

## EL ROMBOHORST MINERALIZADO DE LAS HERRERÍAS: UN CASO DE «DOMING» E HIDROTERMALISMO SUBMARINO MIOCENO EN EL SE IBERICO

J. López Gutiérrez \*, J. Martínez Frías \*\*, R. Lunar \*\*\* y J. A. López García \*\*\*

### RESUMEN

En este trabajo, se ofrecen nuevos datos sobre el encuadre geotectónico del yacimiento hidrotermal submarino, mioceno de Herrerías. Este depósito posee una paragénesis simple de óxidos e hidróxidos de Fe-Mn, sulfuros de metales base, plata nativa, barita, siderita, jaspeoides, calcedonia y yeso (escaso); la investigación detallada de las secuencias deposicionales indica que estos minerales se encuentran, invariablemente, formando parte de: 1) lechos de exhalitas mineralizadas, 2) filones y chimeneas; 3) costras ferromanganesíferas y 4) zonas diseminadas. Los principales afloramientos mineralizados están controlados por tres sistemas de fracturación: a) desgarres senestrales NNE-SSO, b) fallas inversas ONO-ESE y c) fallas normales N-S, N190E y N150E. De acuerdo con esta estructuración, el encuadre de la mineralización corresponde a una estructura en flor positiva, de edad Mioceno superior, dentro de la cual las fallas correspondientes al tercer sistema habrían servido como las vías principales de emplazamiento de los fluidos mineralizadores. La estructura mineralizadora se habría formado de acuerdo con un proceso de «doming» subvolcánico dentro de una zona de cizalla.

**Palabras clave:** *Herrerías, hidrotermalismo submarino, control geoestructural.*

### ABSTRACT

The present contribution offers new data on the Miocene, seafloor, hydrothermal deposit of Herrerías, in relation with its geotectonic setting. This deposit consists of a simple paragenesis of Fe-Mn oxides, base metal sulphides, native silver, barite, siderite, jasper, calcedony and gypsum (scarce); these minerals are forming part of: 1) beds of mineralized exhalites, 2) veins and pipes, 3) Fe-Mn crusts and 4) dissemination zones. The main mineralized outcrops are controlled by three fracturation systems: a) sinistral, wrench faults NNE-SSW, b) inverse faults WNW-ESE and c) normal faults N-S, N190E and N150E. Basically, its geotectonic setting corresponds to a positive «flower structure», of Upper Miocene age, within which the N-S and N150E faults were the main channels for the emplacement of the ore fluids. This mineralized structure has been formed according to a subvolcanic doming in a shear zone.

**Key Words:** *Herrerías, seafloor hydrothermal mineralization, geotectonic setting.*

### Introducción

La mineralización de óxidos e hidróxidos de Fe-Mn, sulfuros de metales base y plata nativa de Herrerías constituye un caso singular dentro de la tipología de yacimientos españoles, tanto por sus propias características metalogénicas, como por su rela-

ción con los filones adyacentes de sulfuros y sulfosales de Pb-Sb-Ag de Sierra Almagrera (Martínez Frías, 1991). Se trata de una zona mineralizada muy definida, dentro de la fosa de Vera-Garrucha, en la que, de forma restringida y puntual, ha tenido lugar la deposición de las soluciones hidrotermales, en ambiente submarino, durante el Mioceno superior, en

\* Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid.

\*\* Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC-U. Granada), Granada.

\*\*\* Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de CC Geológicas, U. Complutense, Madrid.

