

I 8-5 -

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO
DE
ESPAÑA

INTRODUCCION AL ESTUDIO
DE LA
PETROLOGIA ESTRUCTURAL

RESUMEN DE LAS CONFERENCIAS DEL II CURSILLO
SOBRE TECNICAS PETROLOGICAS, ORGANIZADO
POR EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

TOMO LXII

MADRID
C. BERMEJO, IMPRESOR
J. GARCÍA MORATO, 122. — TELÉF. 233-06-19

1 9 6 1

INDICE DE MATERIAS

	Págs.
PRÓLOGO	11
INTRODUCCIÓN	13
LECCIÓN 1. ^a .—Principios generales.....	15
» 2. ^a .—Deformación afín.....	21
» 3. ^a .—Deslizamiento afín sobre dos series de planos.....	29
» 4. ^a .—Movimiento y simetría de la deformación tectónica.....	35
» 6. ^a .—Diaclasas y fracturas.....	51
» 5. ^a .—Representación en proyección esférica.....	43
» 7. ^a .—Toma de muestras orientadas y proyección de datos geológicos.....	57
» 8. ^a .—Proyección de datos geológicos.....	63
» 9. ^a .—Estudio óptico por medio de medidas estadísticas de la orientación de elementos estructurales anisótropos.....	69
» 10.—Estudio óptico por medio de medidas estadísticas de la orientación de elementos estructurales anisótropos.....	77
» 11.—Estudio óptico y medidas estadísticas de la orientación de elementos estructurales anisótropos.....	83
» 12.—Estudio general de diagramas estructurales.....	89
» 13.—Estudio general de diagramas estructurales.....	97
» 14.—Efecto de corte y su corrección.....	101
» 15.—Análisis estadístico de diagramas estructurales.....	105
» 16.—Análisis estadístico de diagramas estructurales.....	115
» 17.—Análisis estadístico de diagramas estructurales.....	123
» 18.—Procesos de orientación en las tectonitas.....	129
» 19.—Orientación de las tectonitas.....	137
» 20.—Estructuras internas. Proceso de orientación de núcleos cristalinos.....	145
» 21.—Proceso de orientación del cuarzo.....	153
» 22.—Proceso de orientación de la mica.....	167
» 23.—Proceso de orientación de la calcita.....	175
» 24.—Deformación mecánica y recristalización. Relaciones que existen entre ambos procesos.....	185
» 25.—Estudio estructural de formas plegadas.....	189
» 26.—Aplicaciones y limitaciones de la petrología estructural.....	197
» 27.—Estructura del cuarzo de los esquistos de las Old Lizard Head Series de South Cornwall (Inglaterra).....	203
» 28.—Estudio estructural de rocas Moinian y Lewisian de los Highlands de Escocia.....	231

El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos
consignados en sus Publicaciones son de
la exclusiva responsabilidad de los autores
de los trabajos.

Deposito Legal M. 12.579.-1960.

Introducción al estudio de la Petrología Estructural

Resumen de las Conferencias del II Curso
sobre Técnicas Petrográficas

por

TIRSO FEBREL

PROLOGO

Constituye para mi una profunda satisfacción presentar este volumen de las Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, integrado por las treinta conferencias que el Vocal de este Centro, D. Tirso Febrel Molinero, explica en el II Curso de Técnicas Petrográficas Especiales.

Este distinguido compañero, que desde sus primeros años de carrera mostró su decidida inclinación a los estudios petrográficos, ha llegado a ser una autoridad en esta difícil materia, gracias a su incansable y continuada labor en nuestros laboratorios, perfeccionada a lo largo de varios años en Inglaterra, trabajando junto a especialistas tan eminentes como el Dr. Phillips, de la Universidad de Bristol, y el Dr. Wilson, del Imperial College de Londres.

La culminación de sus trabajos especializados es este cursillo de treinta conferencias, en las que se explica la técnica para el estudio de la Petrología Estructural, tan útil para desentrañar las presiones tectónicas que han actuado sobre las distintas rocas.

Comienza el curso con los conceptos fundamentales de la Petrología Estructural y la forma de actuar en el campo en la toma de muestras y obtención de todos aquellos datos que van a ser utilizados en el laboratorio.

A continuación se expone el modo de operar en el laboratorio, preparación de muestras, aparatos utilizados y manera correcta de obtener un diagrama estructural.

Sigue la interpretación de los resultados obtenidos, estudio de la orientación en los minerales, recristalización, ejes ópticos, direcciones de deslizamiento, estudios estructurales en formas plegadas y relaciones entre las tectonitas.

Por último, se expone la aplicación de la Petrología Estructural a los problemas geológicos con ejemplos de los esquistos y gneises de la zona de Buitrago, y calizas cristalinas de Colmenar Viejo.

Estimo suficiente este brevísimo compendio de las materias contenidas en el volumen que se comenta, para poner de manifiesto su importancia y utilidad para todos aquellos geólogos que quieran profundizar en estas interesantes cuestiones.

A. ALMELA

INTRODUCCION

Escribí este resumen de las conferencias que forman el II Cursillo de Técnicas Petrográficas Especiales, dedicado a la Petrología Estructural, y organizado por el Instituto Geológico y Minero de España, para evitar que los asistentes al mismo tuvieran que tomar apuntes y sacasen el máximo rendimiento, y para que geólogos y petrógrafos no presentes pudieran conocer lo tratado.

He seguido el orden que considero más lógico, que sigue Sander en su «Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper», obra clásica en su género que no ha sido igualada por ninguna de las publicaciones posteriores; la primera parte de ese trabajo, que contiene el estudio de estructuras en el dominio del perfil geológico, es de sumo interés, no ya sólo para el petrógrafo, sino para el geólogo estructural. Sólo el que esté escrita en un alemán no sencillo, justifica que no se haya traducido a otros idiomas, escasos en publicaciones tan valiosas en esta materia. Parte de las explicaciones dadas en la primera parte del Cursillo, fueron sacadas de la obra de Sander, y hacemos referencia a su autor en los grabados tomados de su trabajo o del de otros investigadores.

No debe extrañar la ausencia de ciertos temas, que pensamos tratar a lo largo del Cursillo. Sólo hemos intentado en esta Memoria considerar lo más fundamental.

Aunque debíamos dar por sabido el manejo de la Platina de Fedorow, tratamos en dos conferencias del procedimiento a seguir para obtener la orientación de datos estructurales y ópticos en cristales uniáxicos y biáxicos, así como de su proyección en la falsilla de Schmidt. En otras dos pasamos revista a los conceptos de Teoría Estadística necesarios para efectuar el análisis estadístico de diagramas estructurales.

Quizá pueda ponerse reparos a la traducción de términos que no tienen su equivalente en nuestro idioma. Para evitar falsas interpretaciones, solemos poner entre paréntesis el término alemán o inglés del que procede la traducción.

Pretendemos con este ciclo de conferencias, aumentar la afición por esta rama de la Petrología, de indudable ayuda en cuestiones tectónicas y estructurales, sobre todo si es adecuadamente aplicada, tras de tener un buen conocimiento geológico de la región en estudio. Creemos que el Curso es lo suficientemente amplio para permitir, al no introducido, comenzar a trabajar en la técnica explicada.

Al Dr. F. C. Phillips, Reader en Petrografía en la Universidad de Bristol (Inglaterra), debo gran parte de mis conocimientos en esta Ciencia, y consejo y orientación para este Curso. También estoy muy reconocido al Dr. Gilbert Wilson, del Imperial College de Londres, que fue quien me introdujo en Geología Estructural.

La idea de que este II Curso fuese dedicado a la Petrología Estructural, partió del Dr. D. José María Fúster, Catedrático de Petrografía de la Universidad de Madrid, y el estímulo y ayuda económica recibidos del Instituto Geológico hicieron posible su realización.

LECCIÓN 1.^a

PRINCIPIOS GENERALES

Estructura es la traducción del término alemán «Gefuge» y del inglés «Fabric».

En inglés, la traducción literal del término «Gefuge» sería structure o texture, pero, debido a que structure en inglés significa lo que textur en alemán y texture lo que struktur, han adoptado el término «Fabric».

Para evitar confusiones debe considerarse en rocas, como estructura, los caracteres o propiedades de los componentes individuales y como textura la ordenación de esos componentes en el espacio. Por tanto, son términos estructurales el idiomorfismo o alotriomorfismo de los distintos minerales componentes de una roca, su tamaño de grano, la relación de lo cristalino a lo amorfo; son, por el contrario, términos texturales el estado de isotropía o anisotropía mostrado por los componentes minerales y los términos, tan conocidos petrográficamente, de texturas traquítica, intersticial, etc.

El primero que usó el término «gefuge» fue Naumann, pero durante mucho tiempo permaneció desconocido y no definido. Sin embargo, en el lenguaje ordinario y en el técnico todo el mundo sabe lo que es «estructura». Los especialistas en estudios estructurales han usado cada vez más ese término, que ha llegado a ser muy específico en limitación y en contenido.

Según Sander, la estructura de un objeto es el conjunto de datos espaciales que contiene, independiente de la forma o límites externos del mismo. Cambios de esos datos suponen cambios de estructura. La simetría estadística de esos datos espa-

ciales representa la simetría de la estructura. Una selección de esos datos espaciales es efectuada en cada caso particular, con el fin de elegir los más adecuados para el problema que hayamos de estudiar.

Petrología estructural es una descripción por procedimientos geométricos, siendo los más usados las consideraciones de la simetría del objeto y la proyección de sus datos en la esfera de referencia.

Puesto que cinemáticamente determinamos el movimiento de dominios o provincias superiores del movimiento de partes (movimientos componentes = componental movements = Teilbewegung), podemos juzgar la importancia que en estudios estructurales desempeña la serie cronológica. Toda estructura debe ser considerada como el resultado de una serie de acontecimientos que proceden de diferentes actos acaecidos en diferentes épocas, no como el resultado de una única situación momentánea de su historia.

