

18» y ha sido parcialmente subvencionado por el proyecto GEO89-74 de la CICYT y la Acción Hispano Británica núm. 218 (1990). Agradecemos a J. L. Hermosa la información aportada y a T. J. Shepherd, B. Spiro y D. Arias su colaboración durante la realización de este trabajo.

Referencias

Gořawski, H.; Fontbote, L.; Field, C. W.; Tejada, R. (1990). En «*Stratabound Ore deposits in the Andes*», Fontboté, L. et al. (eds.). Springer Verlag, pp. 305-312.
 Laznicka, P. (1985): «Empirical metallogeny». *Dev. Econ. Geol.*, 19, Elsevier.
 Sverjensky, D. A. (1989): *Chron. Rech. Min.*, 495, pp. 5-13.
 Tornos, F.; Arias, D. (1992): *Eur. Jour. Min.* (en prensa).
 Zamarreño, I.; Hermosa, J. L.; Bellamy, J.; Rabu, D. (1975): *Brev. Geol. Astur.*, 19, pp. 40-48.

Recibido el 1 de octubre de 1991
 Aceptado el 25 de octubre de 1991

Pregunta de J. Lillo Ramos

—Cuando se han comparado los valores $\delta^{34}\text{S}$ de la mineralización estudiada con valores $\delta^{34}\text{S}$ procedentes de la mineralización de Rubiales, se

ha sugerido que la gran variación encontrada en las muestras procedentes de la Serie de Vegadeo podría ser indicativa de un origen del azufre distinto al origen del azufre incorporado en los sulfuros de Rubiales. Sin embargo, es un hecho comprobado que la variabilidad o amplio rango de valores $\delta^{34}\text{S}$ no es una premisa conclusiva para inferir la fuente del azufre de una mineralización, puesto que tales valores y su variación dependen de otros factores. Así, en un medio sedimentario, el valor $\delta^{34}\text{S}$ puede estar controlado por el carácter abierto o cerrado del sistema con respecto al sulfato marino. Alternativamente, en medios hidrotermales dicho valor está controlado por factores tales como pH, FO_2 , etc.

Respuesta de los autores

—En ningún punto del trabajo indicamos que los isótopos de azufre demuestren que el azufre del yacimiento de Rubiales sea de distinto origen que el de las mineralizaciones que se tratan. Lo que sí se dice es que los datos isotópicos, junto con otros varios, sugieren que la génesis es distinta. El $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros en la Caliza de Vegadeo tienen un rango relativamente variable, incluso a escala

de detalle, mientras que en el depósito de Rubiales esta variación es notablemente menor. Por supuesto que la variabilidad isotópica de las primeras puede ser debida a múltiples causas tales el grado de fraccionamiento isotópico o a las condiciones termodinámicas durante el proceso diagenético, que parece producirse en un rango de $f\text{O}_2$ y pH intermedios donde $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ no tiene porqué ser igual a la $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$. Este fenómeno parece ser característico de los yacimientos diagenéticos de Zn-Pb en rocas carbonatadas (e.g., Sverjensky, 1989). En el caso de Rubiales, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ son muy similares al valor medio del de estas mineralizaciones y su monotónía la interpretamos como debida a una fuente homogénea y/o a una homogeneización durante el transporte con una precipitación en un ambiente donde $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ ($f\text{O}_2$ entre $10^{-45.5}$ y $10^{-42.5}$ y pH entre 4.8 y 5.8 a 200°C , Tornos y Arias, 1992). Esto, unido a la mineralogía y al ámbito geográfico y geológico tan restringido de los yacimientos, parece indicar que son dos tipos distintos de mineralización. Nuestra opinión al respecto es que la mineralización de Rubiales parece ser fruto de la removilización hidrotermal y homogeneización isotópica de estas mineralizaciones estratoides.

Modelos gravimétricos para la corteza superior en el borde SE del Sistema Central Español

Gravity models of the upper crust in the NE Spanish Central System border

R. Babín*, J. F. Bergamín*, C. Fernández Rodríguez***, J. M. González Casado**,
 J. L. Hernández Enrile*, A. Rivas*, R. Tejero* y G. de Vicente*

* Dto. Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. U.C.M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.
 ** Dto. Q. A. Geología y Geoquímica. U. Autónoma. 28049 Madrid.
 *** Dto. Geología y Minería. Fac. CC. Experimentales. U. Sevilla. 21819 Palos de la Frontera. Huelva.

