

## DETERMINACION DE LOS ELIPSOIDES DE ESFUERZO Y DEFORMACION ASOCIADOS A LA MINERALIZACION ARGENTIFERA DE HIENDELAENCINA (SISTEMA CENTRAL)

G. de Vicente (\*), J. Martínez (\*\*), R. Capote (\*) y R. Lunar (\*\*)

### RESUMEN

Se estudian los datos meso y microestructurales obtenidos en la mina "La Catalina" (Hiendelaencina, Sistema Central) mediante una serie de métodos gráficos y analíticos que permiten determinar cuantitativamente la evolución temporal de los elipsoides de esfuerzo y deformación responsables de la mineralización argentífera. Se propone una interpretación geotécnica con una serie de tránsitos que van desde desgarres, con dirección de compresión N50, a fallas normal direccionales, finalizando en distensión radial.

**PALABRAS CLAVE:** Fallas tardihercínicas, esfuerzo, deformación, modelo dealizamiento, Sistema Central.

### ABSTRACT

It is study meso and microstructural data from "La Catalina" mine (Hiendelaencina, Sistema Central) by means of a serie of graphic and analytic methods that let us to a quantitative determination of the stress and strain elipsoids temporary evolution responsible of the silver mineralisation. It is proposed a geotectonic interpretation from strike-slip faults, with N50 compression, trough normal strike-slip faults, to radial distension.

**KEY WORDS:** Late hercinian Faults, Stress, Strain, Slip model, Sistema Central.

### Introducción

En el borde oriental del Sistema Central afloran, en el núcleo de una antiforma Hercínica de primera fase (G. Lodeiro, 1980), una serie de unidades metamórficas. La formación «Hiendelaencina» está constituida por gneises glandulares de tipo porfiroide con facies gruesas y finas. Dentro de ella, y en las proximidades del pueblo de Hiendelaencina, aparecen una serie de sistemas filonianos esencialmente argentíferos (fig. 1). Su prolongación meridional se encuentra en la zona de Congostrina, mientras que su continuación hacia el noreste se halla en La Bodega.

La reciente reexplotación de la mina «La Catalina» nos ha permitido el estudio directo de la disposición estructural de los diques y las fallas asociadas a dicha mineralización de sulfosales de plata.

Del estudio de sus orientaciones podremos determinar los elipsoides de esfuerzo y deformación responsables de la mineralización.

### *Direcciones de fracturación*

Tradicionalmente, se han diferenciado tres tipos básicos de sistemas filonianos: los norte-sur, los este-oeste y los noreste. Los datos estructurales medidos por nosotros fueron de tres tipos: diques mineralizados, fallas y estrías. Los dos primeros se disponen según orientaciones similares. En cortes bidimensionales se aprecian diseños del tipo grietas de Riedel, aunque tridimensionalmente cualquier orientación de las observadas juega a veces el papel de «falla principal» y a veces el de «grieta de Riedel». Por este motivo, y por la homogeneidad de los resultados, tratamos uniformemente los tres conjuntos de medidas.

(\*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Comp. de Madrid.  
(\*\*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Comp. de Madrid.

Las direcciones de las 41 fallas y diques medidos en el interior de la mina se disponen según la fig. 2. Se aprecian cuatro direcciones principales. Las N70

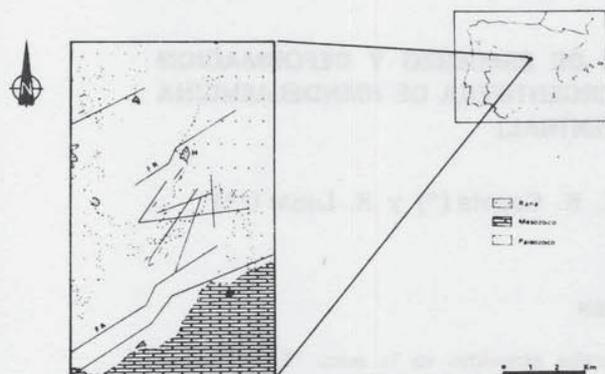


Fig. 1.—Esquema geológico de los alrededores del área investigada. H: Hiedelaencina. FR: Filón Rico. FA: Falla de Alcorlo. Se representan las trazas de los diques y fallas, tanto en superficie como en profundidad.

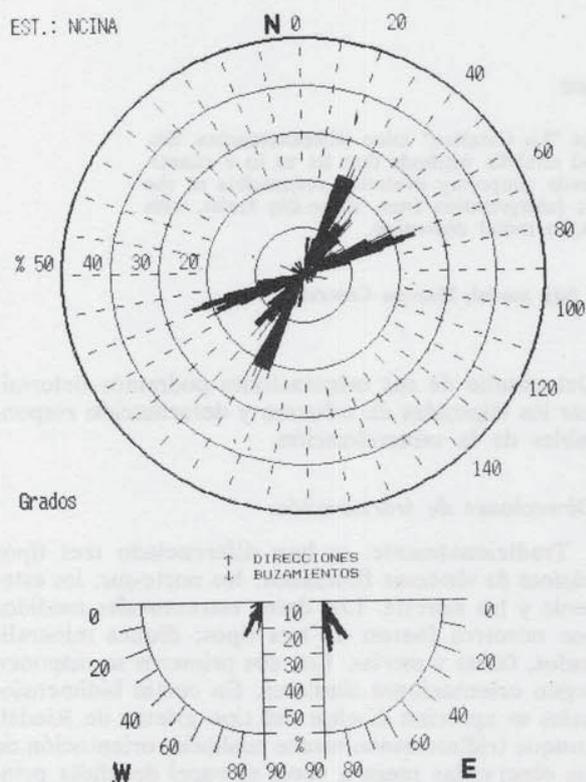


Fig. 2.—Principales direcciones y buzamientos de los diques y las fallas en el interior de la mina "La Catalina" (Hiedelaencina). En la parte inferior se muestran los buzamientos con direcciones de buzamiento menores de 180 grados (E) y mayores (W). Se aprecia cualitativamente la aplicabilidad del "modelo deslizamiento".

