



Tipos de fabric plana y su relación con la generación de formas graníticas

Kinds of plane fabric and their relation to the generation of granite forms

VIDAL ROMANI, J. R.

Los procesos de deformación tectónica que actúan sobre las rocas graníticas s. l., tienen una gran influencia en la generación de formas mayores y sobre todo menores, durante la etapa epigénica de alteración del macizo rocoso. Se pueden relacionar algunas de las llamadas formas primarias con los distintos tipos de fabric habituales en las rocas graníticas deformadas, así como asignarles un tipo e intensidad de esfuerzos específicos para cada tipo de forma.

Palabras clave: geomorfología granítica, formas menores, formas primarias, fabric.

The processes of tectonic deformation acting on granite rocks have great influence in the generation of major and chiefly minor forms during the epigenic weathering stage of rocky massif. We can relate some of the called primary forms with different kinds of tectonic fabric usual in deformed granite rocks, as well as to assign to them the kind and the magnitude of specific stresses acting in each of cases described.

Key words: granite geomorphology, minor forms, primary forms, fabric.

VIDAL ROMANI, J. R. (Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 15168 O Castro, Sada, La Coruña, Spain).

GENERACION DE LA FABRIC EN ROCAS DEFORMADAS

Los constituyentes minerales del granito lo mismo que el conjunto de la roca, se ven involucrados en los procesos de deformación que afectan al macizo durante su historia

tectónica. Se producen entonces ciertos reagrupamientos de la materia rocosa apreciables a diferentes escalas de tamaño. A nivel macro y mesoscópico pueden darse desplazamientos y/o rotación de los individuos cristalinos, o aún de fragmentos de roca. A nivel microscópico se puede apreciar en mu-

chos casos, la deformación de cristales manifestada como dislocaciones reticulares. En otros casos tiene lugar la rotura de la roca según una pauta regular y periódicamente repetida en un dominio más o menos amplio del macizo rocoso.

Estos y otros cambios similares van a producir en los materiales afectados distintos tipos de anisotropía.

FORMAS PLANARES Y SU RELACION CON LOS TIPOS DE FABRIC

La roca adquiere a consecuencia de ello una *fabric* relacionada con la simetría de la deformación sufrida en cada caso.

En general, la génesis de las llamadas formas planares (VIDAL ROMANI, 1989, ver. p. 121-123), se relaciona estrechamente con la *fabric* plana asociada a estas deformaciones. El tipo de anisotropía generado así se conoce como *clivage*, término amplio que engloba distintos tipos de *fabric* plana.

Habitualmente estas anisotropías se definen en rocas sedimentarias o metamórficas. Aun considerando las diferencias texturales y estructurales de estas rocas con los granitos, utilizamos la misma terminología para estructuras de deformación equivalentes en rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias. Es el caso de la *slaty cleavage* (s-c) o *schistosity*, un tipo de *fabric* plana, extendida uniformemente a partes de ó todo un macizo rocoso. Aunque reconocida también en rocas graníticas (RAMSAY, J. C., 1967, ver p. 177-178), se manifiesta normalmente en metasedimentos (pizarras). Cuando se desarrolla sobre granitos influye claramente en la generación de formas secundarias o de degradación (VIDAL ROMANI, J. R., 1990, p. 326-327). La roca afectada por la (s-c), es en efecto más proclive a la meteorización por desagregación, granular o en placas, que la roca intacta. Así es como se originan algunos casos de sobre excavaciones de bloques, viseras, etc.

Sin embargo, tamaño de grano y textura

dan a la deformación de los granitos, unas características especiales y no es habitual hallar buenos ejemplos de *fabric* s-c en esta roca.

PSEUDOBEDDING Y POLYGONAL CRACKING

Más frecuente en los granitos es el desarrollo de otro tipo de *cleavage*, menos penetrativo y más espaciado que la s-c. Se trata del *cleavage de fractura* (c-f). En este caso existe una más clara relación entre desarrollo de geoformas y *fabric* plana. Entre otras están las formas planares, (VIDAL ROMANI, J. R., 1989, p. 121-123), denominadas como *pseudobedding* y *polygonal cracking* (TWIDALE, 1982), incluyendo en el último tipo tanto el *regular polygonal cracking* (Fig. 5) como el *irregular polygonal cracking* (Fig. 6).

