

Simulación geoestadística en 2-D de las zonas de falla en el plutón granodiorítico de Fontanosas (Ciudad Real), zona Centro-Ibérica meridional

J. Escuder Viruete⁽¹⁾ y S. Lorenzo Álvarez⁽²⁾

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense. E-28040 Madrid, Spain
E-mail: escuder@geo.ucm.es

(2) Departamento de Ingeniería Geológica. EUP Almadén. Universidad de Castilla-La Mancha. E-13400 Almadén, Ciudad Real, Spain
E-mail: saturnino.lorenzo@uclm.es

RESUMEN

En este estudio, se utiliza la distribución del índice de fracturación obtenida a partir de la modelización y simulación geoestadística como método para caracterizar cuantitativamente el sistema de fracturas desarrollado en el plutón granodiorítico de Fontanosas en 2-D (zona Centro Ibérica meridional del Macizo Ibérico). El índice de fracturación (IF, en unidades m^{-1}) es una medida de la densidad de fracturación en dominios discretos del macizo rocoso. Para validar los resultados de la modelización geoestadística, se realizó una detallada cartografía estructural del área a la escala 1:5000. Los grid resultantes, expresados como mapas de pixel, describen el valor continuo del IF en 2-D para todo el conjunto del plutón granodiorítico de Fontanosas. En base a la distribución simulada del IF y su correlación con las fallas cartográficas, en la zona estudiada se pueden distinguir dos dominios estructurales: las bandas elongadas de las zonas de falla y los bloques romboidales localizados entre ellas. La separación entre ambos dominios estructurales es gradual y registra el progresivo aumento de la densidad de fracturación hacia el núcleo central de la falla. Aunque no se ha observado un umbral claro del IF que separe ambos dominios, las zonas de falla presentan generalmente un $IF > 2.0 m^{-1}$ y los bloques individualizados un $IF < 1.0 m^{-1}$. Como consecuencia, los grid del IF obtenidos permiten la clasificación estructural del macizo rocoso granítico en 2-D y un mejor conocimiento de la arquitectura de las zonas de falla desarrolladas en macizos graníticos, como el plutón granodiorítico de Fontanosas.

Palabras clave: índice de fracturación, Macizo Ibérico, modelización geoestadística, plutón granodiorítico de Fontanosas, simulación estocástica, zona de falla

Two-dimensional geostatistical simulation of fault zones in the Fontanosas granodioritic pluton (Ciudad Real), southern Central-Iberian zone

ABSTRACT

In this study, a fracture index (FI) distribution method of geostatistical modelling and simulation in 2-D is used to characterize quantitatively the fracture system developed in the Fontanosas granodioritic pluton (Southern Central-Iberian zone of the Iberian Hercynian Massif). The fracture index (FI, m^{-1} units) is a measure of the fracture density in discrete domains of the rock massif. To validate the results of geostatistical simulation a detailed structural map of the area was also made on a scale of 1:5000. The resulting grid, expressed as pixel-maps, describe the continuous value of the FI in 2-D for the whole Fontanosas granodioritic pluton. Based on the simulated distribution of the FI and their correlation with mapped faults, two structural domains are distinguished in the studied area: elongated bands of fault zones with high FI values and romboidal blocks located between them with low FI values. The separation between both structural domains is gradual and defined by an increase of fault density toward the central fault core. Though a threshold value of the FI that separate both structural domains is not clearly defined, the fault zones generally present $FI > 2.0 m^{-1}$ and the individualized blocks $FI < 1.0 m^{-1}$. As consequence, the obtained grid of the FI allow the quantitative structural classification of the granitic massif in 2-D and understanding the fault zone architecture developed in granitic massifs, as Fontanosas granodioritic pluton.

Key words: fault zones, Fontanosas granodioritic pluton, fracture index, geostatistical modeling, Iberian Massif, stochastic simulation

Introducción

Una zona de falla consiste en un dominio generalmente elongado en el que se registra una mayor

intensidad de deformación frágil que en la roca del entorno. Generalmente, las zonas de falla pueden ser divididas en dos zonas distintas: el núcleo de la falla, donde se acomoda gran parte del desplazamiento, y

la zona de rotura adyacente, la cual se relaciona mecánicamente con el crecimiento de la zona de falla (Chester y Logan, 1987; Scholz y Anders, 1994). Los materiales del núcleo de la falla están generalmente compuestos por superficies de deslizamiento anastomosadas, harinas ricas en arcillas, cataclasitas y brechas de falla; las estructuras de la zona de rotura son familias de fallas cinemáticamente relacionadas, pequeñas fallas, venas y diaclasas. La forma y tamaño relativo de cada uno de estos componentes estructurales puede variar de falla a falla y dentro de un determinado sistema de fallas, y desarrollarse más de un núcleo de falla o superficie de deslizamiento principal dentro de la zona de falla (Chester y Logan, 1987; Chester *et al.*, 1993; Evans y Chester, 1995; Schulz y Evans, 1998, 2000).

Siguiendo el modelo de arquitectura de una zona de falla propuesto por Caine *et al.* (1993), el núcleo de la falla y la zona de rotura son dos distintas unidades estructurales e hidrogeológicas, que reflejan las propiedades del material y las condiciones de deformación dentro de una zona de falla. Esta arquitectura controla las propiedades físicas de las zonas de falla, tales como la porosidad, la permeabilidad, el movimiento de fluidos e, incluso, sus propiedades mecánicas. Por lo tanto, para determinar las propiedades de una zona de falla es importante conocer la extensión y variabilidad espacial de su núcleo y de la zona de rotura. Sin embargo, normalmente se dispone de datos insuficientes, particularmente de datos de campo, para caracterizar adecuadamente la arquitectura de las zonas de falla desarrolladas en áreas donde los afloramientos no son continuos ni están homogéneamente distribuidos.

Un hecho observado en muchas zonas de falla es que la densidad de fracturación aumenta progresivamente desde el protolito no deformado, a la zona deformada y hasta el núcleo central de la falla (Sibson, 1977; Hancock, 1985; Goddard y Evans, 1995; Schulz y Evans, 1998; Nedham *et al.*, 1996; Schulz y Evans, 2000; Escuder Viruete *et al.*, 2003). Esta densidad de fracturación puede ser definida cuantitativamente por un índice de fracturación (IF), o número de discontinuidades estructurales presentes por unidad de longitud, medidas a lo largo de un perfil subhorizontal en el afloramiento (en m^{-1} unidades; La Pointe y Hudson, 1985; Narr y Suppe, 1991; Engelder *et al.*, 1997). En base a la existencia de este gradiente en la densidad de fracturación perpendicular al núcleo central de una falla, las medidas del IF en dominios discretos pueden ser utilizadas para caracterizar la arquitectura de zonas de falla y su variabilidad espacial. Sin embargo, las estimaciones del IF están también limitadas al número y distribución de los afloramientos,

y las áreas entre ellos pueden estar afectadas por una mayor densidad de fracturación que los afloramientos mismos, debido a la alteración y erosión preferencial. Para poder conocer la distribución espacial de las zonas de falla, una posible solución es extrapolar los datos del IF en una determinada área utilizando técnicas geoestadísticas (Isaaks y Strivastava, 1989; Journel, 1989; Froidevaux, 1990; Villaescusa y Brown, 1990; Deutch y Journel, 1992; La Pointe y Barton, 1995; Pannatier, 1996). La geoestadística es una rama de la estadística aplicada que da un mayor énfasis a: (1) el contexto geológico de los datos; (2) las relaciones espaciales existentes entre ellos; y (3) la integración de datos medidos con un diverso grado de precisión y alcance espacial. En síntesis, consiste en considerar una variable como regionalizada.

El principal objetivo del presente trabajo es comprobar si la distribución del IF obtenida a partir de una modelización y simulación geoestadística, caracteriza cuantitativamente en dos dimensiones (2-D) el sistema de fallas desarrollado en el plutón granodiorítico de Fontanosas (Ciudad Real). En este caso, los datos geoestadísticos son valores del IF, medidos en puntos de situación conocida (georreferenciados), procedentes de una función (proceso) que se asume tiene un valor en cada punto de un cierto dominio 2-D. La modelización geoestadística del IF implica la estimación de la correlación espacial descrita en los variogramas experimentales y ajustar un modelo de variograma respecto a ellos (Englund y Sparks, 1991; Deutsch y Journel, 1992; Pannatier, 1996; Pebesma y Wesseling, 1998). La simulación geoestadística (o representación estocástica) puede ser descrita como las posibles realizaciones del campo de una variable que presenta correlación espacial, al ser modelizada como una función aleatoria (Gómez Hernández y Srivastava, 1989; Deutsch y Journel, 1992; Gómez Hernández y Cassiraga, 1994; Cassiraga y Gómez Hernández, 1996; Pebesma y Weseling, 1998). Las diferentes simulaciones obtenidas pueden ser totalmente independientes entre sí, ajustándose sólo a las propiedades estadísticas del campo (media y variograma), o reproducir además los valores observados (simulación condicionada a los datos). La realización de múltiples simulaciones permite conocer también la incertidumbre en la determinación de la variable y el grado de variabilidad espacial consecuencia del proceso subyacente. Con el fin de evaluar los resultados del análisis geoestadístico realizado en el plutón granodiorítico de Fontanosas y sus limitaciones, la distribución del IF simulada fue comparada con la red de fallas obtenida a partir de la cartografía estructural detallada del plutón a escala 1:5000. Los resultados obtenidos permiten la clasificación estructural del