(correspondiente al Filón Rico y a las fallas del borde sur del Sistema Central como la de Alcorlo), las N30 (parte central del Filón Rico) y menos desarrolladas las norte-sur y las N130.

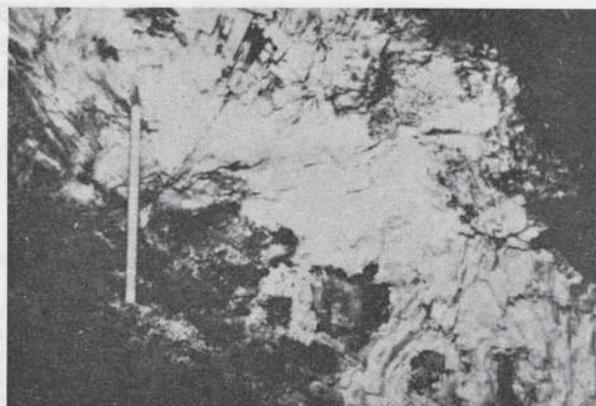


Fig. 3.—Aspecto de uno de los diques (baritina fundamentalmente) portadores de la mineralización.

#### Características del sistema filoniano

Los filones se presentan con una potencia irregular, desde milímetros a un metro de espesor. La potencia media oscila entre 20 y 30 centímetros (fig. 3), siendo esta variabilidad la principal característica de la mineralización.

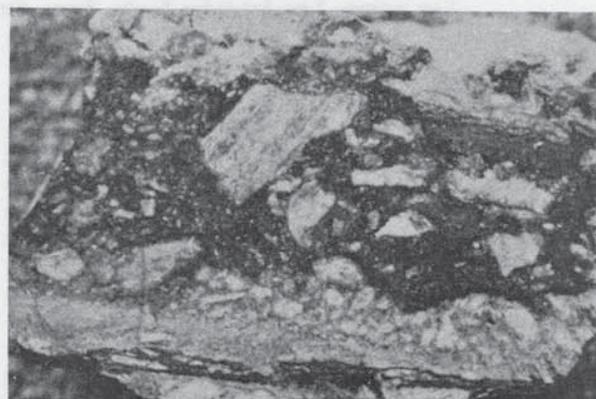


Fig. 4.—Brecha filoniana en la que las sulfosales de plata (en negro) asimilar a minerales anteriores. (La muestra tiene 10 centímetros de longitud).

El «Filón Rico» es el principal, con un recorrido de cinco kilómetros y una profundidad de 500 metros. Los restantes filones han sido poco trabajados, por lo que desconoce prácticamente su desarrollo en profundidad.

A partir de los trabajos de explotación realizados se ha reconocido la siguiente zonación vertical:

- De 0-100 metros. Zona de oxidación (halógenos, fundamentalmente cloruros y bromuros de plata).
- De 100-200 metros. Zona superior del filón con relleno de baritina y algo de cuarzo.
- De 200-400 metros. Zona intermedia del filón con baritina, cuarzo y sulfosales complejas de plata, esfalerita y galena.

3. Etapa Pb-Sb-Ag (Formación de galena y sulfantimoniuros de plata) (fig. 5).

**Metodología del análisis microestructural**

Desde que en 1983 Reches dio a conocer su «Modelo deslizamiento», todos los métodos de determinación del elipsoide de esfuerzos partiendo de poblaciones de fallas y estrías basados en la ecuación de Bott (1959) y, por ende, en el modelo de Anderson (1951), deben ser revisados.