ABSTRACT

A gravity research was carried out in the SE of the Spanish Central System. The upper crust has been modelled in 2 1/2 D along three profiles. The gravity models suggest that the faults affecting both the Mesozoic-Cenozoic cover and the Hercynian basement are mainly high angle inverse faults. Some of them bound permian bassins and they are basement faults, reactivated during the alpine deformations.

Key words: Gravity models, Upper Crust, Spanish Central System.

Geogaceta, 11 (1992), 14-18.
 ISSN: 0213683X

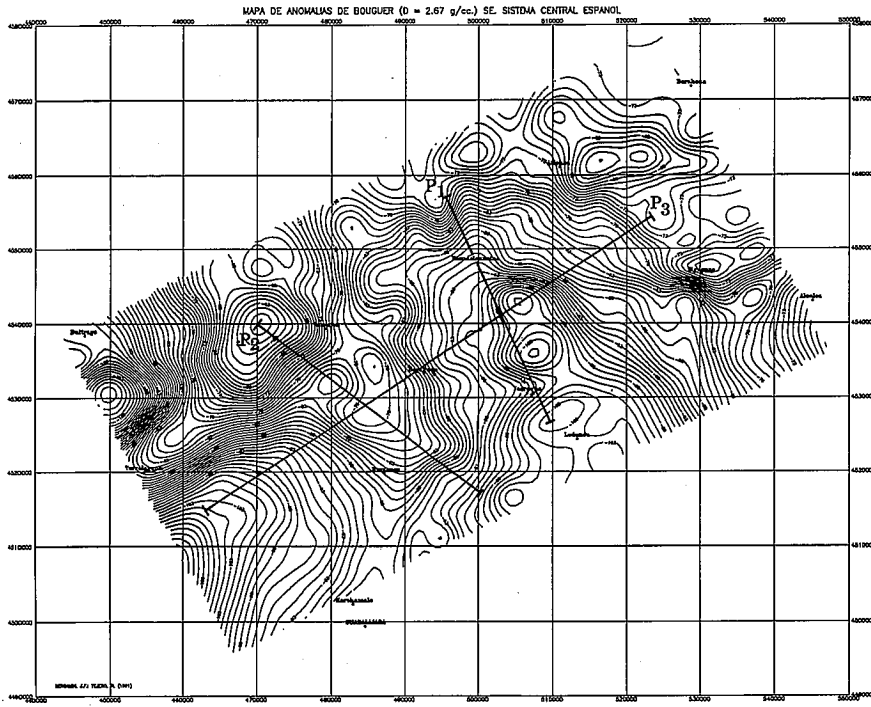


Fig. 1.—Mapa de Anomalía de Bouguer y situación de los perfiles.

Fig. 1.—Bouguer Anomaly Map and profiles situation.