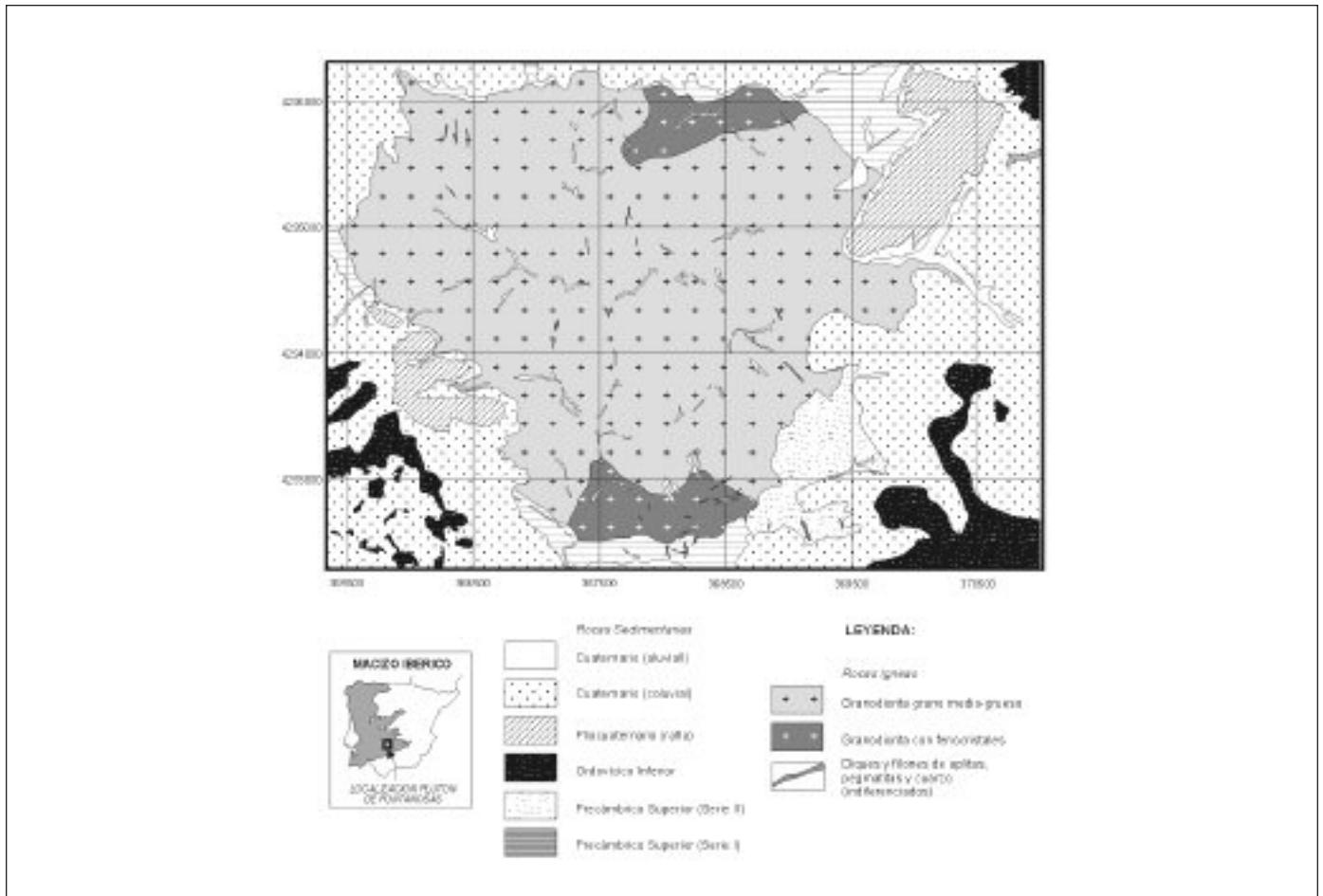


Fig. 1. Mapa geológico del plutón granodiorítico de Fontanosas (García-Sansegundo, 1984; Escuder Viruete y Lorenzo Álvarez, 1995)
 Fig. 1. Geological map of Fontanosas granodioritic pluton (García-Sansegundo, 1984; Escuder Viruete and Lorenzo Álvarez, 1995)

macizo rocoso granítico en 2-D, un mejor conocimiento de la arquitectura de las zonas de falla y el rango de valores del IF que caracteriza el protolito indeformado y la zona de rotura asociadas a las fallas desarrolladas en el plutón.

Marco geológico y estructural

El plutón granodiorítico de Fontanosas (PGF) está situado a 25 km al E de Almadén (Ciudad Real), en el borde N del Valle de la Alcudia, perteneciente al sector septentrional de Sierra Morena. Geológicamente, el plutón está situado en el flanco septentrional del Sinclinal de Almadén, macroestructura localizada en la zona Centro-Ibérica meridional del Macizo Hercínico Ibérico (Julivert *et al.*, 1972; Díez Balda *et al.*, 1990), el cual representa el segmento más occidental del Cinturón Hercínico Europeo (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1996). El PGF con-

siste en un cuerpo de contornos subtriangulares y zonado concéntricamente, con granodioritas de grano grueso con fenocristales en el borde, ricas en enclaves máficos microgranudos, y granodioritas biotíticas de grano medio-grueso y monzogranitos biotíticos de grano medio en el núcleo (Fig. 1; García-Sansegundo, 1984; Escuder Viruete y Lorenzo Álvarez, 1995). El plutón está emplazado entre los materiales de los grupos del Gran Domo Extremeño y de Ibor-Navalpino del Precámbrico Superior, presentando localmente contactos tectónicos con los materiales del Ordovícico Inferior (Bouyx, 1970; Tamain, 1972; Álvarez-Nava *et al.*, 1988; Ortega *et al.*, 1988; Nozal *et al.*, 1988, 1989; Pieren y Hernández Araujo, 1988; Díez Balda *et al.*, 1990). Las edades Rb-Sr en roca total y K-Ar en micas establecen, respectivamente, que el emplazamiento del plutón tuvo lugar entre hace 312 y 309±7 Ma (Leutwein *et al.*, 1970; en Saupé, 1990).

A lo largo de su historia estructural, el PGF fue

afectado tanto por deformaciones en estado magmático y subsólidos relacionadas con su emplazamiento, como por deformaciones frágiles posteriores. Las fábricas magmáticas y deformativas dúctil-frágiles que presenta el plutón sugieren su intrusión durante una etapa de cizallamiento NO-SE regional transcurrente sinistoso, relacionada con un acortamiento de dirección O-E de la F2 Hercínica de Ortega y González Lodeiro (1986) y Ortega *et al.* (1988). Durante esta etapa, en el PGF se forman localmente corredores de desgarres sinistros dúctil-frágiles a frágiles de dirección NO-SE a ONO-ESE (Escuder Viruete y Lorenzo Álvarez, 1995). Las estructuras netamente frágiles en el PGF son subverticales y geoméricamente agrupables en dos familias de fallas principales: la NO-SE a NNO-SSE dextrorsa y la conjugada NE-SO a ENE-OSO sinestrosa (Fig. 2). Generalmente, el vector de desplazamiento asociado a sus planos presenta un cabeceo de bajo ángulo y, por lo tanto, estas estructuras pueden ser clasificadas como desgarres.

La cinemática de ambas familias sugiere que el σ_1 fue subhorizontal y dirigido NNE-SSO durante una F3 Hercínica de deformación frágil, caracterizada por una configuración de esfuerzos transcurrente (Ortega y González Lodeiro, 1986; Ortega *et al.*, 1988; Escuder Viruete y Lorenzo Álvarez, 1995). La existencia en el PGF de fallas subverticales mayoritariamente simplifica la modelización de la fracturación a un problema en 2-D.

A la escala de afloramiento, los desgarres frágiles están definidos por zonas de falla complejas. Estas zonas de falla están caracterizadas por abundantes diaclasas subparalelas, cizallas y fallas menores, con un desplazamiento horizontal generalmente <1 m. Los diagramas de frecuencia de la Fig. 3 muestran la orientación de los desgarres frágiles en el PGF. Estas mesoestructuras pueden ser agrupadas en las dos mismas familias de fallas conjugadas observadas a la escala cartográfica. El análisis de paleoesfuerzos realizado en algunas zonas de falla utilizando el método

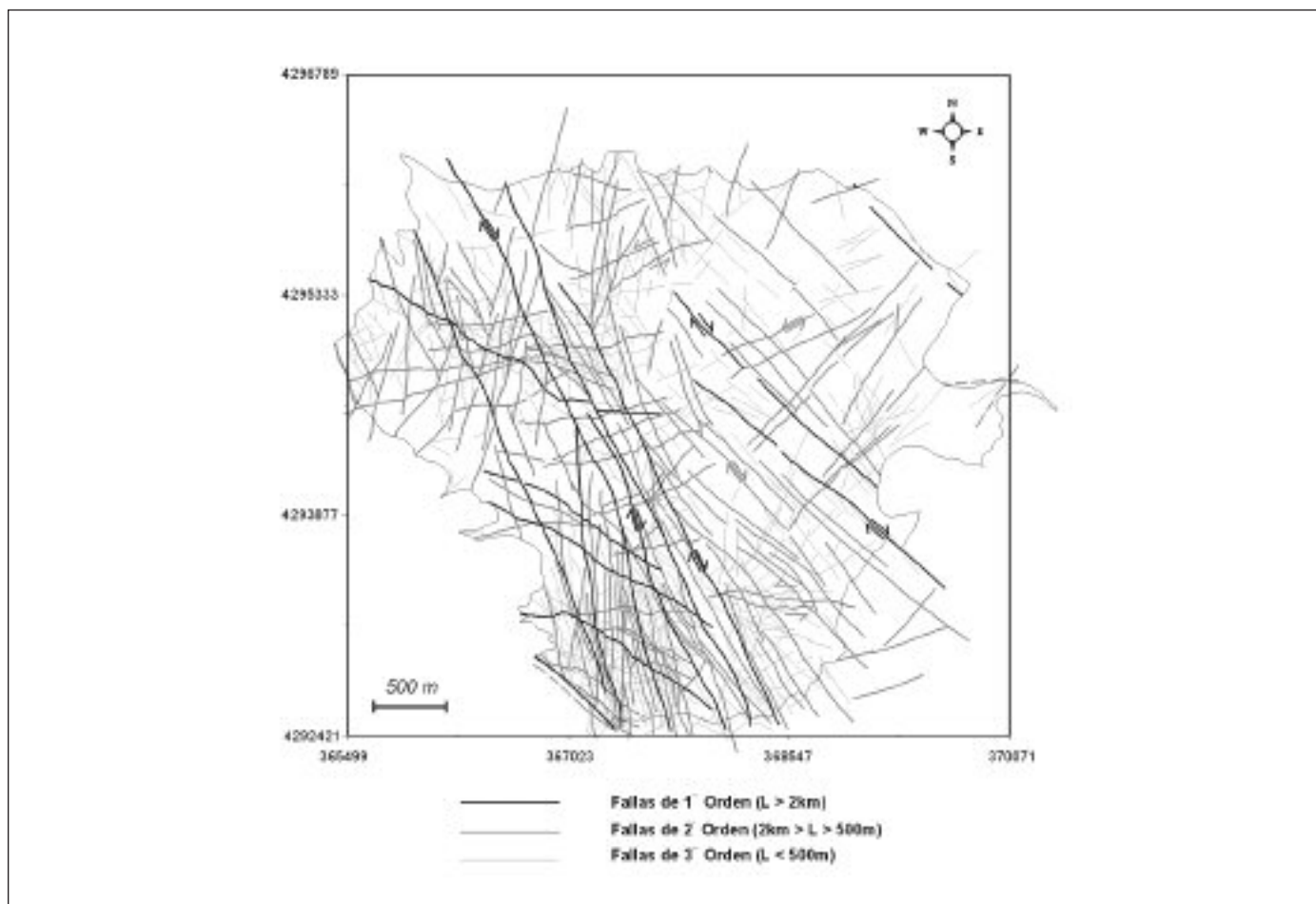


Fig. 2. Mapa de estructuras frágiles del plutón granodiorítico de Fontanosas
 Fig. 2. Structural map of brittle structures of the Fontanosas granodioritic pluton

de Etchecopar *et al.* (1981), sugiere su generación por un campo de esfuerzos transcurrente ($0.5 < R < 0.6$; $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$), caracterizado por un σ_1 subhorizontal y de orientación N-S a NNE-SSO y un σ_3 de disposición subvertical (Escuder Viruete y Lorenzo Álvarez, 1995). El espesor de las zonas de falla individuales puede variar entre 0.5 y 30 m, aunque las zonas de falla anchas (>10 m) son más abundantes.