Si no se llega a producir un movimiento según un plano c-f, sino tan solo una concentración de fuerzas dirigidas paralelamente al mismo, tendremos el caso de la morfología denominada *regular polygonal cracking* (Fot. 3). Este tipo de microforma se desarrolla en una zona planar, dentro de la roca, a lo largo de la cual se ha producido una concentración de fuerzas y que ha ocasionado una rotura de esta según un sistema de diaclasas conjugadas, una de las cuales es a veces la propia superficie c-f. Es frecuente entonces la definición de un entramado de líneas de fractura con formas romboidales, rectangulares o en general, poligonales que dividen la roca sobre la superficie del plano de c-f. Por lo general se asocian a diques, o *sills*, que unas veces pueden tener similar composición que la roca encajante, siendo en otras claramente diferentes (cuarzo, microgranitos, etc.).

Si se produce un movimiento de la masa rocosa a lo largo del plano de *fabric* c-f la deformación de la roca va a generar cambios en la posición y forma de las partículas que la componen (Fot. 1). Esto se conoce como

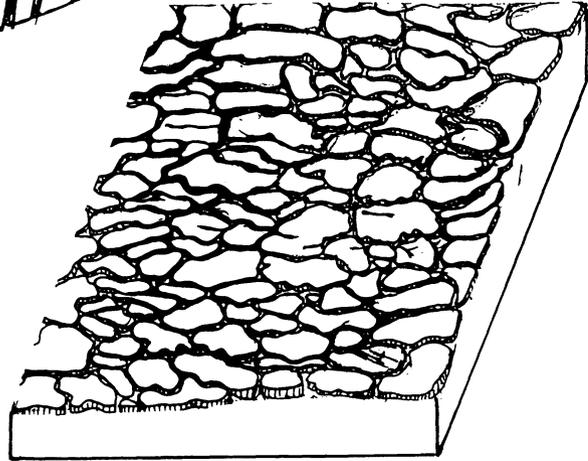
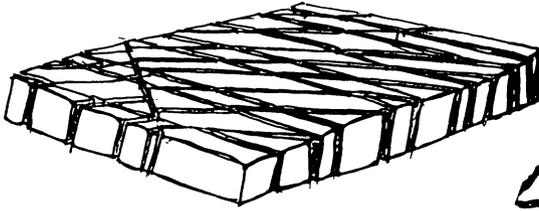


Fig. 5. Figuración de un plano de fabric en una roca granítica sometida a una deformación tipo chocolate tablet o regular polygonal cracking.

Fig. 6. Figuración de un plano de fabric en una roca granítica sometida a una deformación tipo irregular polygonal cracking.

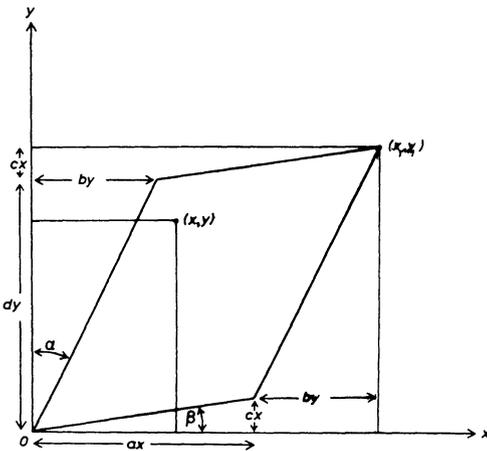


Fig. 1. Representación de un contorno poligonal deformado por un esfuerzo de tracción.

deformación interna. Se puede determinar su grado e intensidad, estudiando la variación a lo largo de todo el proceso de la geo-

metría de objetos incluido en la masa deformada.