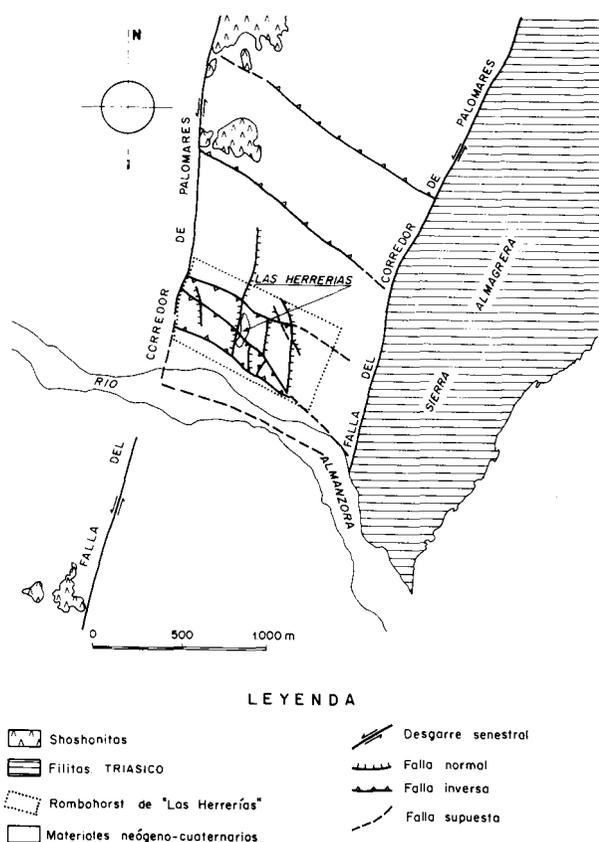


Fig. 1.—Esquema estructural del yacimiento (rombohorst mineralizado de Las Herrerías) —mostrando las principales direcciones de fracturación—, en el que se observa la posición del área mineralizada con respecto a los afloramientos shoshoníticos y a las dos fracturas que limitan el corredor de Palomares. Estas dos fracturas definen la fosa de Herrerías.

relación con el volcanismo shoshonítico (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980), que se encuentra espacial y temporalmente asociado.

En este trabajo, se ofrece, por primera vez, la cartografía detallada de la zona de estudio, y se establecen —de acuerdo con López Gutiérrez *et al.* (1992)—, el marco geológico específico de la mineralización, la interpretación estructural de los distintos sistemas de fracturación presentes en el área, y el modelo metalogénico del yacimiento.

### Encuadre geoestructural del yacimiento

Desde el punto de vista tectónico, la zona de Herrerías se caracteriza por un alto grado de fracturación. Las fracturas pueden agruparse en tres sistemas:

1. Desgarres NNE-SSO senestrales, pertenecientes al corredor de Palomares (fig. 1). Limitan la zona

por el E y por el O. Se desarrollan en el Tortonense, aunque los grandes movimientos en esta zona se producen en el Messiniense Superior. Utilizando como marcadores las rocas volcánicas y las filitas triásicas a las que afectan (Sierra Almagrera y Sierra Cabrera), se puede calcular un salto en dirección de unos 8 km aproximadamente. Es bastante probable que estas fallas sigan actualmente activas, ya que los epicentros de los terremotos recientes se alinean según direcciones NNE-SSO y E-O. Los dos desgarres que limitan el área de Herrerías podrían interpretarse como un sistema en «Echelón» en el que la zona de interferencia coincidiría exactamente con el área mineralizada.

Tal y como se observa en la figura 1, la fosa de Herrerías se encuentra limitada por dos fallas principales del corredor de cizalla de Palomares, correspondientes a este primer sistema. La falla oriental (NNE) pone en contacto los materiales neógenos con las filitas y esquistos grafitosos triásicos de Sierra Almagrera; la falla occidental, prácticamente paralela a la anterior, separa la fosa de Herrerías del resto de la fosa de Vera-Garrucha. Al NO y SO de la zona mineralizada principal, aparecen materiales volcánicos de tendencia shoshonítica (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980) (fig. 1), dados por Nobel *et al.* (1981) en  $7,6 \pm 0,3$  m.a.). La falla occidental del corredor de Palomares afecta a estas shoshonitas, cortándolas y desplazándolas senestralmente aproximadamente 8 km.

2. Fallas subverticales ONO-ESE. La ausencia de buenos marcadores hace difícil la apreciación de su sentido de movimiento. Además los saltos originales han sido trastocados posteriormente por las fallas del tercer sistema. Sin embargo, utilizando como marcadores el límite Messiniense-Plioceno o el límite Tortonense-Pleistoceno (cuando falta el Messiniense), se puede deducir que se trata de fallas inversas, con cierta componente direccional. Estas fracturas dan lugar a la zona de interferencia entre los desgarres del corredor de Palomares; esta zona presenta una morfología romboédrica dividida en bloques («rombohorst»), limitados, a su vez, por las fallas de este segundo sistema.

Las fallas de este segundo sistema aparecen formando un ángulo de  $\approx 60^\circ$  con las del sistema 1 (Fig. 1). Constituyen un dominio anómalo dentro del corredor de Palomares, en el que la falla oriental desaparece, transfiriendo su salto a la falla occidental mediante la zona de interferencia descrita anteriormente. En esta misma figura, se aprecia cómo el río Almazora, que limita la zona de estudio por el sur, ve modificada su orientación de NO-SE a ONO-ESE, debido, probablemente, a la existencia de una fractura de este segundo sistema.