Análisis geoestadístico

Variogramas

La estadística convencional está basada en el estudio de variables aleatorias independientes que asumen una nula continuidad espacial y no permiten la extrapolación adecuada entre valores medidos puntualmente, ya que sólo se utiliza la información implícita en el valor medio general (por ejemplo, mediante

regresión lineal). En geoestadística, sin embargo, se asume que las variables son continuas en el espacio y su valor está espacialmente correlacionado entre los puntos adyacentes. La extensión en que dicha correlación espacial varía con la dirección queda implícitamente descrita por una función direccional denominada variograma (Isaaks y Srivastava, 1989; Journel, 1989; Pannatier, 1996; Goovarest, 1997). Resulta importante determinar la continuidad espacial de una variable, ya que puede ser utilizada para estimar su valor en puntos, celdas o bloques de un dominio, en una, dos o tres dimensiones (1, 2 ó 3-D).

La función variograma se calcula de acuerdo a la siguiente ecuación general (Deutsch y Journel, 1992; Pannatier, 1996):

$$\gamma(h) = [1/2N(h)] \sum [z_i - z_{i+h}]^2 \quad (1)$$

donde z_i es el valor de la variable medido en el punto i ; z_{i+h} es el valor medido en el punto $i+h$; $\gamma(h)$ es la semivarianza en el intervalo de distancia h ; y $N(h)$

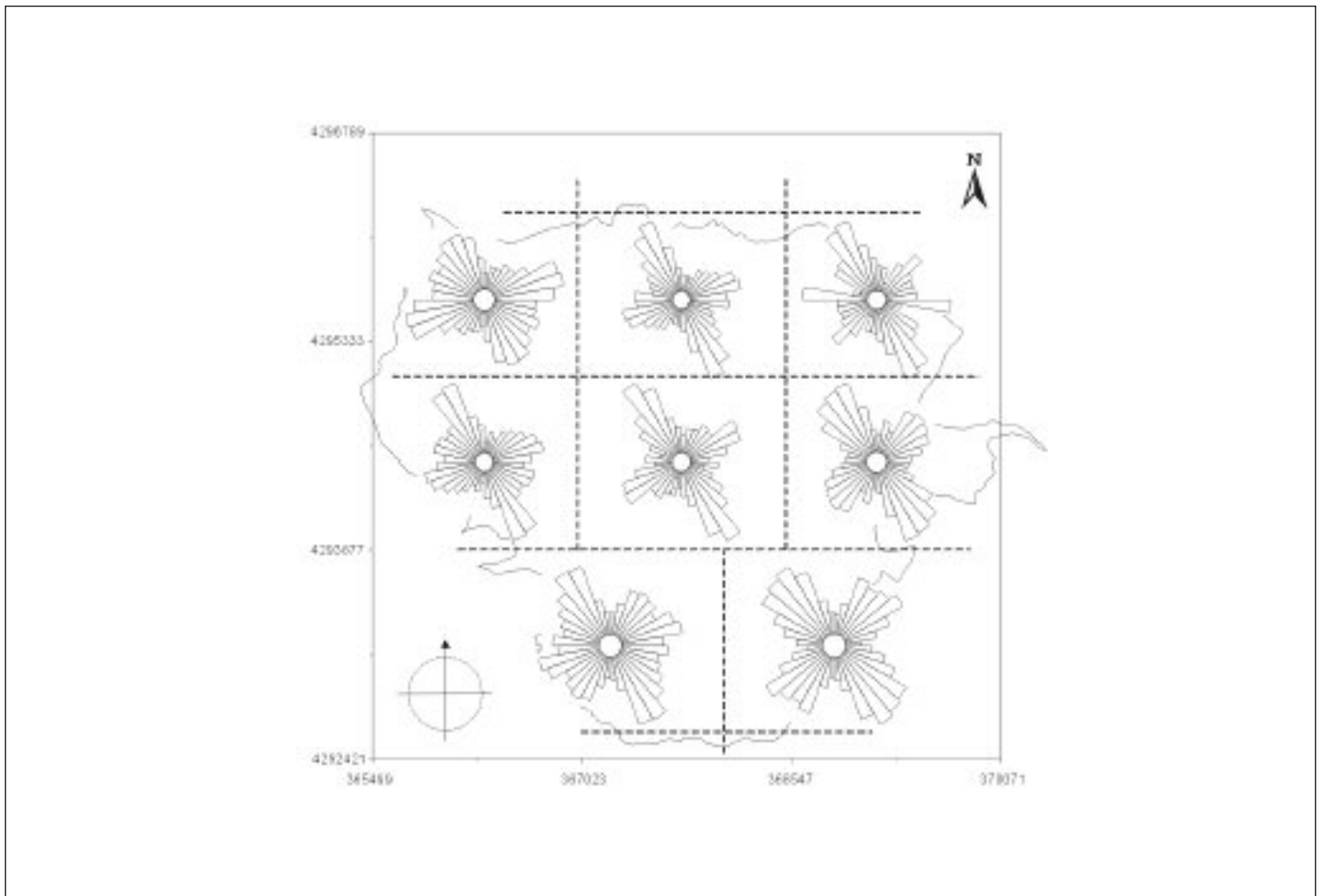


Fig. 3. Diagrama de frecuencia de estructuras frágiles por sectores en el plutón granodiorítico de Fontanosas
Fig. 3. Frequency diagrams of brittle structures by sectors in the Fontanosas granodioritic pluton

es el número total de pares $[z_i - z_{i+h}]$ en el intervalo h . El cálculo de $\gamma(h)$ es repetido para todos los intervalos o rangos de h . El variograma denominado experimental se obtiene representando todos los intervalos de clase h versus el valor de la semivarianza $\gamma(h)$ calculada en cada intervalo. Si existe correlación espacial entre los datos, los variogramas resultantes son típicamente curvas convexas donde es posible extraer varios parámetros, que en conjunto definen el modelo de continuidad espacial de la propiedad (Fig. 4), siguiendo la metodología descrita a continuación.

Metodología geoestadística y adquisición de los datos

El análisis geoestadístico conlleva típicamente varios pasos (Cressie, 1991; Deutsch y Journel, 1992; Pannatier, 1996). En el presente estudio, el primer paso consistió en construir una base de datos georreferenciada del IF, como medida de la densidad de fracturación en dominios discretos. En el PGF se seleccionaron más de 200 afloramientos de grandes dimensiones relativas y regularmente espaciados, donde el granito está fracturado por una o varias familias de fallas y diaclasas (Fig. 5). En cada estación, los datos de espaciado entre fracturas fueron obtenidos a lo largo de perfiles de, al menos, 20 m de longitud, perpendiculares a las direcciones de las principales familias de fracturas. En los perfiles, se registró el punto de intersección con cada diaclasa y,

en el caso de fallas, la dirección, buzamiento, desplazamiento y el vector de movimiento, para su posterior análisis estructural geométrico y cinemático. Los valores del IF obtenidos fueron almacenados en ficheros ASCII de formato similar a los ficheros de datos aceptados por la librería *GSLIB* (Deutsch y Journel, 1992).

El segundo paso es obtener la superficie de variograma experimental, donde es posible detectar anisotropías direccionales en el patrón de continuidad espacial (Isaaks y Srivastava, 1989; Pannatier, 1996). En esta superficie, es posible calcular los variogramas direccionales siguiendo las principales direcciones de continuidad espacial detectadas. En el caso del PGF, las principales direcciones de continuidad espacial del IF deben lógicamente coincidir con las principales direcciones de fracturación observadas a la macro y mesoescala. A través de un proceso interactivo, posteriormente se ajusta un modelo de variograma teórico respecto a los variogramas direccionales. La geometría de este variograma define los parámetros del modelo geoestadístico.

El tercer paso es introducir los parámetros obtenidos para el modelo de continuidad espacial en el procedimiento de simulación geoestadística (Gómez Hernández y Srivastava, 1989; Deutsch y Journel, 1992; Gómez Hernández y Cassiraga, 1994; Cassiraga y Gómez Hernández, 1996), condicionada a los datos medidos del IF. El conjunto total de los valores del IF, medidos y simulados, forman una malla de puntos espaciados regularmente, o *grid*, que describe el

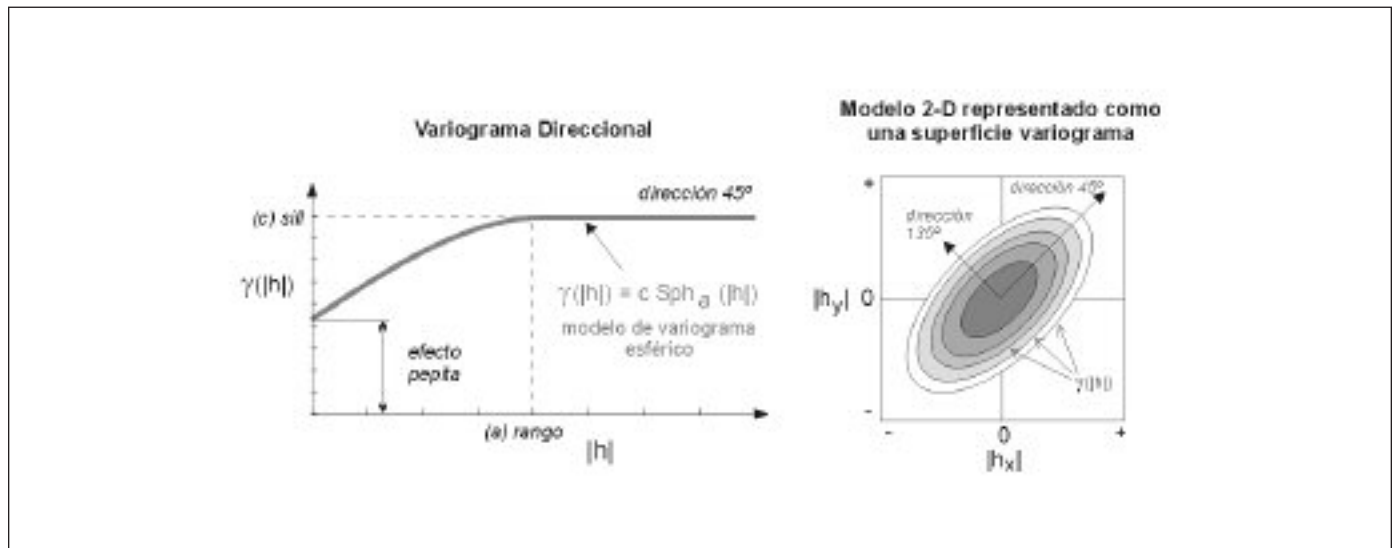


Fig. 4. Modelo esférico general en 2-D visto desde una dirección específica (45°), o variograma direccional, y su representación sintética como una superficie variograma
 Fig. 4. A general 2-D spherical model viewed in a specific direction (45°), or directional variogram, and its synthetic representation as a variogram surface