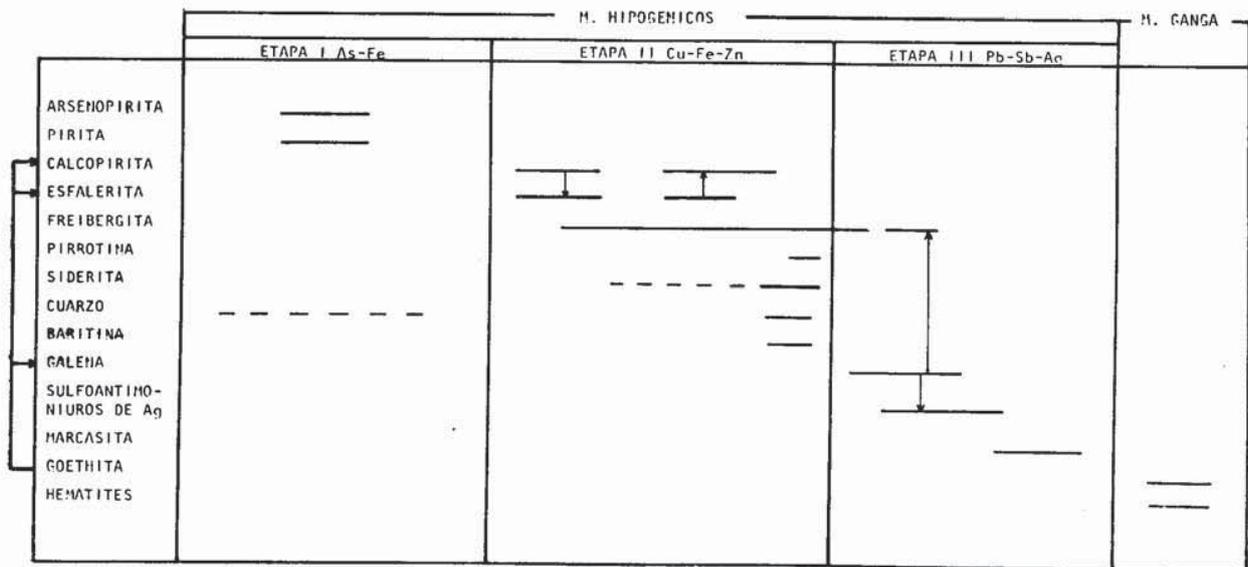


Fig. 5.—Sucesión, según decrecimiento de la temperatura de la mineralización.

- De 400-500 metros. Zona basal, rica en cuarzo, poca baritina, platas rojas, esfalerita, galena, calcopirita y pirita.

**Características metalogénicas**

Se ha podido diferenciar en el yacimiento una sucesión de los fluidos mineralizadores a lo largo del tiempo, que ha dado lugar a la formación de una brecha filoniana (fig. 4), en la cual los minerales correspondientes a las etapas más tardías han asimilado a los minerales primarios de la mena y a fragmentos de la roca encajante. La sucesión según un decrecimiento de la temperatura, es la siguiente:

1. Etapa As-Fe (Formación de arsenopirita y pirita).
2. Etapa Cu-Zn-Fe (Formación de calcopirita, esfalerita, freibergita y pirrotina).

En el presente trabajo contrastaremos los resultados de los métodos de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), de Aleksandrowski (1985), basado en el de Arthaud (1969); de Simon (1982) (Diagrama y-R), basado en el de Armijo (1977); todos ellos derivados del modelo de Anderson, con el modelo deslizamiento (Reches, 1983) informatizado (programa SLIP, De Vicente, inédito) y con el diagrama e-K (De Vicente y Capote, en prensa).

El método de los diedros rectos se basa en el supuesto de que para una población de fallas dada originada en una misma fase tectónica, los ejes principales del tensor de esfuerzos han de quedar en los campos de extensión o compresión compatibles con la totalidad de las fallas. Si bien este método sólo es formalmente aplicable en el caso de elipsoides uniaxiales, y no dice nada respecto a la naturaleza del eje intermedio, lo utilizamos aquí dada su sencillez y su carácter gráfico. Para grandes poblaciones de fallas, o para tensores con variaciones apreciables a

lo largo del período de deformación, resulta más útil presentar los resultados según diagramas de frecuencia de estiramientos y acortamientos (Angelier *et al.*, 1977).

El método de Aleksandrowski (1985) es una extensión para elipsoides triaxiales del método de Arthaud (1969), únicamente válido para uniaxiales, y se basa en el tipo de comportamiento de los «planos de movimiento» mientras varía la relación entre los esfuerzos principales. De este modo, se pueden hallar una serie de puntos de intersección de estos planos (CIP), que al unirlos nos definen la situación de los ejes principales del tensor de esfuerzos. Partiendo de la ecuación de Bott (1959) y de las relaciones angulares entre las estrías y estos ejes, se puede determinar  $R$  ( $\sigma_1 - \sigma_3 / \sigma_2 - \sigma_3$ ).

El diagrama  $y$ - $R$  (Simón, 1982) es una ampliación del método de Armijo (1977), en el que han de conocerse previamente las direcciones de los ejes principales.  $R$  resulta una función de los ángulos de cabeceo. Variando la orientación del eje y se obtiene el diagrama  $y$ - $R$ , válido para ver las variaciones temporales de los elipsoides de esfuerzo.

El «modelo deslizamiento» (Reches, 1983) se basa en la asunción de que la deformación aplicada se resuelve por deslizamientos en las fallas que requieren una mínima disipación y una mínima diferencia de esfuerzos, de lo que se deriva que para acomodar una deformación triaxial se necesitan cuatro conjuntos de fallas en simetría ortorrómbica. Por lo tanto, el modelo de Anderson (1951), que explica únicamente la existencia de dos conjuntos, sólo es válido si uno de los ejes del elipsoide de deformación es igual a cero (deformación plana).

Dejando aparte la conveniencia de utilizar este modelo preferentemente, dados sus planteamientos menos restrictivos, la ventaja estriba en que únicamente con datos de la dirección y del buzamiento de los planos de falla podemos llegar a estimar la orientación y la magnitud de los ejes principales de la deformación. No obstante, y debido a los errores de medida, y a la anisotropía de los macizos rocosos resulta a veces difícil definir con suficiente nitidez los cuatro conjuntos de fallas como para poder aplicar el método, por lo que resulta conveniente que los datos «en bruto» sean de algún modo filtrados para intentar agrupar las concentraciones significativas. En nuestro caso, hemos realizado esta operación mediante el programa filtro FILCO7 (De Vicente, inédito), basado en el concepto de conos de confianza (10 grados de apertura). Posteriormente los datos fueron tratados con el programa SLIP (De Vicente, inédito) desarrollado sobre las ecuaciones propuestas por Reches (1983), obteniendo las direcciones de los ejes principales,  $K$  ( $e_2/e_1$ ) y  $FI$  con sus errores.