3. Fracturas subverticales con orientación variable: N-S, N190E y N150E. Estas fallas han actuado, en algunos casos, como normales puras y, en otros, con una componente inversa, utilizando como marcadores las cotas a las que aparecen, en bloques contiguos, el Messiniense y/o el Plío-Pleistoceno. Las fallas N-S y N190E son las más importantes; las primeras por presentar los saltos mayores (hasta 60 m en la vertical), y las segundas por presentar el control aparente de la mineralización. Finalmente, las fracturas N150E son normales, y se pueden apreciar a nivel métrico y hectométrico. A escala métrica, siempre van asociadas a escape de fluidos afectando a las margas messinienses (Martínez Frías *et al.*, 1992), con desarrollo local de estructuras fumarólicas submarinas, especialmente ricas en Mn y Fe (máximos de 1.640 ppm y 10,46 %) y plata nativa. Estas fracturas aparecen en otras zonas de la fosa de Vera-Garrucha rellenas de yeso fibroso, con el eje mayor de los cristales perpendicular a las paredes de la fractura, indicando una dirección de extensión de N60E. En zonas próximas al yacimiento, se han encontrado fracturas con estas mismas características que presentan una orientación N-S.

A escala hectométrica, estas fallas limitan la zona de estudio por el oeste, con saltos en la vertical de hasta 10 m. En general, este tercer sistema es el que ha generado el relieve final de Las Herrerías, según una tectónica de bloques limitados por fallas subverticales. Estas fracturas se consideran post-messinienses, aunque durante el Plío-Pleistoceno parecen haber actuado en varios pulsos, ya que los conglomerados aparecen, a veces, adaptándose a un relieve previo o bien cortados por este mismo sistema (fig. 2).

Estas fallas extensionales constituyen el control principal de la mineralización, sirviendo, por sí mismas, o al intersectar con las del sistema 2, como vías principales de circulación de los fluidos mineralizantes.

### El área mineralizada principal

#### *Estructuración y dominios*

La mineralización de Las Herrerías está limitada, al Oeste, por la falla occidental del corredor de cizalla de Palomares (sistema 1), al Sur, por el río Almanzora (como se ha expuesto con anterioridad, debido probablemente a la existencia de una falla del segundo sistema) y, al Este, por la rambla de Canalejas, paralela a las fracturas del sistema 3 (fig. 2). Tal y como se observa en esta figura, destacan dos aspectos principales: en primer lugar, una estructu-

ración en bloques, limitados por fallas inversas direccionales ONO-ESE del sistema 2 y, en segundo término, la existencia de dos dominios claramente diferenciados (dominio occidental y dominio oriental), como consecuencia de la actuación de las fracturas del tercer sistema.

En el dominio occidental (fig. 2) apenas afloran los materiales messinienses y pliocenos, mientras que, por el contrario, predominan los materiales tortonienses mineralizados. Es en esta zona (concretamente en la ladera Sur del cerro Virtud), donde se puede observar mejor la zonalidad vertical de la mineralización. Es importante destacar que, al S y SE del cerro Virtud, afloran las filitas y esquistos grafitosos del basamento triásico, debido al levantamiento provocado por el segundo sistema y a su posterior interferencia con las fracturas del sistema 3. Se estima un salto global de  $\approx 60$  m.

