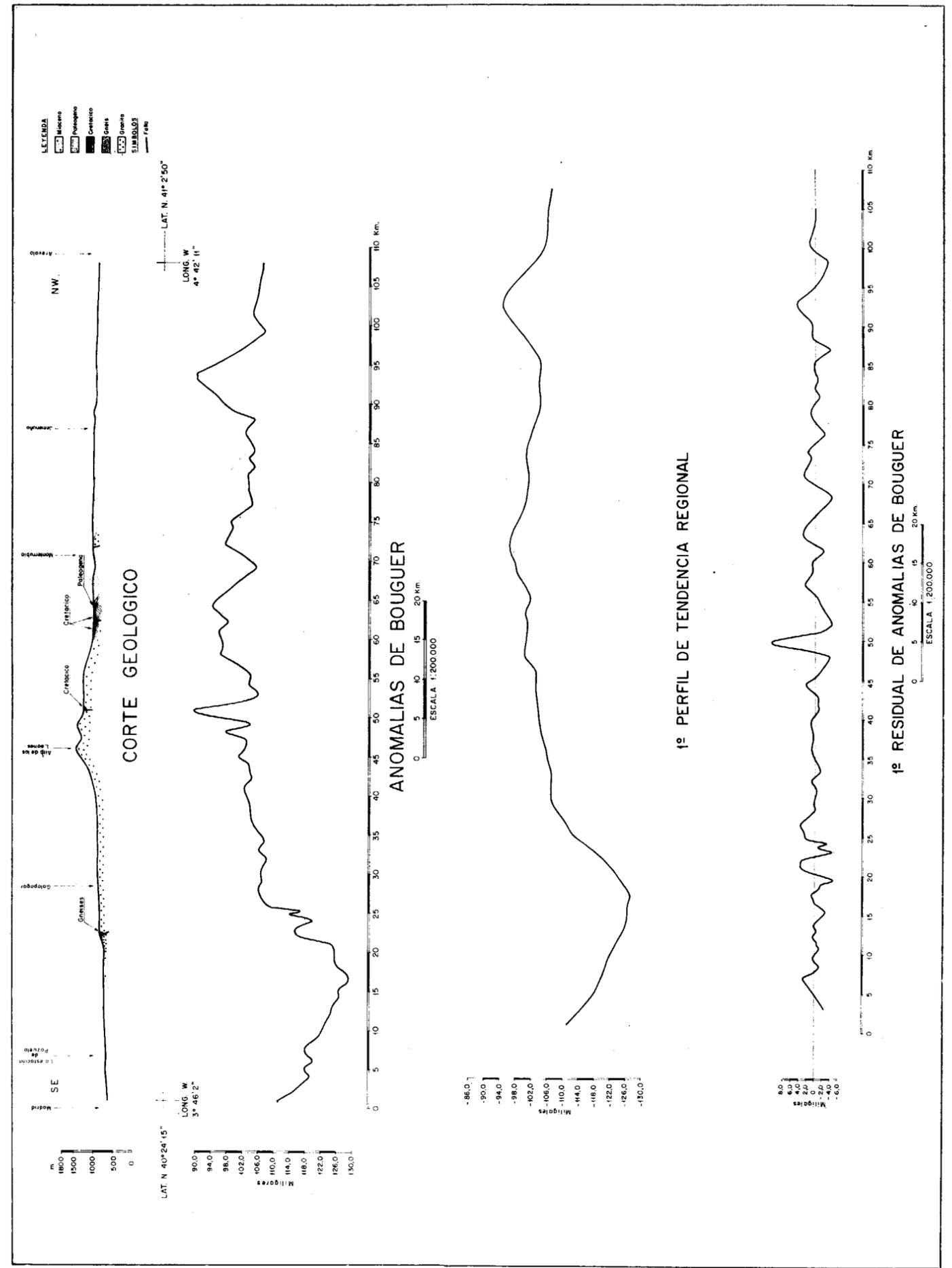


Figura 3
 Corte geológico esquemático. Perfil observado de Anomalias de Bouguer. Primer Perfil de Tendencia Regional y

tituyen las fosas del Tajo y Duero así como sobre las rocas ígneas, metamórficas y filonianas aflorantes en la Sierra de Guadarrama.

Sobre la fracturación en el Sistema Central, GONZÁLEZ UBANELL (en prensa, 1976), pone de manifiesto la existencia de cuatro grandes bloques tardihercínicos, delimitados por fallas de esta edad y pertenecientes al sistema NE-SW.

BIROT *et al.* (1954) proponen un modelo del sistema central ampliamente fracturado y con raíces corticales.

ALÍA (1976) explica la estructura de conjunto por la existencia de la Bóveda Castellano-Extremeña.

TECNICAS Y METODOS DE TRABAJO

Los datos utilizados en la investigación han sido obtenidos con un Gravímetro Worden Prospector de sensibilidad 0,01 mgal. Se han efectuado lecturas en 249 puntos dando por tanto una densidad de 1,16 observaciones/km².

Los datos se han enlazado con las estaciones número 42 Fundamental (Arévalo) y núm. 52 Auxiliar (Madrid) pertenecientes a la Red Gravimétrica Nacional con objeto de obtener valores absolutos del campo gravímetro terrestre.

A estas observaciones se les ha aplicado las correcciones necesarias con el objeto de eliminar todas las anomalías no originadas estrictamente por causas geológicas.

Con los datos de anomalías de Bouguer así obtenidos se ha elaborado el mapa de anomalías de Bouguer (fig. 2) con equidistancias de 1 mgal entre las curvas isodinámicas y se han marcado una serie de lineaciones (ejes de máximos y mínimos gravimétricos, cambios en dirección de las líneas isoanómalas y zonas de acusado gradiente horizontal). El error estimado para el mapa es de $\pm 0,28$ miligales.

Este mapa ha sido realizado con la finalidad de obtener un perfil gravimétrico medio que es el que se analiza en este trabajo (fig. 3).

Las anomalías en él representadas están constituidas por la suma de dos efectos: el producido por anomalías residuales y la tendencia regional. Para separar ambos efectos (fig. 3) se ha utilizado una técnica de filtrado lineal.

El perfil residual de anomalías de Bouguer, muestra variaciones de pequeña longitud de onda, producidas por accidentes superficiales que no son objeto de nuestro estudio. El perfil de tendencias

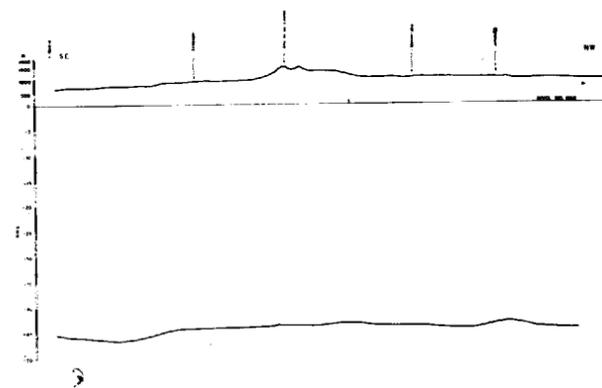
regionales, está originado, por las variaciones de densidad o estructura en la corteza. Es por tanto a este perfil al que intentaremos ajustar las anomalías producidas por los modelos teóricos que se elaboren.

DISCUSION

Los valores de la profundidad del Moho sólo se pueden determinar con suficiente exactitud a partir de sondeos sísmicos profundos. Estos valores conocidos en diversas partes del globo permitieron establecer funciones de regresión lineal para estimar la profundidad del Moho a partir de las anomalías de Bouguer.

WOOLLARD *et al.* (1962) y DEMENITSKAYA (1958) obtuvieron independientemente diversas fórmulas empíricas, unas para casos particulares y otras de aplicación válida en todo el ámbito mundial, que ligan las anomalías de Bouguer y la potencia cortical.

La razón de utilizar la fórmula de WOOLLARD *et al.* (1962) para este estudio se debe a que da valores más acordes con algunos datos de la potencia cortical para la Península establecida por otros métodos. Así, PAYO (1970) da un espesor medio para la Corteza en la Península de 35 kilómetros, PETERSCHMITT (1971) obtiene para los Pirineos aproximadamente 50 kilómetros, coincidente con el obtenido utilizando esta fórmula por CADAVID (Comunicación personal, 1976).



PERFIL DE LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC
REFERIDA AL NIVEL DEL MAR

Figura 4

Perfil de la Discontinuidad de Mohorovicic referida a la potencia cortical y al perfil topográfico. El perfil topográfico, como puede observarse, está realizado.

La figura 4 representa el espesor cortical, delimitado inferiormente por el Moho. El perfil de la superficie del Moho muestra una gran potencia cortical en la zona de la Fosa del Tajo, disminución de potencia en la zona del sistema Central y un mínimo de potencia Cortical en el área de Santa María de Nieva. La diferencia entre el máximo y el mínimo espesor en el intervalo estudiado es de cuatro kilómetros.

Destacamos en este perfil de la discontinuidad de Mohorovicic cambios notables coincidentes con destacados accidentes observados en superficie y también la no concordancia con el perfil topográfico en el supuesto de compensación isostática local en el sentido de Airy-Heiskanen.

Para el establecimiento de un modelo cortical posible se han ensayado diversas configuraciones de la discontinuidad de Conrad, según modelos planos y modelos poligonales, teniendo en cuenta que la morfología del Moho permanece constante según lo indicado anteriormente.

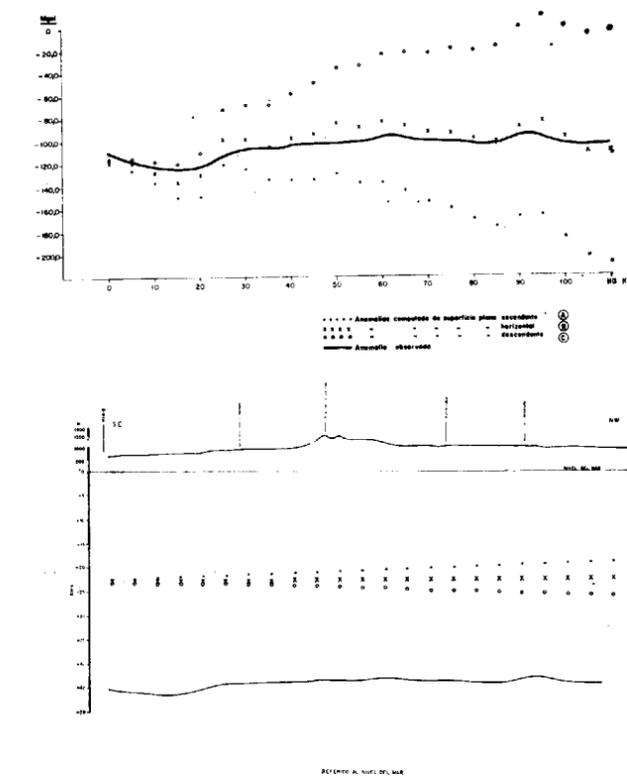


Figura 5

Modelos de Corteza con Superficie de Conrad plana y anomalías computadas para cada uno y su relación con el primer perfil de tendencia regional.

Se han desechado los cambios laterales de densidad en la Corteza dentro del área estudiada y considerando como densidades medias de la Corteza Superior, Corteza Inferior y Manto Superior, 2,67; 2,93 y 3,32 gr/cm³ respectivamente. Estas densidades corresponden a dichas zonas corticales según WOOLLARD (1959).

El método de cálculo de las anomalías generadas por estos modelos bidimensionales se realizó mediante un programa que difiere poco del descrito por TALWANI *et al.* (1959).

En los modelos teóricos es necesario considerar una discontinuidad, intermedia en la corteza (Conrad) pues no es posible el ajuste considerándola homogénea.

Dentro de los modelos que consideran plana la discontinuidad de Conrad (fig. 5) el que ofrece un mejor ajuste es el que considera un plano subhorizontal a una profundidad aproximada de 22,5 kilómetros para dicha superficie (anomalía B).

Las anomalías calculadas A y C corresponden a modelos planos de Conrad ascendentes y descendentes respectivamente.

Considerando modelos poligonales (fig. 6) se ha conseguido el mejor grado de ajuste.

El modelo posible de corteza (fig. 7) indica una potencia media de 43 kilómetros fragmentada en bloques por zonas de fracturación subverticales a escala cortical que tienen manifestaciones en superficie. La discontinuidad de Conrad es sensiblemente plana con pequeños desplazamientos en la vertical (200 a 500 m). Se observa la no concordancia entre la potencia cortical y las cotas topográficas lo que implica la no existencia de raíces.

Al considerar las anomalías isostáticas (I. G. C., 1972) para esta zona y comparada la posición de los bloques de este modelo con la recta que define el equilibrio isostático para una Corteza estandar de 35 kilómetros (fig. 8), se observa que existe una tendencia actual a elevarse todo el conjunto en busca del equilibrio isostático, con movimientos definidos según bloques limitados por las zonas de fracturación. Los bloques 2 y 4 están muy próximos a adquirir el estado de equilibrio isostático. Son los bloques 3,5 y 1 los más alejados de tal estado, siendo el 1 el que para adquirir el equilibrio isostático debe elevarse unos 1.100 metros.

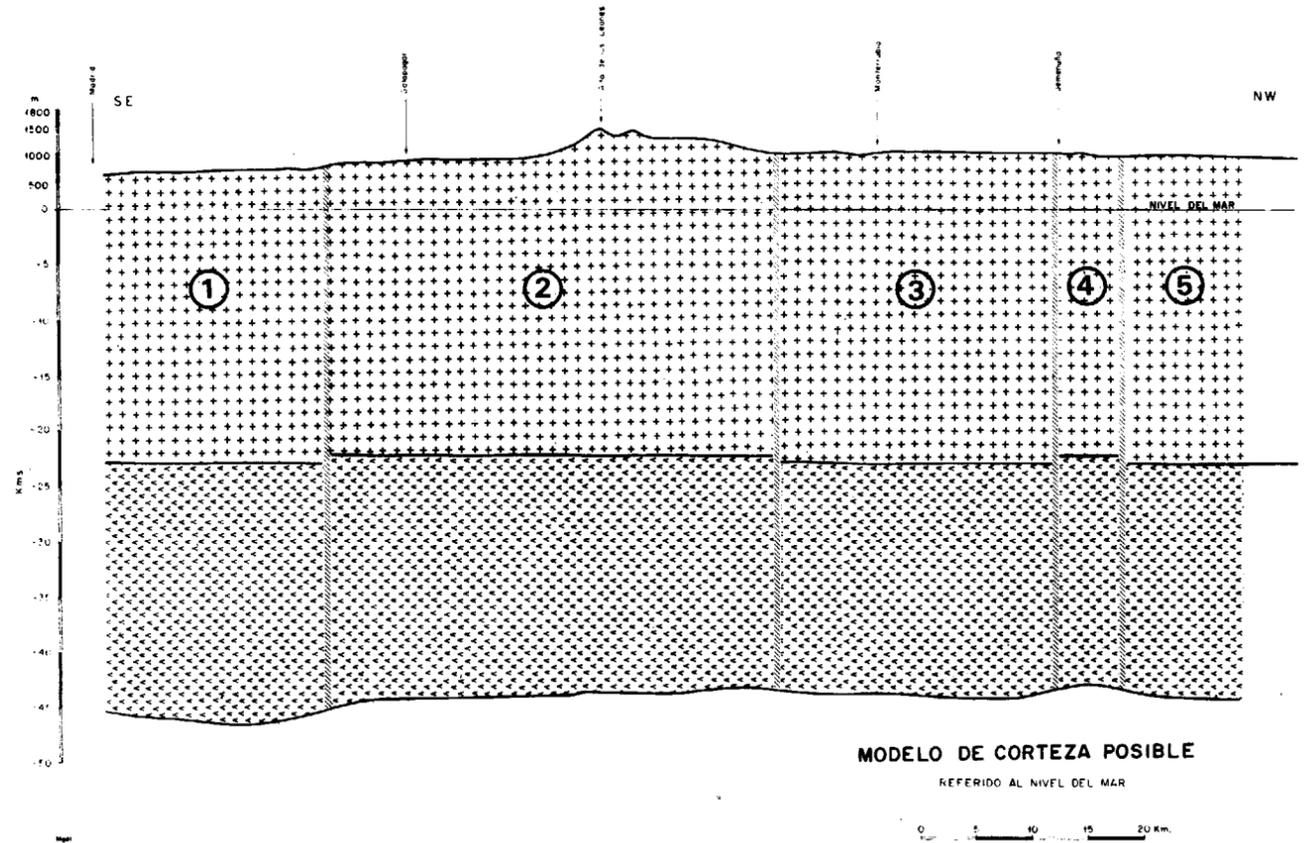


Figura 7

Modelo posible de Corteza. Con cruces se ha representado la Corteza Superior y con ángulos la Corteza Inferior.