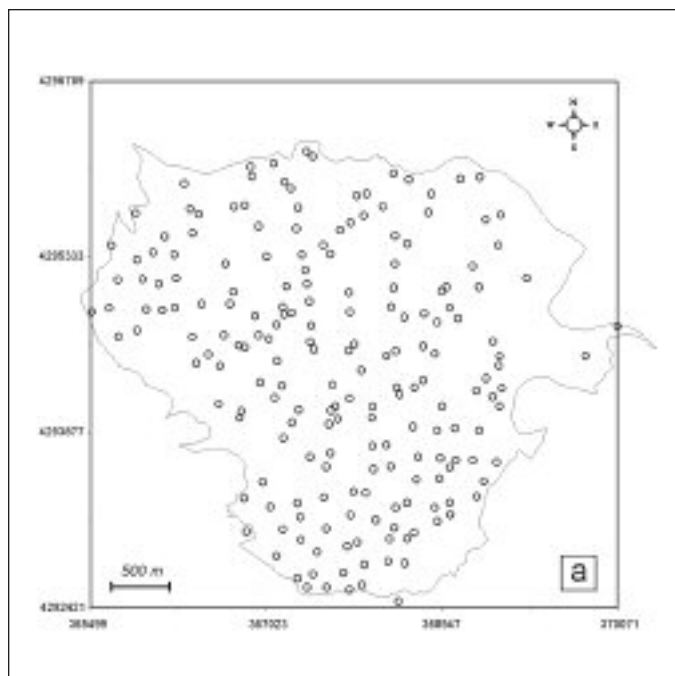


Fig. 5. Mapa mostrando la localización de las estaciones de medida del índice de fracturación (m^{-1}) en el plutón granodiorítico de Fontanosas. Su localización queda definida por las coordenadas de referencia UTM a lo largo de las direcciones N-S y O-E

Fig. 5. Map showing the location of stations of fracture index (m^{-1}) measure in the Fontanosas granodioritic pluton. Location shown by National Grid References (UTM) of N-S and E-W frame lines. Sectors of poor or no data within outer map boundary are stippled

valor continuo de la fracturación en 2-D. Los *grid* pueden ser editados como mapas de varios tipos que constituyen la representación geoestadística de dicha propiedad. La simulación geoestadística permite calcular múltiples *grid* del campo, reproduciéndose en todos ellos las propiedades estadísticas de los datos (media, variograma) y siendo consistentes con los valores del IF medidos en las estaciones (simulación condicionada). A partir de dichas realizaciones múltiples, resulta también posible elaborar mapas que describan la confianza en la estimación de la propiedad, los cuales nos permiten igualmente conocer la magnitud y distribución del error estadístico asociado a la simulación del IF.

Estadística descriptiva del índice de fracturación

Para un total de 200 estaciones, los valores máximo y mínimo del IF medidos son de $5.45 m^{-1}$ y $0.18 m^{-1}$, respectivamente (Tabla 1). El valor medio resultante para el IF es 1.49, con una desviación estándar de 0.06. La distribución de frecuencias es claramente unimodal

(Fig. 6-a), de tipo log-normal, con una moda de 1.04, una asimetría de 1.69 y una curtosis de 3.75. En la Tabla 1 se incluyen también los parámetros estadísticos de la población resultante de la transformación logarítmica de los datos del IF. Esta transformación de los datos [$y = \log_{10}(z)$] permite obtener distribuciones más simétricas (Journel, 1989). La distribución resultante tiende a ser normal, con una media para el LogIF de 0.099 y una desviación estándar de 0.25. La distribución tiene 0.017 de moda, 0.05 de curtosis y -0.01 de asimetría (Fig. 6-b, Tabla 1).

Superficie variograma del índice de fracturación

Previamente al análisis variográfico del IF, es necesario calcular todos los posibles [$z_i - z_{i+h}$] pares y ordenarlos de acuerdo a la distancia h (Froidevaux, 1990). Para un total de 19701 pares, se construyó la superficie variograma para la variable IF con el programa *Vario2D* (Pannatier, 1996), tomando 8 espaciados de 320 m a lo largo de la dirección X (este) y 8 espaciados de 300 m a lo largo dirección Y (norte), que queda visualizada en el mapa de pixel de la Fig. 7. En la superficie, cada pixel representa una medida de la continuidad espacial del IF, que es función de h o sus componentes h_x-h_y . La superficie variograma resultante indica que el IF presenta un máximo de continuidad a lo largo de las direcciones NO-SE y ONO-ESE (grises más claros) y un mínimo siguiendo la dirección NE-SO (grises más oscuros). Como es de esperar para el PGF, la dirección NO-SE de máxima continuidad del IF coincide con la familia de fracturas NO-SE a NNO-SSE, más frecuente a todas las escalas. La familia de fracturas de dirección ONO-ESE está de-

	IF	LogIF
Número	200	200
Media	1,49	0,099
Mediana	1,19	0,077
Moda	1,04	0,017
Desviación estandar	0,94	0,25
Varianza muestra	0,88	0,065
Curtosis	3,75	0,05
Asimetría	1,69	-0,01
Rango	5,27	1,48
Mínimo	0,18	-0,74
Máximo	5,45	0,73
Suma	298,4	19,8

Tabla 1. Resumen estadístico de los datos del índice de fracturación medidos en el plutón granodiorítico de Fontanosas
Table 1. Summary statistics of fracture index (FI) data for the Fontanosas granodioritic pluton

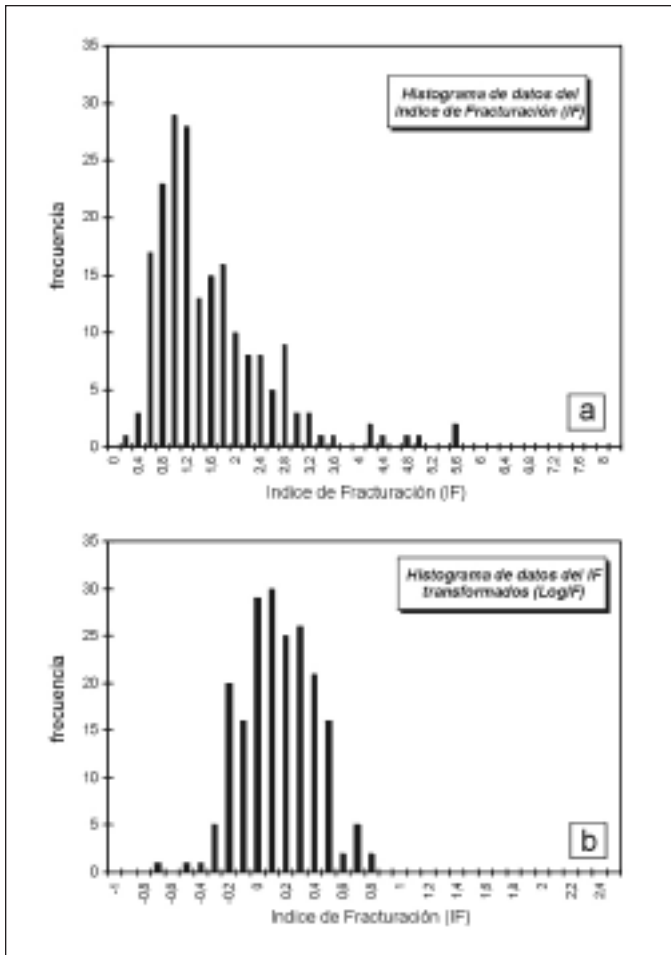


Fig. 6. (a) Estadística de los datos del índice de fracturación (IF, m⁻¹) medidos en el plutón granodiorítico de Fontanosas. (b) La variable *LogFI* es el resultado de la transformación logarítmica de los datos del IF
 Fig. 6. (a) *Statistic of fracture index (FI, m⁻¹) data for the Mina Ratones area. (b) LogFI variable is the logarithmic transformation of the FI*

sarrollada en el plutón y aparece también definida por valores relativamente altos de continuidad espacial en la superficie.

Variogramas direccionales del índice de fracturación

El variograma direccional, o variograma experimental, representa la continuidad espacial de la propiedad a lo largo de una dirección determinada (Isaaks y Srivastava, 1989). Los variogramas direccionales de la Fig. 8 fueron obtenidos a partir de cuatro secciones de la superficie variograma de la Fig. 6, a lo largo de las direcciones 035°, 080°, 125° y 170° (ángulos trigonométricos) Estos variogramas direccionales fueron

construidos con el programa *Variowin* (Pannatier, 1996), que posee capacidades gráficas para identificar los pares que tienen una gran influencia en la medida de la continuidad espacial. En los variogramas, la distancia *h* y el número de espaciados elegido fue de 280 m y 12 m, respectivamente, cubriendo una distancia total de 3360 m para un ángulo de tolerancia de 30°.

Modelización del índice de fracturación en 2-D

Los variogramas direccionales pueden ser utilizados para ajustar un modelo teórico de variograma que describa la continuidad espacial del IF en 2-D. Siendo la parte más crucial del análisis geoestadístico, en gran parte debido a la componente subjetiva del ajuste, la modelización del variograma debe hacerse interactivamente (Deutsch y Journel, 1992). Para este análisis se utilizaron los programas *Model* (Pannatier, 1996) y *GSTAT* (Pebesma y Wesseling, 1998). Ambos programas proporcionan un entorno interactivo al usuario, en el que es posible ajustar simultáneamente el modelo de variograma respecto a los variogramas experimentales de varias direcciones.

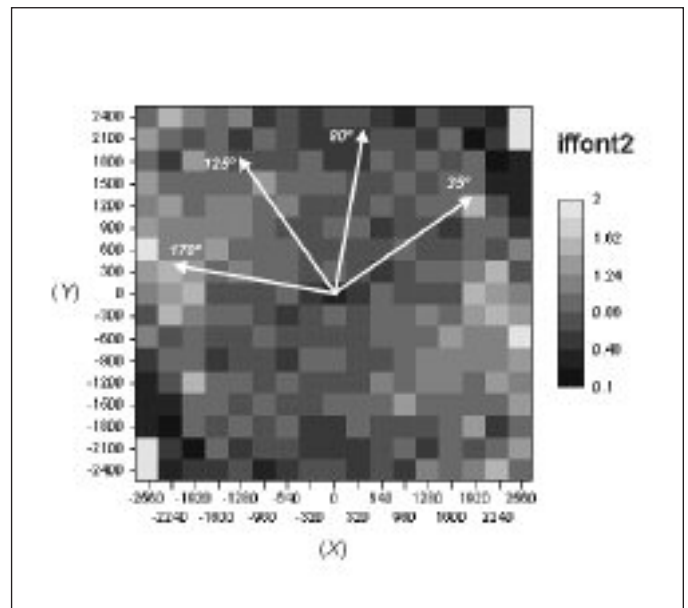


Fig. 7. Superficie variograma del índice de fracturación en el plutón granodiorítico de Fontanosas. La superficie variograma muestra que la variable *IF* presenta un máximo de continuidad a lo largo de las direcciones 125° y 170°, y un mínimo de continuidad según la direcciones 35° y 80° (ángulos trigonométricos)
 Fig. 7. *Variogram surface of fracture index for the Fontanosas granodioritic pluton. The variogram surface shows that the variable FI has a maximum continuity in directions 125° and 170°, and a minimum continuity in directions 35° and 80°*

