

Aspectos geológicos: Litología y estructura a escala local y de emplazamiento

Geological aspects: Lithology and structure, at local and site scale

R. Campos Egea (*), C. Marín Benavente (*), L. Pérez del Villar (*), J. Pardillo Porras (*), M. Fernández Díaz (**), A. Quejido (**), B. De la Cruz (*), P. Rivas (*)

(*) Programa de Caracterización Hidrogeoquímica de Emplazamientos.
 (**) Química Analítica. IMA - CIEMAT Av. Complutense 22, 28040 Madrid.

ABSTRACT

The current research carried out in the El Berrocal Test Site belongs to the Project "Characterization and validation of the radionuclide migration processes under real conditions in a fracture granitic environment", in order to establish the structural, lithological, geochemical, hydrochemical and hydrogeological aspects of the granite-Uranium mineralization system, to approach the modelling of the U-migration. The geology of the El Berrocal, the statistical, geometrical and kinematic analysis of the fracturing which affect the El Berrocal granite are shown in this paper.

Key words: El Berrocal, Geology, Geomorphology, Dating, Fractures, Statistics, Kinematic, Geometry, Jointing, Connectivity.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1618-1621
 ISSN: 0213683X

Introducción

El Plutón de El Berrocal se encuentra situado en la parte central de la Zona Centro-Ibérica (Jullivert *et al.*, 1972), próximo al contacto entre la Cuenca Terciaria del Tajo y la Sierra de Gredos. La facies granítica principal, *facies Berrocal*, es la roca encajante del dique de cuarzo mineralizado en uranio (DQMU) el cual fue explotado en los años sesenta en la también denominada *Mina de U de El Berrocal* (Arribas, 1965). La roca granítica encajante y el DQMU forman el Sistema Granito de El Berrocal/DQMU o la Estación Experimental de El Berrocal.

Caracterización geológica

Los Granitos biotíticos tipo San Vicente: son la roca encajante del dique aplítico de Almorox-Navamorcuende (Fig. 1), y se clasifica como una granodiorita (Streckeisen 1974).

Granitos de El Berrocal: Se han diferenciado y cartografiado tres facies (Fig. 1), facies de El Berrocal, leucogranitos y pegmoaplitas.

Facies de El Berrocal: Es la facies predominante y se clasifica como un cuarzo granito de feldespato alcalino de dos micas con moscovita dominante (Streckeisen, 1974).

Los **leucogranitos** se encuentran localizados en las cotas topográficas más altas del área cartografiada y representan la facies de cúpula del plutón (Fig. 1). Se consideran una facies más evolucionada que la de El Berrocal.

Las **pegmoaplitas** aparecen bien desarrolladas en afloramientos localizados al N y