El método del diagrama  $e$ - $K$  (De Vicente y Capote, en prensa) resulta de la variación del valor de  $K$  del modelo deslizamiento cuando cambiamos la posición del eje de mayor compresión en la hori-

zontal del elipsoide de deformación. Al mismo tiempo se compara el valor de  $K$  con el del valor teórico del ángulo de rozamiento interno en el momento del deslizamiento. De su utilización resulta la evolución a lo largo del tiempo del elipsoide de deformación.

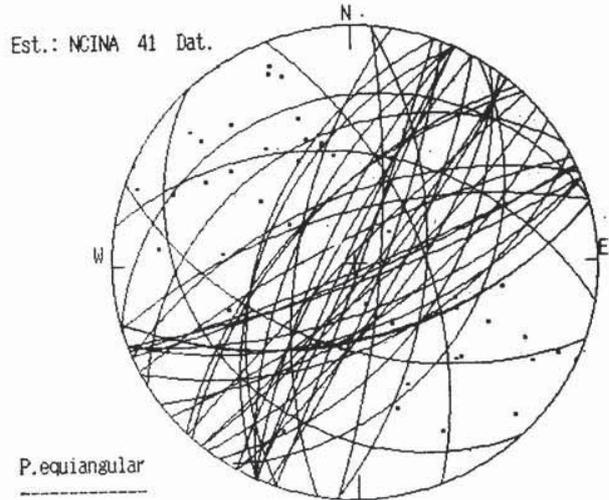


Fig. 6.—Polos y ciclográficas de los diques y las fallas medidos.

### Resultados del modelo de deslizamiento

En la figura 6 se muestran los polos y las ciclográficas de los diques y las fallas medidos. Se aprecia claramente que las direcciones dominantes son las  $N70$  y la  $N30$ , si bien cada una con buzamientos contrapuestos hacia el noroeste y el sureste, es decir,

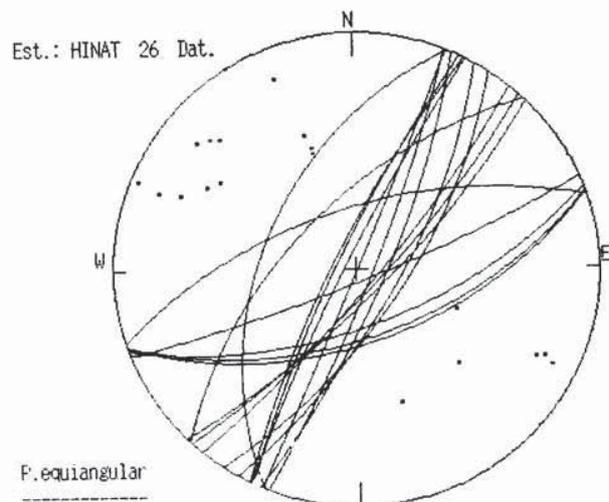


Fig. 7.—Polos y ciclográficas una vez filtrados con el programa FILCO7 (10 grados de apertura). Se aprecia la simetría ortorrómbica predicha en el «modelo deslizamiento».

se disponen preferentemente según una simetría ortorrómbica, de lo que se deduce la aplicabilidad del modelo deslizamiento. Las direcciones norte-sur y N130 están muy poco representadas y resulta imposible deducir nada de ellas.

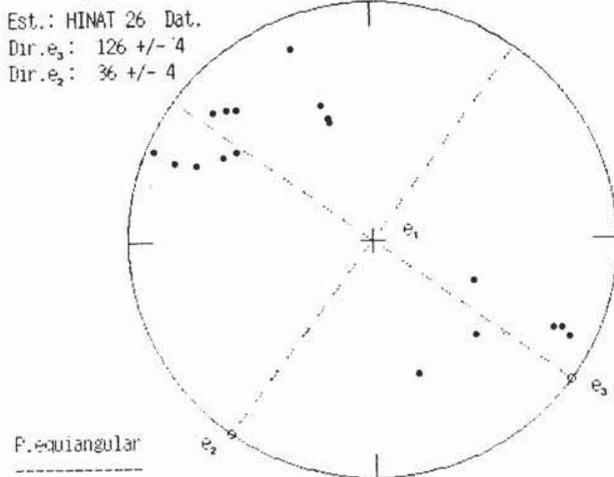


Fig. 8.—Resultados de la aplicación del programa SLIP para la totalidad de los datos filtrados. Se obtienen las direcciones y las magnitudes de los semejantes del elipsoide de deformación interna (e1, e2, e3). Fallas normal direccionales. Valores numéricos en el texto.

Al aplicar el programa FILCO7 obtenemos el diagrama de la figura 7, sobre el que resulta posible tratar los datos con el programa SLIP, con los siguientes resultados (fig. 8):

ORIENTACIÓN	VALOR
e1 vertical	e1 = 1
e2 36 +/- 4	e2 = 0.53
e3 126 +/- 4	e3 = -1.53
$K = (e2/e1) = 0.53 +/- 0.01$	FI = 32 +/- 3 grados

(e1, e2, e3 semejantes del elipsoide de deformación e1=1 relativo).

(e > 0 compresión, e < 0 distensión, FI ángulo de rozamiento interno).

(K > 1 desgarres, 0 < K < 1 F. normales con un eje de extensión, K < 0 F. normales con dos ejes de extensión).