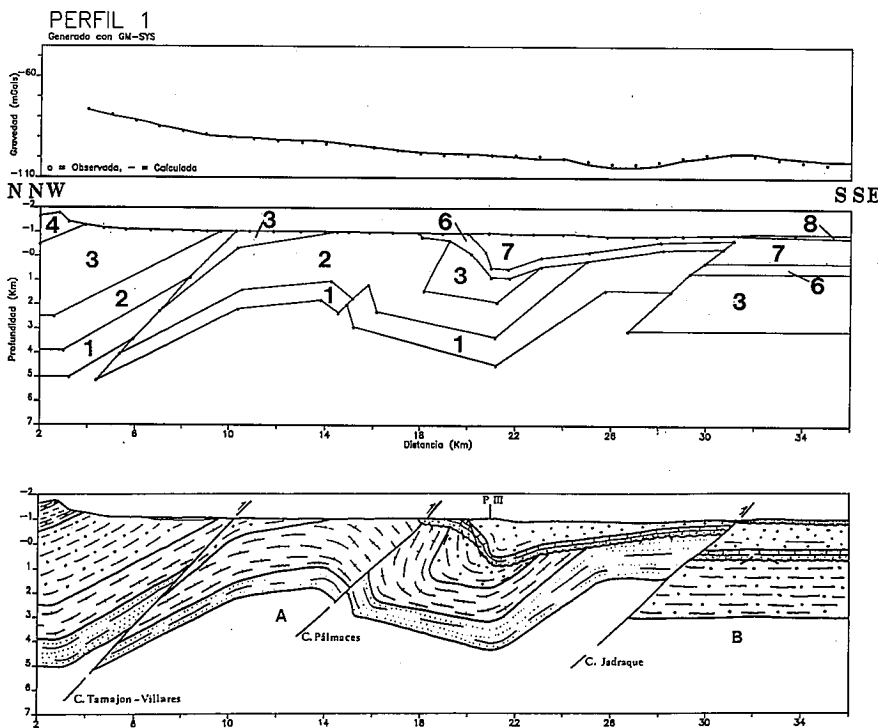


Fig. 2.—Perfil 1 y corte geológico interpretativo: A: anticlinal de Pálmaces. B: Cuenca de Madrid.

Fig. 2.—Profile 1 and interpretative geological cross section. A: Pálmaces anticline. B: Madrid Basin.

Introducción

Los estudios estructurales y geofísicos realizados en el Sistema Central Español, han dado lugar al establecimiento de diversos modelos que interpretan y relacionan las deformaciones alpinas y la estructura de la corteza (Biot y Solé Sabarís, 1954; Portero y Aznar, 1984; Warburton y Alvarez, 1989; Vegas *et al.*, 1990, entre otros). Parte de estos modelos reconocen la existencia de importantes fallas inversas y desgarres, originados bien por una tectónica transpresiva (Portero y Aznar, 1984), bien por un modelo de deformación distribuida ligada a un «déchocement» dextral (Vegas *et al.*, 1990) o bien a una tectónica de cabalgamientos (Warburton y Alvarez, 1989).

La estructura general del Sistema Central es un conjunto de «grabens» y «horsts» inversos (Biot y Solé Sabarís, 1951; Biot, 1954). El análisis poblacional de las orientaciones de las fallas y sus estrías (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1990) define tres etapas en la deformación alpina. La etapa más importante, etapa Guadarrama, está caracterizada por cabalgamientos (N 60° a E-W) y desgarres (N-S y N 140°) (Capote *et al.*, 1990).

Con objeto de aproximarnos a la geometría en profundidad de estas fallas, se ha realizado el Mapa de Anomalías de Bouguer en el borde sureste del Sistema Central, a partir del cual se han modelizado una serie de perfiles. El levantamiento gravimétrico comprende una extensión de 4.466 km.², con un total de 490 estaciones (0,22 estaciones/km.²). La densidad utilizada para la corrección de la lámina de Bouguer ha sido de 2,67 g./cm.³ (fig. 1).

Modelización

Los perfiles se han elegido en función de las orientaciones de las estructuras alpinas, dos perfiles transversales a las mismas y un perfil casi paralelo al borde del Sistema Central (fig. 1).

La geometría de los modelos iniciales es el resultado de la esquematización de los cortes geológicos, elaborados con los datos de superficie, de la geometría de las estructuras y su reconstrucción en profundidad y de

los datos aportados por el único perfil sísmico disponible en la zona (Que-rol, 1989).

La modelización se ha llevado a cabo con el programa GM-SYS 1.8 (Gemperle *et al.*, 1991), trabajando en 2 1/2 D.

Las densidades de los cuerpos así como las litologías fundamentales de cada cuerpo están resumidas en la tabla de densidades.

Resultados de la modelización

Los modelos iniciales han constituido un buen punto de partida, ya que la estructura general se ha conservado en el proceso de modelización. No obstante, ha sido necesario introducir variaciones en las profundidades de algunos cuerpos y, a veces, en los volúmenes, sobre todo en los pertenecientes al zócalo. El estudio se ha hecho hasta una profundidad media de 8 km., ya que el objetivo principal era investigar la fracturación que afecta al zócalo y a la cobertera.