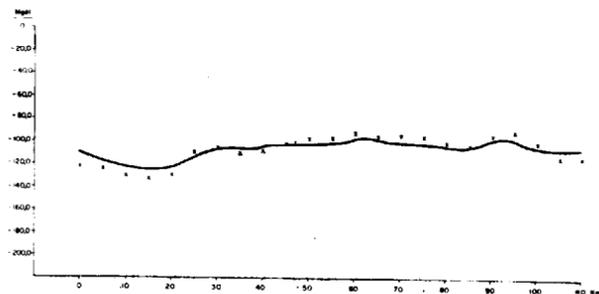


Figura 6

Modelo de Corteza con Superficie de Conrad polinómica y anomalía computada referida al primer perfil de tendencia regional.

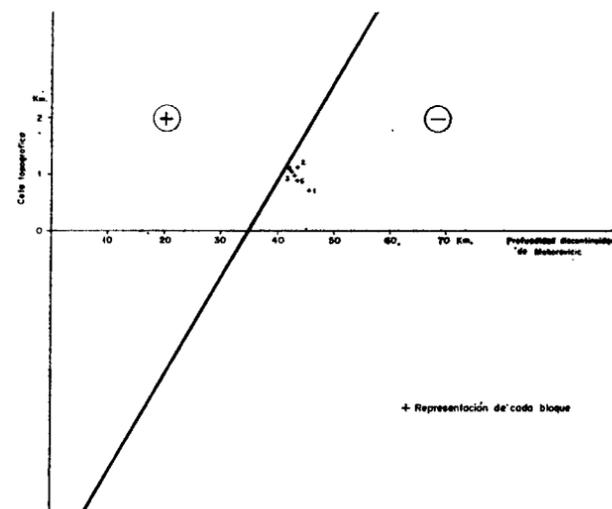


Figura 8

Representación de la línea que define el equilibrio isostático para una Corteza media de 35 kilómetros y de los cinco bloques definidos en la figura 7.

CONCLUSIONES

Por todo lo anteriormente expuesto, se llega a las siguientes conclusiones en el área de la Zona de estudio:

- 1) Existencia de una Corteza relativamente potente para esta zona comparada con la corteza media continental de 35 kilómetros.
- 2) Existencia de una superficie de discontinuidad de Conrad con morfología sensiblemente plana.
- 3) Existencia de cuatro zonas de fracturación de escala cortical.
- 4) Existencia de una zona de fracturación ligada a un adelgazamiento cortical que podría corresponder a la falla en la que se emplaza el Dique de Plasencia-Alentejo.
- 5) Superficie del Moho de morfología irregular con diferencias máximas de potencia en la zona estudiada de cuatro kilómetros.
- 6) Carencia de raíces corticales en el área del estudio.
- 7) Según la isostasia los bloques definidos por la fracturación cortical deberían elevarse en los momentos actuales.

BIBLIOGRAFIA

ALÍA MEDINA, M.: Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña. "Estudios geológicos", núm. 32 (1976).

BIROT, P. y SOLÉ SABARIS, L.: Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. C. S. I. C. Inst. "Juan Sebastián Elcano" (1954).

CADAVID, S.: Mapa isopacas de una Corteza normal de la Península Ibérica. Inédito (1976).

DEMINSKAYA, R. M.: Planetary structures and their reflection in Bouguer anomalies. Soc. Geol., 1958 (8) (1958).

GONZÁLEZ UBANELL, A.: Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica (en prensa).

I. G. C.: Avance del Mapa gravimétrico de la Península Ibérica. Escala 1.200.000 (1972).

PETERSCHMITT, E.: Earthquakes in the bay of Biscay and on Its Outskirts. "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. I, IV. 11-1 a IV. 11-14. Ed. Techimp (1971).

PAYO, G.: Structure of the crust and Upper Mantle in the Iberian Shield by near of along period triangular array. "Geophy. J. Roy. Astron. Soc", núm. 20. pp. 493-508 (1970).

TALWANI, M.; LAMAR WORZEL, J., y LANDISMAN, M.: Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone "J. Geophys Res", v. 64, núm. 1 (1959).

WOOLLARD, G. P.: Crustal structure from gravity and seismic measurements "J. Geophys. Res.", 64 (10), 1521-1544 (1959).

WOOLLARD, G. P. y STRANGE, W. E.: Gravity anomalies and crust of the earth in the Pacific basin del trabajo "The crust of the Pacific basin" "Geophys. Monograph. 6 (1962).

Recibido: Julio 1977.

Instrumentación

Por R. ORTIZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se hace una breve exposición de la labor desarrollada en el campo de la instrumentación geofísica en el Departamento de Petrología del Instituto Lucas Mallada (C. S. I. C.). Entre otros se presentan varios equipos de sísmica, compatibles con los sistemas utilizados en el programa europeo de perfiles.

SUMMARY

On this paper a short exposition is presented about the works made on geophysical instrumentation in the Department of Petrology of the Instituto Lucas Mallada (C. S. I. C.). Among others, several sismical equipments are presented with the possibility to be used in the European Program of Profiles.

INSTRUMENTACION SISMICA

A petición del Observatorio Central Geofísico del Instituto Geográfico y Catastral de Toledo se desarrolló un amplificador sísmico con el fin de poder acoplar un monitor visual a uno de los sismógrafos verticales.

El amplificador se construyó empleando exclusivamente circuitos integrados y estabilizado por troceado con respuesta plana de c. c. a 100 Hz y ruido equivalente a la entrada de $5 \mu V$ con amplificación de 100.000. Al conectarlo al sismógrafo fue necesario incorporar un sistema de filtros para que la respuesta en frecuencia coincidiera con la que presentan los equipos clásicos de registro galvanométrico.

Actualmente se sigue trabajando en el desarrollo de nuevos tipos de amplificadores y sistemas de filtros, habiendo puesto a punto tres generaciones para largo período, corto período y prospección, así como el correspondiente juego de filtros y varios tipos de amplificaciones (respuesta logarítmica, ganancia pro-

gramada, control automático de ganancia, con limitador, etc.).

En cuanto a los filtros se está actualmente desarrollando un sistema de filtros con respuesta variable automáticamente de acuerdo con un programa previo.

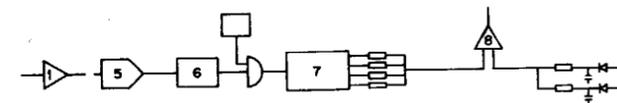
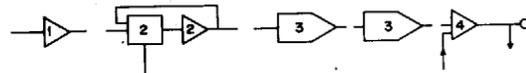


Figura 1

Amplificador para reflexión-refracción: 1) Preamplificador. 2) Control automático de amplificación (CAG). 3) Filtro pasa altos. 4) Sumador y amplificador de salida. Nota: En una segunda versión, el CAG se ha situado después del filtro. Sistema de ganancia programada: 1) Preamplificador, 5) Circuito de disparo. 6) Temporizador. 7) Contador. 8) Sumador y resistencias de programa.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto Lucas Mallada. C. S. I. C. Madrid.

Como complemento del sistema de amplificadores y filtros se ha puesto a punto un generador de trenes de ondas sinusoidales (entre 1 KHz y 001Hz) que permite obtener las curvas de respuesta del bloque sismógrafo —amplificador— registro de un modo automático y sin ambigüedad posible.

Dentro de la misma línea se dispone de un frecuencímetro digital de muy baja frecuencia que permite medir directamente frecuencias, períodos y directamente diferencia de fase, con ello el calibrado de la estación se simplifica y se eliminan gran número de posibles errores.

A título meramente formativo se inició la construcción de un sistema de péndulos (dos horizontales y uno vertical) para su empleo como sismógrafos, los problemas surgidos a la hora de obtener aceros de calidad suficiente para la realización de los resortes han limitado esta experiencia al campo

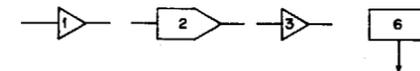


Figura 2

Sistema de grabación en scinta. Grabación en amplitud: 1) Preamplificador. 2) Filtro. 3) Amplificador. 4) Multiplicador. 5) Oscilador. Grabación en FM: 1) Preamplificador. 2) Filtro. 3) Amplificador. 6) Oscilador controlado por tensión

didáctico. Estos péndulos podrían trabajar perfectamente por encima de los 15 s, pero la estabilidad a largo plazo era defectuosa.

INSTRUMENTACION PARA PROSPECCION SISMICA

Con motivo del emplazamiento de un gravímetro para el registro de mareas terrestres en el Sahara español surgieron una serie de experiencias piloto

financiadas por el "Gobierno del Sahara" y en la que colaboraron diversos científicos del C. S. I. C. y Universidad Complutense.

Dentro de estas se precisó disponer de un equipo de sísmica de refracción-reflexión, iniciándose el

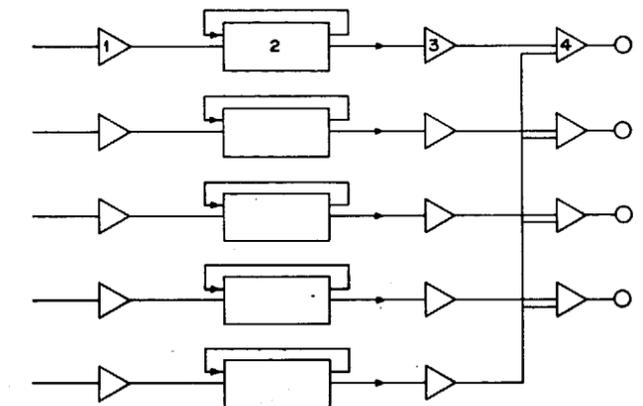


Figura 3

Demodulador FM: 1) Amplificador y filtro de banda. 2) Seguidor de fase y OCV. 3) Amplificador y filtro para bajo. 4) Sumador compensación marcha

diseño y la realización de un primer equipo con registro gráfico sobre papel autorrevelante y 12 canales, con dos modelos distintos de amplificadores (ganancia fija y control automático de ganancia) la alimentación se realizaba mediante grupos electrógeno debido al fuerte consumo (300 W) que presentaba el registrador ultravioleta del que se disponía (Bryans 40.000).

A partir de los resultados obtenidos se ha seguido trabajando a fin de incorporar nuevos sistemas de filtros y mejoras al control automático de ganancia, así como incorporar un sistema de comprobación y calibrado de amplificadores.

SISTEMAS DE REGISTRO DIGITAL

Con el fin de poder prescindir del registro fotográfico que siempre supone un peso y consumo accesorio y facilitar el proceso de automatización de la interpretación, se está trabajando en la realización de un equipo dotado de una memoria digital (tecnología CMOS) de alta velocidad. Actualmente

se ha completado ya un prototipo para refracción iniciándose ya las experiencias de campo con el fin de determinar sus posibilidades reales.

Dentro de la instrumentación digital se dispone ya de los conversores A/D y D/A de alta velocidad

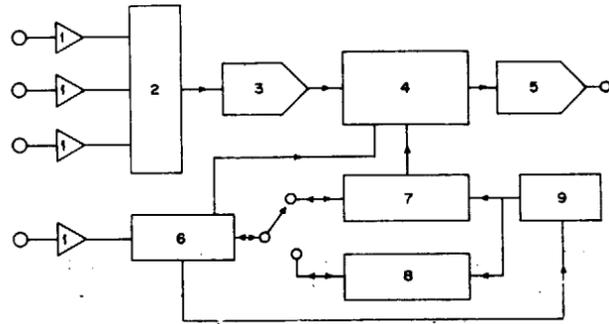


Figura 4

Sistema de registro digital: 1) Preamplificador. 2) Multiplicador. 3) CAD. 4) Memoria. 5) CDA. 6) Control dirección. 7) Generador dirección absoluta. 8) Generador dirección relativa. 9) Cuarzo

así como de todos los elementos que constituyen el equipo digital y que en diversas configuraciones permiten realizar múltiples equipos, tales como sistemas de registro de eventos, filtrado digital, en-

samblajes de refracción, interfaces de ordenador, etcétera.

Igualmente se trabaja en la puesta a punto de un microprocesador dirigido a aplicaciones sismológicas, tanto para el control de una estación automática como para el registro y filtrado de los registros de reflexión.

SISTEMAS DE GRABACION MAGNETICA

Se han puesto a punto diversos modos de grabación en cinta de señales sísmicas, tales como modulación en amplitud, modulación en amplitud con supresión de portadora, modulación de impulsos y finalmente modulación en frecuencia.

Cada una de estas técnicas presenta ventajas e inconvenientes por estar íntimamente relacionada la banda de paso con la dinámica global del sistema, la intermodulación entre canales vecinos y el número de canales disponibles en un determinado magnetofón.

Con el fin de uniformizar los registros se ha elegido finalmente un sistema de grabación en FM compatible con los equipos adquiridos por la Universidad de Barcelona y el I. G. C. y empleados en los

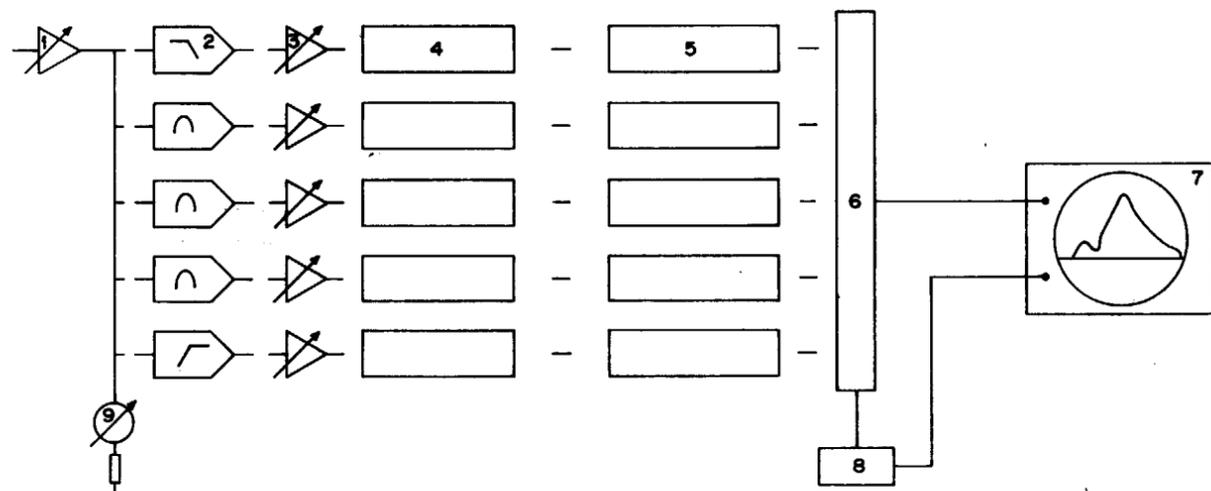


Figura 5

Analizador de espectros: 1) Preamplificador. 2) Filtro selector de banda. 3) Amplificador de banda. 4) Grupo de 16 filtros. 5) Detectores e integradores. 6) Multiplicador de salida. 7) Osciloscopio monitor (registrador). 8) Base de tipo. 9) Indicador de nivel

“perfiles sísmicos profundos” realizados últimamente.

DETECTORES DE GASES

Basado en el empleo de cabezas de semiconductor (FIGARO TGS) se está poniendo a punto un medidor apto para diversos gases según el sensor empleado (metano, monóxido de carbono, etc.).