Resultan por lo tanto, en conjunto, ser fallas normal direccionales. (Las N70, sinestrales, dadas las estructuras observadas en la mina). No obstante, y atendiendo a los buzamientos, podemos distinguir dos grupos, uno de fallas más normales y otro de fallas más direccionales (figs. 9 y 10). Los resultados son:

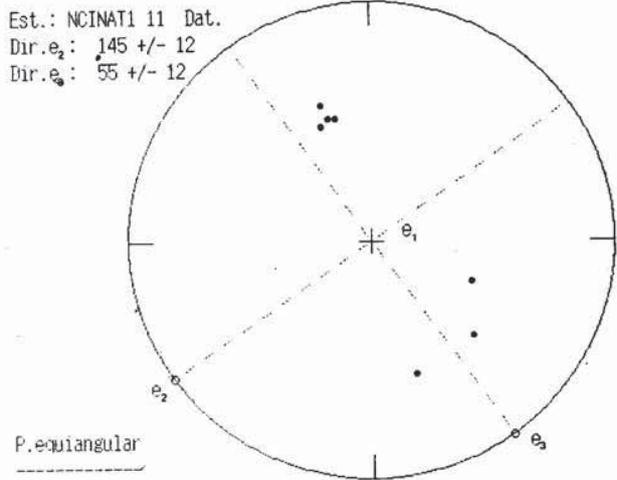


Fig. 9.—Resultados de la aplicación del programa SLIP discriminando por buzamientos. Fallas normales con dos ejes de extensión (—). Valores numéricos en el texto.

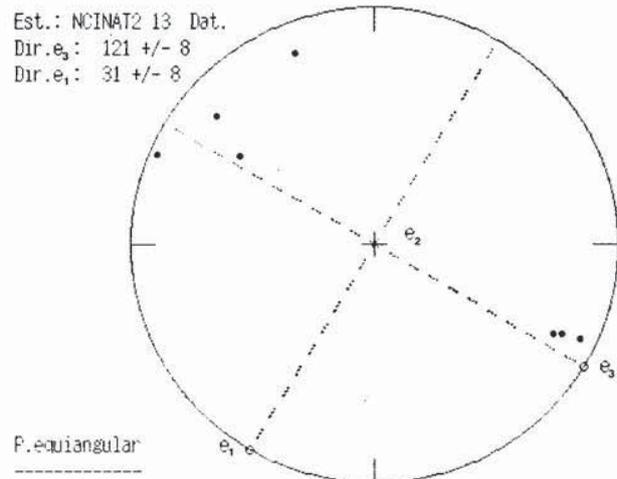


Fig. 10.—Resultados de la aplicación del programa SLIP discriminado por buzamientos. Desgarres. Valores numéricos en el texto.

ORIENTACIÓN	VALOR
e1 vertical	e1 = 1
e2 55 +/- 12	e2 = -.09
e3 145 +/- 12	e3 = -.90
$K = (e2/e1) = -.09 +/- .01$	FI = 20 +/- 2 grados

(Fallas normales con dos ejes de extensión, fig. 9).

ORIENTACIÓN	VALOR
e1 31 +/- 8	e1 = 1.34
e2 vertical	e2 = 1
e3 121 +/- 8	e3 = 2.34
$K = (e1/e2) = 1.34 +/- 0.1$	FI = 56 +/- 4 grados

(Desgarres, fig. 10).

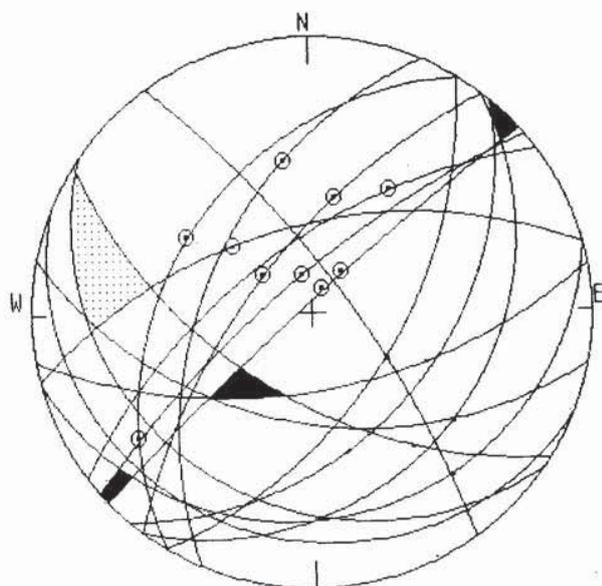


Fig. 11.—Resultado del método de los diedros rectos tomando el conjunto de fallas con estrias como desgarres. Punteado, zona en distensión; en negro, áreas en compresión.

### Resultados del método de los diedros rectos

Una vez conocido el carácter de las fallas podemos aplicar este método considerando al conjunto de fallas con estrias, bien como normales, bien como des-

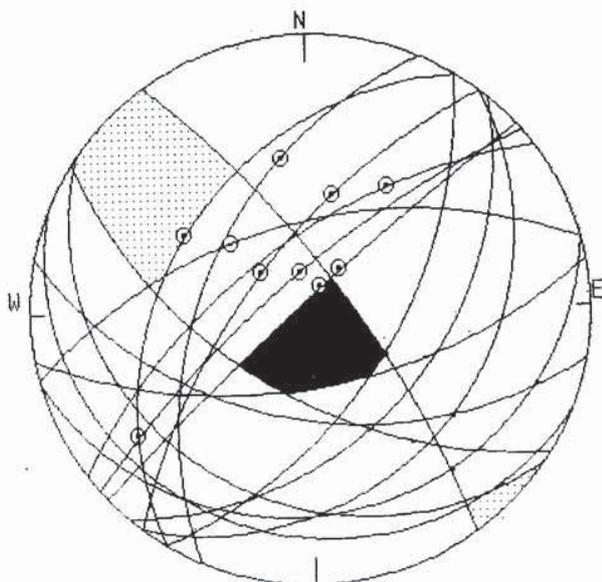


Fig. 12.—Resultado del método de los diedros rectos tomando el conjunto de fallas con estrias como normales. Punteado, zona en distensión; en negro, área en compresión.

garres. Los resultados se muestran en las figuras 11 y 12, obteniéndose:  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  semiejes del elipsoide de esfuerzos):

$\sigma_1$  40/48 0/5 (límites de las zonas comunes en dirección e inmersión).