El análisis de los perfiles 1 y 2 (figs. 2 y 3), transversales a las estructuras alpinas, muestra que la anomalía está en su mayor parte justificada por la discontinuidad cobertera-zócalo, marcada por el contraste de densidades entre ambos conjuntos. Las rocas gneísicas aflorantes en el anticlinorio de Hiendelaencina se continúan en profundidad bajo la Cuenca de Madrid en el perfil 1, dando lugar a valores más negativos. En este mismo modelo ha sido necesario aumentar el volumen del cuerpo 2 en el núcleo del anticlinal de Palmaces para lograr el ajuste. La negativización de la anomalía hacia la Cuenca de Madrid se explica mediante una falla inversa, que hace descender los materiales mesozoicos y aumenta las potencia de los sedimentos de edad terciaria (cuerpos 7 y 8). En el perfil 2 las pizarras y cuarcitas de edad paleozoica se encuentran por debajo de la cobertera. En la zona noroccidental de este perfil aparece un mínimo relativo, que puede corresponder en profundidad a la existencia de una cuenca pérmica limitada por fallas inversas de gran ángulo. Estos sedimentos afloran en este mismo perfil.

El modelo 3 (fig. 4), con 72 km. de longitud, es transversal a las estructuras hercínicas y casi longitudinal a las estructuras alpinas. Desde el oeste, el perfil atraviesa la semi-cuenca de la

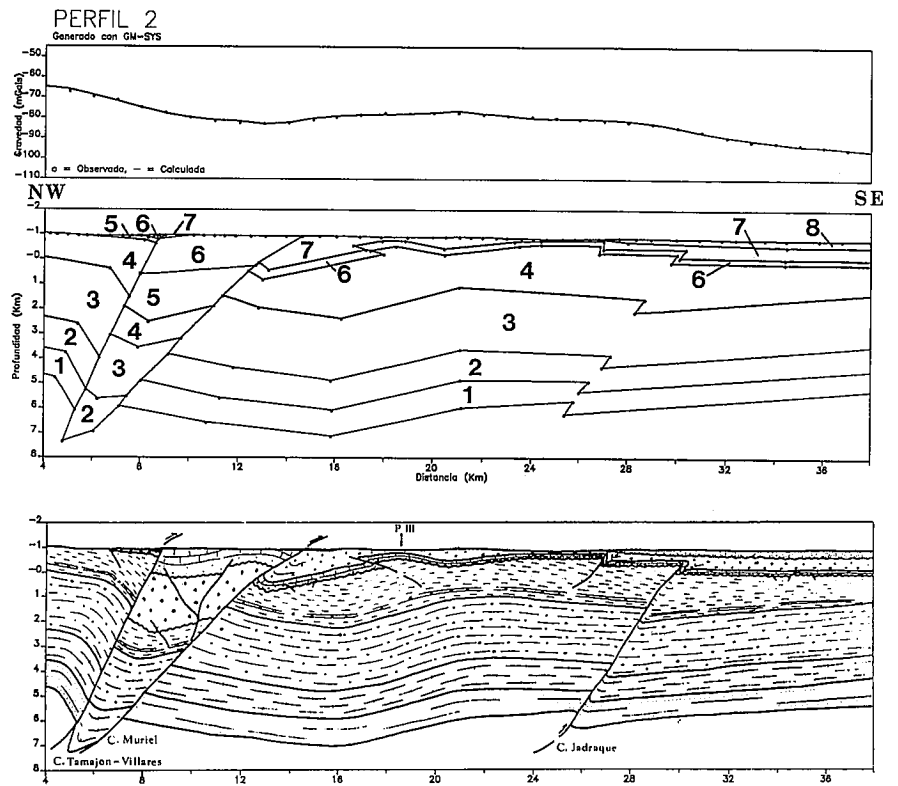


Fig. 3.—Perfil 2 y corte geológico interpretativo.

Fig. 3.—Profile 2 and interpretative geological cross section.