Los datos espaciales de una estructura se relacionan directamente con la forma, es decir, con la estructura morfológica, o con magnitudes dirigidas, la estructura funcional o vectorial. Una se relaciona con la otra y cualquier descripción estructural se refiere directa o indirectamente a la estructura morfológica o funcional, aunque todo cuanto vamos a decir en lo sucesivo se refiere mucho más a la estructura morfológica que a la funcional.

La amplia definición de estructura con que hemos comenzado esta introducción se debe al hecho de que muchas observaciones y resultados, incluyendo los obtenidos en la microestructura de rocas, son independientes de la escala y tipo de estructura. Entre otras consideraciones, la relación fundamental entre las estructuras morfológica y funcional, de que la simetría de la estructura funcional, es decir, de las fuerzas mecánicas generadoras, es reproducida en la estructura morfológica, lo mismo sirve para estructuras del dominio de la lámina delgada que para estructuras de perfiles tectónicos.

Los datos espaciales pueden ser, tanto para la estructura morfológica como para la funcional, escalares o vectoriales.

Son datos escalares, y por tanto no dirigidos, toda información sobre los elementos estructurales individuales: *habitus* de los distintos minerales componentes, volumen de poros, etc.

Son datos vectoriales, y por tanto dirigidos, todos los que reproducen influencias dirigidas, y en especial toda reproducción directa o indirecta efectuada por movimientos moleculares (cristalización) de vectores físicos o de una estructura morfológica o vectorial ya existente: orientación preferente según la forma o la estructura cristalina, estructuras originadas según la ley de la menor resistencia (*wegsamkeit* o *belteropor* fabric).

Se llama «elemento estructural» (*gefugeelemente*) el cristal o grupo de cristales que se comportan como una unidad frente a las fuerzas generadoras. Si esa unidad está formada por agregados cristalinos, éstos se llaman superindividuos. Un grupo de elementos estructurales con una diferencia común frente a los elementos de otro grupo, es conocido como «parte componente» (*Teilgefuge*) de la estructura. Las unidades de esa parte componente pueden estar en contacto unas con otras (parte componente cerrada) o no (parte componente abierta). Esas mismas unidades pueden ser isótropas o anisótropas, homogéneas o no homogéneas. El signo o rasgo común de las unidades de una parte componente puede ser de naturaleza física (solubilidad, poder de traslación, tenacidad, capacidad de reacción), geométrica (forma, grosor) o consistir en la orientación común de las unidades de esta parte componente, ya condicionada por la forma o por la estructura interna.

Como vemos, el rasgo de las unidades de la parte componente puede ser de naturaleza escalar o vectorial. Es escalar si caracterizamos, por ejemplo, a esas unidades por una fórmula química o una especie mineral, y vectorial si, por ejemplo, en un cilindro de mármol formado por granos que no muestran orientación preferente y que está sometido a una compresión axial, sólo consideramos los granos que por estar mejor situados frente a la acción deformadora sufren traslación intragranular.

Las relaciones espaciales de los elementos estructurales se agrupan en el término orientación. El término orientación preferente no es esencial, ya que las estructuras pétreas casi invariablemente presentan rasgos vectoriales. La orientación puede

ser dimensional (dimensional orientation), es decir, según la forma externa, donde las fuerzas generadoras no afectan la estructura interna de los granos minerales, y cristalográfica (lattice orientation), independiente de la forma de los granos minerales y donde las fuerzas afectan a la estructura interna de las secciones. Esta última puede producir orientación dimensional indirectamente. Siempre que nos refiramos a esta última hablaremos de «orientación según la estructura interna».

Existen dos grupos de movimientos de las partes componentes de una estructura. Movimientos en los que la roca no pierde su continuidad, y que en inglés son conocidos con el término de solid flow, y movimientos que determinan ruptura. El término solid flow que abarca la designación de Teilbewegung de Sander, puede traducirse por movimientos componentes, en el sentido de elementos estructurales de tal naturaleza que la roca como conjunto mantiene su continuidad después del proceso.

Si estos movimientos de elementos estructurales son integrables y forman cuadros de orientación preferente, la roca se llama una tectonita. Lo anterior nos indica que no sólo existen tectonitas en rocas que han sufrido deformaciones, rocas metamórficas, sino también en muchas rocas magmáticas, schmelztektonite las llama Sander, donde el movimiento del magma antes de cristalizar puede formar un característico cuadro de tales orientaciones.

Hasta el momento presente, casi todos los estudios estructurales se han dedicado a rocas metamórficas o rocas deformadas, quizá debido al hecho de que tales rocas tienen elementos planos o lineales más prominentes y desarrollados que las restantes.

Un concepto importante en petrología estructural es el de superficie *s*. Es cualquier plano de una tectonita, pero abarca no sólo planos visibles, sino superficies estadísticas deducidas de las estructuras internas de elementos estructurales.

Las relaciones entre la estructura morfológica y funcional se expresan en términos de simetría, igual que se hace en cristalografía, aunque definida en términos no tan estrictos como se hace en esta última ciencia, ya que a los ejes de posición fija en cris-

talografía corresponden en petrología estructural concentraciones más o menos dispersas en la esfera de referencia.

La simetría puede ser:

- a) Axial o rotacional, cuando existe un haz de planos de simetría.
- b) Rómbica, cuando son planos de simetría las dos secciones principales *ab* y *ac*, a través de los ejes tectónicos *a*, *b* y *c* (fig. 4, lección 28 y fig. 7, lección 27).
- c) Monoclínica, con un solo plano de simetría *ac* (fig. 5, lección 27).
- d) Triclínica, sin plano de simetría (fig. 14, lección 27).

LECCIÓN 2.^a

DEFORMACION AFIN

La deformación puede efectuarse sobre una o varias series de superficies de deslizamiento, que se desplazan unas respecto de otras con un determinado sentido en el movimiento relativo y manteniendo constante la dirección de desplazamiento.

Las superficies pueden ser planas o superficies alabeadas y el carácter curvilíneo de las últimas ser adquirido con anterioridad al proceso de deformación o durante el mismo (pliegues de flexión).

DESLIZAMIENTO AFÍN SOBRE UNA ÚNICA SERIE DE PLANOS

Una esfera se convierte por razón de esta deformación en un elipsoide. Como ningún cambio tiene lugar en esa serie de planos, la sección horizontal de la esfera es una de las secciones circulares del elipsoide obtenido (k_1) (strain ellipsoid). El deslizamiento se efectúa en el plano de esta sección circular llamado plano o superficie de deslizamiento (Gleitebene), que no resulta girado en el curso de la deformación, mientras que todas las restantes superficies normales al plano del dibujo (Formungsebene) o superficie o plano de la deformación resultan giradas en el curso de la misma ángulos calculables, correspondiendo el ángulo máximo de rotación al plano que por la deformación pasa a ser 2.^a sección circular del elipsoide de deformación (k_2) (fig. 1).

Como puede observarse, la deformación obtenida por deslizamiento sobre una única serie de planos de deslizamiento, que tan frecuentemente se encuentra en masas rocosas, tiene las características de las deformaciones que tienen lugar en dominios de dos dimensiones. Las superficies circulares del elipsoide de deformación proporcionan ejemplos de dos tipos básicos de movimientos componentes: movimiento componente de deslizamiento (k_1) y movimiento componente de rotación (k_2). Ambos casos

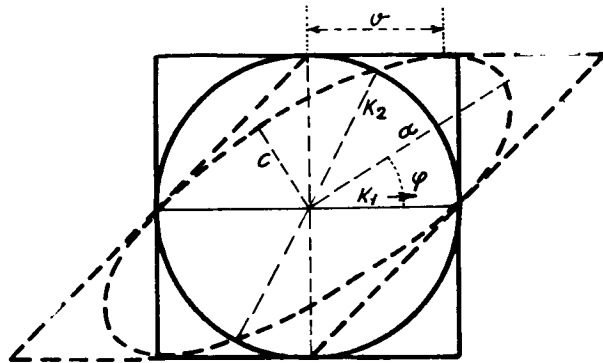


Fig. 1.—Deformación afín por deslizamiento sobre una serie de planos.

son teóricamente separables, pero pueden yuxtaponerse en forma tal que una misma superficie en el curso de una deformación sobre varias series de superficies de deslizamiento puede actuar como superficie de deslizamiento, así como ser girada, según el esquema de la superficie circular k_2 en la deformación que acabamos de considerar.

Dada la importancia de la deformación afín por deslizamiento sobre una serie de planos, consideremos los fundamentos geométricos y algunas relaciones de la misma.

Sean en un triedro trirrectángulo $X Y Z$ x, y, z las coordenadas de un punto del espacio P que pasa a ocupar la posición P' por una deformación del tipo de la que acabamos de considerar. Suponiendo que el deslizamiento se efectúa paralelamente a X ($X Y =$ plano de deslizamiento), el plano $Y Z$ ocupará tras el deslizamiento una nueva posición que forma el ángulo α

con su posición inicial. $X Z$ es la superficie o plano de movimiento (Bewebungsebene) o de deformación y la única superficie o plano de simetría de la deformación, que tiene a Y por eje de simetría.

Entre las coordenadas de los puntos P y P' existen las siguientes relaciones:

$$x' = x + v z \quad y' = y \quad z' = z \quad \text{tg } \alpha = v \quad (1)$$

La ecuación del círculo de la figura 1 (sección diametral de la esfera, que por la deformación se convierte en el elipsoide triaxial, cuya elipse sección diametral también aparece dibujada) es:

$$x^2 + z^2 = R^2 \quad y = 0 \quad (2)$$

y la de la elipse correspondiente será obtenida introduciendo el cambio de coordenadas antes mencionado.

$$\left. \begin{aligned} (x' - v z')^2 + z'^2 &= R^2 & x'^2 - 2 v x' z' + z'^2 (v^2 + 1) &= R^2 \\ y &= 0 & y' &= 0 \end{aligned} \right\} (3)$$

Llamando a y c a los ejes de esta elipse sección $a c$ y φ al ángulo a $\wedge X$ se obtiene:

$$\left. \begin{aligned} \text{tg } \varphi &= \frac{2}{v} & a^2 &= \frac{R^2}{\left(1 + \frac{v^2}{2}\right) + \frac{v}{2} \sqrt{4 + v^2}} \\ c^2 &= \frac{R^2}{\left(1 + \frac{v^2}{2}\right) - \frac{v}{2} \sqrt{4 + v^2}} \end{aligned} \right\} (4)$$

de donde

$$a^2 c^2 = R^4 \quad (5)$$

es decir, por una traslación afín resulta un elipsoide triaxial, cuyo eje medio es $b = R$ y los ejes mayor a y menor c se obtienen en virtud de las igualdades anteriores.