Para describir la deformación se utilizan diferentes parámetros. Uno de ellos es la *extensión (e)*, donde:

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\delta l}{l_0}$$

siendo l_0 la longitud inicial de un objeto y la l_1 la final.

También es útil para describir la deformación la *elongación cuadrática*:

$$\lambda = (1-e)^2$$

En nuestro caso vamos a considerar la deformación como homogénea y bidimensional (RAMSAY, J. C. 1967, ver p. 53-54) situándola esencialmente en un plano *c-f*. A pesar de ello, los resultados obtenidos son extrapolables a 3 dimensiones.

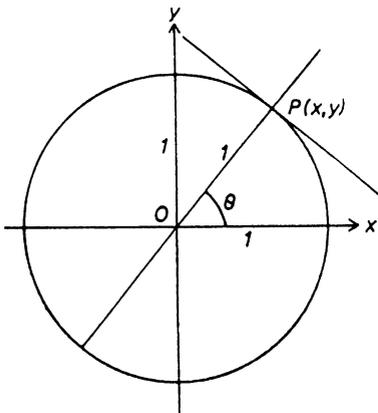
Supongamos, p. e., el contorno de un cuadrado (Fig. 1), sujeto a *deformación homogénea*. Un punto del mismo definido por sus coordenadas (x, y), se desplazaría hasta ocupar la posición (x₁, y₁) preservándose el contorno poligonal inicial, como líneas rectas aunque variaran los ángulos. La relación entre el punto (x, y) inicial, y su correspondiente (x₁, y₁), en el polígono deformado viene dada por el sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} x_1 &= ax + by \\ y_1 &= dy + cx \end{aligned}$$

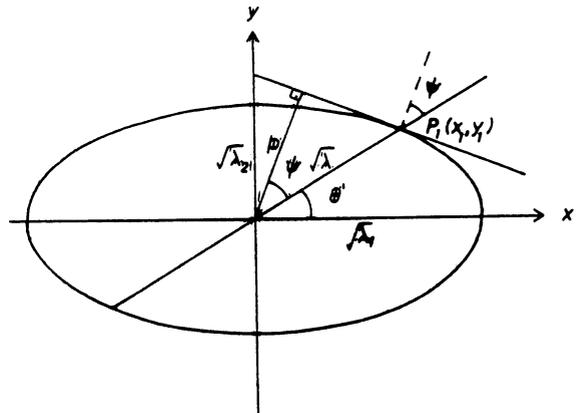
donde a, b, c y d son números naturales.

La recta (x, y) y (x₁, y₁) indica la dirección en que el cuadrado ha sufrido mayor alargamiento, mientras que la dirección perpendicular es la de menor deformación. Habitualmente la *deformación homogénea* de un objeto se estudia considerando las variaciones que tienen lugar en el contorno de una circunferencia de ecuación:

$$x^2 + y^2 = 1$$



Estado indeformado



Estado deformado

Fig. 2. Estado de un círculo de radio unidad antes y después de su deformación con indicación de los valores de las variables que la definen.

Por el mismo razonamiento utilizado más arriba, un punto genérico (x, y), del contorno de la circunferencia se transformaría en un punto (x₁, y₁), y sustituyendo los valores obtenidos anteriormente obtendríamos:

$$\left(\frac{dx_1 - by_1}{ab - bc} \right)^2 + \left(\frac{ay_2 - cx_1}{ab - bc} \right)^2 = 1$$

Desarrollando esta igualdad obtenemos:

$$x_1^2(c^2 + d^2) - 2(ac + bd) x_1 y_1 + y_1^2(a^2 + b^2) = (ad - bc)^2$$

que es la ecuación de la *elipse de deformación interna* (Fig. 2). Sus ejes mayor y menor nos dan las posiciones de máxima y mínima *deformación interna longitudinal* y se relacionan con el parámetro extensión de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \sqrt{\lambda_1} &= 1 + e_1 \\ \sqrt{\lambda_2} &= 1 + e_2 \end{aligned}$$

En cada punto de un macizo rocoso sometido a un proceso de deformación podemos dibujar su *elipse de deformación interna*, donde l_1 será la dirección de máxima deformación y l_2 la dirección ortogonal, definiéndonos ambas los ejes mayor y menor de la elipse.