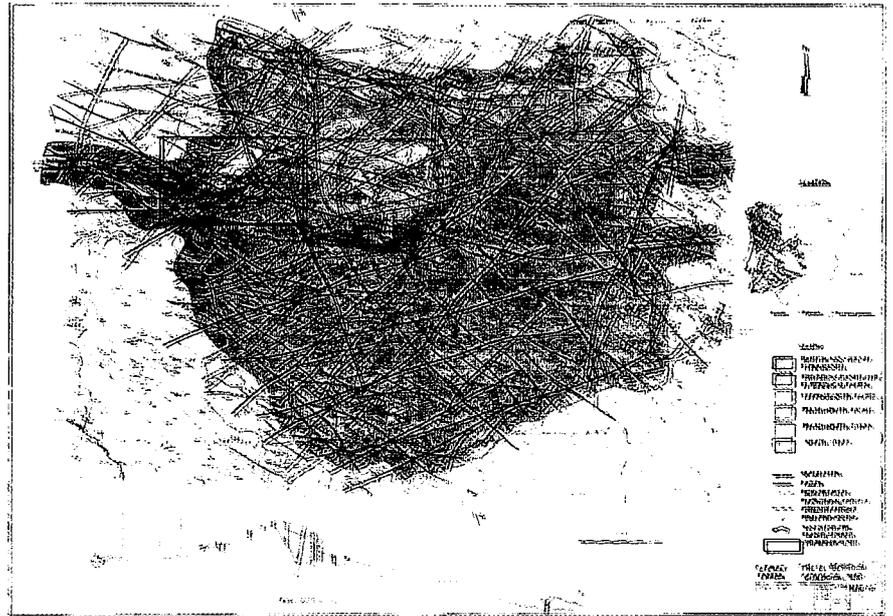


Fig. 1.- Mapa de Situación

Fig. 1.- Mape of situation

NW del plutón, así como a lo largo del contacto entre el granito tipo San Vicente y el plutón de El Berrocal. Las relaciones espaciales entre la facies pegmoaplítica y los granitos tipo San Vicente indican que las pegmoaplitas intruyeron a través del granito tipo San Vicente, aprovechando fracturas subhorizontales de descompresión.

Dique aplítico de Almorox-Navamorcuende: Los afloramientos de éste dique se sitúan en

la parte NW y NE del plutón de El Berrocal, con una potencia de 60-70m, aproximadamente. Es vertical o subvertical y se encuentra encajado en el granito tipo San Vicente (Fig. 1). El contacto entre ellos es tectónico, a lo largo de una zona de fractura con una dirección aproximada de N90-100°E que forma una banda sigmoidal. Este dique se clasifica como un granito rico en cuarzo con feldespato alcalino, con acmita (augita-egirina) y muy evolucionado (Streckeisen, 1974), de

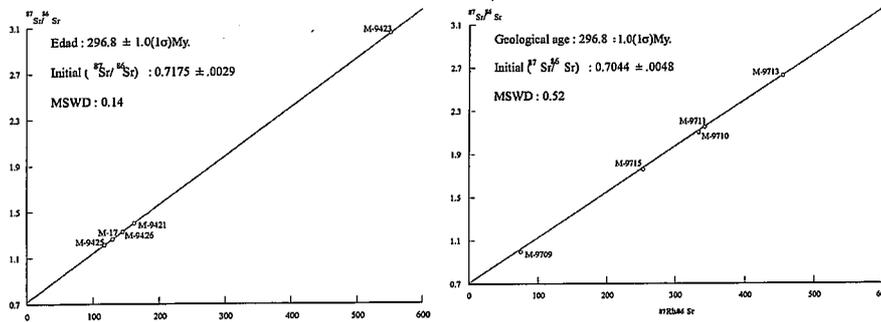


Fig. 2.- a) Isochronas de muestras totales de el pluton de El Berrocal, b) el dique de Almorox-Navamorcuende

Fig. 2.- a) Bulk sample isochrones of the El Berrocal pluton, b) of the Almorox-Navamorcuende dyke

acuerdo con su bajo contenido en Ca, Sr y Ba y su alta concentración de SiO₂, Rb y Li (Marín *et al.*, 1996a).

Los diques de cuarzo más importantes son los que se sitúan en direcciones próximas a N40E, N60E y N80E. Sin embargo, los diques de cuarzo N100-110E son importantes por su longitud, espesor y mineralización de U. El DQMU tiene una potencia entre 1.5 y 2m, y buza 70-80° al N, estando esencialmente formado por cuarzo microcristalino jaseroideo asociado con sulfuros, principalmente con pirita y calcopirita, y en menor medida con esfalerita y galena, todos ellos con claros signos de haber sido tectonizados.

La mineralización uranífera está formada principalmente por pechblenda y, en menor proporción, por cuarzo jaseroideo, pirita y carbonatos. Los procesos de meteorización producen una serie de minerales secundarios que comprenden: óxidos de Fe; calcosina y covellina; gummitas naranjas y amarillas y fosfatos de uranio, fundamentalmente autunita, torbernita y uranocircita.