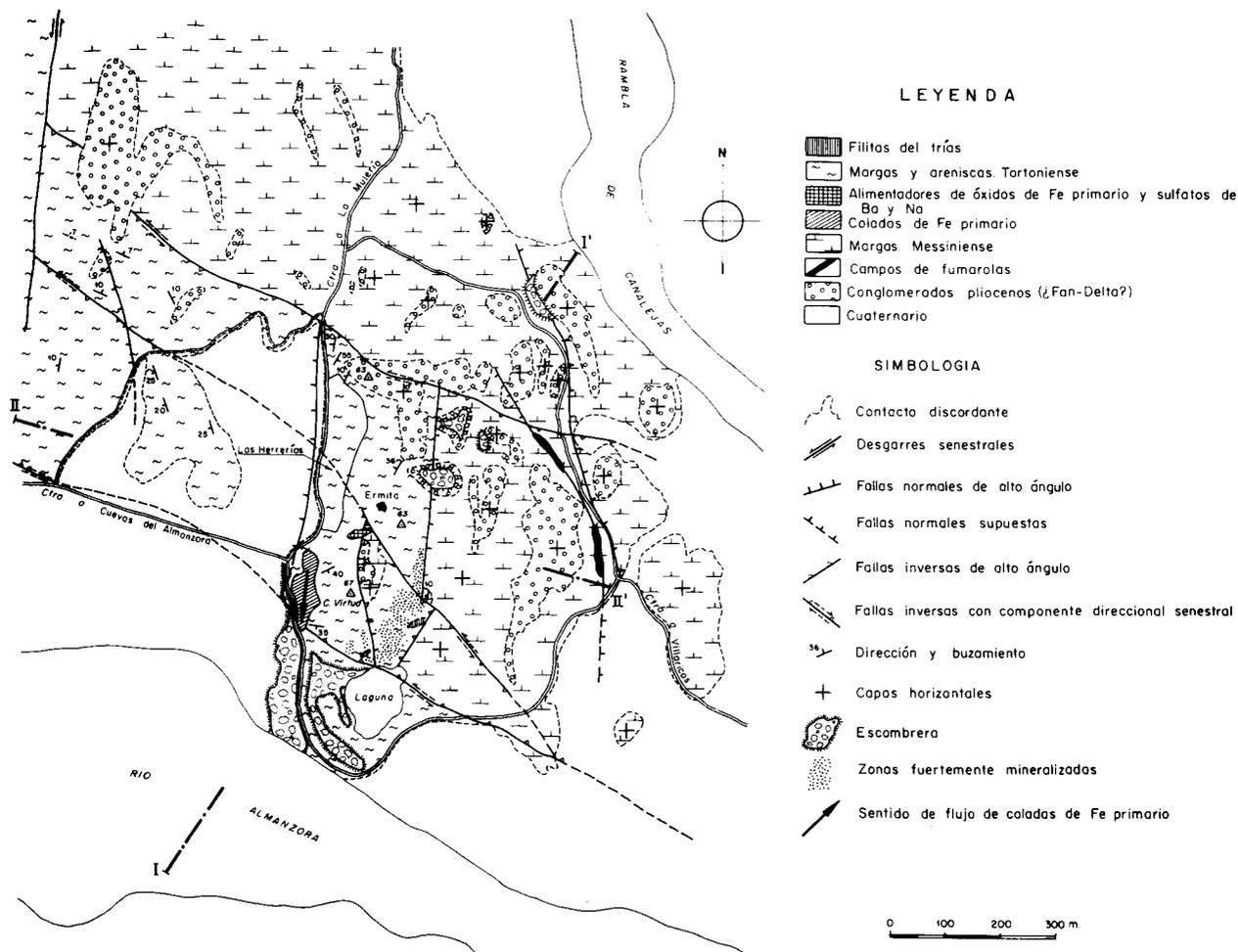
En definitiva, este dominio está levantado mediante las fracturas subverticales del sistema 3, que debieron actuar principalmente a comienzos del Plioceno. Esta podría ser la razón por la cual apenas afloran los materiales messinienses y pliocenos, salvo en el cerro Virtud, donde ha quedado preservado un pequeño retazo debido, probablemente, a un basculamiento hacia el Este, del bloque situado inmediatamente al Este de la cúspide del cerro Virtud.

El dominio oriental está delimitado, con respecto al occidental, por una gran fractura subvertical N-S (ver fig. 2). En él afloran, casi exclusivamente, materiales messinienses y pliocenos. Al quedar hundido, cabe esperar la presencia del Tortoniense mineralizado por debajo del Messiniense.

#### *Morfología y características de la mineralización*

El área mineralizada principal constituye una zona elevada, con morfología romboédrica, que presenta un relieve escalonado, según el cual las cotas van disminuyendo hacia el NE. La máxima cota la presenta el cerro Virtud, con 67 m sobre el nivel del mar, situado al sur del pueblo de Las Herrerías. La morfología de la zona ha sido modificada por la intensa actividad minera, apareciendo grandes volúmenes de escombreras que, en algunos casos, enmascaran la topografía natural y dificultan la identificación litológica.