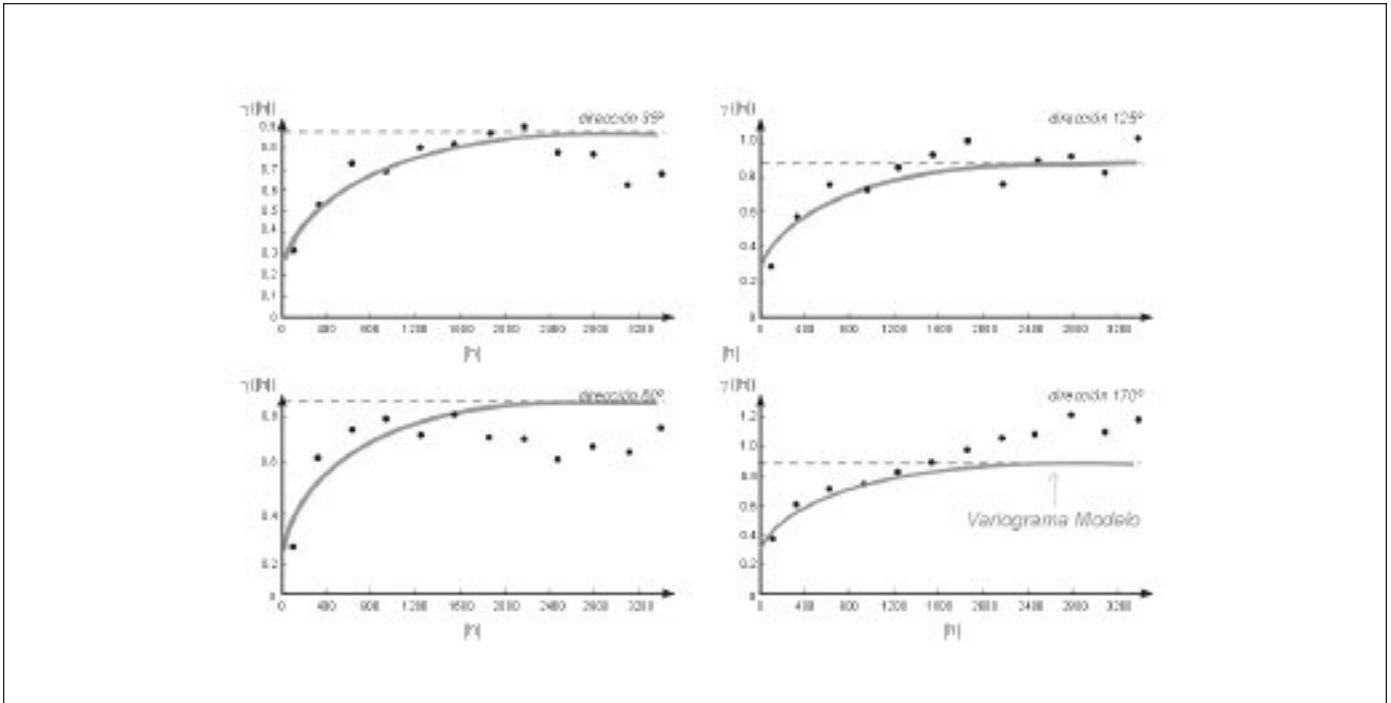


Fig. 8. Variogramas direccionales experimentales del IF calculados a lo largo de las direcciones de mayor y menor continuidad identificadas en la superficie variograma de la fig. 7. Los puntos negros son los valores de $\gamma|h|$ calculados cada espaciado. La curva gris convexa es el variograma modelo ajustado (para una explicación ver el texto)

Fig. 8. Experimental directional variograms of FI calculated along the directions of maximum and minimum continuity identified on the variogram surface of fig. 7. The black points are the $\gamma|h|$ values calculated each lag. The convex gray curve is the fitted model variogram (see text for a explanation)

En la Fig. 8, el variograma modelo ajustado aparece como una curva convexa definida por la siguiente expresión:

$$\gamma(h) = 0.279 + \{0.612 \cdot \text{Exp}(h)\} \quad (2)$$

donde $\text{Exp}(h) = \{1 - e^{(-3h/1668)}\}$ si $|h| \leq 1668$ y $\text{Exp}(h) = 1$ si $|h| > 1668$. El modelo ajustado de continuidad espacial para el IF es exponencial y sus parámetros definidos por un efecto pepita = 0.279, un rango = 1668 y un sill = 0.612. La estructura tiene una dirección de 135° trigonométricos (o N315°E) y una anisotropía de 1.1, definida por la relación entre los rangos máximo/mínimo. En gran parte, el efecto pepita obtenido es debido a errores de medida del IF, de su localización espacial o a una gran concentración local de datos. Una medida del buen ajuste entre los variogramas experimentales y el variograma modelo está indicada por valores bajos obtenidos ($2.8279 \cdot e^{-02}$) para parámetro estandarizado IGF (*Indicative Goodness of Fit*; Pannatier, 1996). En resumen, el modelo de continuidad espacial ajustado para el IF en el PGF es la suma de un efecto pepita isotrópico y una estructura anisótropa simple de tipo exponencial.

La superficie variograma de la Fig. 9 es una repre-

sentación del modelo en 2-D de la continuidad espacial del IF en el PGF. El espaciado seleccionado a lo largo de las direcciones X e Y es de unos 200 m, considerando 2000 m como límites superior e inferior. Las direcciones máxima y mínima de continuidad de la variable FI, indicadas por los principales ejes de la elipse, coinciden con las principales direcciones de anisotropía observadas en la superficie variograma experimental (Fig. 6), pero no reproducen las oscilaciones de la variable entorno al sill, visibles por ejemplo en los variogramas direccionales 035° y 125° (Fig. 7).

Simulación del índice de fracturación en 2-D

Con los parámetros del modelo exponencial de continuidad espacial previamente definidos, se utilizó el método de simulación condicionada para modelizar el IF en 2-D (Gómez Hernández y Srivastava, 1989; Deutsch y Journel, 1992; Gómez Hernández y Cassiraga, 1994). El área del PGF cubierta por la simulación está encuadrada entre los dos vértices de coordenadas 365510/4292460 (X/Y mínimos, extremo SO) y 370060/4296750 (X/Y máximos, extremo NE). Esta

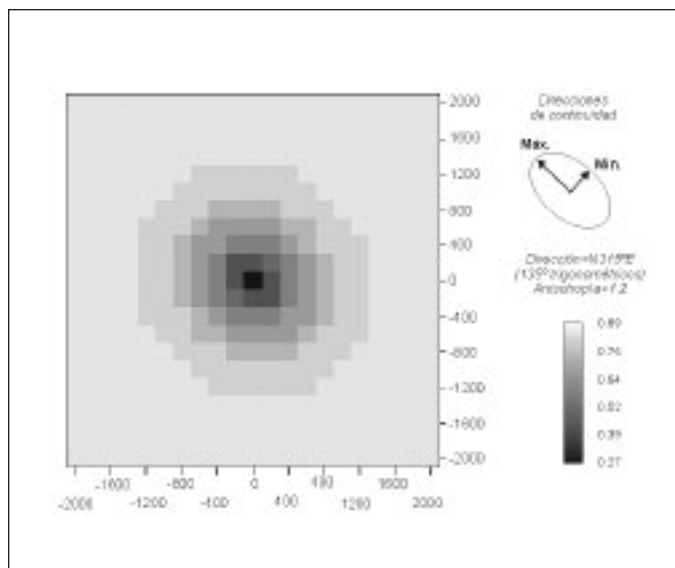


Fig. 9. Superficie variograma modelo del índice de fracturación en el plutón granodiorítico de Fontanosas. El modelo ajustado de continuidad espacial reproduce la dirección principal de anisotropía observada en la superficie variograma experimental (fig. 7), pero no reproduce las oscilaciones reales

Fig. 9. Modeled variogram surface of fracture index in the Fontanosas granodioritic pluton. The 2-D nested model of spatial continuity reproduces the main directions of anisotropy observed on the experimental variogram surface (fig. 7), but it does not reproduce the real oscillations

área (Fig. 2) fue discretizada en celdas individuales de 22.86 y 21.56 m, a lo largo de las direcciones X e Y, respectivamente. Estas dimensiones son similares a la longitud de los perfiles perpendiculares utilizados en el campo para medir el IF. El correspondiente número de celdas a lo largo de las direcciones X e Y es de 200 y 200, obteniéndose un *grid* 2-D compuesto por un total de 40000 celdas.

Para la realización de simulaciones geoestadísticas múltiples de la variable IF y la obtención de mapas de probabilidad, se utilizaron las rutinas *sgsim* (*sequential gaussian simulation*) y *sisim* (*sequential indicator simulation*) de la librería GSLIB (Deutsch y Journel, 1992). Si el macizo rocoso está bien definido por los datos disponibles del IF (datos abundantes y un alto grado de continuidad en el macizo), entonces no existirá mucha incertidumbre en la descripción del macizo y todos los *grid* obtenidos por la simulación serán parecidos. Por el contrario, si el macizo no está bien definido, existirá un importante grado de incertidumbre y los *grid* producidos serán marcadamente diferentes. En el presente trabajo, se calcularon un total de 20 realizaciones distintas del IF en 2-D y, sobre los *grid* 2-D resultantes, se superpuso una máscara con el contacto intrusivo aproximado del PGF. A

partir de las realizaciones se calcularon los *grid* promedio y de desviación estándar en cada celda del *grid*. Para el mismo conjunto de datos de entrada del IF se calcularon también algunos *grid* probabilísticos, que permiten conocer el IF menor a un cierto valor para un determinado nivel de probabilidad. Los resultados se muestran en las Figs. 10 a 13.

Resultados

Relaciones entre el *grid* 2-D del IF y la fracturación cartográfica

La Fig. 10-a muestra el *grid* 2-D del IF ($Z=585$ m) obtenido como resultado de la simulación condicionada. El *grid*, expresado como un mapa de pixel en escala de grises, muestra zonas con valores altos y bajos del IF. Las zonas grises más oscuras definen altos valores del IF ($IF > 2.0 \text{ m}^{-1}$) y se presentan elongadas siguiendo las direcciones NNO-SSE a NO-SE y ONO-ESE, coincidiendo con las direcciones de fracturación más frecuentes a todas las escalas en el PGF. Sin embargo, en los sectores N y NE del área simulada, el IF es $< 2.0 \text{ m}^{-1}$ e individualiza bandas de orientación NO-SE, caracterizadas por una baja densidad de fracturación. Hacia el O y SO se definen zonas donde $0.5 < IF < 1.5$, transicionales hacia los dominios elongados más fracturados. Un hecho observado en los afloramientos del PGF es que, en la zona de rotura de las principales fallas, el IF aumenta en la dirección perpendicular al núcleo central de la falla. Este gradiente en la densidad de fracturación (y de la deformación frágil relacionada) presente en las zonas de rotura de las principales fallas, ha sido previamente también reconocido en zonas afectadas por una tectónica de desgarres por Little (1996), Caine *et al.* (1996), Schulz y Evans (2000) y Escuder Viruete *et al.* (2003). En este sentido, resulta interesante comparar la distribución simulada del IF en 2-D con la traza superpuesta de todas las fallas cartografiadas. En la cartografía estructural realizada en el PGF a escala 1:5000, se distinguieron tres órdenes de fallas en función de su longitud (L): de primer orden: $L > 2 \text{ km}$; de segundo orden: $2 \text{ km} > L > 500 \text{ m}$; y de tercer orden: $L < 500 \text{ m}$.