Existen cinco familias de fracturas identificadas en el plutón de El Berrocal y son responsables de la morfología actual, así como de la distribución de las diferentes facies, especialmente de los leucogranitos y pegmatitas. En general son fracturas subverticales, en su mayoría rellenas por cuarzo.

Familia N60E, paralela a la Falla Meridional del Sistema Central, es una de las mejor desarrolladas en el área. **Familia N80E**, representa la dirección tipo Tarica localizada en la zona Sur de la Estación Experimental, muestran generalmente respuesta geomorfológica.

Familia N30-40E, es la mejor desarrollada y atraviesa todo el plutón, produce en los bloques fallados, una alta densidad de fracturación, en un entorno próximo. **Familia N140E**, es paralela a las fallas que definen el contacto SW del plutón de El Berrocal; y no muestran respuesta geomorfológica. **Familia N100-110E** es la dirección de fracturación que representa al DQMU y a una serie de fracturas subparalelas que se sitúan fundamentalmente al N del dique.

Datación del pluton de El Berrocal y de El Dique de Almorox-Navamorcuende por el método de rubidio-estroncio

Las relaciones geométricas entre el plutón de El Berrocal y el dique de Almorox-Navamor-

cueno sugieren dos hipótesis diferentes sobre el orden geocronológico de intrusión de ambas formaciones graníticas: el plutón de El Berrocal es posterior al dique (Varea e Iglesias, 1981). o son contemporáneas y procedentes del mismo magma (Ubanell y Doblas, 1987 y Doblas, 1990).

La datación de la intrusión del plutón de El Berrocal y del dique aplífico de Almorox-Navamorcuende se ha llevado a cabo, con el fin de confirmar o no los modelos establecidos por estos autores. Además, también se ha determinado la última homogeneización de Sr en el plutón de El Berrocal mediante su isocrona interna con objeto de calcular el tiempo transcurrido entre la intrusión del plutón y la finalización de la alteración deutérica y/o post-magmática que afecta al plutón.

Los resultados obtenidos (Pérez del Villar *et al.*, 1996a y 1996b) demuestran que:

1.- El plutón de El Berrocal y el dique de Almorox intruyeron al mismo tiempo, hace aproximadamente 297 Ma, durante el límite entre el Westfaliense y Estefaniense (Fig.2). Ambas formaciones son, por tanto, de edad tardi-hercínica e intruyeron durante una etapa de distensión (Serrano Pinto *et al.*, 1988).

2.- El valor inicial de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Tabla I) en el plutón de El Berrocal es típica de un

PLUTON DE EL BERROCAL	
Muestra	Inicial (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)
M-17	.714 ± 1
M-9426	.718 ± 5
M-9425	.718 ± 7
M-9423	.717 ± 16
M-421	.718 ± 5
DIQUE DE ALMOROX-NAVAMORCUENDE	
Muestra	Inicial (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)
M-9709	.705 ± 5
M-9710	.702 ± 16
M-9711	.700 ± 12
M-9713	.707 ± 13
M-9715	.708 ± 15

Tabla I.- Valores iniciales (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) para las muestras de el plutón de El Berrocal y del dique de Almorox-Navamorcuende hace 297Ma.

Table I.- Initial (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) values for the samples from the El Berrocal pluton and the Almorox-Navamorcuende dyke 297 My age.

magma primario procedente de la corteza continental. Por ello el granito de El Berrocal es peraluminico perteneciente a la serie de la ilmenita (Ishihara, 1977) o a los granito de tipo S (Chappel y White, 1974). Por el contrario, la relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr del dique de Almorox-Navamorcuende (Tabla I), lo sitúa dentro del campo de granitoides con un valor inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr intermedio, entre los de origen cortical y los originados en el manto superior (Faure y Powell, 1972). Esto quiere decir que se localiza bien en el dominio de los magmas graníticos formados por una fusión parcial de la corteza basal, con una relación Rb/Sr apropiada, o bien, que está formado por una mezcla de materiales basálticos y síalicos.