Proyectando l_1 y l_2 (Fig. 3) en un sistema de dos ejes de coordenadas, podemos establecer una serie de dominios de deformación, definidos entre el eje de abscisas y la recta de ecuación:

$$y = x \operatorname{tg} \alpha; \quad \alpha = \operatorname{tg}^{-1} \frac{l_2}{l_1}$$

Dominio 1

$$l_1 < l_2 < 0$$

En este dominio tiene lugar un acortamiento según las dos direcciones principales de la elipse de tensiones (*elipse de deformación interna*). Las formas menores que se originarían a partir de esta dirección serían el *pseudobedding* y los *pseudoripples o buckling* (Fot. 2 y 7) (Fig. 4).

Dominio 2

$$0 \geq l_2 < l_1 \geq 0$$

En este dominio tendría lugar un acortamiento según l_2 y un alargamiento según l_1 .

Las formas menores que se originarían a partir de este tipo de deformación serían diferentes, aparentemente, según la orientación del corte. En una dirección paralela a l_2 veríamos en corte transversal *pseudobedding o buckling* (Fot. 2 y 7), y en paralelo a l_1 , veríamos *boudinage*. En superficie, y paralelamente a l_1 y l_2 veríamos la superficie ondulada y fragmentada.

Dominio 3

$$(l_2 < l_1) > 0$$

En este dominio tendría lugar un alargamiento según l_1 y l_2 , siempre mayor que cero. Las formas menores que se originarían según este tipo de deformación serían de tipo *polygonal cracking*, en función del alargamiento en las dos direcciones. Según el caso de que este fuese dispar o similar tendríamos un sistema de *boudins* en las dos

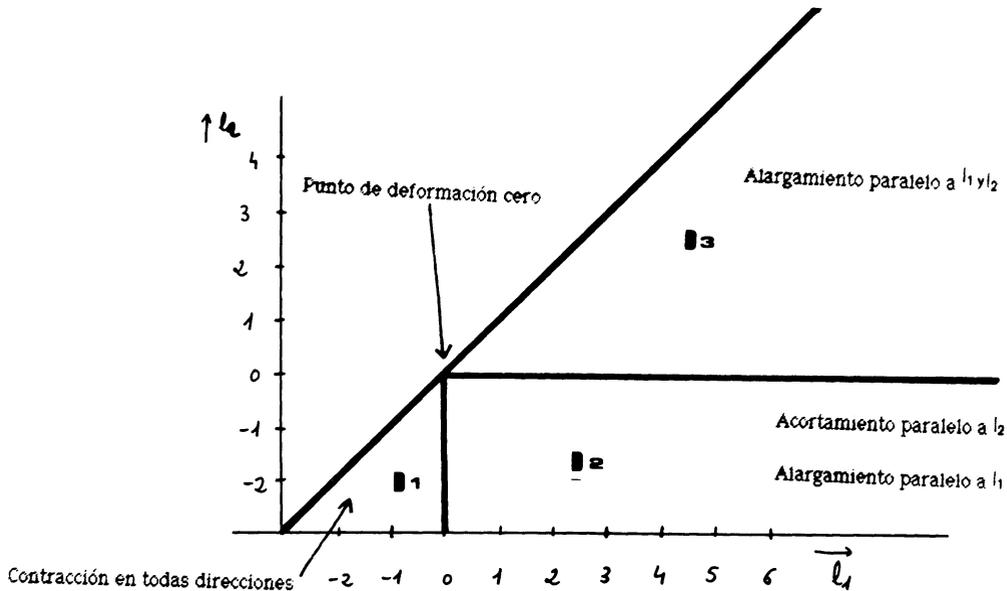


Fig. 3. Gráfico que muestra los distintos dominios de deformación en función del campo de esfuerzos y de los efectos que estos producen en la roca en función de l_1 y l_2 .