Procediendo a la inversa, ¿ con qué tipo de traslación afín un elipsoide triaxial cualquiera ($a > b > c$) puede derivarse de una esfera?

El radio de la esfera, por cuanto antecede, debe ser $R = b$ y de (5) $R = \sqrt{ac}$, o sea, $b^2 = ac$ (6).

Para el desplazamiento τ de la traslación afín, en virtud del cual obtuvimos el elipsoide de la esfera de radio b , obtenemos de (4)

$$\tau^2 = R^2 \left(\frac{1}{a^2} + \frac{1}{c^2} \right) - 2 \quad (7)$$

y como según (5)

$$\frac{1}{c^2} = \frac{a^2}{R^4}$$

sustituyendo este valor de $\frac{1}{c^2}$ en (7).

$$\tau^2 = \frac{R^2}{a^2} + \frac{a^2}{R^2} - 2 = \frac{(a^2 - R^2)^2}{a^2 R^2} \quad (8)$$

y

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{2}{V} = \frac{2 a R}{a^2 - R^2}$$

Si el radio R de la esfera inicial es $R = 1$, los ejes del elipsoide de deformación (strain ellipsoid) son: $a > b = R = 1 > c = \frac{1}{a}$

Si llamamos μ al ángulo, en el plano de deformación (Formungsebene), de k_1 con una recta cualquiera h antes de la traslación afín y μ_1 al ángulo que forma después de la misma, analíticamente se deducen las siguientes relaciones:

$$\operatorname{tg} \mu_1 = \frac{\operatorname{tg} \mu}{1 + \tau \operatorname{tg} \mu} \quad \operatorname{tg} \mu = \frac{\operatorname{tg} \mu_1}{1 - \tau \operatorname{tg} \mu_1}$$

La variación angular entre h y k_1 ha sido $\mu - \mu_1$ y

$$\operatorname{tg} (\mu - \mu_1) = \frac{\tau \operatorname{tg} 2 \mu}{1 - \tau \operatorname{tg} \mu + \operatorname{tg}^2 \mu}$$

En cuerpos geológicos puede obtenerse el valor de τ a partir de inclusiones en forma de espiral (spiral inclusions del snow ball garnet); sólo pueden obtenerse valores de μ y μ_1 cuando puede observarse el desplazamiento de un plano estructural y la rotación del mismo.

Es de interés en estudios estructurales conocer la recta del plano de deformación, a la que corresponde la rotación máxima (recta intersección de la superficie diametral normal al plano de deformación que por la traslación afín pasa a ser o se convierte en una de las secciones circulares k_2 del elipsoide de deformación). Este valor angular de la rotación máxima es:

$$\operatorname{tg} (\mu - \mu_1) = \frac{4 \tau}{4 - \tau^2} \quad \operatorname{tg} \mu = -\frac{2}{\tau} \quad \operatorname{tg} \mu_1 = +\frac{2}{\tau}$$

La segunda sección circular k_2 del elipsoide de deformación sufre en la traslación afín la máxima rotación interna.

También los diámetros a y c del elipsoide de deformación cambian de posición de forma progresiva en virtud de esta rotación, que como rotación interna o «Internrotation» designamos. Las superficies diametrales que pasan por a y c , y son normales al plano del movimiento, describen áreas de círculo que tienen al 2.º eje del elipsoide y eje de simetría del conjunto, o mejor a su intersección con el plano del dibujo, por centro. El eje b del elipsoide mantiene constante su dirección, en contraste con a y c .

El deslizamiento afín es de gran interés, pues tal deformación se deduce en el análisis de muchas microestructuras (microfabrics) y esta deformación afín, en la que todas las rectas en el plano de deformación (Formungsebene o deformation plane), con excepción de la recta en cuya dirección se efectúa el deslizamiento, resultan giradas por rotación interna, se diferen-

cia de las deformaciones, en las que los ejes del elipsoide mantienen su dirección, aunque otras direcciones sufran rotación interna. Llamamos rotación interna para distinguirla de la rotación externa, en que el dominio considerado gira respecto a coordenadas externas fijas.

Las deformaciones como la estudiada, en que sólo uno de los ejes del elipsoide mantiene su dirección con el cambio progresivo y es eje de rotación o eje de simetría, transcurren con simetría constante y con un plano de simetría, por tanto, con simetría monoclinica. Las deformaciones con orientación inva-

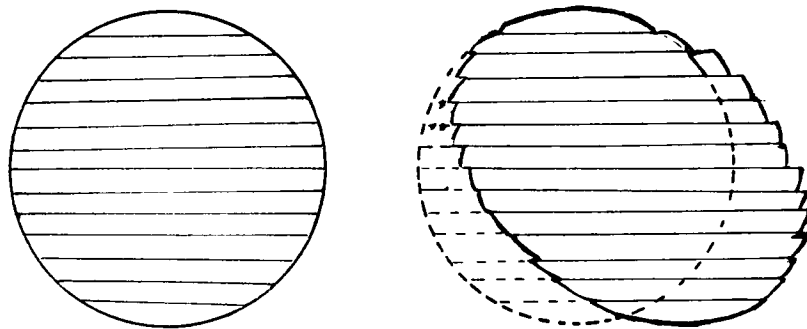


Fig. 2.—Explicación en texto.

riable para todos los ejes del elipsoide transcurren con simetría constante y simetría rómbica.

Resumiendo, si tenemos una esfera modelo compuesta de rodajas planas paralelas (fig. 2) podemos decir:

1) Por deslizamiento afín sobre los planos de las rodajas de que está compuesta, nunca puede originarse un elipsoide de revolución de la esfera modelo, puesto que desde que comienza el deslizamiento, la normal al plano de las rodajas deja de ser eje de simetría. El cambio de la esfera en el elipsoide triaxial es un proceso de simetría monoclinica.

2) Sólo pueden obtenerse por deslizamiento afín de una esfera sobre los planos de las rodajas, aquellos elipsoides cuyo eje medio b ($a > b > c$) coincida en dirección con el diámetro de la esfera situado en el plano de las rodajas, y normal a la dirección de deslizamiento.

Si llamamos X , Y y Z a las coordenadas de la traslación afín y las elegimos de modo que X sea paralela a la dirección de deslizamiento (K , en nuestro ejemplo anterior) e Y paralela al eje medio del elipsoide resultante, XZ es el plano de deformación y todos los movimientos en él se verifican.

En una traslación como la indicada sólo pueden participar las esferas modelo compuestas de rodajas cuyo plano R sea $R \perp Z$, pero no aquellas con $R \perp X$ o $R \perp Y$. Para estas últimas sólo es posible la traslación después de una rotación que haga $R \parallel (XY)$.

4) Un elipsoide de revolución no puede engendrarse por traslación afín de una esfera, pero una forma análoga puede engendrarse por una segunda traslación que convierta a una de las elipses principales del elipsoide obtenido en la primera transformación afín en un círculo; por tanto, por un segundo deslizamiento cuya dirección sea normal a uno de los ejes del primer elipsoide y su plano paralelo a este eje. Así se obtiene, mediante este segundo deslizamiento, un elipsoide próximo a un elipsoide de rotación, lo cual también puede demostrarse por análisis pretroestructural en el dominio de la lámina delgada.

5) Por deslizamiento afín sobre una única familia de planos pueden originarse de una esfera (E) elipsoides de rotación (ER) o elipsoides de tres ejes (ET). Los casos $(E) \leftrightarrow (ET)$ y $(ER) \leftrightarrow (ET)$ sólo precisan un deslizamiento. El caso $E \leftrightarrow (ER)$ precisa dos.

Se puede establecer que ha tenido lugar una deformación afín por la que un elipsoide procede de una esfera, pero lo que no puede establecerse es la clase, número y orden en que las transformaciones han tenido lugar. Lo más importante son las características deducibles del estudio estructural (por ejemplo, si ha existido deslizamiento sobre una o varias series de planos, simetría de los movimientos componentes, simetría constante o variable en el transcurso de la transformación, etc.). Geométricamente es posible pasar por restauración constructiva de un estado final a uno precedente, pero cinemáticamente no es posible.

Muchas tectonitas que muestran un singular y prominente eje B (B paralelo a eje de pliegues), donde se cortan varias su-

perfiles de deslizamiento con dirección de deslizamiento normal a B, muestran en su estructura una simetría axial o casi axial cuando el número de planos de deslizamiento que se cortan en B es suficientemente elevado. B es el eje de esa simetría. Ya hemos visto cómo de una esfera se puede pasar a un elipsoide de rotación de eje B a través de un elipsoide de tres ejes si la dirección del segundo deslizamiento es normal a B y los planos en que se efectúa el deslizamiento son paralelos a B. Los ejes de rotación B de esos elipsoides han sufrido extensión y en el estudio estructural de estas formas se observan fracturas normales a B. Pasamos de la deformación bidimensional a la tridimensional, que aún se conserva con simetría constante.

Esta deformación, casi típicamente axial, la obtenemos prácticamente cuando situamos en una mesa o fundación rígida un trozo de plasticina, que presionamos con la mano que al mismo tiempo desplazamos paralelamente a la mesa. Este ejemplo constituye un tránsito a la deformación axial con B como eje de deformación máxima o de presión mínima, pero sólo un tránsito, porque esta deformación no conduce a fracturas normales a B, sino a fracturas según un doble cono con eje B. En nuestro ejemplo, no se trata de presión puramente axial, sino de presión general giratoria bi o tridimensional, pero ambas conducen al mismo resultado, a una deformación que tiene a B por eje de simetría y al plano \perp B por plano de simetría.