3.- La isocrona interna (Fig.3), del granito de El Berrocal, sugiere que la roca total permaneció como un sistema cerrado para los isótopos de

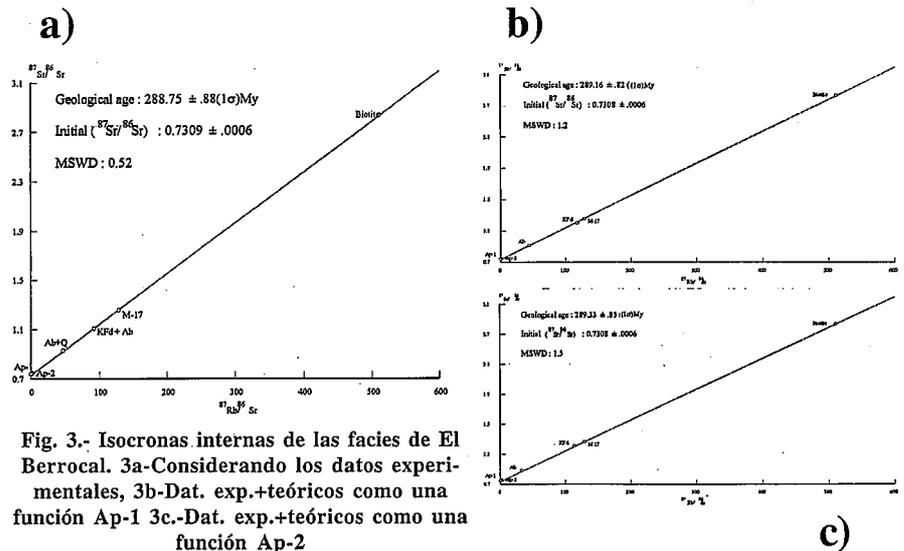


Fig. 3.- Isochronas internas de las facies de El Berrocal. 3a-Considerando los datos experimentales, 3b-Dat. exp.+teóricos como una función Ap-1 3c-Dat. exp.+teóricos como una función Ap-2

Fig. 3.- Internal isochrones of the El Berrocal facies. 3a-Considering experimental data, 3b-experimental and theoretical data as a function of Ap-1, 3c-experimental and Theoretical data as a function of Ap-2

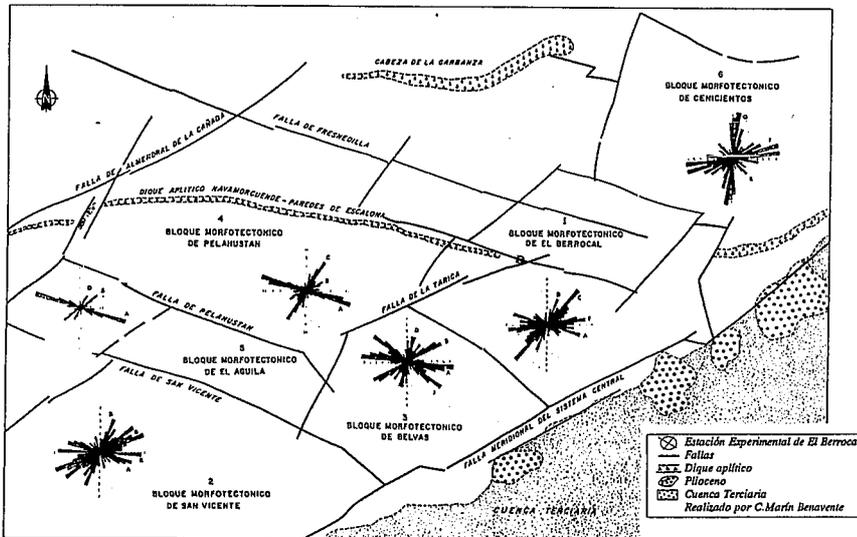


Fig. 4.- Esquema morfotectónico de la región de El Berrocal. Imagen Satélite Spot E:1:50.000 Bloques Morfotectónicos: 1:El Berrocal, 2: San Vicente, 3:Belvas, 4:Pelahustán, 5:El Aguila, 6:Cenicientos.