PROSPECCION ELECTRICA

Se han desarrollado varios equipos, con distinta mentalidad según la región donde debían emplearse, actualmente se ha puesto a punto un equipo digital con memoria que simplifica en gran manera las labores del operador, eliminando posibles errores de lectura. Igualmente se está ensayando un sistema digital de compensación automática de la deriva de cero.

ANALIZADOR DE ESPECTROS

Como complemento al estudio de los sistemas de filtros para sismología, se ha puesto a punto un analizador de espectro que permite obtener directamente en campo el espectro de frecuencias de la señal recogida por el sismógrafo. Como ésta es variable con el tiempo y sólo tiene sentido hablar de un espectro medio se ha incorporado a la salida un generador de valor medio, obteniéndose de este modo el espectro medio en el tiempo de muestro. La aplicación de esta técnica a una zona activa como Lanzarote ha puesto de manifiesto sus grandes posibilidades.

TERMOMETRIA

Varios equipos de indicadores termométricos aptos para captadores de termopar, platino, termistor, transistor, etc., se han puesto a punto y empleado en varios campañas.

Recibido: Julio 1977.

INFORMACION

Labor realizada por la División de Investigaciones Mineras del I.M.G.E. en 1977 y previsiones para 1978

Con excepción de estudios de infraestructura geológico-minera, como la aplicación de imágenes de satélites Landsat, la labor de campo se ha realizado esencialmente sobre la parte occidental del Macizo Ibérico: Galicia, Salamanca, Extremadura y Andalucía (Huelva, Sevilla y Córdoba).

En Galicia, zonas de Carballo-Monte Castelo y Sobrado, se han investigado las posibilidades en cobre, níquel, titanio y asbestos. En la zona nororiental (Eo-Navia), las de plomo, cinc y volframio y, en la suroriental, Bollo-Sanabria), las de estaño y volframio. Aquí se han localizado anomalías de volframio, oro, plata y molibdeno, en relación con un afloramiento greisenificado, correspondiente a una posible parte apical de una cúpula granítica. En el área Ancares-Caurel se ha visto el interés de las anomalías de monacita rica en europio, de las que se presentan como más prometedoras las de Valle de Finlledo y del Terciario del Bierzo, en León.

En Salamanca y Extremadura, los trabajos de exploración que se han venido desarrollando han permitido seleccionar áreas de interés para estaño y volframio. En la provincia antes citada, se han iniciado investigaciones, que proseguirán en años sucesivos, para las zonas de Martinamor y Morille esencialmente. En la región extremeña se están estudiando las facies del granito moscovítico caoli-

nizado, con estaño y litio, en la cúpula de El Trasmilón y zonas en torno a Torrecilla de los Angeles, y minas La Lapa y La Parrilla.

En Andalucía occidental, se ha obtenido una nueva visión de las características y condicionamientos con que se presentan los depósitos de Pb-Zn, lo cual permite un nuevo enfoque de la investigación. Por otra parte, se analizan las alteraciones de rocas para considerar las posibilidades de existencia de yacimientos tipo "porphyry copper", y de níquel en plutónicas intermedias y ácidas, respectivamente.

Para 1978, además de las áreas que resultan más prometedoras como consecuencia de la labor de 1977, se tiene prevista una dedicación intensa a la investigación de carbones y lignitos para tratar de ayudar a paliar la crisis energética actual.

A este respecto, y con motivo de la iniciación de los trabajos de investigación de los lignitos neoterciarios de Galicia, el Director y el Jefe de la División de Investigaciones Mineras, del Instituto Geológico y Minero de España, se desplazarán a finales del mes de enero a Hannover, a fin de agilizar el programa de colaboración previsto, en este campo, con el Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

Noticias

MINERIA

EL COBRE DE PERU

Según estimaciones de fuentes peruanas, se da como posible que la producción de cobre en el Perú en el curso del año actual alcance las 410.000 Tm., en tanto que el pasado año fue de unas 220.000 Tm.

EL HIERRO DEL BRASIL

La industria del hierro del Brasil sigue una marcha favorable y por lo que afecta a los proyectos conjuntos con España, se espera que a mediados del próximo año 1978 se iniciarán las operaciones con una planta de producción de tres millones de toneladas de orvides.

MINERALURGIA

EVOLUCION DEL CONSUMO Y DE LA PRODUCCION DE ACERO EN LOS ONCE PRIMEROS MESES DE 1977

El consumo aparente de acero durante el período enero a noviembre del pasado año se estima provisionalmente en 9.460.000 toneladas. Su comparación con el año 1974, en que se alcanzó el consumo más elevado, se refleja en el cuadro adjunto:

Cuadro comparativo del consumo de acero (enero-noviembre)

	1974 11 meses	1977 (Povisional) 11 meses	Estimación 1977 12 meses
Consumo de acero (miles de t.)	10.944	9.460	10.200
Indice de consumo	100	86,4	86,7

Cuadro comparativo de la producción de acero (enero noviembre)

	1974 11 meses	1977 (Povisional) 11 meses	Estimación 1977 12 meses
Producción de acero (miles t.)	10.507	10.191	11.100
Indice de producción ...	100	97,0	96,7

NUEVO PLAN SIDERURGICO DE LA C.E.E.

El pasado 9 de mayo entró en vigor un nuevo plan para superar la crisis existente en el sector siderúrgico. Este plan completa el sistema de contingentes voluntarios para los productores, vigentes desde 1.º de enero del presente año.

Entre las medidas que forman parte del nuevo plan, destacan las siguientes: Establecimiento de precios mínimos obligatorios para los redondos de la construcción. Fijación para otros productos de precios mínimos de referencia, que los fabricantes se comprometen voluntariamente a respetar. Control de las importaciones procedentes de terceros países, a través de la implantación de un sistema de licencias de concesión automática.

Se pretende iniciar un amplio plan de modernización y reestructuración que, de cara a otros países no comunitarios, se traducirá inevitablemente en un descenso de compras.

Al margen del sistema de licencias, la Comunidad Euro-

pea se propone concluir una serie de acuerdos de auto-limitación de exportaciones con varios países, entre ellos España, Brasil y Africa del Sur.

PRODUCCION FRANCESA DE ACERO

La producción de acero en julio último registrada en Francia fue de 1,68 millones de toneladas, en tanto que en el mes anterior fue de 2,16. En julio de 1976 fue superior en un 5,1 por 100.

LA SIDERURGICA DE ARYAHMEHR

En virtud de los planes de expansión actualmente en marcha, la producción de la siderúrgica integral de Aryahmehr (Irán) pasará de las 750.000 toneladas actuales a 1.900.000, y posteriormente se elevará en virtud de otro proceso de ampliación a los 6.000.000, gracias al crédito concedido por la Unión Soviética, por 1.600 millones de dólares, para financiar la segunda fase de ampliación. Como contrapartida de dicho crédito, Irán suministrará a Rusia gas natural por un valor equivalente.

LOS ACEROS EUROPEOS

Según la revista especializada "Iron Age", sigue un ritmo creciente la importación de aceros europeos y japoneses por parte del mercado norteamericano en los meses últimos, y todo parece apuntar a la posibilidad de que el total de las importaciones alcanzase hasta los 20 millones de toneladas. De confirmarse esta tendencia, no sería extraño la adopción de medidas especiales por las autoridades.

HIDROCARBUROS

EL CRUDO LIBIO

En la última decena de septiembre las delegaciones de España y Libia mantuvieron conversaciones sobre un nuevo contrato bilateral de ventas de crudo libio a España.

ENERGIA

EL URANIO AUSTRALIANO

Ha quedado autorizada por el Gobierno de Australia la extracción y exportación de mineral de uranio de aquel país.

SUSTITUTO DE LA GASOLINA

Desde 1974, un equipo de investigadores alemanes viene realizando una serie de investigaciones para hallar un

nuevo combustible, que pudiera sustituir a la gasolina. Parece ser que los experimentos se centran en el metanol y, últimamente y como una fase más de sus pruebas sobre la eficacia de éste, realizaron una serie de pruebas exhaustivas en Sierra Nevada para calibrar su utilidad en zonas elevadas.

ENERGIA A PARTIR DE LAS BASURAS

Los depósitos de basuras de hoy adecuadamente organizados pueden convertirse muy bien en yacimientos de materias primas de mañana. Entre las materias que con la ayuda de la técnica moderna pueden obtenerse de las basuras figura sobre todo el metano, producido cuando los residuos orgánicos debidamente acumulados son destruidos por los microorganismos sin la presencia del oxígeno del aire. De un kilogramo de basuras puede obtenerse aproximadamente un metro cúbico de metano relativamente puro, por ello, mediante una instalación adecuada sería posible obtener de las basuras producidas en un año por una población de 400.000 habitantes, una cantidad de metano cuyo valor térmico equivaldría a unos tres millones de toneladas de petróleo.

REUNIONES CIENTIFICAS

XXVI CONGRESO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA

El pasado mes de octubre apareció la primera circular del XXVI Congreso Geológico Internacional que se celebrará en París entre los días 7-17 de julio de 1980.

En dicha primera circular se informa de los programas generales y científicos, así como de las fechas límites de devolución de cuestionarios, de envíos de programas de asociaciones a incluir en la segunda y tercera circular y de inscripciones de tarifa normal y excursiones.

La Secretaría General para este XXVI Congreso Geológico Internacional está ubicada en la Maison de la Géologie, 77-79, rue Claude Bernard; 75005 París.

SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE "EL AGUA EN LA MINERIA Y EN LAS OBRAS SUBTERRANEAS"

Hasta la fecha son ya 65 los países inscritos y el número de comunicaciones recibidas pasa del centenar.

De este importante simposio convocado por la Asociación Nacional y el Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas cuenta con el patrocinio y colaboración del Grupo Especial de Aguas Subterráneas de dicha Asociación, del Instituto Geológico y Minero de España, Universidad de Granada, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Asociación de Geólogos y en el plano internacional de la Unesco, la National Water Well Associa-

tion (U. S. A.) y la Asociación Internacional de Hidrogeólogos.

En el Boletín Geológico y Minero correspondiente a mayo-junio de este año dábamos amplia información sobre el mismo, no obstante, resumimos aquí el programa científico que comprende las siguientes secciones: Investigaciones hidrogeológicas aplicadas a la minería y trabajos subterráneos; Trabajos mineros bajo nivel piezométrico y técnicas especiales; Papel del agua en los huecos mineros; Modelos matemáticos aplicados al drenaje, y Contaminación por el agua de minas.

III REUNION NACIONAL DEL GRUPO ESPAÑOL DE TRABAJO DEL CUATERNARIO

Se ha celebrado durante los días 19 al 24 de septiembre de 1977, la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, organizada por el Departamento de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Zaragoza.

El Grupo Español de Trabajo del Cuaternario fue promovido por un reducido número de investigadores del Instituto de Edafología y Biología Vegetal, y del Instituto Lucas Mallada, en los primeros meses del año 1972. El 27 de abril de ese mismo año se constituyó la primera junta provisional y entre otros acuerdos se le dio el mandato de preparar la I Reunión Nacional para el siguiente año.

Del 8 al 11 de octubre de 1973, en Madrid, tuvo lugar la I Reunión Nacional del G. T. del Cuaternario. La organización corrió a cargo del Departamento de Suelos del Instituto de Edafología y Biología Vegetal, la Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del Instituto Lucas Mallada y el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense. El tema de la reunión fue abierto y las excursiones se desarrollaron en los valles del río Jarama, Henares y en el páramo calizo de la Alcarria. La II Reunión Nacional se celebró en Jaca (Huesca), los días 15 al 20 de septiembre de 1975, bajo el patrocinio del Instituto de Estudios Pirenaicos. El tema dominante fue el estudio de las formaciones glaciares y periglaciares. Las excursiones se realizaron en el Alto Valle del río Aragón, río Gállego y Valle del Hecho (río Aragón Subordán).

En ambos Congresos la asistencia de participantes fue muy nutrida, en Madrid próxima a 90 y en Jaca sobrepasó el centenar. Las Actas de las dos sesiones con 15 y 32 trabajos, respectivamente, además de las guías de las excursiones, han sido editadas en la serie *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* de la sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del Instituto Lucas Mallada del C. S. I. C.

La III Reunión Nacional, escrupulosamente preparada por el profesor Salvador Mensua y por María Jesús Ibáñez al frente de la secretaría de la Comisión Organizadora, ha reunido en Zaragoza gran número de especia-

listas, alrededor de 120, en distintas disciplinas del Cuaternario, de diversas Universidades, Centros de Investigación y Organismos Estatales.

El programa de la Reunión fue como sigue:

Lunes 19. A las 19,30 horas conferencia inaugural a cargo del Profesor Jean Tricart, de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo (Francia), y Presidente del Comité Nacional Francés de INQUA, sobre el tema: *El Concepto de Pluvial*, en el Aula Magna de la Facultad de Filosofía y Letras.

Marte 20. Presentación de Comunicaciones.

Miércoles 21. Primera excursión. Piedemonte Ibérico en las comarcas de La Almunia y Cariñena, y corte de la Depresión del Ebro en su sector meridional.

Jueves 22. Presentación de comunicaciones y reunión de la Asamblea General del G. T. del Cuaternario.

Viernes 23. Segunda excursión. Valle inferior del Gállego y piedemonte meridional de la Sierra de Alcubierre.

Sábado 24. Excursión final. Plataforma de El Castellar y cuenca presomontana de las Cinco Villas.

La temática de la Reunión estuvo centrada en el *Cuaternario en medios semiáridos*, esta problemática era obligada para la aceptación y lectura de comunicaciones. Se presentaron un total de 29 trabajos, en dos apretadas jornadas, que estaban agrupados en cinco secciones distintas, siendo la más numerosa la titulada *Geomorfología*, con 12 trabajos, seguida por la sección de *Sedimentología* con siete, y a continuación *Edafología* con cinco, *Paleoclimas cuaternarios* con cuatro y finalmente *Geomorfología aplicada en medios áridos* con una sola comunicación.

El jueves día 22, por la tarde, tuvo lugar la Asamblea General ordinaria del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, los acuerdos tomados por mayoría fueron los siguientes:

a) Nuevo Comité Nacional del INQUA, constituido por los señores: Emiliano Aguirre, Caridad Zazo, Manuel M. Alvarado, Ramón Juliá, David Serrat, Trinidad Aleixandre, Carlos Marti-Bono, Francisco Monturiol, Juan Gallardo, María Jesús Ibáñez, José Quirantes y Alfredo Pérez-González.

b) Nuevo Comité Ejecutivo del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, formado por los siguientes socios: Presidente, Emiliano Aguirre; Vicepresidente, Francisco Monturiol; Secretario, Juan Gallardo; Tesorera, Trinidad Aleixandre; Vocales: María de los Angeles Querol, Emilio Elizaga, Ana Ríos, Ramón Juliá, Juan Manuel Vázquez Varela, M.^a Jesús Ibáñez, David Serrat y Alfredo Pérez González.

c) Representante del Grupo de Trabajo del Cuaternario en la vocalía de estratigrafía del Cuaternario, de la

Comisión Nacional de Estratigrafía, a Alfredo Pérez-González.

d) Celebrar la IV Reunión Nacional en *Banyoles*, en septiembre del año 1979. Propuesta realizada por Ramón Juliá, de la Universidad de Barcelona y aceptada por unanimidad por la Asamblea.

e) Realizar el I Symposium sobre *El Cuaternario y la Ordenación del Medio Natural*. Este Symposium tendría lugar paralelamente a las jornadas ordinarias de trabajo y lecturas de comunicaciones que se establezcan para la IV Reunión Nacional.