La Fig. 10-b resulta de superponer la traza de todas las fallas de todos los órdenes cartografiadas en el PGF con el *grid* en 2-D del IF. Como se observa en la figura, existe una buena correlación general entre las bandas de color gris oscuro de mayor IF y las zonas con una alta densidad de fracturación, o con las fallas de mayor longitud. Esto es especialmente válido para la mitad occidental del PGF, donde existe una mayor densidad de fracturación cartográfica. En concreto,

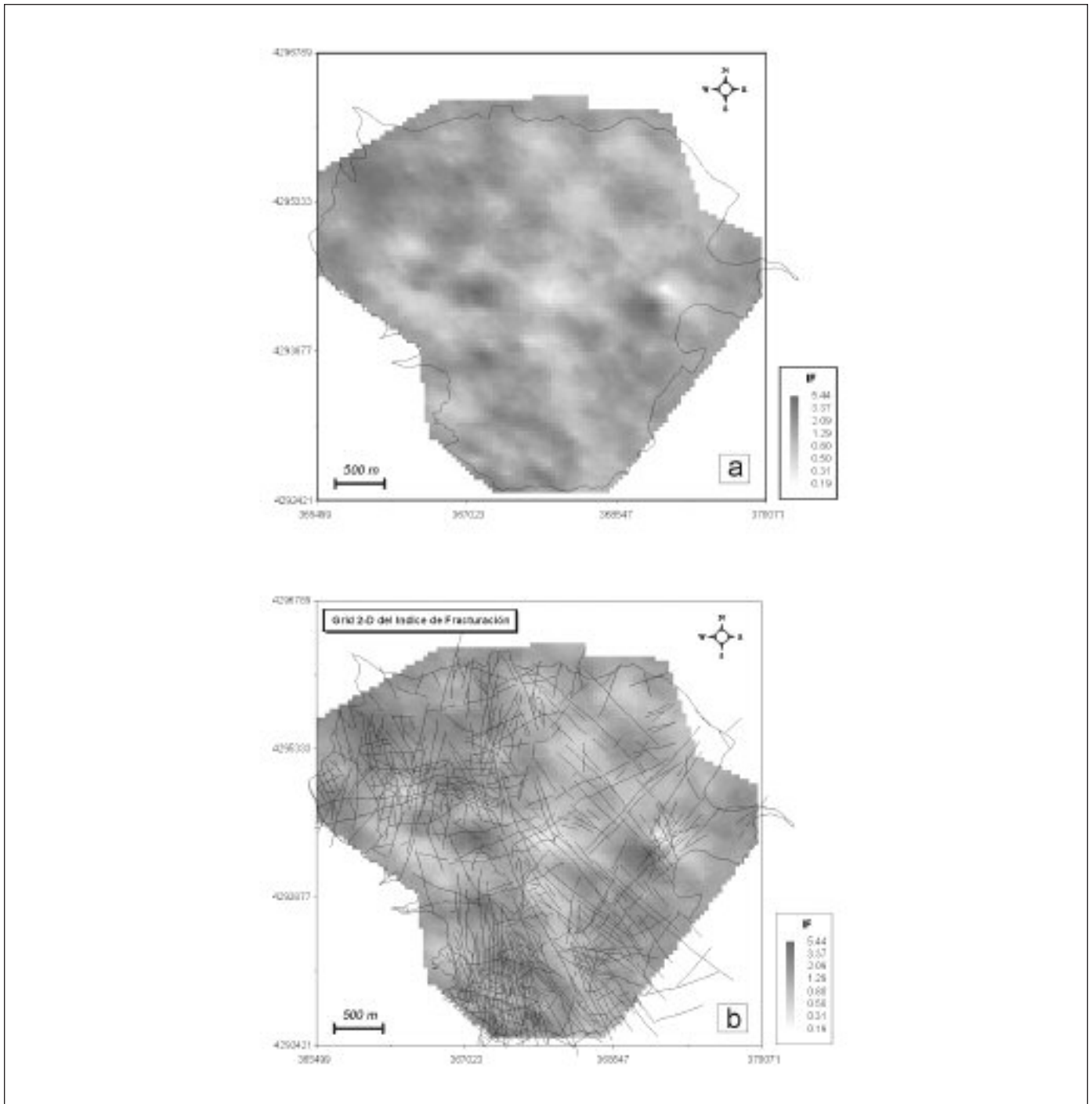


Fig. 10. (a) Mapa de pixel construido a partir del grid del índice de fracturación promedio de 10 realizaciones estimadas por simulación estocástica en el plutón granodiorítico de Fontanosas. (b) Relaciones entre las fallas cartografiadas y el grid promedio del IF (m^{-1})
Fig. 10. (a) Pixel-map built from the grid-file of the average fracture index of 10 realizations estimated by stochastic simulation in the Fontanosas granodioritic pluton. (b) Relationships between mapped faults and the average grid of FI (m^{-1})

para una banda de mayor IF y dirección NNO-SSE, que coincide con la traza de varias estructuras NNO-SSE de primer orden subparalelas. En los sectores N y NE del PGF, se individualizan bandas de tonos cla-

ros de menor IF bordeada por fallas subverticales de mayor longitud o familias de menor orden subparalelas. Por lo tanto, la distribución del IF obtenida y su correlación con las fallas cartografiadas nos permite

distinguir dos dominios estructurales en la zona estudiada: bandas elongadas de mayor IF referibles a zonas de fractura y bloques de menor IF y contornos romboidales situados entre ellas. Como una primera consecuencia, la construcción de *grid* del IF mediante simulación geoestadística permite la clasificación estructural del macizo rocoso granítico en 2-D. Ambos dominios estructurales deben probablemente corresponderse con el protolito no deformado y la zona de rotura/núcleo de la falla del modelo de arquitectura de zonas de falla de Caine *et al.* (1996). Aunque no se observa claramente un valor umbral del IF que separe ambos dominios estructurales, el IF suele ser $>2.0 \text{ m}^{-1}$ en las zonas de fractura y $<1.0 \text{ m}^{-1}$ en los bloques entre ellas individualizados. Por otro lado, la distribución de frecuencias del IF establece que los valores $<1.0/1.2 \text{ m}^{-1}$ medidos en las estaciones estructurales son mucho más frecuentes (Fig. 5-a). Estas relaciones sugieren que los afloramientos graníticos donde se ha medido el IF se suelen corresponder con las zonas de bloque entre las principales fallas, lo cual refleja la alteración preferente y erosión diferencial de las zonas de fractura. La presencia de menos afloramientos de las zonas de falla introduce probablemente un sesgo en la muestra del IF en el PGF. Sin embargo, la localización de las zonas de falla queda bien definida al superponer sobre la distribución 2-D del IF la traza cartográfica de las principales fallas (ver después).

Relaciones entre el *grid* 2-D del IF y el orden de las fracturas

A la vista de los resultados obtenidos en la Fig. 10-b, resulta a continuación interesante relacionar la longitud de las fracturas cartografiadas con la distribución simulada del IF. De esta forma, podremos obtener información sobre el orden de las fallas que mejor visualiza la simulación del IF o, dicho de otro modo, de la longitud de las fallas cartográficas que controlan la distribución del IF en 2-D. En la Fig. 11 se ha superpuesto separadamente la fracturación de primer, segundo y tercer orden sobre el *grid* del IF en 2-D. La observación de la figura sugiere que las zonas de falla de primer orden son las que mejor se correlacionan geográficamente con las bandas elongadas de mayor IF (Fig. 11-a). Estas estructuras son también las que enmarcan los bloques de bajo IF y definen la transición entre las zonas de falla y el granito poco o nada fracturado. Existen sectores en el PGF donde la definición de los bloques romboidales por las fallas de primer orden no es clara, como en el sector SSO, lo cual se debe también a existencia de familias de fallas

de segundo orden asociadas (Fig. 11-b). Por otro lado y aunque se detecta una correlación general entre la mayor densidad de fallas de tercer orden y la localización de las fallas de primer orden, la situación individual de estas estructuras no se corresponde con la distribución de las zonas con mayor IF (Fig. 11-c).

Variabilidad en la simulación del IF en 2-D

Una forma de evaluar la variabilidad en la estimación del IF obtenido en las diversas realizaciones geoestadísticas, consiste en construir un *grid* con el valor de la desviación estándar en cada celda. En la Fig. 12 se ha superpuesto sobre las fracturas cartográficas de primer y segundo orden, el *grid* de la desviación estándar en 2-D, cuyo valor oscila entre 0.01 m^{-1} y 1.91 m^{-1} . En general, existe una buena correspondencia entre las zonas de mayor desviación estándar y las de mayor IF simulado, como en todo el sector occidental del PGF. Existe también una correlación entre las zonas de baja desviación estándar y con una baja densidad de fracturación cartográfica, por ejemplo en el sector NE del PGF. Como se observa en la Fig. 12, las áreas de mayor desviación estándar (grises más oscuros) coinciden geográficamente con las fallas de primer orden, particularmente con las intersecciones entre fallas de las familias NNO-SSE a NO-SE y ONO-ESE. Los menores valores de la desviación estándar se localizan en los bloques romboidales enmarcados por las estructuras de mayor orden. Todas estas relaciones sugieren que existe una mayor variación y, por tanto, una mayor incertidumbre en la estimación del IF por simulación geoestadística en las zonas de falla que en los bloques situados entre ellas.