Fig. 4.- Morphotectonic scheme of the El Berrocal area I. Sat. Spot E:1:50.000 Morphotectonic Blocks 1:Berrocal, 2:S.Vicente, 3:Belvas, 4:Pelahusan, 5:El Aguila, 6:Cenicientos.

Sr durante los procesos de alteración hace unos 289 Ma. Como consecuencia, la edad obtenida a partir de la isocrona de la roca total, representa la edad de la intrusión del plutón de El Berrocal, y la diferencia entre esta edad y la obtenida a partir de la isocrona interna (9 Ma) representa el intervalo de tiempo durante el cual se produjeron los primeros procesos de alteración en el plutón de El Berrocal.

Desde el punto de vista geológico, las edades de intrusión del plutón de El Berrocal y del dique de Almorox-Navamorcuende confirman que ambos granitoides intruyeron a la vez. Por otra parte, estas edades también están de acuerdo con la edad estimada (290-300 Ma) para la fase tectónica que produce las fallas transcurrentes que afectaron al Macizo Central bajo condiciones dúctiles-frágiles y frágiles, y, durante la cual, intruyeron ambos granitoides. Sin embargo, la relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, sugieren que ambos granitoides proceden de magmas primarios distintos.

Estudio estadístico de la red de fracturación

En este trabajo se analiza la red de fracturas del plutón de El Berrocal y el granito encajante tipo San Vicente mediante sensores remotos a escalas diferentes ya sea para la red de fracturas regional o de primer orden (fracturas >8Km), la red de fracturación local (fracturas <8Km >200m) o la red de diaclasas (fisuras <200m), en tomo al DQMU.

Este método de análisis secuencial de la red de fracturas ha permitido definir seis Bloques Morfotectónicos (BMT) los cuales están, limitados por fallas regionales o de primer orden y con un área que oscila entre 70 y 20Km². Está estructura en BMT es el resultado de la reactivación de las fallas tardihercínicas, N100-110°E y N30-50°E, por movimientos recientes de edad alpina (Capote, R 1990). Los seis BMT que componen

el área estudiada (Fig.4) están caracterizados por una distribución de frecuencia de fracturas ponderada por su longitud.

Estos BMT están constituidos a su vez por Unidades Tectónicas (UT), limitadas por fallas locales o de segundo orden. En torno a la Estación Experimental de El Berrocal, se definen cuatro UT limitadas por las fallas de la Mina, de dirección N110°E, la falla de la Tarica, de dirección N60-70°E y la falla de las Mulas, de dirección N150°E. Las UT tienen un área que oscila entre 17 y 24 Hm².

Análisis estadístico

La semejanza o disimilaridad entre las poblaciones de fracturas correspondientes a cada BMT, se analiza mediante los estadísticos χ^2 y Kolmogorov - Smirnov.

Para ello se establece la hipótesis nula (H₀), es decir que la distribución de fracturas es homogénea en los BMT. De este estudio se deriva que la máxima desemejanza entre Bloques corresponde a los BMT de Cenicientos-San Vicente, de Belvás-Cenicientos y de Pelahustán- San Vicente, calculada con una probabilidad P>90%. Entre los bloques de Berrocal-Belvás, Berrocal-San Vicente, Belvás-Pelahustán, Belvás-Aguila, Berrocal-Pelahustán y Pelahustán-Aguila la probabilidad de semejanza es mayor, P>95%.