Antes de finalizar esta breve crónica sobre la III Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, queremos señalar dos hechos. El primero, la bondad de los itinerarios realizados en las tres excursiones programadas y el valor pedagógico y científico de muchas de las paradas realizadas, que animaban a interesantes discusiones, muchas veces mantenidas por el profesor J. Tricart, sobre el origen y procesos que habían determinado algunas formas y depósitos. El segundo, el apreciable esfuerzo de síntesis cartográfica realizado por Salvador Mensua y María Jesús Ibáñez que han puesto a disposición de los participantes en la reunión de cinco mapas a escala 1:100.000, de Terrazas fluviales y Glacis del sector Central de la Depresión del Ebro, junto con una memoria explicativa. El área cartografiada e investigada tiene una extensión de 9.591 kilómetros cuadrados, en ella el Cuaternario ocupa una superficie total del 30,4 por 100, tal como nos dice el cuadro final, de un conjunto de cuadros estadísticos en los que se intenta resumir en la memoria, que acompaña a los mapas, algunos aspectos morfológicos de las terrazas, glacis, conos y niveles plio-cuaternarios de esta parte de la Depresión del Ebro.

SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL CAOLIN

Un Simposio Internacional del Caolín, en el que participan 80 representantes de países de Europa, Asia y América, entre los que se encuentran la URSS, Japón, China, Estados Unidos y otros grandes productores mundiales, se ha celebrado en Madrid durante el mes de septiembre.

La reunión ha sido convocada por las organizaciones española e italiana de caolines, perteneciente al Programa Internacional de Correlación Geológica (UNESCO) y patrocinada por el Ministerio español de Industria, junto con otros organismos mineros.

España figura en la actualidad como séptimo productor mundial de caolín, si bien no es autosuficiente de este producto, que se emplea en la fabricación de cerámicas, porcelanas, papel y otros artículos de gran uso.

Las conferencias del Simposio han sido editadas por el Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria mediante la colaboración del IGME y la Dirección General de Minas del Ministerio de Industria.

LABORATORIOS

NUEVO LABORATORIO DEL IGME PARA AUXILIO DE LA INVESTIGACION GEOLOGICO-MINERA

El Laboratorio de Geocronología del Instituto Geológico y Minero de España ha incorporado recientemente la técnica del Rubidio-Estroncio para la datación de edades absolutas. Se trata de un moderno equipo que proporciona la mayor fiabilidad en las dataciones de terrenos anteriores al Terciario.

MODERNIZACION DE LOS LABORATORIOS QUIMICOS DEL IGME

El Laboratorio de Absorción Atómica ha incrementado su capacidad de análisis con la reciente adquisición de un equipo capaz de analizar dos elementos simultáneamente, dentro de la línea más avanzada que se sigue actualmente en el mundo para la utilización de estas técnicas.

CONTAMINACION

ESTUDIO DE PROTECCION DE LA CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DE SEGOVIA

El IGME ha llevado a cabo un estudio de protección de la calidad de las aguas subterráneas que en el futuro abastecerán parte de las necesidades de la ciudad de Segovia (Sondeos de Madrona).

EL IGME ESTABLECE UNA RED DE VIGILANCIA DE LA CALIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

El Instituto Geológico y Minero de España cuenta, desde 1976, con una red de puntos de observación de la calidad del agua subterránea que se compone de un total de 1.200 pozos, sondeos, manantiales, etc. En 608 de esos puntos se toma muestras de agua semestralmente, para su análisis químico completo y en el resto dedicado al control de la intrusión del agua del mar.

MAPA DE ORIENTACION AL VERTIDO DE RESIDUOS SOLIDOS URBANOS

El Instituto Geológico y Minero de España, a través de su División de Aguas Subterráneas, ha preparado 17 Hojas y Memorias del nuevo Mapa de orientación al vertido de residuos sólidos urbanos, correspondientes a zonas de Valencia-Castellón y Málaga, que ahora comienza a publicarse.

Durante 1978 se realizarán y publicarán de dicho mapa 25 Hojas y Memorias correspondientes a la cuenca Sur, Guadalquivir, Guadiana, Júcar y Segura.

DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

CENTRO NACIONAL DE DOCUMENTACION DE CIENCIAS DE LA TIERRA EN EL IGME

Recientemente, en el Instituto Geológico y Minero de España, se ha creado el Centro Nacional de Documentación de Ciencias de la Tierra que recoge gran parte de la información mundial sobre esta especialidad, manteniéndose intercambio con las cintas, intexadas, por el CNRS francés. La aportación española de este intercambio está hecha por el IGME.

BANCO NACIONAL DE DATOS GEOLOGICO-MINEROS DEL IGME

Se espera que en 1978 comiencen los trabajos de implementación del sistema de gestión del Banco Nacional de Datos Geológicos y Mineros del IGME, creado a partir de los datos que como consecuencia de los distintos trabajos llevados a cabo por este Instituto así como los procedentes de otros Centros estatales y privados, lo que dotará al país en un futuro próximo de la infraestructura necesaria para los trabajos científico-técnicos que en el campo de la geología y minería se aborden en el futuro.

INVESTIGACION ESPACIAL

"VOYAGER 1", RUMBO A JUPITER

Estados Unidos ha lanzado hacia Júpiter y Saturno la nave espacial "Voyager 1". Su misión principal será enviar a la Tierra las mejores imágenes posibles de los planetas del sistema solar todavía sin explorar.

El "Voyager 1", a bordo de un cohete "Titán-Centauro", inició su viaje por el sistema solar a las 2,56 horas de la tarde (hora de Madrid) sin un segundo de retraso. Es la segunda nave "Voyager" lanzada al espacio en quince días. La primera, el "Voyager 2", fue lanzada el 20 de agosto y se encuentra ya a 139 millones de kilómetros de la Tierra.

Las dos naves van equipadas con cámaras y equipos de mediciones científicas. El "Voyager 2" ha tenido dificultades técnicas desde el primer día y se duda mucho que pueda proporcionar a los expertos de la N.A.S.A. los datos que esperaban de ella. No obstante, el "Voyager 1", cuyo lanzamiento se retrasó varios días a causa de las condiciones atmosféricas en la zona de Cabo Cañaveral, Florida, probablemente pueda suplir las funciones de la otra nave.

Aunque haya sido lanzado dos semanas más tarde, el "Voyager 1" llegará a Júpiter antes que la nave hermana, porque sigue una ruta más directa. Las dos naves siguen una trayectoria parabólica, pero la del "Voyager 1" es más reducida.

DESCUBRIMIENTO DE UN NUEVO COMETA

Un nuevo cometa ha sido descubierto por los científicos soviéticos con ayuda de un telescopio astrográfico doble de 40 centímetros de diámetro.

El núcleo del cometa, rodeado de una envoltura gaseosa, según Tass, corresponde a la 15 magnitud estelar. Tiene una cola orientada hacia el Suroeste y se encuentra en la constelación de Piscis.

En opinión de los científicos que lo descubrieron, pertenece a la familia de Júpiter.

La órbita del nuevo cometa, aún sin bautizar, ha sido calculada en el Instituto de Astronomía Teórica de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S., e induce a pensar que en febrero o marzo llegará a su punto más cercano al Sol. Entonces podrá ser observado durante un largo período.

CONTROL DEL FIRMAMENTO

La Unión Soviética ha montado en Ucrania una red de mini-observatorios para controlar a los cuerpos errantes del espacio.

Un sistema de potentes cámaras para fotografiar a los cuerpos celestes que pululan e invaden la atmósfera terrestre permitirá también trazar un cuadro de "zonas libres" para la navegación espacial.

Treinta cámaras mantendrán permanente vigilancia sobre el espacio, dice Tass, y podrán controlar la mayor parte del firmamento. Las fotografías permitirán calcular las trayectorias de caída de bólidos y meteoritos.

EL "METEOSAT", PRIMER SATELITE EUROPEO DE OBSERVACION METEOROLOGICA

El pasado mes de noviembre, concretamente el día 3, en Cabo Cañaveral, un cohete "Thor-Delta" de la N.A.S.A. pondrá el satélite "Meteosat" en órbita a 36.000 kilómetros de altitud, en donde girará sincrónicamente con la Tierra, dando la impresión de estar parado. El satélite es el primero de origen europeo y ha sido construido por un consorcio de firmas continentales por encargo de la E. S. A. (European Space Agency).

Este satélite, el "Meteosat", se estacionará sobre la costa occidental de África, a la altura del Ecuador, cubriendo desde allí el área comprendida entre Europa septentrional, el océano Atlántico y el océano Indico. Su misión será tomar fotografías de esta superficie cada media hora y las transmitirá por radio a la Tierra. Con ellas y con los datos meteorológicos de plataformas de medición dispuestas en la Tierra, globos, boyas marinas o satélites en órbita más baja, que también recopilará y retransmitirá el

"Meteosat", se creará una base exhaustiva para una evaluación meteorológica continua.

NOVEDADES CIENTIFICAS Y TECNICAS

AGUA POTABLE DEL FONDO DEL MAR

Un nuevo tipo de planta desaladora basada en el principio de ósmosis inversa se ubicará en las zonas más profundas de las aguas costeras y operará como una especie de "ascensor" para la extracción del agua potable. El agua del mar pasa a presión grande por unas membranas semipermeables que sólo permiten el paso del agua pura, quedándose retenida el agua salada de salinidad elevada. Como estas plantas pueden instalarse a profundidades adecuadas no se necesitan máquinas para producir la presión, por ello como recurso de trabajo se utiliza la presión del agua a tales profundidades.

MICROBIOS PARA LA RECUPERACION DE LOS METALES RESIDUALES

Los científicos utilizaron bacterias de las variedades "filosulfúricas" Thiobacillus thiooxidans y Thiobacillus ferrooxidans para la lixiviación de las sustancias residuales. Una vez que las soluciones tratadas habían perdido una gran parte de su contenido en ácido sulfúrico merced a la actividad vital de las bacterias en un plazo de veinte días, se habían conseguido rescatar el 69 por 100 del cobre contenido en los residuos, el 96 del zinc y el 34 del arsénico. Otros metales pasaron también a la solución en este sistema de reciclado microbiano.

PERFORACION DE TUNELES CON AGUA A PRESION

Un 20 por 100 menos que los métodos al uso de perforación de túneles promete lograrse con un nuevo procedimiento. Se trata de una modificación del método de construcción frontal o de avance por escudo, con el que pueden construirse túneles y otras galerías hasta una profundidad de 20 metros por debajo del nivel del agua subterránea. Este método significa que un escudo provisto de herramientas cortantes avanza girando en la parte delantera de un tubo de acero que sirve de apoyo, por su parte, a la sección de túnel que acaba de ser perforada. Con el nuevo método, la presión del agua subterránea que se opone al avance del escudo es neutralizada con agua a presión, mezclada con una masa blanda y fina de bentonita y arcilla. Esta arcilla tapona casi en el acto durante el avance los poros de la roca perforada y transmite así al subsuelo las fuerzas producidas por la presión del agua. Como la "almohadilla" de bentonina y agua se produce mediante bombeo en circuito continuo, pueden ser transportados los escombros con el agua detrás del escudo, donde se separan para su ulterior transporte.

Información legislativa

PERMISOS DE INVESTIGACION Y CONCESIONES DE EXPLOTACION

"B. O. E." NUMERO	PAGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
237	21999	4-X-77	I. y E.	RESOLUCIONES por las que se hace público el otorgamiento de los permisos de exploración que se citan.
237	22000	4-X-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad del permiso de investigación minera que se cita, Delegación Provincial de Guadalajara.
237	22000	4-X-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de León.
237	22000	4-X-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Madrid.
237	22001	4-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace público el otorgamiento y titulación de las concesiones de explotación que se citan, Delegación Provincial de Huesca.
237	22001	4-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace público el otorgamiento y titulación de la concesión de explotación que se cita, Delegación Provincial de Murcia.
237	22001	4-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad de la concesión de explotación minera que se cita, Delegación Provincial de Oviedo.
237	22001	4-X-77	Ind.	RESOLUCIONES por las que se hace público el otorgamiento de los permisos de exploración que se citan.
237	22001	4-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Guadalajara.
237	22002	4-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace pública la caducidad de los permisos de investigación minera que se citan, Delegación Provincial de Sevilla.
238	22072	5-X-77	Ind.	RESOLUCION por la que se hace público el otorgamiento y titulación de las concesiones de explotación minera que se citan, Delegación Provincial de Oviedo.
263	24126	3-XI-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace pública la cancelación de la solicitud de concesión directa de explotación minera que se cita, Delegación Provincial de Guadalajara.
263	24125	3-XI-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace público el otorgamiento y titulación de la concesión de explotación minera que se cita, Delegación Provincial de Cuenca.
263	24125	3-XI-77	I. y E.	RESOLUCION por la que se hace público el otorgamiento y titulación de la concesión de explotación minera que se cita, Delegación Provincial de Guadalajara.

"B. O. E." NUMERO	PAGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
HIDROCARBUROS				
235	21857	1-X-77	Ind.	ORDEN por la que se autoriza la transmisión de su patrimonio minero en investigación y explotación de hidrocarburos del INI a ENIEPSA.
271	24739	12-XI-77	Ind.	CORRECCION DE ERRORES DE LA ORDEN de 24 de mayo de 1977 por la que se aprueba el contrato entre "ENIEPSA", "Elf-Aquitaine", "Medosa" y "Unión Texas".
295	27072	10-XII-77	Ind.	RESOLUCION por la que se anuncia la solicitud de cuatro permisos de investigación de hidrocarburos en la zona C, subzona d).
RESERVAS				
250	22962	19-X-77	I. y E.	ORDEN por la que se levanta la zona de reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos en la zona denominada "Barcelona Dos-San Clemente de Llobregat" (Barcelona).
250	22963	19-X-77	I. y E.	ORDEN por la que se prorroga la reserva provisional a favor del Estado "Zona Peñarroya-Bémez-Espiel", con modificación por lo que respecta a limitación de recursos a investigar referidos a carbón, comprendida en la provincia de Córdoba.
256	23553	26-X-77	I. y E.	ORDEN por la que se levanta la reserva provisional a favor del Estado para la investigación de minerales radiactivos en el área denominada "Segovia Uno".
259	23891	29-X-77	I. y E.	ORDEN por la que se prorroga la reserva provisional a favor del Estado, para investigación de toda clase de sustancias minerales, excluidos los radiactivos, carbón e hidrocarburos, subsector XIII, área 1 (SN-W/IV-3), comprendida en las provincias de Cáceres y Badajoz, con reducción de superficie.
259	23897	29-X-77	Ind.	CORRECCION DE ERRATAS de la Resolución de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción por la que se publica la inscripción de propuestas de reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos en un área de la provincia de Sevilla.
261	24024	1-XI-77	Ind.	CORRECCION DE ERRATAS de la Resolución de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción por la que se publica la inscripción de propuestas de reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos, en un área de las provincias de León, Palencia, Burgos, Alava, Logroño, Navarra, Huesca, Lérida, Barcelona, Gerona, Tarragona, Teruel, Zaragoza, Soria, Guadalajara, Cuenca, Valencia, Toledo, Madrid, Segovia, Avila, Valladolid, Salamanca y Zamora.
VARIOS				
236	21918	3-X-77	I. y E.	<i>Centrales térmicas.</i> —Resolución por la que se autoriza a "Sociedad Azucarera Ibérica, S. A.", la ampliación de la central térmica que se cita.
238	22072	5-X-77	AGR.	<i>Conservación de suelos.</i> —Orden por la que se aprueba el plan de conservación de suelos del arroyo Carchena, sector II, del término municipal de Nueva-Carteya, en la provincia de Córdoba.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA

CLAUDE VIGUIER: *Individualisation et évolution structurale de la région de Cadix (Espagne du Sud-Ouest) au Néogène "post-nappe"*, Bulletin de l'Institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine, 1976, núm. 20, pp. 107-112.

El reparto geográfico de los facies del neogeno "post-nappe" en la región gaditana implica que la Bahía de Cádiz ensanchada hasta los límites de los afloramientos de los terrenos pliocenos ha evolucionado en graben desde el Plioceno inferior por lo menos.

La existencia de este hoyo de hundimiento sugiere la hipótesis de "depot-center" para explicar la formación de las estructuras de tipo diapírico visibles entre San Fernando y Puerto Real, conforme con las observaciones hechas la Bahía no es más que la terminación oriental de una estructura submarina mucho más extensa.—L. DE A.