$\sigma_3$  260/300 0/30

Desgarres

$\sigma_1 \approx$  vertical

$\sigma_3$  126/144 0/30

Fallas normales

Resulta más interesante, sin embargo, el diagrama de densidad. Aunque se aprecian unos máximos y mínimos bien definidos, las zonas de alta y baja concentración no lo están tanto, mostrando que el eje compresivo varió de orientación, de horizontal a vertical, mientras que el de extensión lo hizo de NW a más NNW, como veremos posteriormente (figura 13).

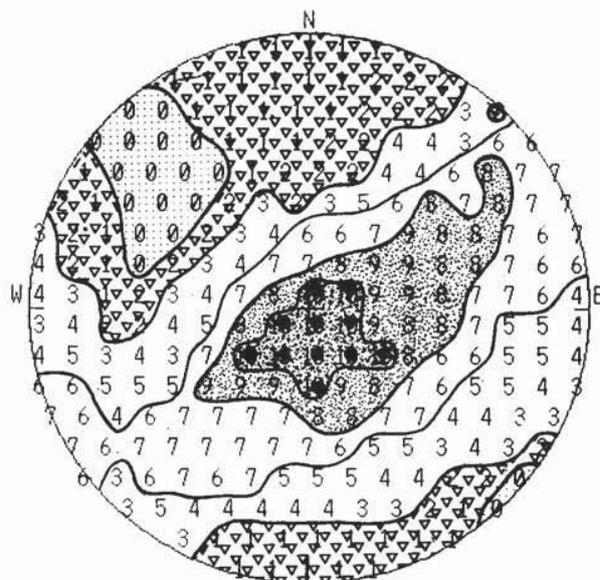


Fig. 13.—Diagrama de densidad de concentraciones de los sectores en compresión y en distensión, según el método de los diedros rectos. Punteado fino: áreas con el 100% de los ejes distensivos. Triángulos, áreas con el 80% de los ejes distensivos. Punteado grueso: área con el 80% de los ejes compresivos. Puntos negros: área con el 100% de los ejes compresivos.

### Resultados del método de Aleksandrowski

En nuestro diagrama (fig. 14), podemos observar al menos nueve puntos de más de tres intersecciones de planos de movimiento (CIPs), al unirlos, lo hacen según unas bandas cuya intersección es la zona en la

que se encuentra uno de los ejes del elipsoide de esfuerzos. La intersección de éstas con los planos cuyos polos delimitan esta zona, nos da las otras dos. De los datos obtenidos en el diagrama de los diedros rectos de desgarres, podemos determinar el carácter de cada eje para esta etapa.

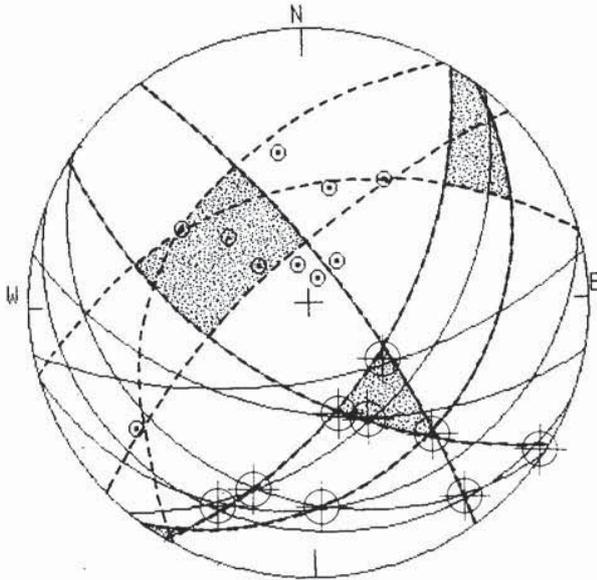


Fig. 14.—Diagrama obtenido por el método de Aleksandrowski (1985). Círculos sobre las intersecciones de los planos M: CIPs. Círculos pequeños, estrias. Zonas sombreadas, localización de los semiejes del elipsoide de esfuerzos.

Los resultados son los siguientes:

$\sigma_1$	32/60	0/20	(dirección e inmersión)
$\sigma_2$	130/145	20/50	$R = (\sigma_1 - \sigma_3 / \sigma_2 - \sigma_3) = 0.9 + / - .2$
$\sigma_3$	304/324	35/70	Fallas direccional normales

( $R < 1$  desgarres,  $R > 1$  F. normales)

**Resultados del diagrama y-R**

Hemos visto hasta ahora, que según los distintos métodos aplicados, las fallas y diques asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina, son o bien fallas normales, o normal direccionales, o direccional normales, o desgarres. Tanto el diagrama y-R como el e-K nos permitirán conocer su evolución.