La correspondencia entre la red fotogeológica de diaclasas de tercer orden (1:2000) y la red de fracturas medidas en profundidad mediante el registro sísmico TLV en los sondeos ubicados en la UT-I, se ha realizado mediante el estadístico χ^2 , encontrándose un buen ajuste entre ambas poblaciones, excepto para las fracturas de azimut N25°E ($\chi^2_{parcial} = 3.2$). En consecuencia, se puede establecer que el esquema de orientaciones de fracturas obtenido en la superficie del terreno, por técnicas fotogeológicas, es equivalente al es-

quema obtenido en profundidad por el registro TLV, dentro de una Unidad Tectónica determinada.

Geomorfometría

Los movimientos verticales recientes de fallas deben quedar registrados en los perfiles longitudinales de los ríos como rupturas de pendiente, siempre que estas no hayan sido anuladas durante los procesos de erosión/deposición fluvial (Scheidegger, 1970, King, 1966).

Con el fin de determinar las fallas que han experimentado desplazamientos verticales, en el plutón de El Berrocal, en época reciente, se ha realizado el análisis de las rupturas de pendiente de las principales corrientes de la zona encontrándose una buena correspondencia entre la situación de los puntos de inflexión de los perfiles hidrográficos y la red de fracturación fotogeológica de escala 1:50000, lo que permite conocer los desplazamientos verticales relativos en la zona de estudio.

Cinématica de las estructuras de fracturación.

Tanto a escala regional, como a escala de afloramiento, se pone de manifiesto que los diferentes conjuntos de fallas reconocidos, se ajustan de forma consistente en todo el sector, a una zona de salto y solape (off-set) entre dos fallas tardihercínicas de importancia regional, la Falla de Navamorcuende y la Meridional del Sistema Central, en un régimen de deformación dúctil-frágil y frágil (Campos *et al.*, 1995). Como consecuencia del movimiento de deslizamiento en dirección y sentido dextrógiro que presentan las dos fallas mencionadas, y debido a los procesos de carácter extensional que en ellas se producen, se genera una zona de dilatación que además, podría justificar el emplazamiento del stock granítico de El Berrocal (Fig. 5).

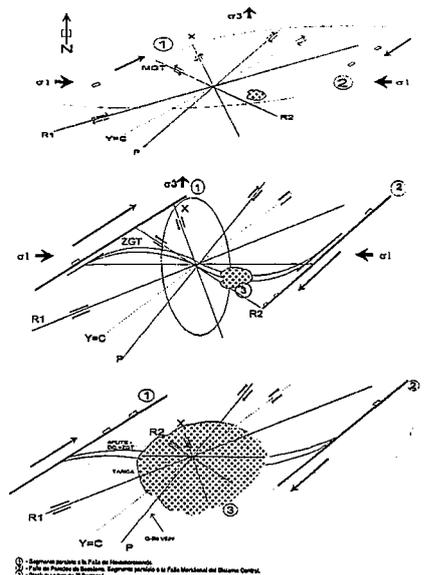


Fig. 5.- Interpretación cinemática de las estructuras en El Berrocal

Fig.5.- Kinematic interpretation of structures in the El Berrocal

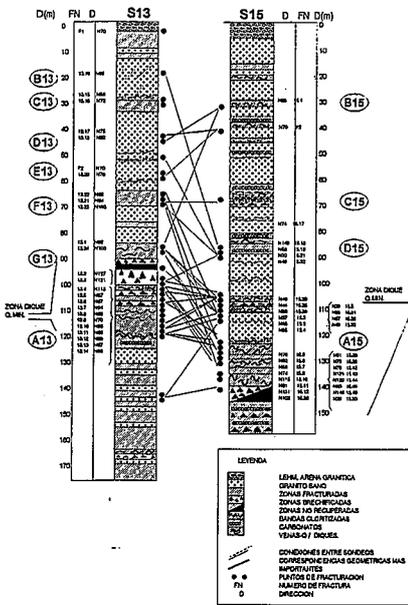


Fig. 6.- Sondeos S13 y S15, columnas sintéticas y correspondencias geométricas más importantes