La mineralización se asocia a los sedimentos marinos miocenos que rellenan la fosa de Herrerías y sus litologías no difieren, en gran medida, de las del resto de materiales que aparecen en otras zonas de la fosa de Vera-Garrucha. La secuencia general ha sido descrita por Alvado (1986) y Martínez Frías *et al.* (1989), incidiendo bien en aspectos puramente litológicos o en la influencia del hidrotermalismo so-



bre los tipos petrológicos primarios. De muro a techo, se distingue (fig. 3):

1. *Tortonienne*: se trata de  $\approx 20$  m de una alternancia de areniscas y margas arenosas. Las areniscas son estratocrecientes, sin granoselección apreciable. Presentan estratificación planoparalela y fragmentos de fauna. Cada estrato posee, a techo, una superficie de discontinuidad con bioturbación, caracterizada por la existencia de pistas de anélidos. Por el contrario, en las margas arenosas no se ha observado la presencia de fauna ni de estructuras sedimentarias. Este conjunto tortonienne, se ha interpretado (Alvado, 1986) como depósitos turbidíticos de talud, con episodios alternos de alta y baja energía (areniscas y margas arenosas).

2. *Límite Tortonienne-Messiniense*: Aparece discordante sobre el último paquete de areniscas tortonieneses. Se trata de un tramo de espesor variable (0,5-1 m), de calizas micríticas, con presencia de oolitos y laminación de algas. En conjunto, parece representar un ambiente más somero y restringido, y con mayor salinidad.

3. *Messiniense*: Está caracterizado por la presencia de margas masivas, sin estructuras sedimentarias y con abundantes conchas de ostréidos poco o nada fragmentados. Parece tratarse de mate-

riales depositados en un ambiente restringido, con baja energía y alta salinidad.

4. *Plioceno*: Se trata de conglomerados heterométricos, con cantos de rocas metamórficas, volcánicas y carbonatos, con abundante matriz y fuertemente cementados. Presentan estratificación cruzada planar y en surco. Su desarrollo en amplios sectores de la fosa de Vera-Garrucha y su morfología cónica (en planta), con el ápice hacia el NO, se podría interpretar como un medio de tipo «Fan-Delta», con el área fuente situada en las zonas metamórficas que limitan la fosa de Vera-Garrucha por el NO.

En general, la secuencia completa tiene un claro carácter regresivo.

La mineralización presenta una paragénesis simple de óxidos e hidróxidos de Fe-Mn, barita, jasperoides, siderita, planta nativa, galena, esfalerita, pirita, calcopirita, yeso y calcedonia. En el afloramiento principal del cerro Virtud, se distingue, de muro a techo, la siguiente zonalidad vertical: 1) zona de óxi-

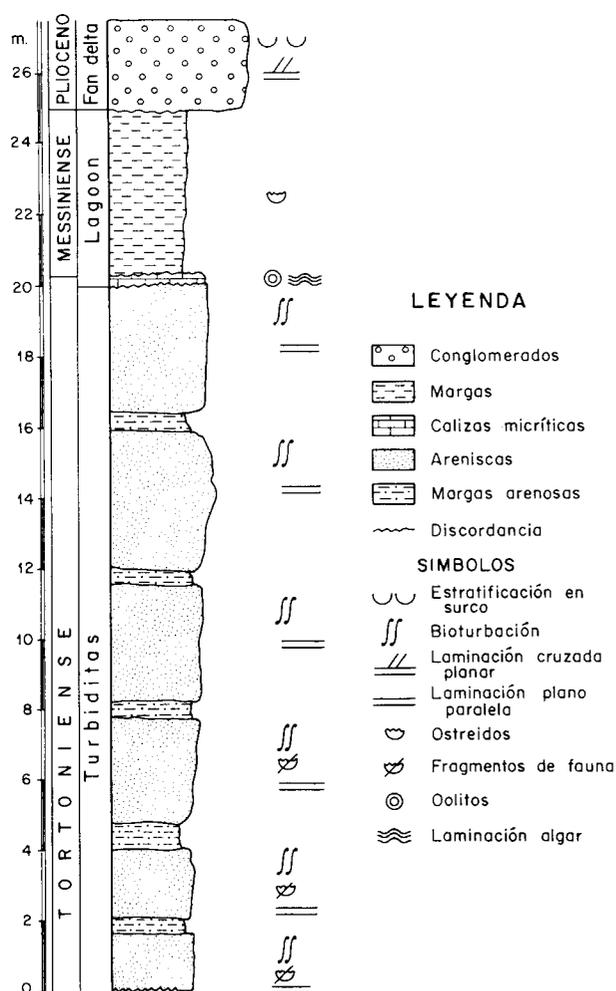


Fig. 3.—Columna estratigráfica correspondiente a la fosa de Herrerías. La secuencia litológica general es similar a la definida en otras zonas de la fosa de Vera-Garrucha.