Alcarria, el sinclinorio de Majaelrayo el anticlinorio de Hiendelaencina y la Falla de Somolinos. El mínimo relativo que representa la semicuenca, rellena de materiales de edad terciaria, se continúa con el máximo relativo interpretado como una elevación del zócalo, afectado por fallas normales de pequeño salto. Esta zona corresponde al núcleo del sinclinorio de Majaelrayo ocupado por pizarras y cuarcitas (cuerpo 4). El aumento de espesor de los sedimentos paleógenos y el cambio litológico del zócalo ori-

ginan un mínimo relativo en la zona de Palmaces. Dada la orientación del perfil, el cabalgamiento de Palmaces, ya representado en el perfil 1, debería presentar menor buzamiento que el que se observa en el modelo. Esta variación puede ser debida a la interferencia con otra fractura, probablemente la prolongación en profundidad de la Falla de Cañamares, aunque no puede descartarse la existencia de fallas que limiten la cuenca pérmica adyacente en su borde meridional. Entre esta falla y la Falla de Sarteneja pa-

Tabla de densidades

| Cuerpo | Litología | Edad formación | Densidad |
|--------|---|----------------------------|--------------------------|
| 8 | Arenas, arcillas | Neógeno Superior | 2,4 g./cm. ³ |
| 7 | Cong., areniscas, yesos arcillas | Neógeno Inferior Paleógeno | 2,5 g./cm. ³ |
| 6 | Calizas, areniscas, arcillas, conglomerados | Mesozoico | 2,55 g./cm. ³ |
| 5 | Cong., areniscas, arcillas | Pérmico | 2,6 g./cm. ³ |
| 4 | Pizarras, cuarcitas, areniscas | Paleozoico | 2,75 g./cm. ³ |
| 3 | Gneis | Infraordovícico | 2,7 g./cm. ³ |
| 2 | Gneis | F. Hiendelaencina | 2,67 g./cm. ³ |
| | | Infraordovícico | |
| 1 | Micaesquitos, areniscas, conglomerados | F. Antoñita | 2,8 g./cm. ³ |
| | | Infraordovícico | |
| | | F. Angón | |

rece existir una pequeña cuenca pérmica. La Falla de Somolinos, ligeramente inversa, limita el Sistema Central con La Cordillera Ibérica.

Conclusiones

De los modelos se desprenden los siguientes aspectos:

- El desarrollo de cuencas rellenas de sedimentos de edad pérmica y/o terciaria que justifican los mínimos gravimétricos relativos.
- Las diferencias de litología en el zócalo.
- Las fallas son, en general, inversas de gran ángulo, aunque no se puede descartar la existencia de un cabalgamiento basal a mayor profundidad.
- La mayor parte de estas fallas fueron generadas posiblemente durante las etapas de deformación hercínicas y tardihercínicas, y luego reactivadas en el alpino.