LECCIÓN 3.^a

DESLIZAMIENTO AFÍN SOBRE DOS SERIES DE PLANOS

El deslizamiento afín sobre dos series de planos que ahora vamos a considerar, tiene simetría rómbica y durante la deformación dos rectas conservan su dirección en la superficie XZ y una tercera \perp a XZ.

Su cinemática es sencilla, como la del deslizamiento afín sobre una única serie de planos, y como esta deformación es reconocida en muchos diagramas estructurales de rocas es de gran interés en Petrología Estructural. Es representable geométricamente en el caso de que el resultado final conserve el mismo volumen, es decir, que el proceso se verifique con volumen constante, y el deslizamiento se compone de dos deslizamientos que proceden con simetría monoclinica y tienen lugar sobre dos planos simétricos respecto de uno vertical (fig. 1). El segundo deslizamiento procede respecto del primero como la imagen de un objeto respecto a un espejo. En el caso de la figura 1 hemos supuesto que los dos planos sobre los que el deslizamiento se efectúa forman un ángulo de $\alpha = 90^\circ$.

Se obtiene con esto una deformación final con simetría rómbica; uno de los planos de simetría es el plano bisector de los dos planos a lo largo de los cuales ha tenido lugar el deslizamiento, AB en el cuadro de la figura 1. Normalmente a ese plano y a los de deslizamiento se encuentra el plano de deformación (Formungsebene), en el que todos los movimientos tienen lugar; éste coincide con el plano del dibujo en la figura 1 y es el segundo plano de simetría de la deformación. El tercer pla-

no de simetría es el normal a AB y al plano de deformación D y estos tres planos de simetría se cortan en ejes de simetría, con lo que quedan cumplidos todos los requisitos de la simetría ortorómbica.

En el ejemplo anterior, los dos planos de deslizamiento mantienen constante el ángulo $\alpha = 90^\circ$. Estas superficies de deslizamiento K_1 y K_2 no coinciden con las superficies circulares del elipsoide de deformación que forman un ángulo α_n , ni con los in-

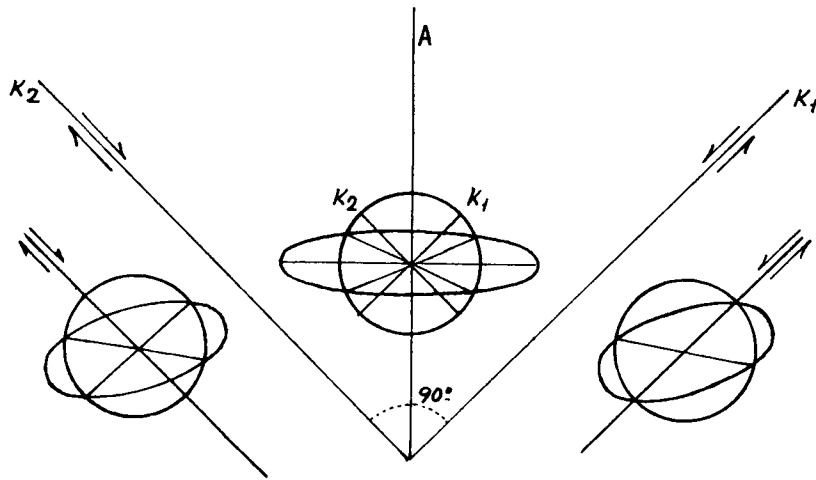


Fig. 1.—Deformación afín por deslizamiento sobre dos series de planos (según Sander)

dicadores K_1 y K_2 que expresan la posición de esas superficies o planos de deslizamiento al comienzo del proceso y forman al final del mismo un ángulo $\alpha_r > \alpha_n > \alpha$, por lo que aun en el caso de que los planos de deslizamiento mantengan constante el ángulo que forman, se presentan rotaciones internas, y se cumplen las siguientes propiedades:

A) Los planos de deslizamiento coinciden con las superficies circulares del elipsoide solamente al comienzo del proceso de deformación, en el caso de que el ángulo α de esos planos de deslizamiento se mantenga constante; no coinciden con los planos circulares del elipsoide de deformación obtenido al final del proceso.

B) Los indicadores materiales, mecánicamente inactivos, que expresan la posición de los planos de deslizamiento iniciales y de las secciones circulares del elipsoide inicial, sufren rotación interna, de modo que su ángulo α_r crece por encima del valor del ángulo α_n de las secciones circulares del elipsoide de deformación y del ángulo α que forman los dos planos de deslizamiento

C) Si llamamos α_i a la diferencia entre el valor de α_r en un momento del proceso y α , $\alpha_i = \alpha_r - \alpha$, α_i es siempre positivo y tanto menor cuanto mayor sea la resistencia al deslizamiento

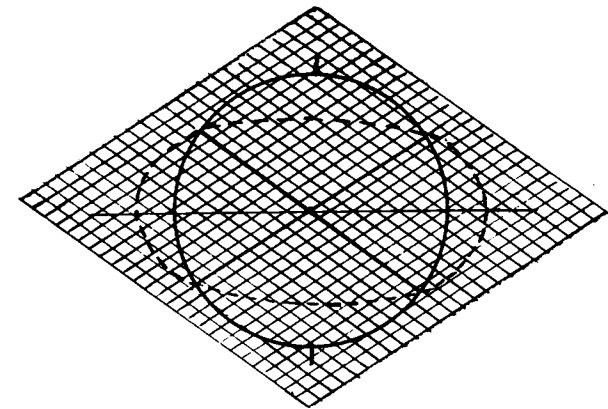


Fig. 2.—Explicación en el texto (según Sander).

en los planos en que aquél tiene lugar respecto de esa misma resistencia fuera de aquellos planos. Por tanto, el ángulo α_i es una medida de la proporción en que el cuerpo ha sido hecho anisótropo por el proceso. α_i puede ser deducido en muchos trabajos de Petrología Estructural.

Caso distinto es el representado por la figura 2. Una trama de alambre de forma cuadrada y deformable, lleva un círculo que coincide con el dibujo circular situado en la fundación sobre la que reposa la trama (líneas llenas).

La deformación de la trama conduce al dibujo representado en la figura con líneas interrumpidas, que es una elipse obtenida por deslizamiento sobre dos series de planos y el volumen sufre

una reducción, como se observa comparando las lunas laterales con el campo central de la figura 2. En este caso, el ángulo α no se mantiene constante, y el deslizamiento tiene lugar en el transcurso de la deformación en los planos de las secciones circulares del elipsoide, cuyo ángulo α es dado por la fórmula $\operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{b}$, donde a y b son los diámetros mayor y menor de la elipse sección.

Los casos anteriormente considerados de deformación afín por deslizamiento sobre una o dos series de planos, aparte de poder ser descritos y representados geoméricamente, se observan en muchos procesos de deformaciones de rocas y tienen por tanto un gran interés petro-estructural.

Estas deformaciones simples tienen un eje en torno del cual sufren rotación interna. Ese eje es eje de simetría del proceso y es normal a un plano de simetría, que hace que esa deformación prosiga con características análogas a las de las deformaciones bidimensionales, que tienen una superficie de deformación y de simetría común y un eje de rotación normal a ese plano, que es eje de simetría del proceso. Las deformaciones rómbicas sobre dos series de planos aparecen como superposición de deformaciones monoclinicas sobre una única serie de planos. Si la deformación rómbica prosigue y el dominio considerado sufre rotación externa en torno al eje B o eje de simetría, que es un eje de posición constante y además la recta de intersección de los planos de deslizamiento, las rotaciones internas se hacen desiguales y se las puede considerar yuxtapuestas por una rotación externa, con lo que el movimiento se hace monoclinico y uno de los planos de deslizamiento K_1 sufre rotación interna de distinta velocidad que el otro K_2 .

Geoméricamente consideradas, las superficies circulares del elipsoide de la deformación bidimensional son superficies que no han sufrido distorsión (planos diametrales de la esfera inicial), pero puesto que ellas sufren rotación interna y no hay ninguna superficie material que en el curso del proceso permanezca sin distorsión, mejor es considerarlas como planos que constan de un material que no ha sufrido distorsión, pero que es distinto en cada momento del proceso, que como superficies diametrales de la primitiva esfera.

En la deformación por deslizamiento sobre una serie de planos, el plano circular del elipsoide de deformación, que es al mismo tiempo plano de deslizamiento que no sufre distorsión, puede ser reproducido en los diagramas estructurales; por el contrario, en la deformación afín sobre dos series de planos, los planos circulares del elipsoide no tienen posibilidad de ser reproducidos en los diagramas pero sí la tienen las superficies de deslizamiento, que en caso de que formen ángulos diferentes con la presión, tienen distintas velocidades de rotación interna, siendo mayor la superficie que forma un ángulo menor con esa presión, que se dice forma la cuña más activa. Esa diferencia de actividad, es reproducible en los diagramas estructurales de dos maneras diferentes.

A) La orientación preferente de la cuña más activa debe ser más neta y precisa que la correspondiente al otro plano de deslizamiento.

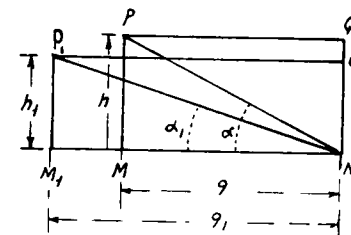


Fig. 3.—Explicación en texto (según Sander).

B) Si existe una eliminación de tensiones tangenciales (Scherspannungen) por cristalizaciones sucesivas, esas cristalizaciones han de verse favorecidas en los planos correspondientes a la cuña más activa.

En los cuerpos geológicos que han sufrido presión oblicua con yuxtaposición de rotaciones internas y externas es de esperar que esa diferencia en la velocidad de rotación de las superficies de deslizamiento venga reproducida en los diagramas petro-estructurales.

Para la compresión normal desarrollada a volumen constante, existe una relación entre el ángulo $2\alpha_1$ de las superficies de

deslizamiento K_1 y K_2 del proceso y el ángulo $2\alpha_1$ que esas superficies forman al final del mismo. Llamando h a la dirección paralela a la de compresión en el dominio considerado antes de efectuarse la deformación y h_1 después de efectuada, tenemos (fig. 3)

$$\frac{h_1}{h} = \left| \frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\operatorname{tg} \alpha} \right| \quad \text{y para } h = 1 \quad h_1 = \left| \frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\operatorname{tg} \alpha} \right|$$

La sección $MNPQ$ se transforma en $M_1N_1P_1Q_1$ por deformación efectuada por presión normal, que mantiene constante el volumen del cuerpo deformado.