El diagrama y-R se muestra en la figura 15 A. En él se aprecian una serie de intersecciones a distintos valores de R y de y, señalando que el elipsoide de esfuerzos varió a lo largo del tiempo, pasando de valores de R que caen netamente en el campo de

los desgarres hasta otros que lo hacen en el de fallas normales, hasta llegar a valores próximos a la distensión radial ( $R = \infty$ ). A su vez, el eje y varió desde

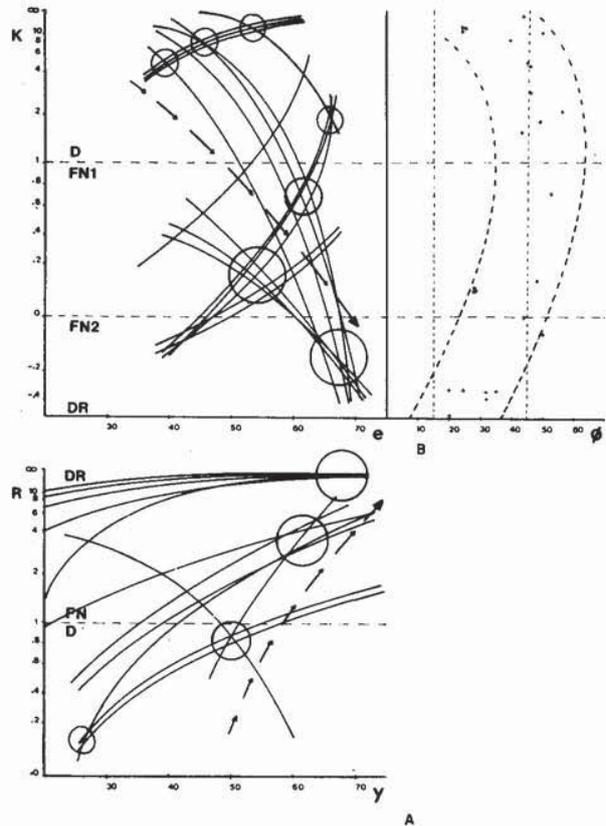


Fig. 15.—A. Diagrama y-R, se aprecia la evolución desde desgarres hasta distensión radial en el elipsoide de esfuerzos. Círculos: Zonas de intersección de las funciones de variación de R con respecto a y.—B. Diagrama e-K, se aprecia la misma evolución, pero en el elipsoide de deformación. Círculos: Zonas de intersección de las funciones de variación de K con respecto a e. Izda. banda de evolución de los valores del ángulo de rozamiento interno. D: desgarres. FN: Fallas normales. FN1: Fallas normales con un eje de extensión. FN2: Fallas normales con dos ejes de extensión. DR: Distensión radial.

valores cercanos a N30 a N65. Las intersecciones se encuentran a:

y 30	R 0.1	Desgarres
y 50	R 0.8	Desgarres
y 60	R 3	F. Normales
y 65	R +200	F. Normales (Distensión radial)

(y, dirección de máxima compresión del elipsoide de esfuerzos). ( $R = \sigma_1 - \sigma_3 / \sigma_2 - \sigma_3$ ).

### Resultados del diagrama e-K

Son los de la figura 15 B. Hay que hacer notar el alto grado de similitud con el diagrama y-R, si bien en este caso, la evolución que aparece es la del elipsoide de deformación. Se aprecia una variación de valores de K desde desgarres a fallas normales hasta valores de K cercanos a  $-0.5$  ( $e_3 = e_2$ , distensión radial), mientras que el cambio en la orientación de e es similar a la de y en el diagrama anterior. Las intersecciones tienen lugar a los siguientes valores:

e (e1) 38/55	K 6/30	Desgarres
e (e1) 65	K 2	Desgarres
e (e2) 60	K 0.7	F. Normal direccionales
e (e2) 55	K 0.1	F. Normales
e (e2) 65	K $-0.2$	F. Normales

(Con dos ejes de extensión).

En lo referente a la evolución de los valores del ángulo de rozamiento interno, hay que destacar que la «banda de valores» de FI se mantiene siempre dentro de valores normales, si bien este hecho queda más acentuado para las fases de desgarre y de distensión radial.

### Interpretación geotectónica

Con los resultados que se obtienen del análisis estructural de los diques y fallas, es posible hacer una interpretación geotectónica de este área del Sistema Central para los tiempos en que presumiblemente se emplazaron los filones argentíferos de Hiendelaencina. Varias líneas de evidencia permiten reconocer una evolución desde una tectónica de desgarres hasta una distensión radial.

La tectónica de desgarres se desarrolló como consecuencia de una compresión horizontal de dirección N50 y generó fallas N70 y N30. Con el paso del tiempo estos desgarres evolucionaron gradualmente a fallas normal direccionales y normales. Las fallas de dirección N70 y N30 controlan la sedimentación, durante este período, en las cuencas de Valdesotos cuya posición estratigráfica es inferior a la de los sedimentos de la cuenca de Palmaces y de una edad Pérmico inferior (comienzo del Autuniense). (Sopeña, com. pers.).

En una etapa posterior, cuando los esfuerzos distensivos alcanzaron un valor suficiente, comenzó la mineralización, que continuó hasta alcanzarse un régimen distensivo radial en la horizontal. Las brechas filonianas y el complejo proceso metalogénico (fig. 5) es sincrónico en gran parte a esta etapa distensiva. La cuenca de Palmaces, en forma de semi-

graben parece haberse iniciado en esta etapa, con la formación al comienzo del complejo vulcanosedimentario, posiblemente hacia la parte media del Autuniense (Sopeña, 1979). Este magmatismo sincrónico con la distensión radial viene también definido por el vulcanismo andesítico de Atienza.

En las últimas etapas de la evolución del semigraben de Palmaces parecen funcionar las fallas N-S y N130, sincrónicamente con la sedimentación de un Pérmico más alto. No es posible definir claramente el régimen tectónico en este período, pero posiblemente corresponda a fallas normal direccionales.