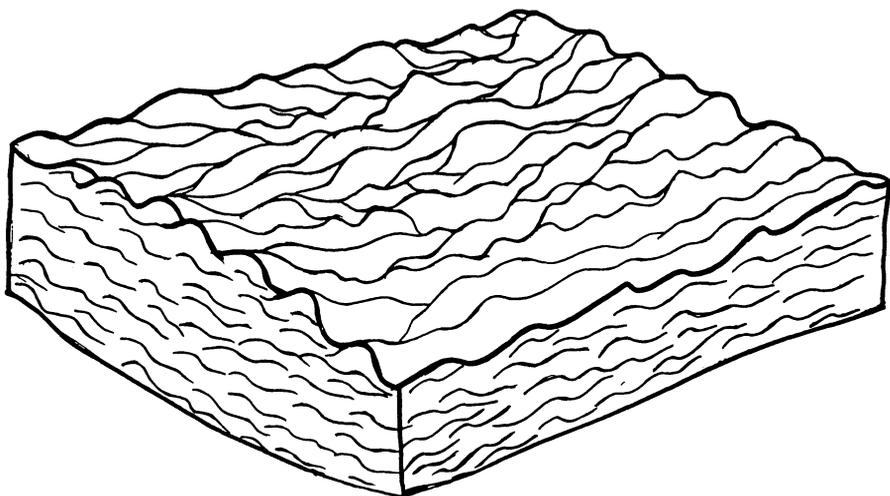


Fig. 4. Figuración de un plano de fabric en una roca granítica sometido a una deformación tipo pseudoripple o buckling.

direcciones, desarrollándose así un mosaico conocido como *chocolate tablet boudinage* (Fot. 1) (WEGMANN, O. E., 1929). Si esta deformación surge a partir de una única fase de deformación, daría lugar a un *polygonal cracking* irregular (Fot. 4), y si existe una superposición de diferentes deformaciones pueden llegar a aparecer deformaciones periódicas o secuenciales, intersectando los sistemas de *boudins* en ángulos diferentes a los 90°.

CONCLUSIONES

Cuando nosotros observamos en el campo este tipo de formas planares, sobre todo las denominadas como *pseudobedding* o *polygonal cracking regular* o *irregular*, debemos pues interpretarlos como el resultado de un esfuerzo o un sistema de esfuerzos, que han afectado a la roca previamente. Por lo general, los macizos graníticos han estado sometidos a esfuerzos compresivos que dan lugar a los sistemas de diaclasas habitualmente observables. En otros casos, los esfuerzos tangenciales pueden dar lugar al ci-

zallado de la roca, que según la magnitud de la deformación pueden originar formas *sigmoidales*, *schistosity* (abrigos y aleros), *pseudobedding* (Fot. 5 y 8), y en el caso más extremo, los *polygonal cracking*. Son formas similares a las que se definen para el caso de las rocas sedimentarias, con estratos intercalados, entre los que existen grandes diferencias de competencia, y que, respectivamente, se conocen como *pseudobedding* (*buckling*), en sección transversal y *pseudoripples* en superficie (Fot. 7), *polygonal cracking* o *chocolate tablet* en superficie y *boudinage* en corte transversal.

El hecho de que en las rocas graníticas este tipo de procesos deformativos de alta densidad se produzcan, sin movilización de fluidos hacia los espacios abiertos, nos va a indicar que el granito se hallaba en el momento de la deformación parcial o totalmente consolidado (VIDAL ROMANI, J. R., 1989, págs. 320-322). Sin embargo, la intensidad de la deformación debe de ser muy alta cuando puede producir esa plasticificación de la roca según el plano de *fábrica* *c-f*, que funcionará como un plano de deslizamiento controlado, o simplemente de



Foto 1. Fracturación regular de un relleno de cuarzo a lo largo de un plano de fractura en la granodiorita de A Coruña. Obsérvese la orientación paralela de las estrías de movimiento consecuentes a la deformación. (Punta Burro, Monte de San Pedro, A Coruña, Spain).