MINERIA

SALGADO, F. J., MELERO, J. y CASTRO MADRIGAL, G.: *Tecnología Minera*. Editorial Paraninfo. 403 páginas. Madrid, 1977.

Editada por Paraninfo y dentro de su colección dedicada a Formación Profesional, aparece este volumen de los autores citados, dedicado al segundo curso del primer grado.

El libro bien editado, con una abundante parte gráfica, se ajusta rigurosamente al programa oficial, no obstante dedica unas páginas a ciertas nociones de Mineralogía y Petrología indispensables antes de tratar de los terrenos y de su comportamiento minero.

Escrito en lenguaje sencillo incluye al final un amplio vocabulario técnico que será de gran utilidad al alumno. L. A.

PALEONTOLOGIA

HILLEBRANDT, A. V.: *Los foraminíferos planctónicos, nummulíticos y coccolitofóridos de la zona de Globorotulia Palmarae del Cuisiense (Eoceno inferior) en el SE de España (provincias de Murcia y Alicante)*. Revista Española de Micropaleontología. Vol. VIII, núm. 3, 1976, pp. 323-394.

La zona de Globorotulia palmerae ha sido encontrada en dos cortes del SE de España. Al Sur de Caravaca

(Rincón de Egea) las margas de G. palmerae yacen debajo de un horizonte que contiene foraminíferos grandes pertenecientes a la parte superior de la zona de Nummulites planulatus. Al norte de Agost (Lomas de la Beata) las margas de la zona de G. palmerae contienen una fauna rica en Nummulites que habla en favor de la parte más alta de la zona de Nummulites planulatus o de la parte más baja de la zona de Nummulites praelaevigatus. La zona de G. palmerae es sincrónica con la parte más alta del Cuisiense inferior y alcanza la base del Cuisiense medio. El nannoplacton calcáreo de la zona de G. palmerae pertenece a la zona de Discoaster lodoensis, que tiene una distribución vertical más amplia que la zona de G. palmerae.

Describe 21 especies de foraminíferos planctónicos, 17 especies de los géneros Nummulites y Assilina y 22 coccolithophyceae.

Pseudohastigerina globulosa es una nueva especie de foraminífero planctónico planispiral que se relaciona con Globigerina (Eoglobigerina) inaequispira a través de formas de transición.—L. DE A.

F. H. CRAMER, M. D. C. R. DÍEZ, R. M. RODRÍGUEZ, M. A. FOMBELLA: *Acrítarcos de la formación San Pedro (Silúrico superior) de Torrestio, provincia de León, España*. Revista Española de Micropaleontología. Vol. VIII, núm. 3, 1976, pp. 439-452.

Describen 14 especies nuevas de acritarcos de la parte Ludloviense a Gedinense de la formación San Pedro de la Montaña Cantábrica, en Torrestio, León, España. Los taxones descritos son los siguientes:

Antruejadina (n. g.), A. grotesca (n. sp.); Aureosphaera (n. g.), A. decorada (n. sp.); Cantábrica (n. g.), C. crassa (n. sp.); Cuatrefolia (n. g.), C. fortunata (n. sp.); Cymatiosphaera mariaë (n. sp.); Iberosphaeridium (n. G.), I. almadra (n. sp.); Multiplicisphaeridium albanega (n. sp.), M. elias (n. sp.), M. moharra (n. sp.), M. rechonchus (n. sp.); Neoveryhachium pinto (n. sp.); Solisphaeridium eriza (n. sp.); Stellinium peleiteri (n. sp.).—L. DE A.

HIDROLOGIA

JOSÉ MANUEL PEIRONCELY: *La problemática social en la economía hidráulica*. Conferencia de las Naciones Unidas sobre el agua. Comité Español. Mar del Plata/Argentina. Marzo 1977, pp. 441 a 456.

A medio plazo, gran parte de los países se enfrentan con un problema de gran envergadura respecto a la dis-

ponibilidad de recursos hidráulicos y sus necesidades de utilización, como resultado del desarrollo económico. Los condicionantes son distintos para cada país en función de recursos naturales y grado de utilización de los mismos, pero partiendo del hecho de un desarrollo económico continuado con un incremento positivo en mayor o menor grado. El problema de agotamiento de los recursos naturales aparece en el futuro a distancias relativamente cortas para un gran número de países. En España, con un desarrollo económico acelerado y unos recursos desiguales y escasos, el problema según el autor puede tener caracteres alarmantes antes del fin del siglo XX.

Los recursos tecnológicos con los que contamos son conocidos, quizás a excepción del control del clima.

Los recursos económicos pueden existir, pero es necesario tener conciencia a nivel nacional de que el agua, en las cifras de consumo actuales, ha dejado de ser un bien ofrecido de una manera gratuita por la naturaleza, para convertirse en un bien económico que, por tanto, estará en el futuro sometido a las leyes del mercado.—L. DE A.

RAFAEL HERAS: *Formación y especialización en el campo de los recursos hidráulicos. Experiencia española*. Conferencia de las Naciones Unidas sobre el agua. Comité Español. Mar del Plata/Argentina. Marzo 1977, páginas 387 a 421.

La necesidad imperiosa de aprovechar exhaustivamente los recursos de agua existentes y plantear con el máximo de garantías los estudios, proyectos y planificación óptima de los recursos hidráulicos, exige cada día una especialización superior.

Dentro de los objetivos fundamentales del Instituto de Hidrología, que tiene por misión fomentar, orientar y coordinar las investigaciones en el campo de la hidrología científica y aplicada, figura como primordial la formación de técnicos, a distintos niveles, en el campo de la hidrología y los recursos hidráulicos, de lo que se ocupa desde hace doce años la Escuela de Hidrología, que actualmente tiene en funcionamiento ocho cursos para post-graduados, cinco cursos propios y tres coordinados por ella, que son los siguientes:

- Curso Internacional de Hidrología General y Aplicada.
- Curso Internacional de Ingeniería de Regadíos.
- Curso de Hidrología Operativa.
- Curso Internacional de Planificación de Recursos Hidráulicos.
- Curso Internacional de Ingeniería de Grandes Presas.
- Curso Internacional de Hidrología Subterránea.

— Curso Internacional de Hidrogeología "Noel Llopió".

— Curso Internacional de Hidrogeología Aplicada.

Aporta un resumen de la temática de estos cursos, sus planes y perspectivas futuras.—L. DE A.

ESPELEOLOGIA

CARMELO FERNÁNDEZ IBÁÑEZ: *Descubrimiento de nuevos yacimientos prehistóricos en las provincias de Burgos, Vizcaya, Logroño, Valladolid y hallazgos de diversas piezas en las mismas provincias*. Kobie (Bilbao). Grupo Espeleológico Vizcaíno. Excm. Diputación de Vizcaya. Boletín núm. 7, 1977, pp. 73 a 113.

Trata del Poblado Celtibérico de Las Palomeras (Villarcayo), de Villatomil (Medina de Pomar), Tiedra (Valladolid), así como de diversas piezas aisladas algunas de verdadero interés, halladas en las cuatro provincias del título del artículo.—L. DE A.

ANGEL ALVAREZ: *Informe sucinto sobre nuevos yacimientos prehistóricos en cuevas de la provincia de Vizcaya*. Kobie (Bilbao). Grupo Espeleológico Vizcaíno. Excelente Diputación de Vizcaya. Boletín núm. 7, 1977, pp. 29 a 41.

Continúa el autor la numeración correlativa de seis nuevos yacimientos en cuevas, descubiertos por miembros del Grupo Espeleológico Vizcaíno desde mediados del 75 a mediados del 76. Período que coincide con el final de las exploraciones efectuadas en el macizo de Los Jorrios-Trucíos (Vizcaya).

Les quedaba por visitar la ladera que cae sobre el barrio de Basinagre y les recompensó con los cuatro primeros yacimientos.

Los ahora citados son: Núm. 72. Cueva de Cocobra I (VI-372)-(Trucíos). 73. Cueva de Sandro o Ruin (VI-374)-(Trucíos). 74. Cueva del Mingón (VI-373)-(Trucíos). 75. Cueva de Logalán (VI-1.443)-(Trucíos). 76. Cueva de Kobaua (VI-91)-(Markina). 77. Cueva de la Jorja (VI-173)-(Sopuerta).—L. DE A.

ERNESTO NOLTE Y ARAMBURU: *Miscelánea arqueológica*. Kobie (Bilbao). Grupo Espeleológico Vizcaíno. Excelente Diputación de Vizcaya. Boletín núm. 7, 1977, páginas 9 a 27.

Restos sepulcrales de la caverna de Peña Roche (Baracaldo-Vizcaya). Hacha prehistórica de la zona de Trucíos (Vizcaya). Hacha prehistórica del monte Kurizia (Barrica-Vizcaya). Noticias de hallazgo de un hacha prehistórica.

hoy desaparecida, procedente de Elgueta (Guipúzcoa). Punta paleolítica del caserío Errekarte, alto de Barázar (Vizcaya). Nuevo túmulo prehistórico en el monte Goto-basero (Carranza-Vizcaya). Nuevo túmulo prehistórico de Gastañazerreta en Orozco (Vizcaya). Hueso perforado de la cueva de Logalán (Trucíos-Vizcaya). Moneda del Emperador Domiciano de Espinosa de los Monteros (Burgos). Hallazgo de monedas romanas en el camino antiguo de Añes a Llorengotz en plena Sierra Salvada (Alava). Restos arqueológicos de la ermita de San Salvador de Guerediaga (Bérriz-Vizcaya). Restos paleontológicos descubiertos en una cueva innominada de Espinos de los Monteros (Burgos). Restos de hipopótamo en Reinoso del Cerrato (Palencia).—L. DE A.

TOPOGRAFIA

ROBERT TATÓN: *Topografía subterránea*. Editorial Paraninfo. 190 págs., 137 figuras. Madrid, 1977.

Se trata de la segunda edición, corregida y ampliada de la obra original del mismo título traducida al español por V. Guillén y M. Garrido.

El libro, como su título indica, desarrolla una serie de lecciones de Topografía dedicada a operaciones subterráneas.

Trata de los instrumentos y métodos propios para levantamientos de galerías, túneles y explotaciones del subsuelo.

Estas lecciones suponen ya unos conocimientos indispensables para la ejecución de los trabajos topográficos del exterior.

Los técnicos que tienen que ejecutar trabajos subterráneos y que no han recibido formación adecuada se desorientan por las condiciones muy particulares de tales operaciones. Pierden mucho tiempo tratando de aplicar los procedimientos clásicos del exterior y se encuentran a veces ante problemas que les parecen insolubles.

Un complemento de instrucción, indispensable, se ofrece de este modo a los alumnos de las diferentes Escuelas entre cuyas enseñanzas está incluida la Topografía.

Por otra parte, los ingenieros y topógrafos que están ya familiarizados con las operaciones subterráneas, incluso ocasionalmente, encontrarán una ventaja cierta manteniéndose al corriente de los progresos de una técnica, sin duda estrecha, pero de la cual depende frecuentemente el éxito de los proyectos de obras de considerable importancia.

La obra se desarrolla en los siguientes capítulos:

Prólogo. Capítulo 1.—Nociones de laboreo de minas. 2.—Planimetría subterránea. 3.—Orientación subterránea. 4.—Nivelaciones en las minas. Altimetría subterránea. 5.—Aplicación de las nivelaciones en el estudio de hundimientos mineros. 6.—Levantamiento de los perfiles. 7.—Construcciones subterráneas. 8.—Disposiciones generales concernientes a los levantamientos y la relación de los planos subterráneos.—L. A.

INDICE DE MATERIAS

(Tomo LXXXVIII. Año 1977. Fascículos primero a sexto)

	Páginas
GEOLOGIA	
El Proyecto MAGNA y el Banco de Datos Geológicos, por División de Geología del IGME y Centro de Cálculo de E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid	1
Les grands traits de la tectonique du Bassin neogene du Bas Guadalquivir, por CLAUDE VIGUIER	39
Aplicaciones de los mapas geomorfológicos a la planificación urbana con un ejemplo de Tenerife, por L. GONZÁLEZ DE VALLEJO	45
Aspectos geológicos del metalotecto Plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén-España), por S. RÍOS ARAGÜES	99
Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarra-cín), por M. GUTIÉRREZ ELORZA y J. L. PEÑA MONNE	109
Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I) Estratigrafía, por T. RODRÍGUEZ ESTRELLA	183
Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal del Olló de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras, por O. APALATEGUI	215
Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica, por T. RODRÍGUEZ ESTRELLA	273
El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca, por L. M. RÍOS	300
Braquiópodos albienses del Macizo de Montgrí (Gerona), por B. PEYBERNES y S. CALZADA	306
Sipnosis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora, por E. JIMÉNEZ FUENTES	357
Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español, por A. G. UBENELL	365
Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la cordillera Ibérica, Liria-Cheste-Llobbay, por A. MUELAS PEÑA, A. GARCÍA VÉLEZ, J. SOUBRIER GONZÁLEZ y L. GARCÍA RUZ	371
Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclisis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central), por C. MARTÍN ESCORZA	471
Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama, por S. CADAVID	494
El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España), por A. APARICIO, J. L. BARRERA, C. CASQUETI, M. PEINADO, y J. M. TINAÑO	497

	Páginas
Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega (Sistema Central de España), por A. ARCHE, P. CÁMARA, y O. DURANTEZ	501
Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica, por A. G. UBANELL	508
Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del sistema central español (Sierra de Gredos), por R. B. BABIN	513
El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central, por R. CAPOTE, M. J. FERNÁNDEZ CASALS, F. GONZÁLEZ LODEIRO, y M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN	517
Evolución dinámica del basamento durante el Cámbrico en los Montes de Toledo sur-orientales, por C. MARTÍN ESCORZA	521
MINERIA	
El yacimiento de magnesita de Incio (Lugo, España), por M. DOVAL, M. BRELL y E. GALÁN	50
Las manifestaciones asbestíferas de los macizos ultrabásicos de Málaga, por A. V. CRESPO LARA y J. A. GÁLVEZ GARCÍA	220
Estudio geoestadístico del yacimiento de Cerro Colorado, por M. ALFARO, M. MÍGUEZ y M. VILLALÓN	312
Aplicación al análisis de minerales de volframio y sus concentrados de los nuevos reactivos gravimétricos de este elemento: 4-metil-4'-4"-Diamino-Trifenilmetano y 4-4'-4"-Triamino Trifenilmetano, por R. ALVAREZ RODRÍGUEZ, J. ZATO DEL CORRAL y E. LORENTE GÓMEZ	382
Transformaciones postsedimentarias en las piritas masivas de "Las Herrerías" (Huelva), por S. LEGUEY, R. LUNAR y J. A. MEDINA	388
AGUAS SUBTERRANEAS	
Capacidad de regulación del Terciario y Cuaternario sobre los caudales del río Jarama en los alrededores de Madrid, por F. LÓPEZ VERA y J. SÁIZ GARCÍA-CUENCA	116
Utilización de las aguas residuales urbanas para riego y recarga artificial, por J. PORRAS MARTÍN	225
Incidencia de las características tecnológicas de los pozos en la explotación de los acuíferos del terciario detrítico de Madrid, por M. R. LLAMAS MADURGA y F. LÓPEZ VERA	316
Estudios geológicos e hidrogeológicos sobre la fosa media del Tajo, por F. LÓPEZ VERA	401
GEOFISICA	
El método gravimétrico aplicado a la prospección de los yacimientos de pirita del suroeste de la Península Ibérica, por M. GARCÍA GARCÍA y J. DURÁN ZALOÑA	131