Existen las siguientes relaciones:

$$qh = q_1 h_1 = k \quad \frac{q}{q_1} = \frac{h_1}{h}$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{q} \quad \operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{h_1}{q_1} = \frac{h q_1}{h_1 q} = \frac{h^2}{h_1^2}$$

o sea

$$\left| \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \alpha_1} \right| = \frac{h}{h_1}$$

LECCIÓN 4.^a

MOVIMIENTO Y SIMETRÍA DE LA DEFORMACION TECTÓNICA

La tectónica se puede dividir en cinética y estática; la última investiga los actos diferenciales del curso tectónico, y la tectónica cinética el cuadro del movimiento y los movimientos componentes no reversibles.

A la deformación elástica sigue la plástica que mantiene los rasgos esenciales de aquella, fundamentalmente las características simétricas. Por eso, la teoría de la elasticidad también tiene un importante significado en la tectónica cinética, cuyos estados son muchas veces deducidos a partir de aquella teoría.

Un cuerpo sólido sufre una deformación plana o resulta deformado en el espacio de dos dimensiones, si su deformación cumple la condición de que todos los desplazamientos tienen lugar a lo largo de una familia de planos paralelos y para todos los puntos situados en rectas perpendiculares a aquellos planos, los desplazamientos son iguales y paralelos. Una cualquiera de estas superficies se llama plano de deformación; las superficies cilíndricas normales a ese plano permanecen cilíndricas y normales a esa misma superficie y no sufren extensión según su generatriz. La representación analítica de las deformaciones planas consta de dos variables independientes, y sus problemas son generalmente sencillos.

La normal al plano de deformación es el eje de la deformación plana. Nosotros lo designamos h y B . Esta es también la designación general para las normales a planos de simetría de

deformaciones monoclinicas, rómbicas y axiales, con características bi o tridimensionales.

Todas las regiones que muestran rocas deformadas con alineaciones según B ofrecen ejemplos de tales deformaciones planas: hace mucho tiempo que se sabe que tal deformación se presenta en la tectónica de muchas regiones, aunque no siempre haya sido probado y considerado, por lo que tenemos que tener en cuenta el enorme papel desempeñado en la corteza terrestre por la deformación casi plana. No solamente el transporte tectónico y la presión lateral, sino también toda clase de transportes en la hidrosfera y en la atmósfera muestran el predominio de una deformación casi plana. Es lo más frecuente que el transporte sea tangencial, el plano de deformación vertical y el eje B normal a este último plano. El plano de deformación es el plano de simetría del movimiento y en él aparecen reflejadas todas las características de la estructura tectónica engendrada, ya tenga dimensiones de perfiles geológicos o el reducido tamaño de la lámina delgada.

Resultan actualmente menos caracterizadas muchas regiones diciendo que han sufrido un empuje lateral, que diciendo que son regiones que han sufrido la impresión de una o varias deformaciones casi planas y más o menos simétricamente constantes, cuyos planos de deformación fueron más o menos paralelos. Regiones en las que a lo largo del rumbo, según experiencia del geólogo estructural, existen menos cambios que en el perfil transversal, pueden ser incluidas aquí, así como muchas regiones que muestran ejes B empinados (Schlingentektonik).

Situamos al plano de deformación paralelo al plano ac del triedro trirectángulo abc , por medio del cual describimos la deformación, con lo que la normal al plano de deformación coincide con la dirección b de ese triedro trirectángulo. El esquema 1, que será tratado más tarde, representa una deformación monoclinica casi plana, y el esquema 2 la combinación de dos deformaciones con ejes b a 90° .

La deformación plana o bidimensional es menos frecuente que aquella en la que el plano de simetría de la deformación plana permanece constante, pero existen desplazamientos en dirección

del eje $b = B$; estas deformaciones simétricas bilaterales, o expresado en pocas palabras, monoclinicas, son de gran significado en los movimientos terrestres tangenciales, y debemos por tanto considerar las representaciones con ellas relacionadas. Se trata de los movimientos tangenciales más generales de la corteza terrestre. Todos los vectores que engendran la estructura formada son simétricamente concordantes con el cuadro de movimiento monoclinico, y esto es aplicable a los vectores de cualquier estructura formada durante el movimiento tangencial, en el cual la parte izquierda es igual a la de la derecha, pero la superior es distinta de la inferior.

Todo lo anteriormente dicho, indica que el transporte tangencial y la presión lateral (Einengung), en suma, las deformaciones más importantes de la corteza terrestre, muestran cuadros de movimiento y estructuras de simetría monoclinica.

El eje b se sitúa normal al perfil o plano de deformación, que es plano de simetría del dominio componente que ha sufrido el transporte y la presión lateral tectónica. Paralelamente a b se hallan los ejes B (ejes de pliegues, rectas de intersección de superficies de deslizamiento) y en dominios con plano de deformación vertical el eje b es horizontal y paralelo al rumbo.

a siempre está situado en el plano de deformación y es perpendicular a b . a es en ese plano la dirección del transporte principal y de la presión lateral que origina los movimientos deformadores. Cuando b es horizontal, a frecuentemente sigue la dirección del buzamiento de series de planos en los que tiene lugar el máximo desplazamiento relativo, por ejemplo, planos de deslizamiento o de estratificación.

c es perpendicular a (ab) (fig. 1).

El plano ac es, en consecuencia, plano de simetría y perfil característico. El eje b es el único eje de rotación posible y frecuentemente es un eje activo. Si los ejes del elipsoide de deformación son $A > B > C$ en un dominio componente y en un momento determinado y abc son las direcciones del triedro de referencia, tenemos: $b = B$, $a \neq A$, $c \neq C$, $A \parallel (ac)$, $C \parallel (ac)$; si existe rotación interna y externa alrededor de $b = B$, tal eje es también la recta de corte de los planos de deslizamiento s . Estos

son designados respecto del triedro de referencia como superficies (*hol*) en la zona del eje B.

a , b y c designan planos tectónicos elementales de la corteza terrestre. Designamos con p_1 al plano de deformación en el análisis de transportes tectónicos complicados.

Igual si este plano p_1 se presenta en la deformación afín o en la no afín, con plano de simetría ac del dominio deformado,

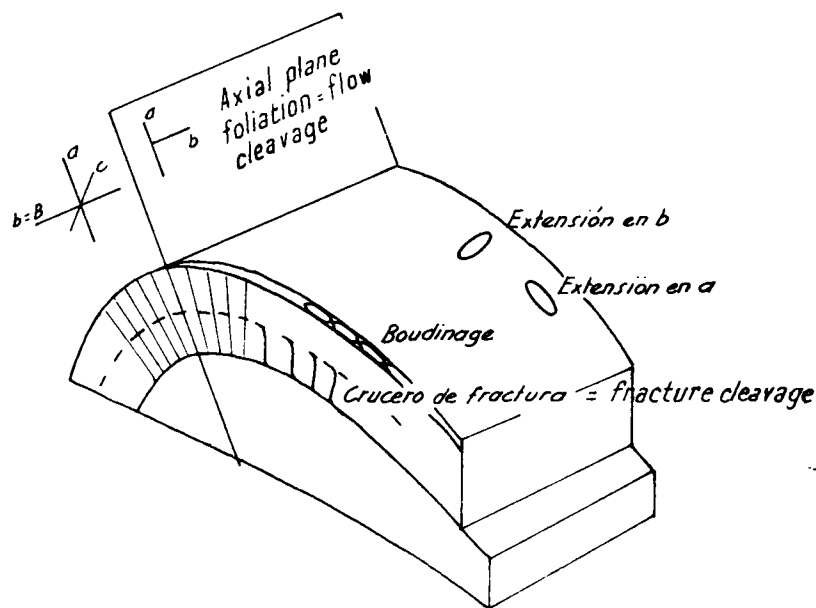


Fig. 1. — Coordenadas estructurales. (según G. Wilson).

siempre sucede que el eje B normal al plano de simetría, es lo que antes se percibe en la estructura; este eje es la estructura cilíndrica que permanece constante y paralela al dominio que es menos susceptible de sufrir movimientos componentes (por presión lateral). Aparte de B, también se reconoce en la simetría estructural al plano p_1 , independiente de su orientación respecto de las coordenadas terrestres y de los movimientos componentes representados en la estructura, así como el carácter afín o no afín de la deformación en el dominio considerado. También se reco-

noce a partir de los rasgos estructurales de los movimientos componentes ante qué cuadro de movimiento nos encontramos, por ejemplo, si ha habido una o más familias de superficies de deslizamiento. No es a partir de consideraciones teóricas, sino del análisis estructural como se logra establecer el cuadro de movimiento más adecuado.

Las coordenadas a, b, c reciben, con excepción de B como normal al plano de simetría, su más exacta definición al establecer el cuadro de movimiento a partir de la estructura. Con esto se diferenciará en primer lugar si el esquema 1 tiene simetría rómbica, en el caso de deslizamientos sobre dos series de planos con presión normal; el peso debido a la gravedad es un caso particular que aquí podemos incluir, o monoclinica, en el caso en que a, c sea el único plano de simetría constante. Después estableceremos la posición de a y b en s y c normal a s en el deslizamiento sobre una única serie de planos, o en el deslizamiento sobre dos familias de planos la posición de a, b en el plano de extensión (*Plattungsebene*) y de c normal a este plano, que es bisector de las dos series de planos de deslizamientos s_1 y s_2 .

Si al plano p_1 se le superpone otro p_2 , la superposición puede tener lugar de forma no simétrica ($p_1 + p_2 =$ simetría triclinica) o de forma más o menos simétrica, originando una simetría de superposición que será considerada con posterioridad.