Fig. 6.- Boreholes S13 and S15 schematic logs and correspondences

El deslizamiento en dirección (desgarre) producido por la Falla Meridional del Sistema Central, se transferiría hacia el Oeste, hacia la Falla de Navamorcuende, mediante fallas de transferencia, que se disponen a alto ángulo con las anteriores. En dicha zona de dilatación se desarrollan una serie de fracturas que acomodan la deformación, y que por su orientación espacial y características cinemáticas corresponderían con las siguientes: por una parte, las fracturas que se disponen a bajo ángulo con respecto a las fallas de Navamorcuende y Meridional, son sintéticas y corresponden a las fracturas tipo Riedel (R1), P y C. Por otra parte, las fracturas que se disponen a alto ángulo y de movimiento antitético, coinciden con las anti-Riedel (R2) y X. Todas estas fracturas están representadas en el granito de El Berrocal y el esquema cinemático es escalariante (Fig. 5).

La zona de falla rellena por el conjunto de venillas de cuarzo ramificadas (veining), asociadas espacial y genéticamente con el DQMU, ocupa la posición de «Zona de Grieta de Tensión» (Doblas 1990, ZGT en Fig. 5), de orientación general N110°E y muy significativa en la zona de estudio.

Hay que resaltar que en este esquema cinemático los movimientos de las fallas son compatibles con un sentido de compresión $\sigma_1 = E-W$ y de extensión $\sigma_3 = N-S$ (Campos *et al.*, 1995), hecho que ha sido puesto de manifiesto utilizando el método diédrico (Angelier y Mechler 1977) y contrastándolo por el método geométrico de McCooos (1986). Estos movimientos serían compatibles con un régimen de deformación transpresivo, que actuaría en la zona de forma prolongada en el tiempo, con un efecto combinado de compresión oblicua y cizalla. Contextos transpresivos similares han sido citados en otras áreas del Macizo Hespérico (Sanderson *et al.*, 1991 y Gumiel y Campos 1993).

Los efectos de la deformación alpina en la zona, definidos por las etapas Ibérica, Guadarrama y Torrelaguna (De Vicente 1988, Capote *et al.*, 1990, Calvo *et al.*, 1991, De Vicente *et al.* 1994) bajo diferentes tensores de esfuerzo, están siendo actualmente evaluados y se van a traducir en la reactivación de estructuras hercínicas con los consiguientes cambios en la orientación de dichos tensores.

Análisis del diaclasado: geometría y distribución

Dentro de los diferentes tipos de discontinuidades, las diaclasas se clasifican como discontinuidades sistemáticas, las cuales generalmente se presentan agrupadas en familias. De esta forma, el espaciado, orientación y apertura, se describen en agrupaciones de diaclasas.

En El Berrocal, se ha realizado un análisis estadístico de orientaciones sobre una población de 1264 diaclasas, y basados en el análisis estadístico de la geometría y de la distribución del diaclasado en superficie y en profundidad se deduce que (ver desarrollo y metodología en Campos *et al.*, 1995):

Según su orientación, las diaclasas se pueden agrupar en tres familias, las cuales se ajustan a distribuciones tipo Fisher en torno a los siguientes polos medios: Familia 1 (352,88), Familia 2 (314, 86), Subfamilia 3.1 (232,81) y Subfamilia 3.2 (89,79), representando un 39%, 36%, 14% y 11% respectivamente.

El espaciado entre diaclasas se ajusta tanto en superficie como en profundidad a distribuciones exponenciales negativas, con una media de 1.92m, 0.83m y 0.62m según si la toma de datos ha sido en superficie, galería o de los sondeos, respectivamente.

La densidad de fracturación no es homogénea en todo el entorno de la mina, ya que aumenta al N del DQMU, donde es aproximadamente el doble que al S tanto en superficie (2.15ft/m vs. 1.09ft/m) como en profundidad, (0.42ft/m vs. 0.26ft/m).

Las aperturas de las diaclasas se ajustan a distribuciones aproximadamente lognormales y exponenciales con una media de 7.8mm.