Probabilidad en la simulación del IF en 2-D

A partir de las 10 realizaciones obtenidas para la distribución del IF en el PGF, resulta posible calcular *grid* de intervalos de probabilidad. Los *grid* de probabilidad permiten conocer el intervalo de probabilidad en el que el IF simulado es menor o igual a un cierto valor en cada celda del *grid*. Los mapas de pixel de las Figs. 13-a y 13-b muestran respectivamente los *grid* P_{10} y P_{90} del IF en el PGF. En el primer caso, el *grid* define el 10% de probabilidad de que el IF sea, en cada celda, menor o igual que el valor representado; en el segundo, el 90% de probabilidad (notar en las figuras la diferente escala de grises). Ambas figuras permiten estimar los valores del IF en 2-D siguiendo un criterio probabilístico poco o muy conservativo, respectivamente. Para ambos niveles de probabili-

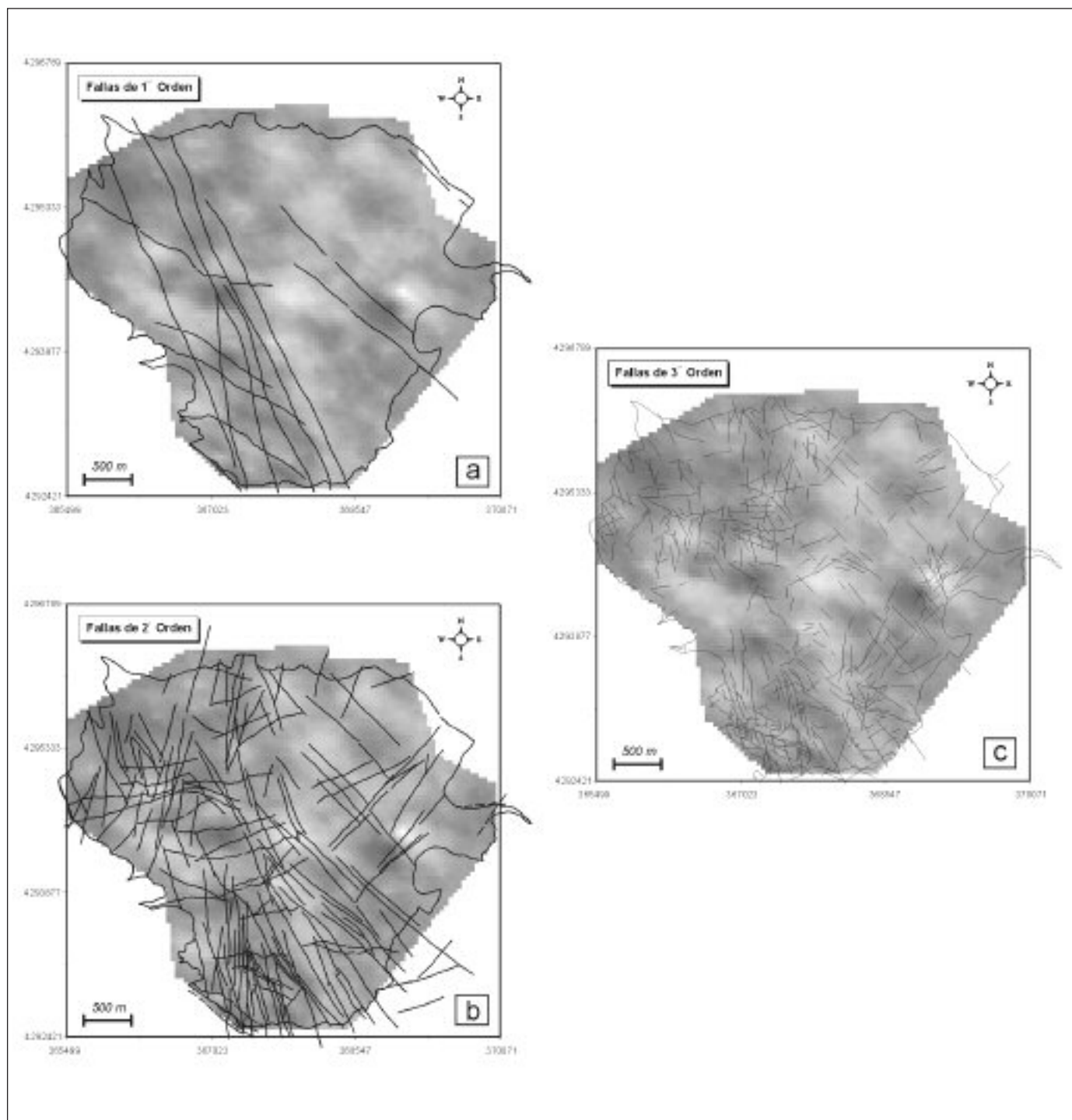


Fig. 11. Relaciones entre las fallas cartografiadas de (a) primer, (b) segundo y (c) tercer orden y el grid promedio del IF (mapa de píxel) en el plutón granodiorítico de Fontanosas

Fig. 11. Relationships between (a) first, (b) second and (c) three order faults and the average grid of FI (pixel-map) in the Fontanosas granodioritic pluton

dad, en general se observa que la distribución geográfica de los valores altos del IF es consistente con la fracturación de primer orden.

Conclusiones

El principal objetivo de este trabajo consiste en com-

probar si la distribución del IF obtenida a partir de la modelización y la simulación geoestadística en 2-D, caracteriza cuantitativamente el sistema de fallas en el plutón granodiorítico de Fontanosas. La metodología seguida conlleva los siguientes pasos: (1) construir una base de datos georreferenciada del IF; (2) el cálculo de los variogramas direccionales paralelos a las direcciones de mayor continuidad espacial, generalmente coincidentes con las direcciones preferentes de fracturación cartográfica; (3) mediante un proceso interactivo, ajustar un variograma modelo respecto a los variogramas experimentales, obteniéndose así los parámetros del modelo geoestadístico; y (4) introducir el modelo de continuidad espacial del IF en el procedimiento de simulación estocástica condicionada a los datos reales del IF medidos en las estaciones. Los *grid* 2-D resultantes simulan el valor del IF en el plutón granodiorítico de Fontanosas.

Expresado como un mapa de pixel, el *grid* promedio de las 10 realizaciones muestra zonas con un bajo y alto IF. La distribución geográfica del IF obtenida y su correlación con las principales fallas cartografiadas nos permite distinguir dos dominios estructurales en la zona estudiada: bandas elongadas de zonas de fractura ($IF > 2.0 \text{ m}^{-1}$) y bloques romboidales localizados entre ellas ($IF < 1.0 \text{ m}^{-1}$). Ambos dominios estructurales deben probablemente corresponderse con el protolito y la zona de rotura/núcleo de la falla en el modelo de arquitectura para las zonas de falla de Caine *et al.* (1996). Por lo tanto, la construcción de *grid* 2-D del IF en zonas afectadas por una tectónica de desgarres, como es el caso del plutón granodiorítico de Fontanosas, permite la clasificación estructural cuantitativa del macizo rocoso. La buena correlación existente entre las fallas de mayor longitud (primer y segundo orden) y la distribución del IF en

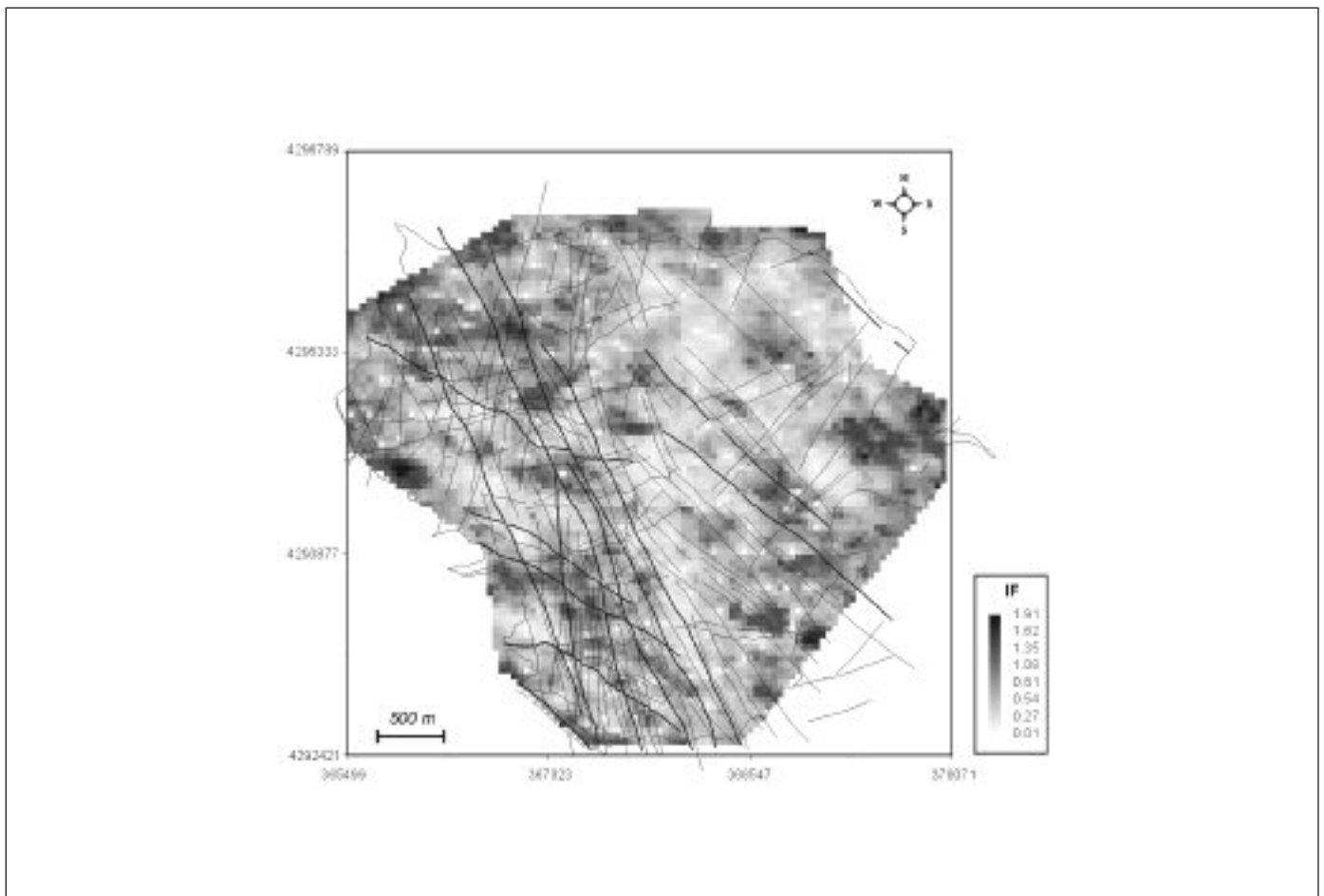


Fig. 12. Relaciones entre el *grid* de la desviación estándar (mapa de pixel) del índice de fracturación y las fallas de primer y segundo orden superpuestas en el plutón granodiorítico de Fontanosas
Fig. 12. Relationships between the standard deviation grid (pixel-map) of fracture index and superposed first and second order faults in the Fontanosas granodioritic pluton