Para el análisis de los casos muy significativos en los que la superposición se origina por rotación de 90° de p_1 alrededor de un eje definido, es necesario definir a este eje. Si la deformación B de un transporte o de una presión lateral encuentra una resistencia según B, se presenta en la estructura la superposición de una B' normal a B, y la rotación en torno a esa B' determina un plano de simetría según p_2 más o menos claro (esquema 2). En el transporte tectónico es posible diferenciar dos tipos:

1.º El dominio A se transforma en el A' por deslizamiento sobre una única serie de planos con los que forma la dirección principal de la fuerza externa un ángulo comprendido entre 0° y 90° ; transporte no rotacional.

2.º A se transforma en A' por rotación externa del dominio

considerado. El eje de rotación B es perpendicular a la dirección principal de transporte; transporte rotacional.

En el primer caso, el deslizamiento sobre una única serie de planos con la consiguiente rotación interna forma el cuadro de movimiento y la estructura típica; el plano *s* es el más saliente en la roca, que es una tectonita S. En el segundo caso es el eje B el rasgo más saliente de la tectonita B. Tanto la tectonita S como la tectonita B pueden originarse sin transporte tectónico; en el primer caso, si *s* es un plano de extensión bajo la acción de un peso normal en reposo, por ejemplo la gravedad, y en el último caso si B es el eje de una presión lateral (Einengung).

El cuadro de movimiento de cualquier masa desplazada en la corteza terrestre debe ser ante todo caracterizado por su orientación respecto de las coordenadas terrestres.

La experiencia demuestra que de todas las rotaciones posibles las que tienen a B por eje son las predominantes, por tanto aquellas en que B es un eje de dirección constante y frecuentemente horizontal. La sección vertical según *ac* es el típico perfil transverso de la tectonita, pero no porque sea una superficie vertical, sino porque se trata de una sección *ac* y representa algo definido y limitado del cuadro de movimiento, fundamentalmente los máximos desplazamientos relativos, que tienen lugar en *ac* como plano de deformación o casi plano de deformación.

El caso en que B es horizontal es el más frecuente, pero no gobierna todas las deformaciones y existen casos en que *b* forma con la horizontal ángulos hasta de 90° (tectónica de ejes empujados). Para representar en esos casos el cuadro de movimiento y todo lo a él referible en la estructura, debemos considerar el hecho de que el plano vertical no desempeña el papel que jugaba en el caso de que el radio terrestre era perpendicular a B; el plano vertical puede, por lo tanto, no tener sentido mecánico en lo que a los desplazamientos relativos se refiere.

Existen tres posibilidades, muchas veces realizadas, de rotación de un triedro trirectángulo *abc* respecto de las coordenadas terrestres:

1.º) La rotación del triedro respecto de *c*, debería tenerse

presente en el estudio tectónico. Supone cambio en la dirección del rumbo y en la del transporte y representa el cambio de posición del cuadro de movimiento. Es un caso no muy conocido.

2.º) La rotación no rara en torno de *a* da típicas relaciones, por ejemplo, para los flancos de masas que se mueven con dirección constante; ejes B más o menos empujados por curvatura de B en la dirección del rumbo; además una superposición del tipo $B \perp B'$, frecuentemente triclinica.

3.º) La rotación en torno a B es la más frecuente, tanto en el transporte horizontal como en el vertical; B es el eje de rotación interna y externa y el más caracterizado de la estructura.

Cada dominio de un transporte tectónico es caracterizado por su triedro *abc* y una vez establecido este triedro se puede describir su cuadro de movimiento respecto a las coordenadas terrestres y relacionarlo sin ambigüedad con la micro-estructura; en consecuencia, reconstruirlo fácilmente.

La micro-estructura muestra varias veces una sola impresión, aunque también existen casos en que se observan varias impresiones en el mismo dominio, ya procedentes de actos tectónicos independientes o dependientes. Un estudio de tales actos se efectúa por medio del análisis petro-estructural.

LECCIÓN 5.^a

REPRESENTACION EN PROYECCION ESFERICA

La familiaridad con las construcciones efectuadas en Cristalografía sobre la falsilla de proyección estereográfica se consigue con práctica que suponemos adquirida.

El procedimiento usado en Cristalografía es conveniente también en el análisis tectónico estructural, especialmente si se efectúa el cómputo de los datos tectónicos por el procedimiento de Schmidt. La representación se efectúa primeramente en dominios que son homogéneos respecto de los datos representados y la falta de homogeneidad de dominios superiores es controlada y caracterizada por representaciones de dominios homogéneos.

Los planos se representan en la esfera, según convenga, por círculos máximos o por los puntos de emergencia de sus normales, plano P de la figura 1; las rectas por sus puntos de emergencia, recta g en el plano P de la figura 1. Los planos que tienen recta de intersección común (planos tautozonales de eje G) tienen su polo sobre un círculo máximo (círculo de la zona en Cristalografía), normalmente al cual se sitúa G. El examen de planos y rectas y la relación que entre ellos existe se efectúa en Cristalografía por medio de la proyección esférica. En lugar de posiciones fijas y determinadas de planos y rectas, que son las que se nos presentan en Cristalografía, donde aquéllos vienen representados por círculos máximos o por puntos, en el análisis tectónico estructural se presentan orientaciones más o menos dispersas, que por contaje estadístico originan orientaciones perceptibles.

Como esfera primitiva puede utilizarse una esfera de 1 dm. de radio con meridianos y paralelos que lleva marcados los puntos cardinales N. S. W. E. en el Ecuador y la designación de «superior» e «inferior» en los polos (fig. 1). El uso de la esfera como superficie de dibujo en vez de su proyección tienen ven-

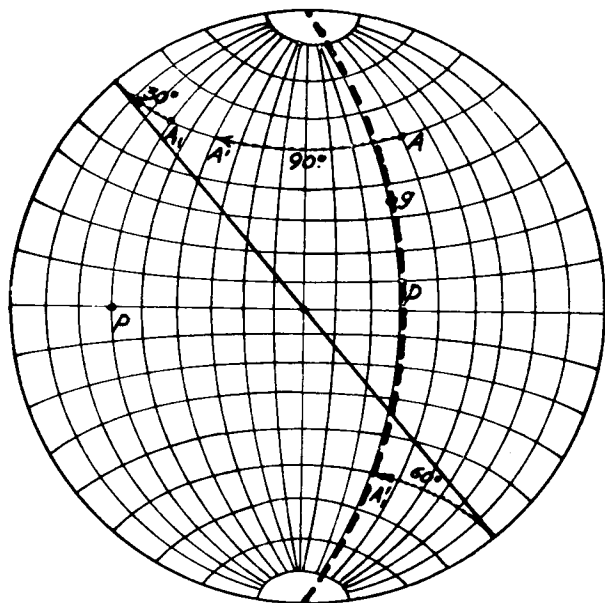


Fig. 1.—Explicación en el texto.

taja para la observación de orientaciones y elementos de simetría. El dibujo de planos y rectas puede efectuarse con tiza en la esfera referida, pero frecuentemente se usa en vez de la esfera su proyección, efectuándose el dibujo de rectas y planos sobre un papel transparente, en el que se marcan los puntos cardinales N. S. W. E., que se une por medio de un chinche metálico al centro de la falsilla (esfera de referencia).

En el análisis petro-estructural no se usa la proyección estereográfica, generalmente utilizada en Cristalografía, que conserva ángulos y círculos, sino la proyección de Lambert, que es

definida en la figura 2. El uso de esta proyección permite el cómputo estadístico de los puntos contenidos en el papel transparente, según su densidad de ocupación en cada posición del referido papel. Ese papel transparente lleva, al igual que la falsilla sobre la que se le superpone, un círculo fundamental de 20 cm. de diámetro y el cómputo en la periferia del referido círculo debe efectuarse con la necesaria exactitud que permita relacionar, después del proceso de contaje, puntos situados dia-

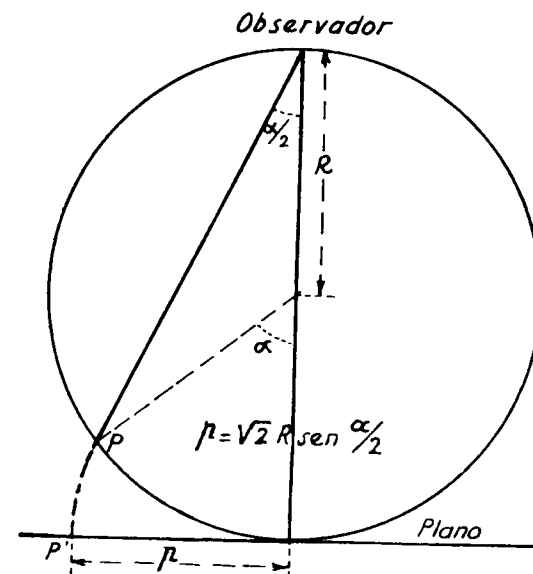


Fig. 2 — Explicación en el texto.

metralmente opuestos. El cómputo se efectúa de la manera siguiente:

Debajo del papel transparente cubierto de puntos se sitúa un papel milimetrado, de modo que el centro del círculo fundamental del papel transparente coincida con la intersección de dos rectas de la cuadrícula milimetrada, y encima un círculo de contaje que tiene 1 cm. de radio, ese círculo es de cristal transparente o bien un orificio de ese tamaño abierto en una montura metálica o plástica (fig. 3). El referido círculo de contaje se desplaza horizontalmente sobre el papel milimetrado, situándolo

repetidamente en puntos distantes 1 cm. y apuntando en cada uno de esos centros el número de polos contenidos en el referido círculo, sobre una segunda hoja de papel transparente, que se sitúa sobre la que contiene los polos proyectados, y que junto con esta última y la cuadrícula milimetrada se unen por medio de un clip. Una vez que se ha efectuado el cómputo del área central del círculo fundamental se efectúa la de la periferia por medio de una regla de material plástico, que tiene dos orificios circulares de 1 cm. de radio y cuyos centros distan 20 cm. (fig. 3), y va provista de una ranura longitudinal de algunos centímetros. El cómputo se efectúa desplazando sobre la circunferencia del

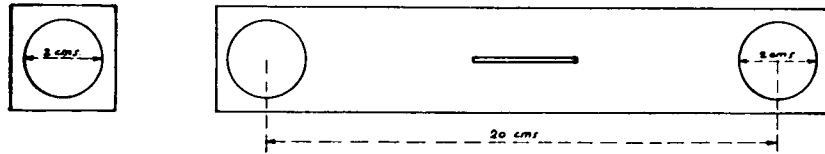


Fig. 3. - Contadores central y periférico.

círculo fundamental los centros de los dos círculos de la regla. En cada una de las posiciones de este contador periférico se registra el número total de puntos incluidos en sus dos círculos en el centro de los mismos, de modo que, como debe suceder, las densidades de ocupación de puntos opuestos diametralmente son iguales. Una vez terminado el cómputo del campo central y de la periferia, se determina el número de puntos que corresponden al 1 por 100, 2 por 100, 3 por 100, etc., del número total de puntos contenidos en el papel transparente y se determina qué intervalo corresponde a los números de polos apuntados en cada una de las posiciones de los contadores. Los campos que pertenecen al mismo intervalo porcentual se limitan finalmente, con lo que el diagrama de contorno queda terminado y en él aparecen limitados campos con densidades de ocupación correspondientes a intervalos porcentuales de 0 por 100 a m por 100. Las figuras 4 y 5 representan un diagrama de puntos y el correspondiente de contorno.