dos e hidróxidos; 2) zona de sulfatos (fundamentalmente barita) y 3) zona de jasperoides (con mezclas de cuarzo y barita). De acuerdo con este esquema, el yacimiento presenta una morfología estratoligada, en combinación con zonas diseminadas (ricas en Pb, Zn, Ag, Mn y Fe), chimeneas y encostramientos ferromanganesíferos.

Un hecho de vital importancia es la posibilidad de observar, directamente sobre el terreno (cerro Virtud), algunos canales de alimentación del propio sistema (fig. 2). Estos canales se asocian a intersecciones de fracturas N-S y ONO-ESE y podrían ser los conductos de salida responsables del emplazamiento de parte de la mineralización y de las coladas de Fe-Mn que aparecen al sur del pueblo de Las Herrerías. Los conductos cortan a los materiales tortonien-

ses pero no a las margas messinienses. De hecho, las coladas de hierro fluyen sobre la superficie del techo del Tortoniense. La manifestación superficial de estas zonas de alimentación corresponde a depósitos de derrame (mantos), muy porosos, caracterizados por la presencia de barita, calcedonia, jasperoides, y óxidos de Fe-Mn, así como a zonas muy localizadas de alteración hidrotermal (silicificación y sericitización).

Estos «mantos» son similares, en cierto modo, a los denominados «sinter» silíceos típicos de los sectores apicales de los complejos epitermales. Lateralmente, estos depósitos de derrame pasan a zonas muy ricas en sílice y alunita.

### Modelo genético

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, el modelo propuesto se inicia con el volcanismo shoshonítico del Tortoniense superior. Este magmatismo estaría relacionado, probablemente, con la extensión y adelgazamiento cortical existente en la Cordillera Bética desde comienzos del Tortoniense, como consecuencia del colapsamiento supuesto del orógeno. Durante este período, como se observa en la figura 4, las actuales Sierra Almagrera y Sierra Cabrera, estarían unidas, formando parte de un mismo basamento. Es en este estadio, cuando tendría lugar la extrusión magmática a favor del accidente extensional (o zona de debilidad cortical) que se resolvería, más tarde, en el futuro corredor de Palomares.

Posteriormente, la existencia de esfuerzos comprensivos, con orientación NO-SE, condicionaría el funcionamiento de los grandes desgarres (falla de Palomares), desplazando hacia el Sur la Sierra Cabrera con respecto a Sierra Almagrera y seccionando, a su vez, los domos shoshoníticos previamente extruidos.

Como se ha expuesto anteriormente, la geometría de la falla de Palomares no sería la de un único plano, sino que, al menos, aparecen dos zonas principales: una al oeste del pueblo de Las Herrerías, y otra que pondría en contacto la Sierra Almagrera con los sedimentos marinos miocenos (fig. 4). Su desplazamiento sería, por lo tanto, posterior a las manifestaciones volcánicas shoshoníticas, y podría considerarse una zona de cizalla senestral, con corredores menores asociados. Dentro de estos corredores, los esfuerzos comprensivos N150E-N180E, se resolverían en zonas de compresión y extensión locales, originando dúplex en forma de flor positiva (en las zonas sometidas a transpresión), y en flor negativa (en las zonas sometidas a transtensión) (figs. 4 y 5).

Así, de acuerdo con este modelo, la zona de Herrerías correspondería a una estructura en flor positiva —de acuerdo con Barragán *et al.*, 1990—, con forma romboédrica (Rombohorst) (finales del Messinien-