Agradecimientos

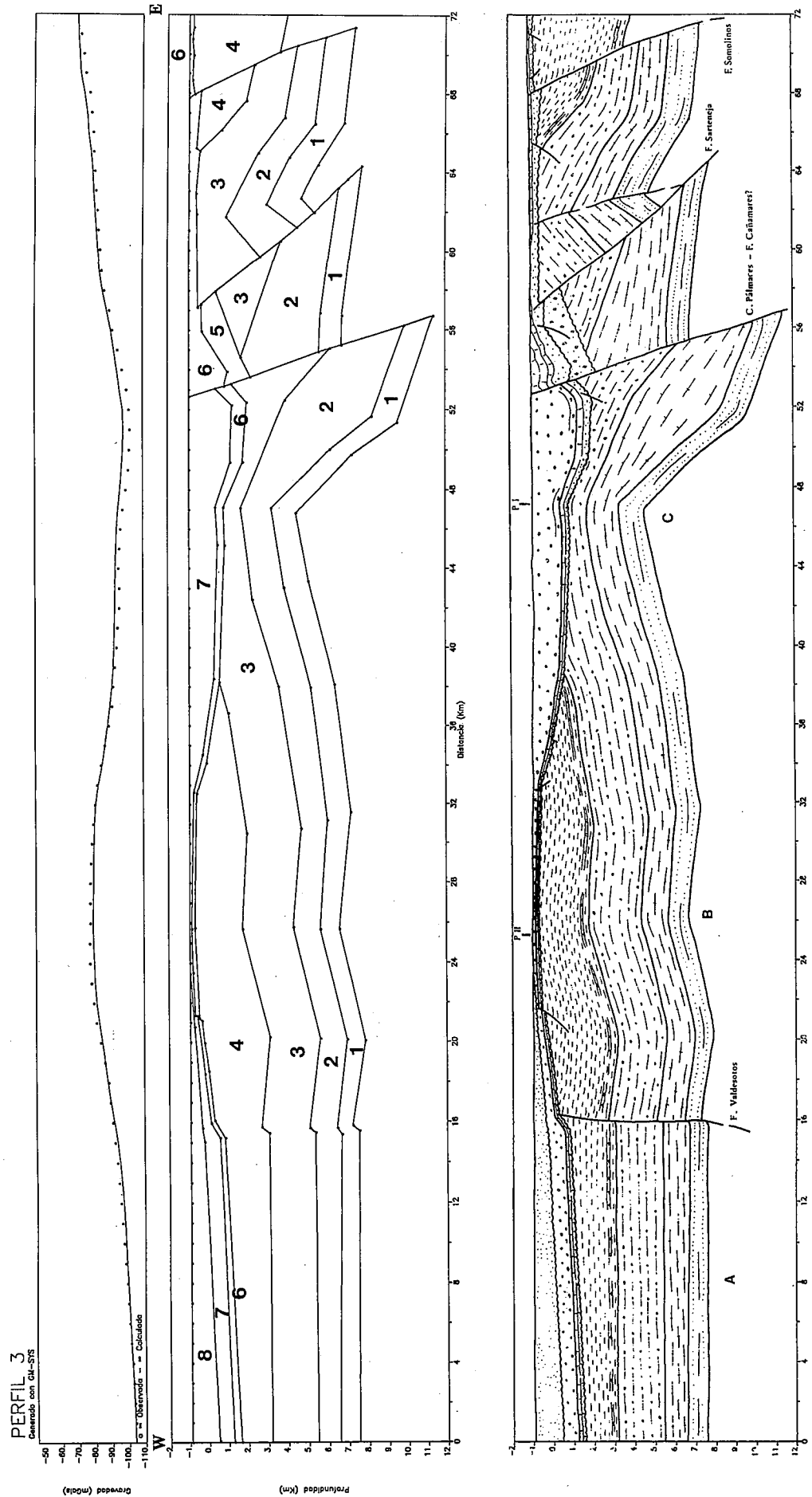
Este trabajo forma parte del proyecto PB 87-0544, financiado por la DGICYT y del proyecto 2490 U.C.M.

Referencias

Capote, R.; De Vicente, G.; González-Casado, J. M., 1990: *Geogaceta*, 7, 20-22.
 Birot, P. y Solé, L. E., 1954: Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española. C.S.I.C. Madrid, 87 págs.
 Birot, P. y Solé Sabarís, L., 1951: *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 15-16, 274.
 De Vicente, G., 1988: Tesis. U. Complutense. 317 págs.
 De Vicente, G.; Calvo, J. P.; Alonso Zarza, A., 1990: *Proc. Iberian Neogene Bassins Congres*, 121-122.
 Gemperle, M.; Connard, G.; Sagen, M.; Starr, S. 1991: *GEOSOFT GM-SYS 1.8*. Northwest Geoph. Ass. Inc. 65 págs.
 Portero, J. y Aznar, J., 1984: *I Cong. Esp. de Geología*, III, 253-263.
 Querol, R., 1989: Ingenieros de Minas, 48 págs.

Fig. 4.—Perfil 3 y corte geológico interpretativo. A: Cuenca de la Alcarria. B: Sinclinorio de Majalrayo. C: Anticlinorio de Hiendelaencina.

Fig. 4.—Profile 3 and interpretative geological cross section. A: Alcarria Basin. B: Majalrayo Sinclinorium. C: Hiendelaencina Anticlinorium.



Vegas, R.; Vázquez, T.; Suriñach, E.; Marcos, A., 1990: *Tectonophysics*, 184, 367-378.
Warburton, J. y Alvarez, C., 1989: *Libro Homenaje a R. Soler*. A.G.G.E.P., 147-155.