	Páginas
Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas, por J. ANSORGE, E. BANDA, A. LÓPEZ-LAGO, J. MEZCUA, S. MUELLER, C. OLIVERA, E. SURINACH y A. UDÍAS	528
El primer perfil sísmico de la meseta, por G. PAYO y E. RUIZ DE LA PARTE ...	543
Investigación de anomalías magnéticas en España. Estado actual (1976) de los trabajos realizados en la cuenca del Ebro y su contorno, por L. DE MIGUEL ...	552
Perfil Ibérico de estaciones de la componente vertical de mareas terrestres. Resultados preliminares, por R. VIEIRA	556
Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical, por S. CADAVID ...	561
Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales, por F. ROSALES CALVO, A. CARBO GOROSABEL y S. CAVIDAD CAMIÑA	567
Instrumentación, por R. ORTIZ	574
GEOTECNIA	
Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (1.ª parte), por J. ORDAZ y R. M. ESBERT	65
Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (2.ª parte), por R. M. ESBERT y J. ORDAZ	139
ENERGIA	
Propagación de trazadores radiactivos naturales (Rn, ThB y Tn) en la atmósfera, por L. GARZÓN RUIPÉREZ	241
Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental, por E. PERCONIG y C. MARTÍNEZ DÍAZ	417
ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS	
Aplicaciones del microscopio en relación con la calidad de las pizarras de techar, por CASILDA RUIZ GARCÍA	72
Descomposición térmica de algunas sulfosales de cobre: Luzonita (Luzón, Filipinas), Tenantita (Zacatecas, Méjico) y Tetraclita (Zips, Hungría), por A. LA IGLESIA, F. LÓPEZ AGUAYO y J. M. MARTÍN POZAS	146
Sustancias húmicas y mineralógicas de los lignitos (Yacimientos de S. Andrés de Meirama), por E. DORADO, A. POLO, P. ARÉVALO y L. VILLALBA	244
Nota sobre la mineralogía de los granates de la sierra de Capelada (La Coruña), por M. A. CABALLERO y A. LA IGLESIA	328
Estudio al granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España, por J. SAAVEDRA, E. PELLITERO, A. GARCÍA SÁNCHEZ y F. MADRUGA	333
Mineralogía de las rocas de caja de los yacimientos de hierro en los alrededores de Ponferrada (León), por R. LUNAR HERNÁNDEZ y M. D. RUIZ CRUZ	434

INDICE DE AUTORES

(Tomos LXXXVIII. Año 1977. Fascículos primero a sexto)

	Páginas
ALFARO, M.; MIGUEZ, M., y VILLALÓN, M.: Estudio geoestadístico del yacimiento del Cerro Colorado	312
ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.; ZATO DEL CORRAL, J., y LLORENTE GÓMEZ, E.: Aplicación al análisis de minerales de volframio y sus concentrados de los nuevos reactivos gravimétricos de este elemento: 4-metil-4'-4"-Diamino-Trifenilmetano y 4-4-4-Triamino Trifenilmetano	382
ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; OLIVERA, C.; SURIÑACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
APALATEGUI, O.: Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal del Ollo de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras	215
APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)	497
ARCHE, A.; CÁMARA, P., y DURANTEZ, O.: Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega (Sistema Central de España)	501
ARÉVALO, P.; DORADO, E.; POLO, A., y VILLALBA, L.: Sustancias húmicas y mineralógicas de los lignitos (Yacimiento de S. Andrés de Meirama)	244
BABIN, R. B.: Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del sistema central español (Sierra de Gredos)	513
BANDA, E.; ANSORGE, J.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; OLIVERA, C.; SURIÑACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
BARRERA, J. L.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)	497
BRELL, M.; DOVAL, M., y GALÁN, E.: El yacimiento de magnesita de Incio (Lugo, España)	50
CABALLERO, M. A. y LA IGLESIA, A.: Nota sobre la mineralogía de los granates de la Sierra de Capelada (La Coruña)	328



	Páginas
CADAVID, S.: Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama	494
CADAVID, S.: Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical	561
CALZADA, S., y PEYBERNER, B.: Braquiópodos albienses del Macizo de Montgrí (Gerona)	306
CÁMARA, P.; ARCHE, A., y DURANTEZ, O.: Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega (Sistema Central de España)	501
CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.: El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central	517
CARBO GOROSABEL, A.; ROSALES CALVO, F., y CAVIDAD CAMIÑA, S.: Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales	567
CASQUET, C.; APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)	497
CAVIDAD CAMIÑA, S.; ROSALES CALVO F., y CARBO GOROSABEL, A.: Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales	567
CENTRO DE CÁLCULO DE E. T. S. DE INGENIEROS DE MINAS DE MADRID y DIVISIÓN DE GEOLOGÍA DEL IGME: El Proyecto MAGNA y el Banco de Datos Geológicos	1
CRESPO LARA, A. V., y GÁLVEZ GARCÍA, J. A.: Las manifestaciones asbestíferas de los macizos ultrabásicos de Málaga	220
DE MIGUEL, L.: Investigación de anomalías magnéticas en España. Estado actual (1976) de los trabajos realizados en la cuenca del Ebro y su contorno.	552
DIVISIÓN DE GEOLOGÍA DEL IGME y CENTRO DE CÁLCULO DE E. T. S. DE INGENIEROS DE MINAS DE MADRID: El Proyecto MAGNA y el Banco de Datos Geológicos	1
DORADO, E.; POLO, A.; ARÉVALO, A., y VILLALBA, L.: Sustancias húmicas y mineralógicas de los lignitos (Yacimiento de S. Andrés de Meirama)	244
DOVAL, M.; BRELL, M., y GALÁN, E.: El yacimiento de magnesita de Incio (Lugo, España)	50
DURÁN ZALOÑA, Y., y GARCÍA GARCÍA, M.: El método gravimétrico aplicado a la prospección de los yacimientos de pirita del suroeste de la Península Ibérica	131
DURANTEZ, O.; ARCHE, A., y CÁMARA, P.: Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega (Sistema Central de España)	501
ESBERT, R. M., y ORDAZ, J.: Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (1.ª parte)	65

	Páginas
ESBERT, R. M., y ORDAZ, J.: Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (2.ª parte)	139
FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.: El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central	517
GALÁN, E.; BRELL, M., y DOVAL, M.: El yacimiento de magnésita de Incio (Lugo, España)	50
GÁLVEZ, GARCÍA, J. A., y CRESPO LARA, A. V.: Las manifestaciones asbestíferas de los macizos ultrabásicos de Málaga	220
GARCÍA GARCÍA, M., y DURÁN ZALOÑA, J.: El método gravimétrico aplicado a la prospección de los yacimientos de pirita del suroeste de la Península Ibérica.	131
GARCÍA RUZ, L.; MUELAS PEÑA, A.; GARCÍA VÉLEZ, A., y SOUBRIER GONZÁLEZ, J.: Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la cordillera Ibérica, Liria-Cheste-Llombay	371
GARCÍA SÁNCHEZ, A.; SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E., y MADRUGA, F.: Estudio al granito mineralizado del Jálama, Salamanca, Cáceres, España	333
GARCÍA VÉLEZ, A.; MUELAS PEÑA, A.; SOUBRIER GONZÁLEZ, J., y GARCÍA RUZ, L.: Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la cordillera Ibérica, Liria-Cheste-Llombay	371
GARZÓN RUIPÉREZ, L.: Propaganda de trazadores radiactivos naturales (Rn, ThB y Tn) en la atmósfera	241
GONZÁLEZ LODEIRO, F.; CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.: El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central	517
GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.: Aplicaciones de los mapas geomorfológicos a la planificación urbana con un ejemplo de Tenerife	45
GUTIÉRREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L.: Las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)	109
IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.; CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F.: El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central	517
JIMÉNEZ FUENTES, E.: Síntesis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora	357
LA IGLESIA, A.; LÓPEZ AGUAYO, F., y MARTÍN POZAS, J. M.: Descomposición térmica de algunas sulfosales de cobre: Luzonita (Luzón, Filipinas), Tenanita (Zacatecas, Méjico) y Tetraclita (Zips, Hungría)	146
LA IGLESIA, A., y CABALLERO, M. A.: Nota sobre la mineralogía de los granates de la sierra de Capelada (La Coruña)	328
LEGUEY, S.; LUNAR, R., y MEDINA, J. A.: Transformaciones postsedimentarias en las piritas masivas de "Las Herrerías" (Huelva)	388

	Páginas
LÓPEZ AGUAYO, F.; LA IGLESIA, A., y MARTÍN POZAS, J. M.: Descomposición térmica de algunas sulfosales de cobre: Luzonita (Luzón, Filipinas), Tenanita (Zacatecas, Méjico) y Tetraclita (Zips, Hungría)	146
LÓPEZ-LAGO, A.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; OLIVERA, C.; SURINACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
LÓPEZ VERA, F., y SÁIZ GARCÍA-CUENCA, J.: Capacidad de regulación del Terciario y Cuaternario sobre los caudales del río Jarama en los alrededores de Madrid	116
LÓPEZ VERA, F., y LLAMAS MADURGA, M. R.: Incidencia de las características tecnológicas de los pozos en la explotación de los acuíferos del terciario detrítico de Madrid	316
LÓPEZ VERA, F.: Estudios geológicos e hidrogeológicos sobre la fosa media del Tajo	401
LUNAR, R.; MEDINA, J. A., y LEGUEY, S.: Transformaciones postsedimentarias en las piritas masivas de "Las Herrerías" (Huelva)	388
LUNAR HERNÁNDEZ, R., y RUIZ CRUZ, M. D.: Mineralogía de las rocas de caja de los yacimientos de hierro en los alrededores de Ponferrada (León)	434
LLAMAS MADURGA, M. R., y LÓPEZ VERA, F.: Incidencia de las características tecnológicas de los pozos en la explotación de los acuíferos del terciario detrítico de Madrid	316
LLORENTE GÓMEZ, E.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R., y ZATO DEL CORRAL, J.: Aplicación al análisis de minerales de volframio y sus concentrados de los nuevos reactivos gravimétricos de este elemento: 4-metil-4'-4"-Diamino-Trifenilmetano y 4-4'-4"-Triamino Trifenilmetano	382
MADRUGA, F.; SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E., y GARCÍA SÁNCHEZ, A.: Estudio al granito mineralizado del Jálama, Salamanca, Cáceres, España	333
MARTÍN ESCORZA, C.: Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclisis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central)	471
MARTÍN ESCORZA, C.: Evolución dinámica del basamento durante el Cámbrico en los Montes de Toledo sur-orientales	521
MARTÍN POZAS, J. M.; LA IGLESIA, A., y LÓPEZ AGUAYO, F.: Descomposición térmica de algunas sulfosales de cobre: Luzonita (Luzón, Filipinas), Tenanita (Zacatecas, Méjico) y Tetraclita (Zips, Hungría)	146
MARTÍNEZ DÍAZ, C., y PERCONIG, E.: Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental	417
MEDINA, J. A.; LEGUEY, S., y LUNAR, R.: Transformaciones postsedimentarias en las piritas masivas de "Las Herrerías" (Huelva)	388
MEZCUA, J.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MUELLER, S.; OLIVERA, C.; SURINACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528

	Páginas
MÍGUEZ, M.; VILLALÓN, M., y ALFARO, M.: Estudio geoestadístico del yacimiento de Cerro Colorado	312
MUELAS PEÑA, A.; GARCÍA VÉLEZ, A.; SOUBRIER GONZÁLEZ, J., y GARCÍA RUIZ, L.: Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la cordillera Ibérica, Liria-Cheste-Llombay	371
MUELLER, S.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; OLIVERA, C.; SURINACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
OLIVERA, C.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; SURINACH, E., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
ORDAZ, J., y ESBERT, R. M.: Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (1.ª parte)	65
ORDAZ, J., y ESBERT, R. M.: Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (2.ª parte)	139
ORTIZ, R.: Instrumentación	574
PAYO, G., y RUIZ DE LA PARTE, E.: El primer perfil sísmico de la meseta	543
PEINADO, M.; APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C., y TINAO, J. M.: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)	497
PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y MADRUGA, F.: Estudio al granito mineralizado de Jálama, Salamanca, Cáceres, España	333
PEÑA MONNE, J. L., y GUTIÉRREZ ELORZA, M.: Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)	109
PERCONIC, E., y MARTÍNEZ DÍAZ, C.: Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental	417
PEYBERNES, B., y CALZADA, S.: Braquiópodos albienses del Macizo de Montgrí (Gerona)	306
POLO, A.; DORADO, E.; ARÉVALO, P., y VILLALBA, L.: Sustancias húmicas y mineralógicas de los lignitos (Yacimiento de S. Andrés de Meirama)	244
PORRAS MARTÍN, J.: Utilización de las aguas residuales urbanas para riego y recarga artificial	225
RÍOS ARAGÜÉS, S.: Aspectos geológicos del metalotecto Plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén-España)	99
RÍOS, L. M.: El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca	300
RODRÍGUEZ ESTELLA, T.: Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I) Estratigrafía	183
RODRÍGUEZ ESTELLA, T.: Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica	273

	Páginas
ROSALES CALVO, F.; CARBO GOROSABEL, A., y CAVIDAD CAMIÑA, S.: Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales	567
RUIZ CRUZ, M. D., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Mineralogía de las rocas de caja de los yacimientos de hierro en los alrededores de Ponferrada (León)	434
RUIZ DE LA PARTE, E. y PAYO, G.: El primer perfil sísmico de la meseta	543
RUIZ GARCÍA, CASILDA: Aplicaciones del microscopio en relación con la calidad de las pizarras de techar	72
SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y MADRUGA, F.: Estudio al granito mineralizado del Jálama, Salamanca, Cáceres, España	333
SÁIZ GARCÍA-CUENCA, J., y LÓPEZ VERA, F.: Capacidad de regulación del Terciario y Cuaternario sobre los caudales del río Jarama en los alrededores de Madrid	116
SOUBRIER GONZÁLEZ, J.; MUELAS PEÑA, A.; GARCÍA VÉLEZ, A., y GARCÍA RUIZ, L.: Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la cordillera Ibérica, Liria-Cheste-Llombay	371
SURINACH, E.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; OLIVERA, C., y UDIAS, A.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
TINAO, J. M.; APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C., y PEINADO, M.: El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del macizo hespérico (España)	497
UBENELL, A. G.: Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español	365
UBANELL, A. G.: Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica	508
UDIAS, A.; ANSORGE, J.; BANDA, E.; LÓPEZ-LAGO, A.; MEZCUA, J.; MUELLER, S.; OLIVERA, C., y SURINACH, E.: Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas	528
VIERA, R.: Perfil Ibérico de estaciones de la componente vertical de mareas terrestres. Resultados preliminares	556
VIGUIER, CLAUDE: Les grands traits de la tectonique du Bassin neogene du Bas Guadalquivir	39
VILLALBA, L.; DORADO, E.; POLO, A., y ARÉVALO, P.: Sustancias húmicas y mineralógicas de los lignitos (Yacimiento de S. Andrés de Meirama)	244
VILLALÓN, M.; ALFARO, M., y MIGUEL, M.: Estudio geoestadístico del yacimiento de Cerro Colorado	312
ZATO, DEL CORRAL, J.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R., y LLORENTE GÓMEZ, E.: Aplicación al análisis de minerales de wolframio y sus concentrados de los nuevos gravimétricos de este elemento. 4-metil-4'-4''-Diamino-Trifenilmetano y 4-4-4-Triamino Trifenilmetano	382

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, 300 ptas.; extraordinario (*), 500 ptas.