Foto 2. Buckling incipiente en un dique de microgranito (o sill) encajado en el granito de biotita del Macizo de Traba, (Cabo Vilaño, A Coruña, Spain).

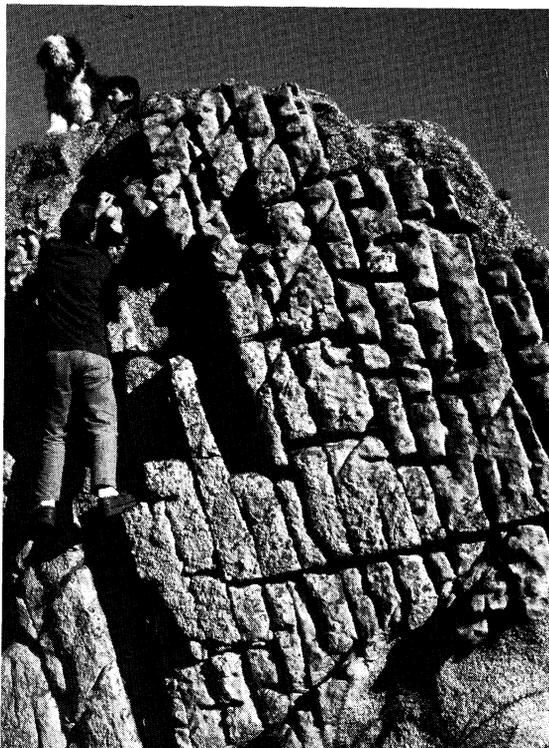


Foto 3. Regular polygonal cracking en un sill, (o dique), de microgranito que intruye en el granito migmático de Monte Xalo, (A Coruña, Spain).



Foto 4. Irregular polygonal cracking en una película de cuarzo que rellena un plano de fabric de tipo c-f. La roca caja es un monzogranito de grano medio de Serra de Larouco, (Ourense, Spain).



Foto 5. Pseudobedding en un leucogranito de dos micas orientado en Punta Rebordión, (Muros de San Pedro, A Coruña, Spain).

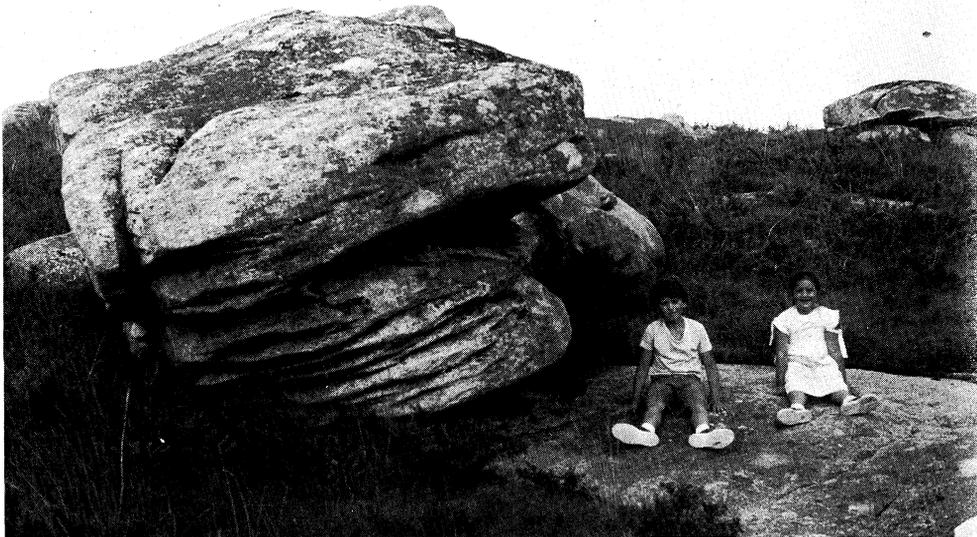


Foto 6. Pseudobedding discontinuo en un leucogranito de dos micas de Dumbría, (A Coruña, Spain).