La primera etapa, la de los desgarres previos a la mineralización y magmatismo andesítico, se corresponde con la tectónica de desgarres definida por Arthaud y Matte (1969 y 1975) que estos autores interpretan como desarrollada en un contexto de funcionamiento transformante continental afectando a toda la Europa situada entre las últimas áreas plegadas del cinturón Apalache y los Urales. Lefort *et al.* (1976) han relacionado, por el contrario, esta tectónica con las etapas finales en la colisión entre la placa paleoeuropea y un saliente de la placa paleoafriana, según un modelo similar al descrito por Molnar y Tapponier (1977) al norte de los Himalayas. Se relaciona aún con las fases finales de la compresión Hercínica.

La segunda etapa sugiere un «doming» generalizado durante la etapa de ascenso y extrusión de magmas de composición intermedia. Este proceso podría ir ligado a la tectónica y el vulcanismo Pérmicos visibles en gran parte de la cordillera Ibérica, y puede relacionarse con el «doming» regional que Lorenz y Nichols (1976) proponen para gran parte de Europa siguiendo un modelo tipo «Basin and Range» en que los magmas ascienden desde la placa subducida durante la colisión que generó la cadena Hercínica. Hemos podido comprobar, con nuestro modelo de análisis estructural, y partiendo de datos numéricos bibliográficos (Etchecopar, 1981), que este tipo de tectónica está también representada en varias cuencas Pérmicas europeas. El «doming» explica el carácter radial de la distensión, la cual se impone a la anterior tectónica de desgarres.

Ambas etapas afectan a sedimentos Pérmicos anteriores a la discordancia de base de la facies Bundtsandstein del borde del Sistema Central y de la cordillera Ibérica y son, por lo tanto, eventos tectónicos de la etapa pregabren del Aulacógeno Celtibérico (Alvaro *et al.*, 1978), es decir, sin relación directa con la distensión que generó dicha estructura al comienzo del ciclo alpino.

### Conclusiones

Una de las conclusiones más importantes de este trabajo a nivel metodológico, es el alto grado de similitud y la complementariedad de los distintos mé-

todos utilizados, incluyendo en esta afirmación tanto a los que se basan en la ecuación de Bott (1959) como a los que lo hacen en el modelo deslizamiento, de lo que se deduce la utilidad de indagar la naturaleza del elipsoide de esfuerzos conjuntamente al de deformación. Otra conclusión importante es la del paralelismo observado entre dichos elipsoides, muchas veces únicamente supuesto.

A nivel regional, hemos demostrado que el régimen tectónico varió desde desgarres casi puros a fallas normal direccionales y normales, hasta distensión radial. Al mismo tiempo el eje y o el al principio, varió desde valores cercanos a los N30 hasta N65 cuando ya era e2 (a la vez que e2 ≈ e3). Hay que hacer notar que esta evolución del eje horizontal se aprecia tanto en el modelo deslizamiento discriminado por valores de buzamiento, como en el método de los diedros rectos tomando las fallas, bien como normales, como en el diagrama de densidad, y, por supuesto, en los diagramas y-R y e-K.

El marco geotectónico propuesto se refiere a las últimas etapas de la evolución del dominio Hercínico, pasando de las manifestaciones compresivas finales (etapa de desgarres) a una distensión radial como consecuencia de un «doming» generalizado.

### Agradecimientos

Queremos agradecer aquí a don Celedonio Alvarez, Director de la explotación "La Catalina", su colaboración, sin la cual no hubiera sido posible este estudio. También al doctor don Alfonso Sopena por su ayuda en la precisión de las edades de las deformaciones.

### Bibliografía

- ANDERSON, E. M.  
1951. Dynamics of faulting. *Oliver and Boyd, Edinburg*, 206 págs.
- ALEKSANDROWSKI, P.  
1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations. *J. Struc. geol.*, 73-82.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R.  
1979. Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- ANGELIER, M.  
1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bull. Soc. Geol. Fr. (7)*, XIX, 6, 1309-1318.
- ARMJO, R.  
1977. *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordilleres Betiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique*. These Doc. 3e cycle. Univ. Paris, 7, 98 págs.
- ARTHAUD, F.  
1969. Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, D'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr. (7)*, 11, 729-737.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph.  
1975. Les décrochements tardiherciniens du Sud-Ouest de L'Europe: Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.  
1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Apalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- BOTT, M. H. P.  
1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNERES, M.  
1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struc. geol.*, 3 (1), 51-65.
- GONZÁLEZ LODEIRO  
1980. *Estudio geológico estructural de la terminación de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Univ. Salamanca, 334 págs.
- LEFORT, J. P. y VANDERVOO, R.  
1981. A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurasia in the Carboniferous. *J. Geol.*, 89, 537-550.
- LORENZ, V. y NICHOLS, L. A.  
1976. The Permocarboneous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. The continental Permian in central, west and south Europe. *H. Falke ed.*, 313.
- MOLNAR, P. y TAPPONIER  
1977. La colisión entre la India y Eurasia. *Invest. Ciencia*, jun.-11, 16-29.
- RECHES, Z.  
1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95, 133, 156.
- SIMÓN, J. L.  
1982. *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental*. Tesis. Univ. Zaragoza, 501 págs.
- SOPEÑA, A.  
1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. *Sem. Estrat. Serie Mon.*, núm. 5.

Recibido el 11 de octubre de 1985.  
Aceptado el 27 de noviembre de 1985.