Si en vez de efectuarse el cómputo con un círculo cuya área

es 1 por 100 del área del círculo fundamental y que, por tanto, tiene un radio de $r = 1$ cm., se efectúa con círculos que tienen una superficie de h por 100 del área del círculo fundamental, sus radios respectivos se calculan así:

$$\begin{aligned}
 h \text{ } \frac{\%}{100} = 0,5 \text{ } \frac{\%}{100} & \text{ del area total } (10^2 \pi) r' = \sqrt{0,5} = 0,707 \text{ cms.} \\
 h \text{ } \frac{\%}{100} = 1 \text{ } \frac{\%}{100} & \text{ » » » » } r' = \sqrt{1} = 1 \text{ »} \\
 h \text{ } \frac{\%}{100} = 2 \text{ } \frac{\%}{100} & \text{ » » » » } r' = \sqrt{2} = 1,414 \text{ »}
 \end{aligned}$$

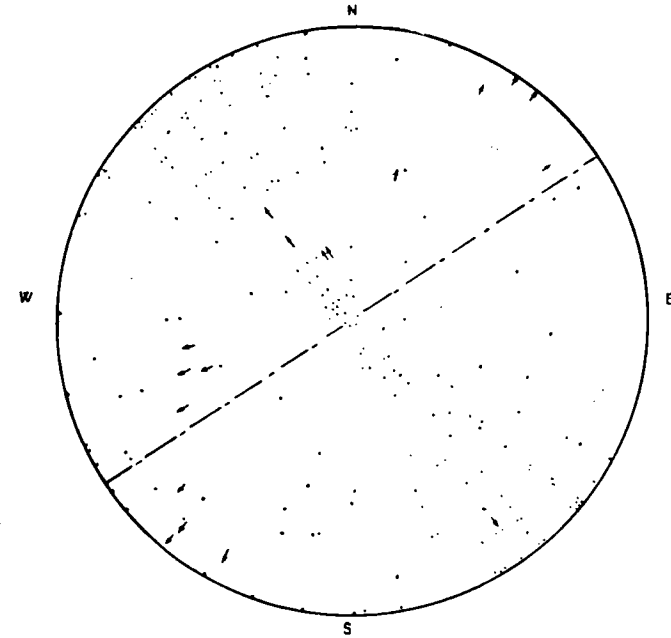


Fig. 4. - Polos de planos de fractura y estrias (flechas) en planos de deslizamiento. Minas Emilia y Vicenta, Oreña (Santander). T. Febrel.

El cómputo con círculos que tienen 2 por 100 o más del área del círculo fundamental se recomienda en el caso de orientaciones poco netas, con distribuciones casi regulares de los polos que las forman.

El conteo tiene como meta fundamental formar un diagrama de contorno que sea más perceptible que el de puntos, lo que

se consigue, según hemos indicado, mediante la unión de superficies que muestran la misma ocupación en un único campo.

Si deseamos obtener detalle efectuamos el contaje, por el contrario, con círculos que tenga 0,5 por 100 del área del círculo fundamental y el centro del círculo de contaje se desplaza hori-

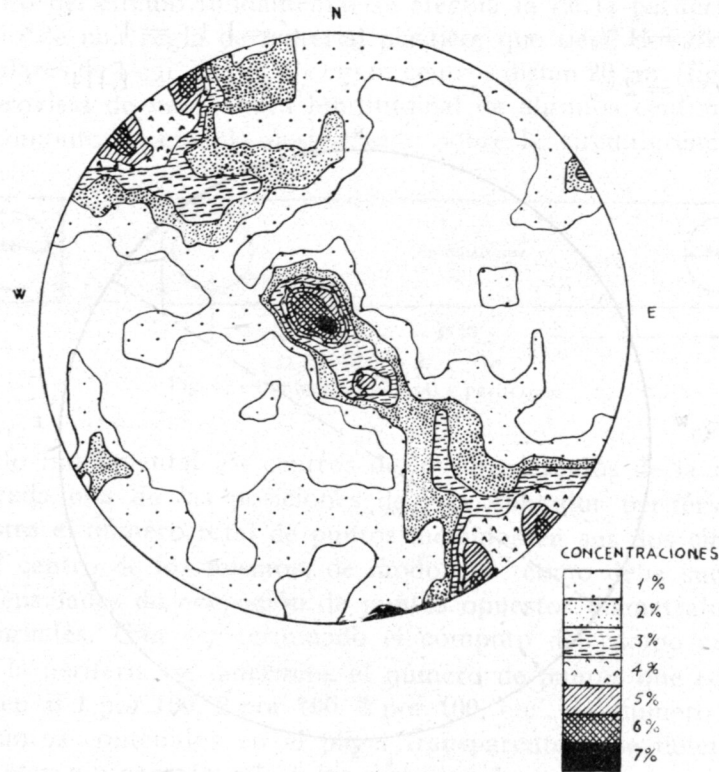


Fig. 5.—Diagrama de contorno del anterior. (T. Febrel).

zontalmente sobre la superficie del círculo fundamental, con tanta frecuencia como se desee. Es regla general que los diagramas con ocupaciones poco netas se computen con círculos de contaje de área superior que los que muestran orientaciones muy netas, pues sus detalles desaparecen al aumentar el radio del círculo de contaje.

La proyección de la esfera (con su eje sobre el plano del dibujo) proporciona la visión de su mitad inferior, observada desde el interior. Si se gira tal proyección 180° respecto del centro, se obtiene la visión de su mitad superior, observada desde el exterior. La semiesfera contiene siempre todos los datos de la esfera total, ya que tiene un centro de simetría al igual que los datos tectónicos, puesto que se trata de rectas sin polaridad y de planos cuyas normales tampoco la poseen. Caso contrario es el de los planos estratigráficos, donde hay que diferenciar una superficie superior de una inferior.

La proyección de la esfera (por consiguiente también el papel transparente superpuesto) contiene la visión de la esfera correspondiente al plano del dibujo elegido, por ejemplo, plano de dibujo el horizontal. Otra visión se consigue girando en torno de un eje un ángulo dado, en un sentido determinado. En el estudio de estas rotaciones es necesario considerar cómo se mueven los puntos de la esfera al ser girados.

Para efectuar una rotación constructiva se sitúa el papel transparente sobre la falsilla, de modo que su eje (recta de intersección de los meridianos) coincida con el eje de rotación elegido en el papel transparente. De este modo los puntos de ese papel se sitúan sobre paralelos (o sobre el Ecuador) de la falsilla inferior; estos puntos, cada uno sobre su paralelo respectivo, resultan girados en el sentido deseado la magnitud respectiva. Si alcanza uno de los puntos anteriores sobre su paralelo respectivo, la periferia del círculo fundamental, antes de terminar su rotación completa, se continúa su desplazamiento al otro lado del Ecuador sobre el paralelo situado como la imagen respecto a un espejo, con relación al Ecuador, del primer paralelo, hasta completar su rotación a partir del punto situado diametralmente opuesto del que alcanzó la periferia del círculo fundamental en el primer paralelo (fig. 1). En casos dudosos, la visión de la semiesfera inferior, efectuada desde su interior, permite evitar equivocaciones.

Aparte de la concentración estadística de rectas o polos de superficies, el uso de la proyección esférica es muy conveniente y útil para la resolución de numerosos problemas geológicos.

LECCIÓN 6.*

DIACLASAS Y FRACTURAS

Con la denominación de fracturas comprendemos superficies de separación que no sólo modifican la continuidad mecánica y morfológica, sino que la interrumpen. En las fracturas se sobrepasa la distancia a la cual las fuerzas de atracción que actúan entre las partes componentes son eficaces. Sin embargo, el hecho de que la cohesión haya sido vencida, no siempre supone la existencia de una fractura. Si existe bastante presión hidrostática normal a la superficie de separación, todo vencimiento de la cohesión supone solamente una modificación de la continuidad. Las fracturas generalmente se presentan para presiones hidrostáticas normales a la superficie de separación inferiores a un determinado valor. Por encima de este valor, en lugar de fracturas, en iguales condiciones y en análogas orientaciones, se presentan superficies que sólo suponen modificaciones de la continuidad; por ejemplo, en vez de planos de deslizamiento se presenta un crucero originado en el dominio de la deformación plástica, y en lugar de fracturas de tensión, superficies análogas originadas en aquel mismo dominio. Las rocas, más que ningún otro cuerpo, demuestran que no existen límites netos y que solamente en casos extremos pueden las fracturas ser discutidas por separado.

El mismo acto de deformación puede en la misma roca, incluso en el mismo grano, originar superficies de separación de fractura, junto a otras que no son de fractura. Se ve, por tanto, aquí, que la presión hidrostática no es el único factor decisivo, y muchos ejemplos demuestran que la velocidad de deformación

y la velocidad de deslizamiento también deben ser consideradas; un peso aplicado lentamente puede determinar deformación plástica, mientras que si tal peso se aplica rápidamente, quizá conduzca a fractura del mismo cuerpo. La deformación plástica precisa un tiempo mínimo de aplicación y solamente se origina cuando un límite superior de la velocidad de deformación no es sobrepasado.