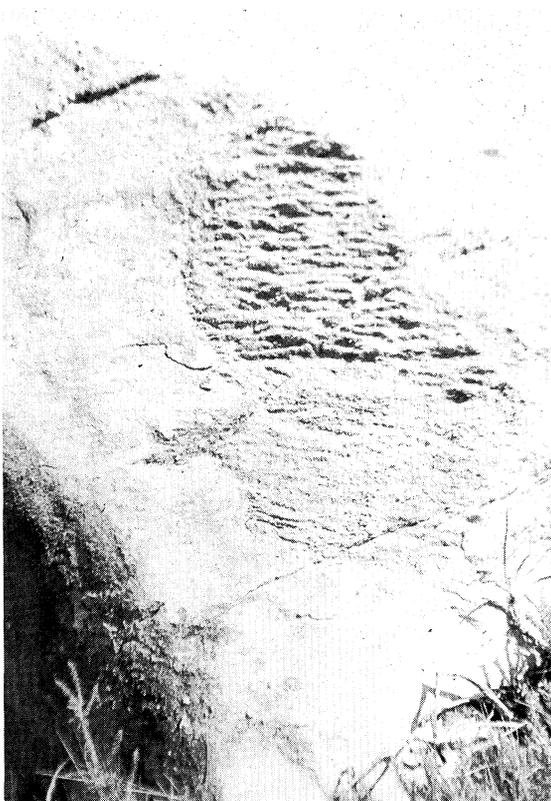


Foto 7. Pseudoripples o buckling en un monzogranito manifestados en forma de plegamientos en una acumulación de megacrystales de feldespato, en Serra de Gerez, (O Concelinho, NW Portugal).

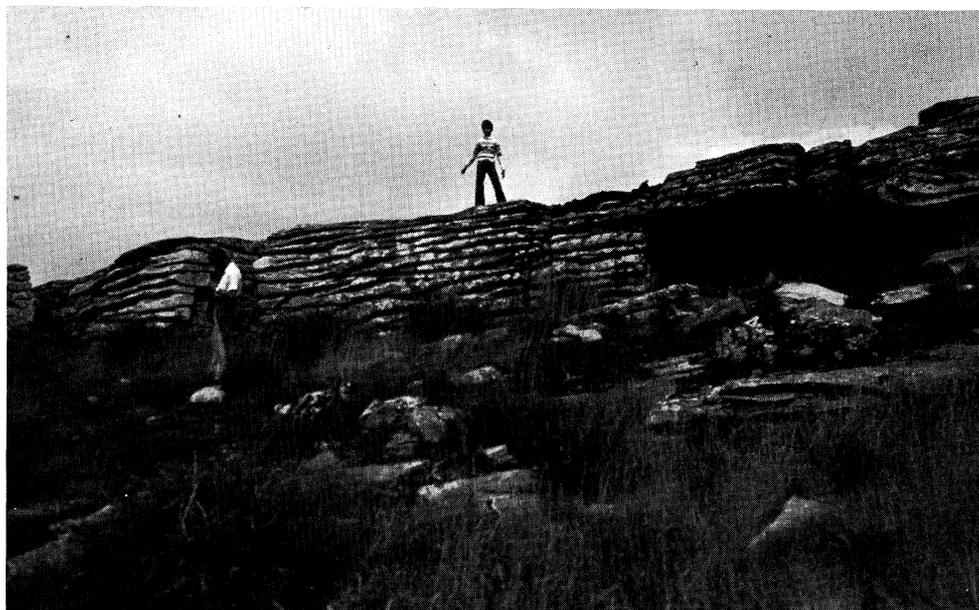


Foto 8. Pseudobedding contínuo en un granito de dos micas no orientado de Farelo (Ourense, Spain).