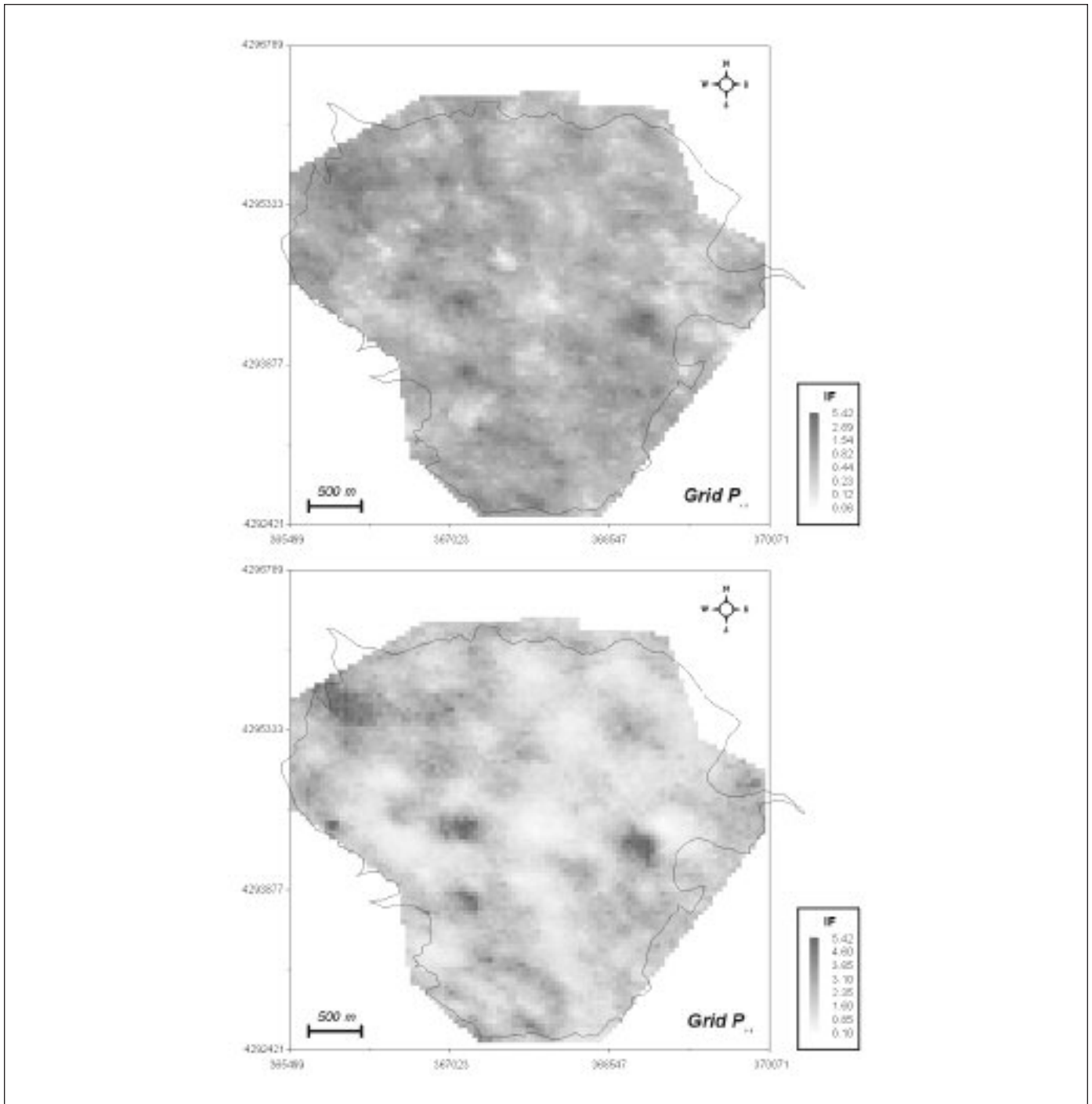


Fig. 13. Mapas de pixel construidos a partir de los grid de probabilidad (a) P_{10} y (b) P_{90} del índice de fracturación en el plutón granodiorítico de Fontanosas (ver texto para una explicación)

Fig. 13. Pixel-maps built from the grid-file that storing the (a) P_{10} and (b) P_{90} probability of fracture index in the Fontanosas granodioritic pluton (see text for a explanation)

2-D, permite la clasificación del macizo incluso en zonas con poco afloramiento en las que no se hayan detectado las principales fracturas.

Dicha clasificación permite también realizar esti-

maciones volumétricas en el macizo y posee un carácter predictivo. Por ejemplo, el volumen total de granito modelizado en la zona estudiada es de 12469297 m³, considerando una dimensión vertical

(profundidad) para las celdas de 100 m. En esta zona, el volumen de granito entre 0.001 y 1.00, representativo de los bloques entre zonas de falla, es de 3053095 m³, resultado de sumar el volumen de todas las celdas en las que el IF simulado está en dicho rango. Otro ejemplo consiste en calcular el volumen de agua presente en las zonas de falla del granito, ya que en las rocas granitoides la porosidad primaria es generalmente muy baja y los fluidos están localizados en los poros de las rocas de falla asociadas a las fracturas. En nuestro caso y considerando un IF>3.0 para las zonas más fracturadas en el PGF, una porosidad media de un 3.0 % y asumiendo que todo el fluido en las rocas de falla es agua, el volumen de agua subterránea en ellas almacenada es de 10575 m³.

Agradecimientos

Este trabajo representa parte de los resultados obtenidos en el marco de un Proyecto de Investigación Integral de un Macizo Granítico financiado por ENRESA. La colaboración y discusión con varios colegas de MAYASA, ha contribuido de forma importante a nuestro conocimiento del sistema de fallas desarrollado en el plutón granodiorítico de Fontanosas. Los autores quieren especialmente agradecer las revisiones realizadas por los Drs. Félix Bellido y Pablo Gumiel del Instituto Geológico y Minero de España, así como el trabajo editorial de Juan J. Durán e Isabel Rábano.

Referencias

- Álvarez-Nava, H., García Casquero, J.L., Gil-Toja, A., Hernández-Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Montserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles Casas, R., Santamaría, J. y Solé, F.J. 1988. Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbrico de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 1, 19-22.
- Bouyx, E. 1970. Contribution a l'étude des formations Anteoroviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Memorias Instituto Geológico y Minero* 73, 1-263.
- Brasier, M.D., Perejón, A. y San José, M.A. 1979. Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geológicos*. 35, 379-383.
- Caine, J.S., Forster, C.B. y Evans, J.P., 1993. A classification scheme for permeability structures in fault zones. *Eos* (Transactions, American Geophysical Union), 74: 677.
- Caine, J.S., Evans, J.P. y Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025-1028.
- Cassiraga, F.E. y Gómez Hernández, J.J., 1996. Métodos geoestadísticos para la integración de la información. *Publicación Técnica de Enresa* 04/96, 81 pp.
- Chester, F.M. y Logan, J.M., 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*. 9, 621-634.
- Chester, F.M., Evans, J.P. y Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault. *Journal of Geophysical Research*. 98, 771-786.
- Cressie, N., 1991. *Statistics for Spatial Data*. John Wiley & Sons. New York.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. 1992. *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press. New York.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. 1990. Central-Iberian Zone Structure *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag Berlin, 172-188.
- Engelder, T., Gross, M.R. y Pinkerton, P. 1997. Joint development in clastic rocks of the Elk Basin anticline, Montana-Wyoming. *In*: Hoak, T., Klawitter, A., Blomquist, P. (Eds.), *An Analysis of Fracture Spacing versus Bed Thickness in a Basement-involved Laramide Structure*. Rocky Mountain Association Geol. 1997 Guidebook., Denver, pp. 1-18.
- Englund, E. y Sparks, A., 1991. *Geo-EAS 1.2.1 User's Guide*. EPA Report 600/8-91/008 EPA-EMSL, Las Vegas, Nevada.
- Escuder Viruete, J. y Lorenzo Álvarez, S., 1995. *Caracterización Geológico-Estructural de un Macizo Granítico: el Plutón Granodiorítico de Fontanosas*. Informe Interno Mayasa-Enresa, 62 pág. y 3 mapas.
- Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Martí, D., Pérez-Estaun, A. 2003. Architecture of fault zones determined from outcrop, cores, 3-D seismic tomography and geostatistical modeling: example from the Albalá Granitic Pluton, SW Iberian Variscan Massif. *Tectonophysics*. 361 (1-2): 97-120.
- Etchecopar, A., Vaseur, G., Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3(1): 51-65.
- Evans, J.P. y Chester, F.M., 1995. Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inference from San Gabriel fault-rock geochemistry and microstructures. *Journal of Geophysical Research*. 100, 13007-13020.
- Froidevaux, R., 1990. *Geostatistical Toolbox*, version 1.30, FSS International, Chemin de Drize 10, 1256 Troinex, Switzerland.
- García Sansegundo, J., 1984. *Estudio Geológico-Minero de la Cuenca del Río Quejigal*. Informe Interno Mayasa, 110 pág.
- Goddard, J. y Evans, J.P., 1995. Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*. 17, 533-547.
- Gómez Hernández, J.J. y Srivastava, R.M., 1989. ISIM3D: an ANSI-C three-dimensional multiple indicator conditional simulation program: *Computer and Geosciences*, 16, 395-440.
- Gómez Hernández, J.J. y Cassiraga, F.E., 1994. Theory and

- practice of sequential simulation. In M. Armstrong and P.A. Dowd (eds.) *Geostatistical Simulations*, 111-124.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press. New York.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 437-457.
- Isaaks, E. y Srivastava, R.M., 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*, Oxford University Press. New York.
- Journel, A.G., 1989. Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons. Short Course in Geology, Vol. 8, *American Geophysical Union*, Washington.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L., 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1 000000. IGME, Madrid.
- La Pointe, P.R. y Barton, C.C., 1995. Creating reservoir simulations with fractal characteristics. In: Barton, C.C., La Pointe, P. (Eds.), *Fractal in Petroleum Geology and Earth Processes*. Plenum Press, New York, pp. 263-278.
- Little, T.A., 1996. Faulting-related displacement gradients and strain adjacent to the Aware strike-slip fault in New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 18, 321-340.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquínez, J., 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15 (1), 106-121
- Narr, W. y Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13, 1037-1048.
- Nedham, T., Yielding, G. y Fox, R., 1996. Fault population description and prediction using examples from the offshore U.K. *Journal of Structural Geology*, 18, 155-167.
- Nozal Martín, F., García Casquero, J.L. y Picart Boira, J. 1988. Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Boletín Geológico y Minero*, 99 (4), 473-489.
- Ortega, E. y González Lodeiro, E. 1986. La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Breviaria Geológica Astúrica*, 10, 3-4.
- Ortega, E., Hernández Urroz, J. y González Lodeiro, F. 1988. Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro Ibérica. *II Congreso Español de Geología. Simposios*, 85-89.
- Pannatier, Y., 1996. *VARIOWIN 2.2.: Software for Spatial Data Analysis in 2D*. Springer-Verlag, New York.
- Pebesma, E. J. y Wesseling, C.G., 1998. GSTAT, a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. *Computers & Geosciences*, 24, 17-31.
- Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F., 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of Northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-253.
- Pieren Pidal, A.P. y Herranz Araujo, P. 1988. Presencia y caracterización del "Alcudiense Superior" (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz). *Temas Geológico Mineros. Simposios*, 9, 91-100.
- Saupé, F., 1990. Geology of the Almadén Mercury Deposit, Province of Ciudad Real, Spain. *Economic Geology*, vol. 85, p.482-510.
- Scholz, C. H. y Anders, M. H., 1994. The permeability of faults. In: *The mechanical involvement of fluids in faulting*. U.S. geol. Survey. Open-File Report 94-228, 247-253.
- Schulz, S.E. y Evans, J.P., 1998. Spatial variability in microscopic deformation and compositions of the Punchbowl fault, southern California: implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. *Tectonophysics*, 295, 223-244.
- Schulz, S.E. y Evans, J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 22, 913-930.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society London*, 133, 191-213.
- Villaescusa, E. y Brown, E.T., 1990. Characterizing joint spacial correlation using geostatistical methods. In: *Rock Joints* (edited by Barton, N. & Stephansson, O.). Balkema, Rotterdam, 115-122.
- Tamain, G. (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. de Paris Sud (Centre d'Orsay). 648 p.

Recibido: Enero 2002

Aceptado: Septiembre 2002