Geometría y redes de conexiones del sistema de fracturación

El estudio de la conectividad de fracturas es un problema complejo y de gran interés en varios campos de aplicación en especial en la hidrogeología. En El Berrocal se ha realizado un ensayo de conectividad de fracturas, en base al estudio geométrico de la fracturación, tratando de establecer las posibles redes de conexión, mediante las correspondencias geométricas entre las fracturas observadas en superficie y las reconocidas en los sondeos (ver desarrollo y metodología en Campos *et al.*, 1995).

Como ejemplo, en la figura 6, se representan los sondeos inclinados S13 y S15 que intersectan al DQMU. En estos sondeos se definen cinco familias de fracturas (citadas anteriormente en el texto) que se corresponden con las mismas en superficie (Marín *et al.*, 1996 a y b). Las principales zonas de conexión entre ambos sondeos se

producen en la zona del DQMU (A13 en el S13 y A15 en el S15), las cuales presentan una alta densidad de fracturación.

Este estudio permite reconocer la red principal de percolación y las redes de percolación secundarias formadas por las intersecciones de las diferentes fracturas principales. Así las zonas B13 a G13 del sondeo 13, sus conexiones con el sondeo 15 (B15-D15) y las zonas correspondientes al dique (A13 y A15) constituyen la red principal de percolación.

Agradecimientos

Este trabajo ha estado financiado por CIE-MAT-ENRESA y la CEE.

Referencias

Angelier J. & Mechler P. 1977. *Bull. Soc. Geol. France* (7) *TXIX* n°6 pp 1309-1318.
 Arribas, 1965. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 77, 67-92.
 Calvo J.P. *et al.*, 1991. *I Congreso Español Terciario Vic* 55-58.
 Campos *et al.*, 1995. *Bol. Geol. Min. Vol. 106-6*, 503-516.
 Capote R. *et al.*, 1990. *Geogaceta* 7, 20-22.
 Chappel & White 1974. *Pacific. Geol.*, 8, 173-174
 De Vicente G. 1988. *Tesis Doc. Univ. Complutense Madrid*. 331 pp.
 De Vicente G. *et al.*, 1994. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. *V19*. 175-190.
 Doblas M. 1990. *UCM. Fac. CC Geológicas. Dto. Geodinámica. Tesis Doc.* 465pp.
 Faure, G. & Powell, J.L. 1972. *Springer-Verlag Ed. Berlin*. 188pp
 Gumiel, P., & Campos R. 1993. *Geogaceta*, 13, 57-61.
 Ishihara, S. 1977. *Min. Geol.* 27, 293-305
 Julivert M; *et al.*, 1974. *Serv. Publ. IGME. Madrid*.
 King, C.A. 1975. *Edward Arnold*.
 McCoss A.M. 1986. *Journ. Struct. Geology*, vol. 8, 6, pp 715-718.
 Pérez del Villar *et al.*, 1996 a. En: Marín *et al.* EB-CIEMAT (96) 3. El Berrocal Proyect. Task Group Report. Capitulo 3.
 Pérez del Villar *et al.*, 1996 b. En: Marín *et al.* EB-CIEMAT (96) 4. El Berrocal Proyect. topical Report. Capitulo 7.
 Rittmann, A. 1979. *Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies n°7 Springer-Verlag. Berlin*. 263pp.
 Sanderson, D.J. *et al.*, 1991. *Journ. Geol. Soc. London*. 148, 893-898.
 Scheidegger, J.A.E. 1970. *Springer Verlag*.
 Serrano Pinto *et al.*, 1988. *Libro Homenaje a L.C. García de Fiquerola. Ed. Rueda, Madrid*. 69-86.
 Streckeisen, A. 1974. *Geol. Rundschau*, 63, 773-785.
 Ubanella G. & Doblas M. 1988. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Ed. Rueda Madrid*. pp393-403.
 Varea R; & Iglesias A. 1981. *Informe 281/6 2T. ADARO-JEN*.