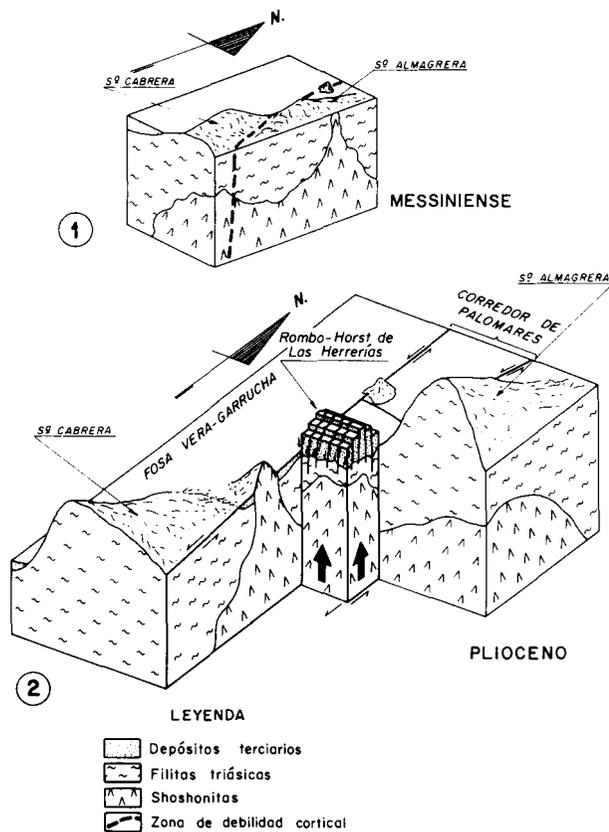


Fig. 4.—Modelo evolutivo de la dinámica general del área. Dentro del corredor de cizalla de Palomares se estructura el rombohorst mineralizado de Las Herrerías, de acuerdo con el levantamiento de un supuesto domo shoshonítico subyacente.

se), como consecuencia de la actuación combinada de dos procesos: a) transpresión dentro de un sector anómalo de la zona de cizalla senestral (zona de interferencia de un sistema en «échelon») (fig. 4) y b) posible emplazamiento (Plío-Pleistoceno) de un domo subvolcánico (figs. 4 y 5) no aflorante (la zona se encuentra aún activa en cuanto a geotermalismo y sismicidad), que originaría una tectónica de bloques, y que modificaría al menos en parte, la morfología original condicionada por la falla de Palomares.

Por último, teniendo en cuenta que durante el Plío-Pleistoceno la orientación de los esfuerzos compresivos varía entre N150E y N-S, se generarían en esta zona fracturas de tracción paralelas al eje compresivo, pero con dirección de extensión perpendicular (N60E), indicada por la orientación de los cristales de yeso fibroso que aparecen en otras zonas de la fosa de Vera-Garrucha.

Parece lógico pensar que tanto el domo supuesto como los fluidos mineralizadores, en su ascenso,

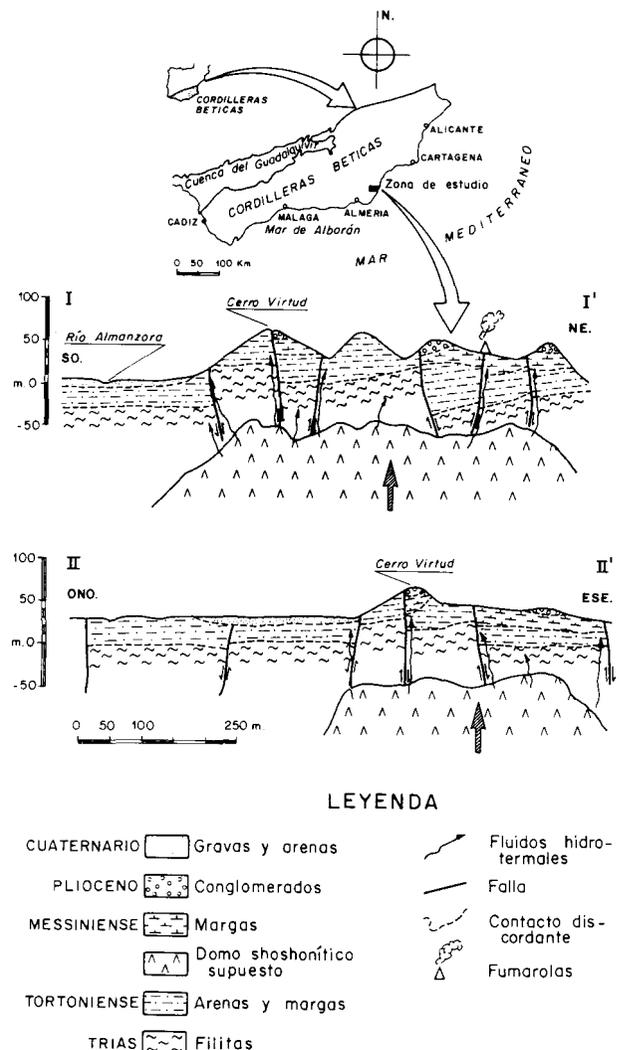


Fig. 5.—Cortes geológicos idealizados de la zona de estudio, en los que se observa la relación entre la mineralización, el domo supuesto, y otras zonas mineralizadas adyacentes (filones hidrotermales de Sierra Almagrera), con estructuras generales en forma de flor positiva.