- Tomo 26 - 1913. **Varios**. Criaderos de hierro de España. Volumen I. Murcia.
- Tomo 28 - 1911. **D. de Orueta**. Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda.
- Tomo 36 - 1929. **F. Azpeitia Moros**. Monografía de las melanopsis 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. **Febrei Molinero**. Introducción al estudio de la Petrología estructural.
- Tomo 64 - 1963. **T. 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 Gadix.
- Tomo 70 - 1969. **M. Waterlot**. Contribution a l'étude Géologique du Carbonifère Ante-Stephanien des Pyrenées. 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. Bouix**. Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz).
- Tomo 74 - 1970. **R. Hernando de Luna**. Biografía Geológico-minera de la Provincia de Córdoba.
- Tomo 75 - 1970. **F. Lozte**. El Cámbrico de España.
- Tomo 76 - 1970. **J. Pérez Regodón**. Guía Geológico-Minero de la Provincia de Madrid.
- Tomo 77 - 1970. **K. Strauss**. Sobre la geología de la provincia piritífera 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. Alvarez 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 acuíferos.
- Tomo 83 (*) - 1972. **División de Geología del IGME**. Estudio Geológico de la Provincia de Álava (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 Triás Español.
- Tomo 88 - 1975. **A. Aparicio, J. L. Barrera, J. M.ª Carballo, 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.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid-3. Telf. 234 13 28

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. Madrid -1. Telf. 276 20 01

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, 300 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.
- 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, Fuentespaldá (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).
- Monografía de Sustancias Minerales. Circonio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Barita.
- Monografía de Sustancias Minerales. Antimonio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Litio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Niobio y Tántalo.
- Monografía de Sustancias Minerales. Esquistos bituminosos.
- Monografía de Sustancias Minerales. Sal Gema.
- Monografía de Sustancias Minerales. Estaño.
- Monografía de Sustancias Minerales. Titanio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Wolframio.
- Monografía de Sustancias Minerales. Manganeseo.
- Monografía de Sustancias Minerales. Espato flúor.
- Monografía de Sustancias Minerales. Níquel.
- Monografía de Sustancias Minerales. Sales Potásicas.
- Monografía de Sustancias Minerales. Volframio.
- Monografía de Rocas Industriales. Arenas y Gravas.
- Monografía de Rocas Industriales. Bauxita y Laterita.
- Monografía de Rocas Industriales. Asbestos, Talco y Pirofilita.
- Monografía de Rocas Industriales. Rocas Sílicoaluminosas.
- Monografía de Rocas Industriales. Vidrios Volcánicos.
- Monografía de Rocas Industriales. Dunita y Olivino.
- Monografía de Rocas Industriales. Pizarras.
- Monografía de Rocas Industriales. Rocas Calcáreas Sedimentarias.

SERVICIO DE PUBLICACIONES, MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. MADRID (1)

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. MADRID (3)

PLAN NACIONAL DE INVESTIGACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LA CUENCA SUR (ALMERIA)

MEMORIA - RESUMEN

Precio del ejemplar: 300 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 lo 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)

SERVICIO DE PUBLICACIONES, MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. MADRID (1)

MAPA GEOLOGICO NACIONAL E. 1:50.000

1.ª Serie

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: 300 ptas.

- | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|---|
| 31. Bibadesella. | 564. Fuertescusa. | 844. Ontur. |
| 54. Riaseco. | 573. Gata. | 845. Yecla. |
| 67. Mugía. | 587. Las Majadas. | 846. Castalla. |
| 77. Plaza Teverga. | 588. Zafrilla. | 848. Altea. |
| 79. Puebla de Lillo. | 591. Mora de Rubielos. | 853. Burguillos del Cerro. |
| 84. Espinosa de los Monteros. | 605. Aranjuez. | 854. Zafra. |
| 128. Riello. | 610. Cuenca. | 857. Valsequillo. |
| 129. La Robla. | 611. Cañete. | 858. El Viso. |
| 133. Prádanos de Ojeda. | 628. Torrijos. | 859. Pozoblanco. |
| 160. Benavides. | 643. La Calobra. | 864. Venta de los Santos. |
| 162. Gradefes. | 644. Pollensa. | 865. Siles. |
| 163. Villamizar. | 645. Formentor. | 869. Jumilla. |
| 168. Brlviesca. | 650. Cañaveral. | 876. Fuente de Cantos. |
| 205. Lodosa. | 653. Valdeverdeja. | 877. Llerena. |
| 206. Peralta. | 670. Söller. | 885. Santisteban del Puerto. |
| 208. Uncastillo. | 671. Inca. | 886. Beas de Segura. |
| 210. Yebra de Basa. | 672. Artá. | 899. Guadalcanal. |
| 211. Boltaña. | 678. Casar de Cáceres. | 917. Aracena. |
| 217. Pulgcerdá. | 688. Quintanar de la Orden. | 918. Santa Olalla del Cala. |
| 241. Angulano. | 695. Liria. | 937. El Cerro de Andévalo. |
| 252. Tremp. | 698. Palma de Mallorca. | 938. Nerva. |
| 260. Oya. | 699. Porreras. | 946. Martos. |
| 275. Santa M.ª del Campo. | 700. Manacor. | 959. Calañas. |
| 284. Ejea de los Caballeros. | 702. San Vicente de Alcántara. | 960. Valverde del Camino. |
| 289. Benabarre. | 703. Arroyo de la Luz. | 967. Baena. |
| 297. Estarrit. | 705. Trujillo. | 985. Carmona. |
| 298. La Guardia. | 723. Cala Figuera. | 991. Iznalloz. |
| 313. Antigüedad. | 724. Lluchmayo. | 1.008. Montefrío. |
| 322. Remolinos. | 725. Felanix. | 1.009. Granada. |
| 323. Zuera. | 727. Alburquerque. | 1.025. Loja. |
| 324. Grañén. | 731. Zorita. | 1.046. Carboneras. |
| 325. Peralta de Alcofea. | 738. Villarta de San Juan. | 1.059. El Cabo de Gata. |
| 327. Os de Balaguer. | 741. Minaya. | 1.060. El Pozo de los Frailes. |
| 346. Aranda de Duero. | 743. Madrigueras. | 1.061. Cádiz. |
| 347. Peñaranda de Duero. | 744. Casas Ibáñez. | 1.072. Estepona. |
| 354. Alagón. | 745. Jalance. | 1.079/80. Alegranza. |
| 355. Leciñena. | 746. Liombay. | 1.081. Montaña Clara. |
| 356. Lenaja. | 750. Gallina. | 1.082. Graciosa. |
| 369. Coreses. | 751. Villar del Rey. | 1.083. Teguiuse. |
| 374. Peñafiel. | 754. Madrigalejo. | 1.084. Haría. |
| 421. Barcelona. | 762. Tomelloso. | 1.087. Punta Pechiguera. |
| 427. Medina del Campo. | 764. Munera. | 1.088. Arrecife. |
| 434. Barahona. | 765. La Gineta. | 1.089. El Charco. |
| 435. Arcos de Jalón. | 767. Carcelen. | 1.092. Cotillo. |
| 462. Maranchón. | 770. Alcira. | 1.093. Lobos. |
| 486. Jadraque. | 772. San Miguel. | 1.096. Tegueste. |
| 488. Ablanque. | 773. San Juan Bautista. | 1.097. Punta de Anaga. |
| 500. Villar del Ciervo. | 776. Montijo. | 1.098. La Oliva. |
| 501. La Fuente de San Esteban. | 779. Villanueva de la Serena. | 1.099. Puerto de Lajas. |
| 502. Matilla de los Caños del Río. | 789. Lezuza. | 1.102. Punta de Teno. |
| 503. Las Veguillas. | 795. Játiva. | 1.103. Icod de los Vinos. |
| 525. Ciudad Rodrigo. | 798. Ibiza. | 1.104/05. Sta. Cruz de Tenerife y San Andrés. |
| 526. Serradilla del Arroyo. | 799. Santa Eulalia. | 1.106/07. Puerto de las Cabras. |
| 527. Sequeros. | 805. Castuera. | 1.109. Los Carrizales. |
| 532. Las Navas del Marqués. | 812. Valdepeñas. | 1.110. Guía de Isora. |
| 536. Guadalajara. | 815. Robledo. | 1.111. Güimar. |
| 537. Auñón. | 818. Montealegre. | 1.114. La Pared. |
| 539. Paralejos de las Truchas. | 819. Caudete. | 1.115. Tuineje. |
| 541. Santa Eulalia. | 822. Benisa. | 1.118/24. Granadilla de Abona y las Galletas. |
| 542. Alfambra. | 824/849. San Francisco Javier. | 1.119. Lomo de Arico. |
| 550. Fuente Guinaldo. | 825/850. Nuestra Señora del Pilar. | 1.122. Jandia. |
| 560. Alcalá de Henares. | 838. Santa Cruz de Mudela. | |
| 561. Pastrana. | 840. Bienservida. | |

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. MADRID (3)

SERVICIO DE PUBLICACIONES, MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. MADRID (1)

MAPA GEOLOGICO NACIONAL E. 1:50.000

2.ª Serie (proyecto MAGNA)

Relación de Hojas y Memorias publicadas. Precio de cada ejemplar, 400 ptas.

1. Cariflo	351. Olvega.	820. Onteniente.
2. Cillero.	362. Calaf.	821. Alcoy.
3. San Ciprián.	363. Manresa.	823. Jávea.
6. San Salvador de Serantes.	364. La Garriga.	826. Cheles.
7. Cedeira.	391. Igualada.	827. Alconchel.
8. Vivero.	392. Sabadell.	828. Barcarrota.
12. Busto.	393. Mataró.	831. Zalamea de la Serena.
13. Avilés.	417. Espuga de Francoli.	851. Rabito.
14. Gijón.	418. Montblanch.	852. Villanueva del Fresno.
15. Lastres.	419. Villafranca del Panadés.	856. Maguilla.
21. La Coruña.	420. Hospitalet de Llobregat.	884. La Carolina.
22. Puentedeume.	446. Valls.	885. Santisteban del Puerto.
23. Puentes de García Rodríguez.	447. Villanueva y Geltrú.	890. Calasparra.
28. Grado.	448. Prat de Llobregat.	891. Cieza.
29. Oviedo.	473. Tarragona.	893. Elche.
30. Villaviciosa.	494. Calanda.	894. Cabo de Santa Pola.
33. Comillas.	495. Castellseras.	903. Montoro.
34. Torrelavega.	510. Marchamalo.	907. Villacarrillo.
35. Santander.	545. Morella.	908. Santiago de la Espada.
36. Castro Urdiales.	546. Uldecona.	910. Caravaca.
37. Algorta.	547. Alcanar.	911. Cehegin.
38. Bermeo.	570. Albocácer.	912. Mula.
39. Lekeitio.	571. Vinaroz.	913. Orihuela.
40. Jazquibel.	571 bis. Con la 571.	919. Almadón de la Plata.
41. Irún.	582. Getafe.	920. Constantina.
47. Villalba.	583. Arganda.	921. Navas de la Concepción.
52. Proaza.	584. Mondéjar.	922. Santa María de Trassierra.
53. Mieres.	593. Cuevas de Vinromá.	923. Córdoba.
61. Bilbao.	594. Alcalá de Chisvert.	924. Bujalance.
62. Durango.	607. Tarancón.	931. Zarcilla de Ramos.
63. Eibar.	614. Manzanera.	932. Coy.
64. San Sebastián.	615. Alcora.	933. Alcantarilla.
65. Vera de Bidasoa.	616. Villafamés.	934. Murcia.
66. Maya del Baztán.	617. Faro de Oropesa.	940. Castiblanco de los Arroyos.
72. Lugo.	631. Oropesa.	941. Ventas Quemadas.
78. Pola de Lena.	632. Horcajo de Santiago.	942. Palma del Río.
88. Vergara.	635. Fuentes.	943. Posadas.
91. Valcarlos.	636. Villar del Humo.	944. Espejo.
91 bis. Mendizar.	637. Landete.	953. Lorca.
97. Guntín.	638. Alpuente.	954. Totana.
98. Baraña.	640. Segorbe.	955. Fuente Alamo de Murcia.
154. Lalín.	641. Castellón de la Plana.	962. Alcalá del Río.
155. Chantada.	642. Islas Columbretas. Con la 641.	963. Lora del Río.
159. Bembibre.	659. Lillo.	964. La Campana.
175. Singües.	683. Valera de Abajo.	965. Ecija.
187. Orense.	664. Enguidanos.	975. Puerto Lumbreras.
188. Nogueira de Ramuín.	665. Mira.	976. Mazarrón.
204. Logroño.	666. Chelva.	977. Cartagena.
207. Sos del Rey Católico.	668. Sagunto.	978. Llano del Beal.
225. Ribadavia.	669. Moncofar.	983. Sanlúcar la Mayor.
226. Allariz.	690. Santa María del Campo Rus.	984. Sevilla.
236. Estudillo.	691. Motilla del Palancar.	997. Aguilas.
237. Castrogeriz.	693. Utiel.	997 bis. Cope.
243. Calahorra.	694. Chulilla.	999. Huelva.
244. Alfaro.	696. Burjasot.	1.000. Moguer.
245. Sádaba.	719. Venta del Moro.	1.001. Almonte.
263. Celanova.	720. Requena.	1.002. Dos Hermanas.
264. Ginzo de Limia.	722. Valencia.	1.003. Utrera.
274. Torquemada.	761. Llanos del Caudillo.	1.013. Macael.
282. Tudela.	763. Sotuelamos.	1.014. Vera.
300/301. Lovios.	788. El Bonillo.	1.015. Garrucha.
302. Baltar.	789. Lezusa.	1.016. Los Caños. Con la 999.
320. Tarazona de Aragón.	794. Canals.	1.017. El Abalarlo.
329. Pons.	796. Gandía.	1.018. El Rocío.
330. Cardona.	814. Villanueva de la Fuente.	1.030. Tabernas.
331. Puigreig.		1.031. Sorbas.
336. Portela d'Home.		1.032. Mojácar.
		1.033. Palacio de Doñana.

SERVICIO DE PUBLICACIONES, MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. MADRID (1)

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. MADRID (3)

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: 400 ptas. Hoja y Memoria. (Excluido el archipiélago canario por existir cartografía de éste a escala 1:100.000.)

Metalogenético:

Consta de 87 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar: 400 ptas. Hoja y Memoria. (Excluido el archipiélago canario.)

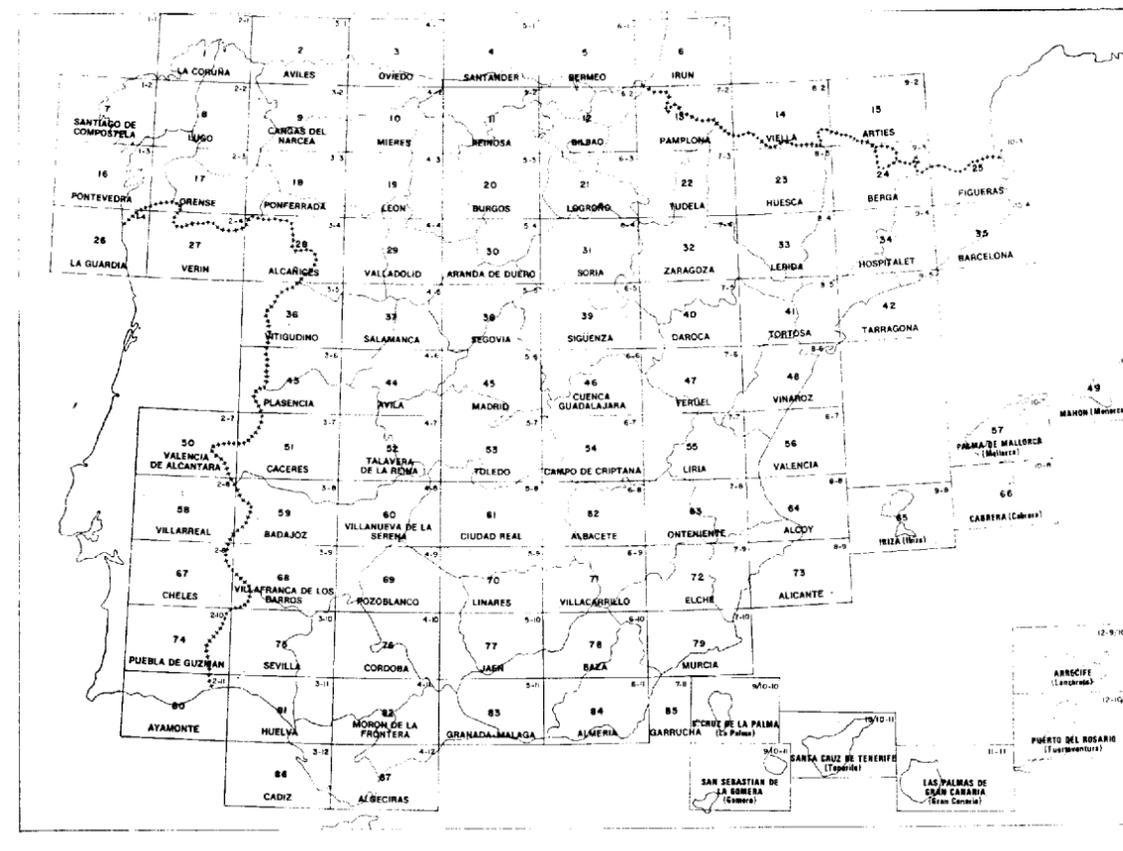
Geotécnico General:

Consta de 93 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar: 300 ptas. Hoja y Memoria.