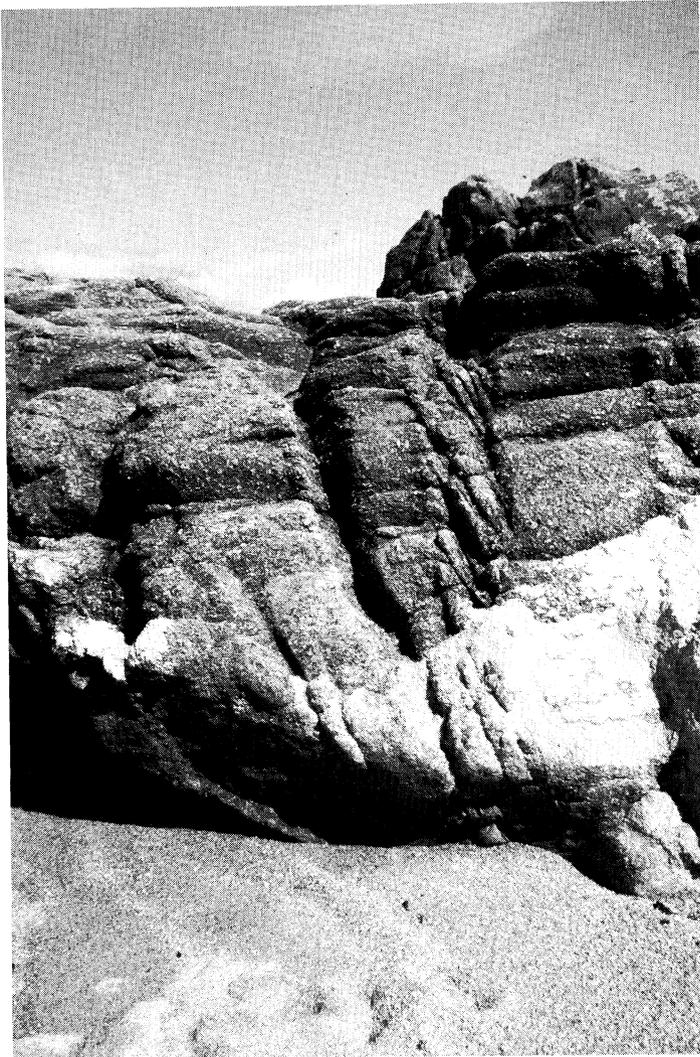


Foto 9. Inicio de la formación de un polygonal cracking de tipo regular en un plano de tipo c-f sin movimiento según este. Obsérvese que solo se manifiesta un plano de diaclasas, coincidiendo el par conjugado con el plano de c-f. La roca es la granodiorita de A Coruña, (Playa de Riazor, A Coruña, Spain).

movimiento. Esto viene comprobado por el hallazgo de estrías, orientaciones minerales, paralelas al *c-f*, en su zona inmediata.

En otros casos, tanto *pseudobedding* como *polygonal cracking* han sido inyectados por materiales de naturaleza diversa, (cuar-

zo, microgranito, etc.), lo que revela un estado menos seco para la roca durante esa fase de deformación (VIDAL ROMANI, J. R., 1989, ver págs. 320-321). En estos casos la morfología es más evidente al coincidir con una diferente petrología de la roca.

BIBLIOGRAFIA

- RAMSAY, J. C. (1967). Folding and fracturing rocks. *Int. Ser. in Earth and Planet. Scien.* 568 pp. McGraw Hill. Cia. EEUU.
- RAMSAY, J. C., HUBBER, M. I. (1983). Modern structural geology. Vol. 1, Strain Analysis. *Academic Press*, 307 pp., Orlando, Florida. U.S.A.
- TWIDALE, C. R. (1982). Granite Geomorphology. *Elsevier Scientific Company*, 372 pp. Amsterdam, Holanda.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1989). Granite geomorphology in Galicia. N.W. Spain. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 13, 89-163. O Castro, Spain.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1989). Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n.º 15, 317-328. O Castro, Spain.
- WEGMANN, O. E. (1929). Beispiele Tektonischer Analysen des Grundgebirges in Findland. *Comm. Geol. Finland Bull.*, 87, 98-127.

Recibido, 22-II-91
Aceptado, 10-VI-91