aprovecharían estos planos de debilidad, por lo que la mineralización de Herrerías estaría controlada por las fracturas N-S y N150E, o por la intersección de estas fracturas con las del sistema ONO-ESE. En este contexto geotectónico, las soluciones podrían haberse emplazado según un esquema similar al definido por Strens y Cann (1982) mediante un proceso de «convección a través de zonas de fractura».

Asimismo, atendiendo a los datos paleobatimétricos establecidos por Montenat y Ott D'Estevou (1977) para el período de emplazamiento de los fluidos y a las características paragenéticas del yacimien-

to de Herrerías (similares a las de los depósitos que se están formando actualmente en el «East Pacific Rise» (Francheteau *et al.*, 1979), se ha propuesto (Martínez Frías *et al.*, 1992) que el yacimiento se encuadraría, dentro de la clasificación de Bonatti (1983), como una mineralización hidrotermal submarina, de carácter concentrado y de tipo sin y post-descarga.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos AMB92-0408 (DGICYT) e IGCP n.º 318 (IUGS/UNESCO) y se ha realizado dentro del marco de investigación del «Working Group on Geology and Metallogeny of Hydrothermal Seafloor Deposits».

#### Referencias

- Alvado, J. C. (1986). Sédimentation et manifestations magmatiques néogènes associées au coloir de décrochement de Palomares: Bassin de Vera (Sud-Est de l'Espagne). *Thesis Sc., Mem. Sc. Terre*, Univ. P. et M. Curie, París, 86-23, 232.
- Barragán, G., Monténat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1990). *The Vera Basin*. En: Geodynamic Evolution of the Betic Neogene Intramontane Basins (S and SE Spain). *Paleontología y Evolución*, 2, 322 págs.
- Bonatti, E. (1982). *Hydrothermal Metal Deposits from the Ocean Rifts: A Classification*. En: Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. Peter A. Rona, Kurt Boström, Lucien Lambier y Kenneth L. Smith, Jr. (Ed.). Plenum Press, 796 págs.
- Francheteau, J., Needham, H. D., Choakroune, P., Juteau, T., Seguret, M., Ballard, R. D., Fox, P. J., Normark, W., Carranza, A., Carbon, P. y Hekinian, R. (1979). Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277: 523-528.
- López Gutiérrez, J., Martínez Frías, J., Lunar, R. y López García, J. A. (1992). *Geología y control tectónico de la mineralización hidrotermal submarina de Herrerías (C. Béticas)*. III Cong. Geol. Esp. y VIII Cong. Lat. Geol. Salamanca, Actas Tomo 3: 181-186.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geol.*, 36: 1-63.
- Martínez Frías, J., García Guinea, J., López Ruiz, J., López García, J. y Benito R. (1989). Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca de Herrerías (C. Béticas). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 12: 261-271.
- Martínez Frías, J. (1991). Sulphide and sulphosalt mineralogy and paragenesis from the Sierra Almagrera veins (SE Spain). *Estudios Geol.*, 47: 271-279.
- Martínez Frías, J., García Guinea, J., López Ruiz, J. y Reynolds, G. A. (1992). Discovery of fossil fumaroles in Spain. *Economic Geology*, 87: 444-446.
- Monténat, C. y Ott D'Estevan, Ph. (1977). Présence du Pliocene marin dans le bassin de Sorbas (Espagne méridionale). Consequences paléogéographique et tectonique. *Paris CR Som. Soc. Géol. Fr.*, Fasc. 4: 203-211.
- Nobel, F. A., Andriessen, P. A. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A. y Rondell, H. E. (1981). Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60: 209-214.
- Strens, M. R. y Cann, J. R. (1982). A model of hydrothermal circulation in fault zones at mid-ocean ridge crests. *Gephys. J. Astron. Soc.*, 71: 225-240.

Recibido el 26 de octubre de 1992  
Aceptado el 5 de mayo de 1993