De Rocas Industriales:

Consta de 93 Hojas y Memorias. Precio del ejemplar: 300 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)

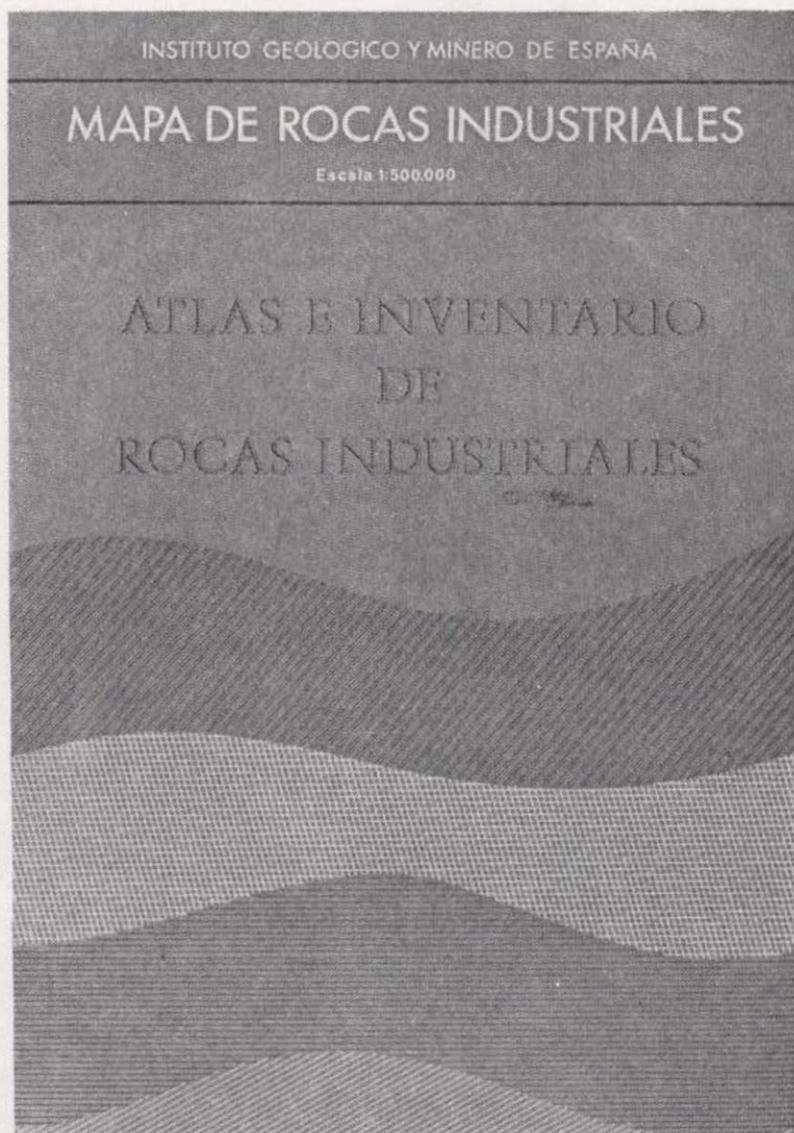


INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. MADRID (3)

SERVICIO DE PUBLICACIONES. MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. MADRID (1)



ATLAS E INVENTARIO DE ROCAS INDUSTRIALES

Realizado por la División de Geotecnia del IGME

Comprende los siguientes grandes apartados:

1. LAS ROCAS INDUSTRIALES Y SU APROVECHAMIENTO GLOBAL.
2. PLANIFICACION DE LA INVESTIGACION DE ROCAS INDUSTRIALES EN EL III PLAN DE DESARROLLO.
 - Planificación del estudio de los mapas de Rocas Industriales 1:200.000.
 - Planificación de estudios sectoriales.
3. INVENTARIO Y MAPA DE ROCAS INDUSTRIALES 1:500.000.
 - Mapa director.
 - Mapa de provincias y división de hojas 1:200.000.
 - Inventario y mapa de Rocas Industriales 1:500.000.
4. INFORMACION ESTADISTICA.
 - Cuadro de explotación de Rocas Industriales por provincias y tipos de rocas.
 - Cuadro de utilización de las principales Rocas Industriales.
 - Importación y exportación de Rocas Industriales.
 - Cuadros de utilización de las Rocas Industriales por provincias.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid - 3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA
c/ Claudio Coello, 44. Madrid - 1

OTRAS PUBLICACIONES CARTOGRAFICAS

Mapas Geológicos Varios

	Ptas.
— Geológico de la Isla de Fuerteventura - Escala 1:100.000	300
— Geológico de la Isla de Gran Canaria - Escala 1:100.000	300
— Geológico de la Isla de Lanzarote - Escala: 1:100.000	300
— Geológico de la Isla de Tenerife - Escala 1:100.000	300
— Geológico de la provincia de Guipúzcoa - Escala 1:100.000	300
— Geológico de la Cuenca del Duero - Escala 1:250.000	300
— Petrográfico y estructural de Galicia - Escala 1:400.000	300
— Litológico de España - Escala 1:500.000	700
— de Síntesis y Sistemas Acuíferos - Escala 1:166.000.	100
— Sismotécnico de la Península Ibérica - Escala 1:2.500.000	100

Mapa Geológico Nacional - Escala 1:400.000

Consta de una hoja y memoria descriptiva. La edición completa se compone de 64 hojas, en existencia las siguientes:

Hoja n.º	Ejemplar: 200 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: 300 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

Ejemplar: 300 ptas.

- Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (6.ª edición).
- de Reconocimiento Hidrogeológico.
- de Lluvia Util y Escorrentía
- Sismoestructural de la Península Ibérica, Baleares y Canarias.
- Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.
- de Vulnerabilidad a la contaminación de los mantos acuíferos.

Mapa Metalogénico de España - Escala 1:1.500.000

Ejemplar: 400 ptas.

La colección completa consta de 17 hojas y memorias referidas a las siguientes sustancias:

Hoja n.º	Hoja n.º	Hoja n.º
1. Aluminio.	7. Fluorita.	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

Ríos Rosas, 23 - Teléfono 234 13 28 - Madrid-3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

Claudio Coello, 44 - Teléfono 276 20 01 - Madrid-1

NUEVAS PUBLICACIONES

MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS

DE LA
ESPAÑA PENINSULAR, BALEARES Y CANARIAS

(Primer esquema cualitativo)

Segunda edición

Escala 1:1.000.000



CONTRIBUCION AL DECENIO HIDROLOGICO INTERNACIONAL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA TECTONICO

de la

Península Ibérica y Baleares

Escala 1:1.000.000



CONTRIBUCION AL MAPA TECTONICO DE EUROPA

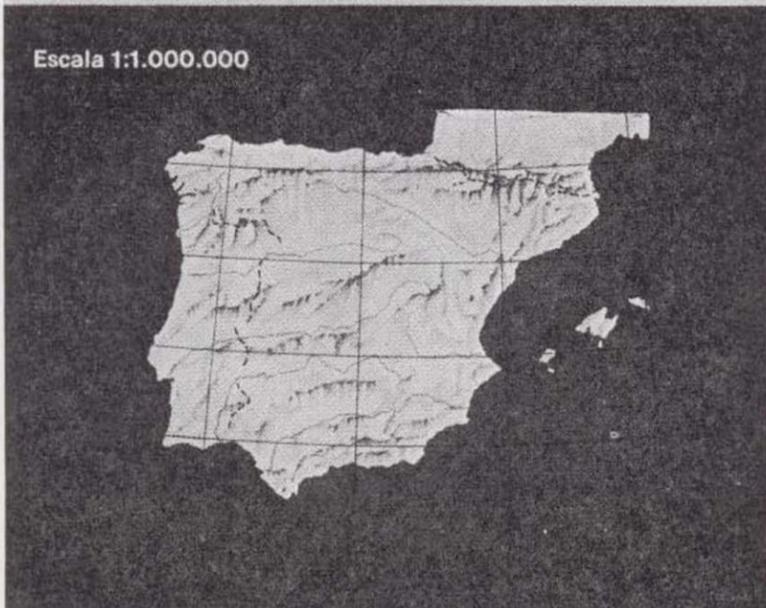
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO

de la

Península Ibérica, Baleares y Canarias

Escala 1:1.000.000



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA SISMOESTRUCTURAL

de la

Península Ibérica, Baleares y Canarias

Escala 1:1.000.000



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

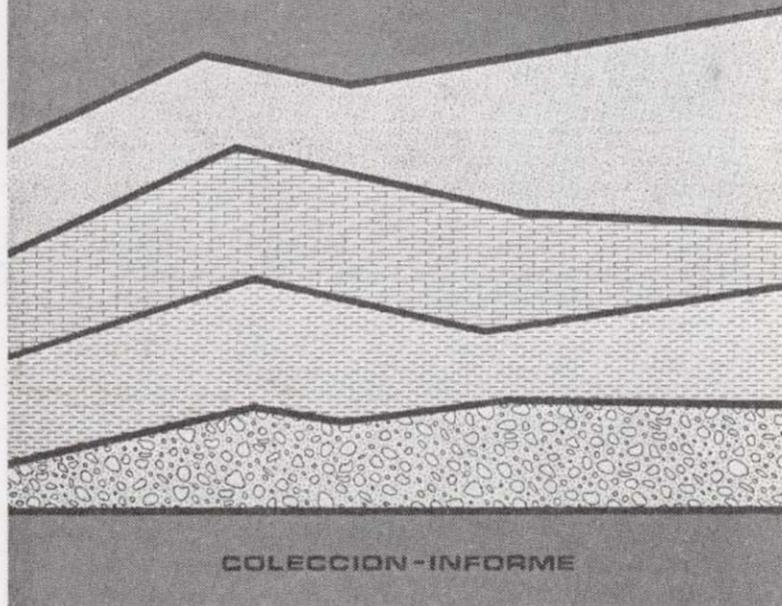
IGME

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RESERVA ZONA DE HUELVA

ESTUDIO GEOLOGICO MINERO A
E. 1:10.000 EN EL AREA DE LAS
MINAS DEL CASTILLO DE LAS GUARDAS

INFORME I-538/1



RESERVA ZONA HUELVA

- 1 - Estudio Geológico Minero a 1:50.000 en las hojas 939: Castillo de las Guardas y 940: Castiblanco de los Arroyos.
- 2 - Estudio Geológico y Minero a 1:50.000 de 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 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, 300 ptas.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid - 3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO
DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. Madrid - 1

COSTE DEL AGUA SUBTERRANEA

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, 300 pts.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

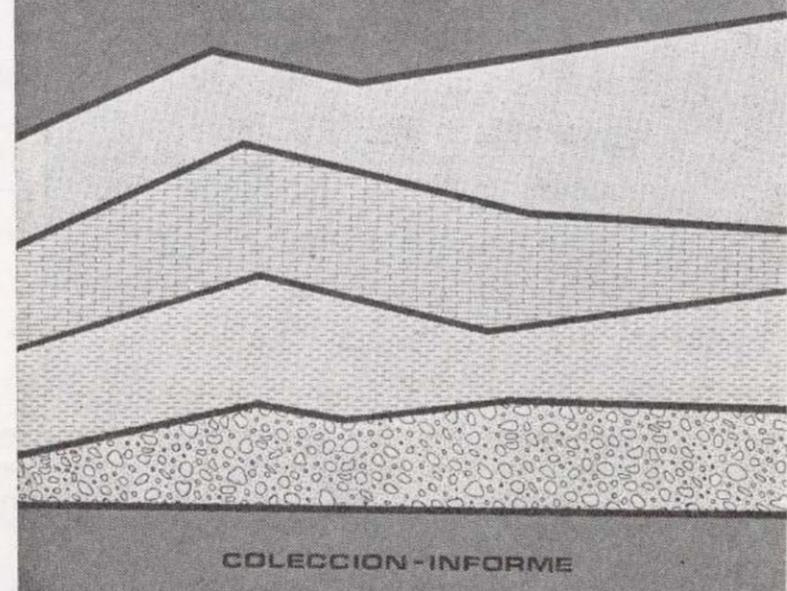
c/ Ríos Rosas, 23. Madrid - 3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO
DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. Madrid - 1

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

COSTE DEL AGUA SUBTERRANEA



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.	9/13	Toledo.
		10/9	Riaza.
8/12	Arenas de San Pedro.	10/10	Torrelaguna.
		10/11	Madrid.
8/13	Talavera de la Reina.	10/12	Getafe.
		10/13	Mora.
9/10	Segovia.	11/9	Sigüenza.
9/11	San Lorenzo del Escorial.	11/10	Brihuega.
		11/11	Guadalajara.
9/12	Navalcarnero.	11/12	Tarancón.

Precio de cada ejemplar: 300 pts.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid - 3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. Madrid - 1

MINISTERIO DE INDUSTRIA
DIRECCIÓN GENERAL DE MINAS
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

HOJA 10-11

MAPA GEOTECNICO DE ORDENACION TERRITORIAL Y URBANA DE LA SUBREGION DE MADRID

MADRID

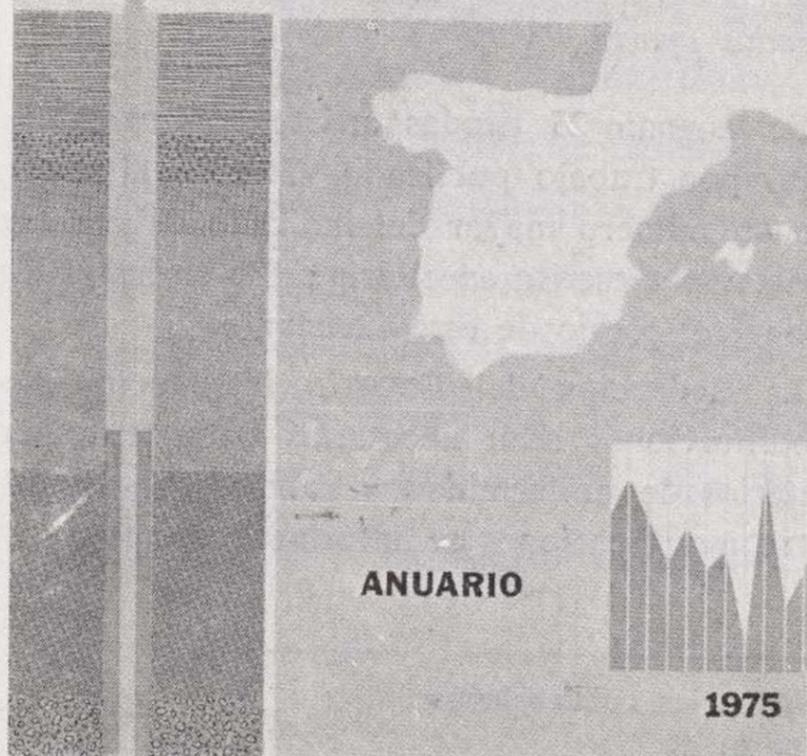
E: 1/100.000



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EVOLUCION DE NIVELES PIEZOMETRICOS EN LOS SISTEMAS ACUIFEROS

CUENCA MEDIA Y BAJA DEL JUCAR



ANUARIO

1975

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 pts.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

c/ Ríos Rosas, 23. Madrid - 3

SERVICIO DE PUBLICACIONES DEL MINISTERIO DE INDUSTRIA

c/ Claudio Coello, 44. Madrid - 1

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 marcado 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.

IBERICA DE SONDEOS, S. A.

Al servicio de la Perforación desde 1954

Le resuelve cualquier
problema de perforación.

SONDEOS:

**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.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. Madrid-3

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



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)