Recibido el 1 de octubre de 1991
Aceptado el 25 de octubre de 1991

Pregunta de R. Mas:

En cuanto a la génesis de las fa-

llas inversas convergen hacia el sur en el Sistema Central. ¿Podrán relacionarse con un posible gran cabalgamiento profundo en el zócalo? Más concretamente en nuestra opinión, ¿sería un sistema de fallas inversas en relación con las fallas inversas de convergencia Norte en el sector septentrional del Sistema Central?

Respuesta de los autores:

1. Pensamos que si existe un cabalgamiento basal a una profundidad mayor que la estudiada mediante los modelos gravimétricos.

2. Tanto los cabalgamientos del borde N del Sistema Central como los del borde S se originan en la etapa Guadarrama (Intra-Aragoñense).

Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain

J. M. Caballero*; C. Casquet*; C. Galindo*; J. M. González-Casado**; N. Snelling* y F. Tornos***

(*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. 28040 Madrid.

(**) Dpto. de Geología y Geoquímica. U.A.M., 28049 Madrid.

(***) Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

Preliminary results are presented on the age of the hydrothermal activity recorded in the Sierra del Guadarrama. They are among the first data generated by the K-Ar Spectrometry Lab. of the CSIS-UCM at Madrid. Hydrothermalites include different types of lodes (W, W-Sn, As, Cu, Pb-Zn, barren quartz, among others), greisens, skarns, episyenites and quartz-chlorite-sericite replacements. Recorded activity spans from ca. 300 to 100M.a. with five well defined «Peaks»: 1) 300-290M.a. (greisens and many W lodes), 2) 267 M.a (W-lode related to porphyry dykes), 3) 260-220M.a. (Fe-(Ca) skarn and episyenites), 4) 151-156M.a. (quartz-chlorite-sericite replacements, i.e. phyllic alteration), and 5) 100M.a. (long barren quartz lodes related to strike-slip faults). This episodic activity is tentatively correlated with important geotectonic events involving the Iberian Peninsula.

RESUMEN

Se presentan los resultados preliminares de la datación de la actividad hidrotermal en la Sierra de Guadarrama, obtenidos en el laboratorio de Espectrometría K-Ar del CSIC-UCM en Madrid. Los productos de la actividad hidrotermal incluyen distintos tipos de filones (W, W-Sn, As, Cu, Pb-Zn, cuarzo estéril, entre otros), greisens, skarns, episyenitas y reemplazamientos por cuarzo-clorita-sericita. La actividad registrada se extiende desde casi 300 hasta los 100M.a. con cinco «picos» bien definidos: 1) 300-290M.a. (greisens y la mayoría de los filones de W), 2) 267M.a. (filón de W relacionado con diques de pórfido), 3) 260-220M.a. (skarn de Fe-(Ca) y episyenitas), 4) 151-156M.a. (alteraciones filíticas=reemplazamientos por cuarzo-clorita-sericita) y 5) aprox. 100M.a. (filones de cuarzo estéril en relación con fallas de desgarre). Esta actividad episódica se correlaciona tentativamente con importantes eventos geotectónicos en los que se vio implicada la Península Ibérica.

Key words: Hydrothermal alteration, Geochronology, K/Ar dating, Sierra del Guadarrama.

Geogaceta, 11 (1992), 18-22.

ISSN: 0213683X

Introduction

Preliminary results are presented here on the geochronology of the hydrothermal activity in the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System). They are among the first data generated by the K-Ar laboratory of the CSIC-UCM at Madrid.

Hydrothermal alterations and lodes are widespread in the Sierra del Gua-

darrama although economic importance is for the moment minor. They always show a strong structural control following fracture systems that repeat from one hydrothermal event to the other.

Geological Setting

The Sierra del Guadarrama is a

part of the Iberian hercynian basement and consists for the most part of granites and high-grade metamorphic rocks, mostly pre-Hercynian orthogneisses and some metasediments. A set of swarms of E-W dykes is also a notable feature of this part of the Spanish Central System.

Granites are late-Hercynian rocks and form the Guadarrama batholith. They were emplaced in the age range