Las deformaciones de fractura de la corteza terrestre corresponden a dominios de poca presión hidrostática y, por tanto, a zonas que tienen una gran capacidad de movimiento a poca profundidad, mientras que la deformación plástica supone mayor profundidad y, por tanto, una mayor presión hidrostática en el dominio considerado, aunque no es siempre correcta la conclusión de que la deformación por fractura y la deformación por deslizamiento en cuerpos geológicos son referibles a dos actos distintos a distintas profundidades. Sin embargo, hay que tener presente que la deformación a gran profundidad suele ser plástica, por la presencia de una recristalización cada vez más intensa, que tiene lugar al mismo tiempo que la deformación mecánica y facilita la movilidad molecular, y con ello ese tipo de deformación.

Además, puede ser un material anisótropo de forma tal, que una misma presión determina un deslizamiento plástico en una serie de planos paralelos, mientras que en otra dirección determine planos de fractura. Este conocido comportamiento de los cristales que tienen la propiedad de poder sufrir traslación, puede ser aplicado a muchas rocas anisótropas, en lo referente a la deformación plástica o de fractura; en consecuencia, puede la anisotropía de la roca determinar planos de fractura y deformaciones plásticas en el mismo acto deformador. La mayor probabilidad para esto último se presenta en el caso en que la anisotropía de la roca y las fuerzas deformadoras presenten cuadros de simetría concordantes.

En muchas ocasiones se puede determinar la posición de los ejes a , b y c (por definición $(ab) = \text{superficie } s, c \perp (ab), b \perp a = \text{alineación}$). En muchas ocasiones las diaclasas y fracturas se presentan en las zonas de estos tres ejes, así que estas superficies forman un sistema, el cual tiene ya: a) simetría mo-

noclínica con superficies (hol) de rotación no simétricas como planos de deslizamiento, con superficies (okl) simétricas como planos de deslizamiento y superficies (hko) simétricas, los dos primeros sistemas frecuentes y el tercero raro; $o b$) simetría triclinica con superficies (hol) de rotación no simétricas y planos (okl) no simétricos; $o c$) simetría rómbica, cuando todas las zonas se encuentran ocupadas simétricamente. Además de estos planos de deslizamiento, encontramos superficies o planos de tensión (ac) .

Como ya hemos dicho, no siempre tiene el triedro trirectángulo abc la misma orientación respecto de las coordenadas terrestres, aunque es lo más frecuente que c sea un eje vertical, y esto determina toda clase de posibilidades de orientación de las fracturas y diaclasas estudiadas y, por tanto, la ambigüedad de su orientación.

Sobre las fracturas de tensión o tracción normales a B, debemos decir que en muchas tectonitas B tenemos que considerar una deformación que determina una extensión según el eje B, no idéntica a la obtenida en el laboratorio en experimentos de tensión. Cuando esa extensión excede el límite de elasticidad de la roca en dirección b y la roca posee la capacidad de deformarse elásticamente, se origina una contracción elástica en el sentido de B, distribuida regularmente, que determina la formación de fracturas normales a B, tan pronto como la presión es interrumpida.

EJES B y β

El eje B es definido en términos de simetría como la normal al plano de simetría de la estructura, y tales ejes B deben ser deferenciados de alineaciones que en la estructura tienen caracteres análogos a los de los ejes B, aunque no sean propios ejes B. A estas últimas alineaciones pertenecen muchas intersecciones de superficies s , donde el mayor desplazamiento relativo no se ha verificado en dirección normal a aquella recta de intersección.

A la definición que acabamos de dar para ejes B, como nor-

males al plano de simetría de la estructura, hay que añadir la definición de ejes β . Con la designación de eje β comprendemos a las rectas de intersección de cada par de superficies s cualquiera (planos de estratificación, superficies de deslizamiento), o a una concentración estadística de tales rectas de intersección. Se pueden obtener fácilmente, cuando en la falsilla de proyección se insertan las superficies en forma de círculo máximo o las normales a esas superficies, cuyo β interesa determinar. Si las superficies consideradas poseen un eje β perceptible, los puntos de intersección de los círculos máximos correspondientes coinciden exactamente o determinan una agrupación estadística perceptible, cuya densidad de ocupación, forma y centro de gravedad, caracterizan al eje β de esas superficies.

Por inserción de las normales a esas superficies, observamos cómo esos polos caen en forma perceptible sobre un círculo máximo o círculo π de las superficies consideradas. La normal a este círculo coincide con β , así que ambas representaciones repiten el mismo estado de cosas y sirven de control (fig. 1).

La relación geométrica de las superficies consideradas es la de poseer una más o menos perceptible arista de intersección y, por tanto, formar un haz de planos más o menos netos. Esta relación se llama tautozonalidad en Cristalografía respecto de un círculo de zona (nuestro círculo π) y un eje de zona (nuestro β). La forma y densidad de ocupación de la concentración de nuestras estructuras paralelas, estadísticamente homogéneas, caracterizan y nos proporcionan una medida de la tautozonalidad del dominio considerado.

En la práctica se observa que la concentración de ejes β muchas veces coincide con la de ejes B y esto supone que en tectonitas el deslizamiento sobre múltiples series de planos con movimiento componente normal a B es mucho más frecuente que la deformación con movimientos componentes oblicuos a la recta de corte de los planos de deslizamiento. Esas concentraciones β , no siempre representables por una alineación visible en el dominio de la muestra de mano, pueden corresponder al cuadro de movimiento monoclinico de un dominio mayor, por ejemplo, ejes de pliegues que aparecen en perfiles superiores al

dominio de la muestra de mano y que en esta última no son perceptibles.

Son muy frecuentes las tectonitas que aparte de un eje B_1 , coincidente con una concentración β como recta de corte de planos de deslizamiento, presentan otro auténtico eje B_2 , tal que $B_1 \perp B_2$.

Además del caso no frecuente de superposición de movimien-

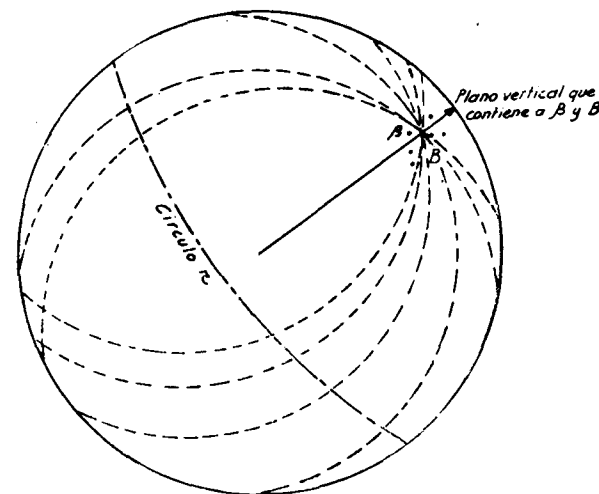


Fig. 1.—Análisis de pliegues cilíndricos. Proyección de s , π , β y B (estos dos últimos coincidentes).

tos con planos de simetría no coincidente, hay que considerar el caso de tectonitas monoclinicas que tienen características triclinicas. A veces se presentan en perfiles geológicos de campo y en muestras de mano, separaciones de la simetría monoclinica estricta en tectonitas B que tienen ejes B no horizontales y fracturas de tensión (ac) no exactamente normales a B .

Los ejes B pueden originarse durante la ordenación tectónica del material geológico, ejes B concordantes, en cuyo caso son paratectónicos respecto a la tectónica material del dominio considerado, y como ejes B son reconocidos fácilmente en el campo por el tectónico o el geólogo, o formarse en condiciones pre o postectónicas, ejes B discordantes, en aquellos casos en que

las superficies límites materiales, por ejemplo un plano de estratificación, no han tomado parte en la formación del eje B como planos de deslizamiento y B, por tanto, no se encuentra sobre esa superficie límite. Los ejes B superpuestos sobre una tectónica ya existente desempeñan, sin embargo, un papel en el cuadro de movimiento de una fase tectónica y, por tanto, no debe descuidarse ni su análisis ni su relación respecto de la orientación de los minerales componentes.

De lo anteriormente expuesto se deduce que pueden presentarse en el mismo dominio dos ejes B (B_1 y B_2), ya simultáneos o yuxtapuestos en períodos de tiempo no separables geológicamente, o no simultáneos, formados en épocas totalmente diferentes.

LECCIÓN 7.^a

TOMA DE MUESTRAS ORIENTADAS Y PROYECCION DE DATOS GEOLOGICOS

Para tomar muestras orientadas se escoge en el afloramiento elegido un lugar adecuado para la separación de la muestra, a ser posible con una estructura bien diferenciada y con una superficie límite plana fácilmente medible; esta última debería ser una superficie estructural interesante (estratificación, esquistosidad, etc.), aunque no es absolutamente imprescindible. Sobre esta superficie límite, una vez seca y limpia, se pega una tira de esparadrapo, de modo que su longitud sea paralela al rumbo medido con brújula. Sobre esa tira de esparadrapo se marcan el rumbo y buzamiento del plano, con un exacto valor angular para el rumbo, y con la indicación de hacia dónde y con qué ángulo buza la superficie. En caso de que se trate de planos verticales debe indicarse en qué dirección mira la superficie y cuál es su cara inferior. Además deben incluirse datos sobre el lugar de la toma y si la medida se ha efectuado sobre una superficie invertida. Después se saca la muestra de mano con el martillo de la posición en que se encontraba y se conserva para su posterior investigación y preparación de láminas delgadas, que han de estar orientadas sin ninguna ambigüedad respecto de las coordenadas terrestres.

Sobre esta muestra de mano, independientemente de las coordenadas geográficas y teniendo en cuenta las relaciones más simples con los datos estructurales visibles (planos, rectas, ejes B de pliegues), se preparan superficies pulidas paralelas y normales a esos datos, por tanto simétricas respecto de la estructu-

ra de la muestra de mano, para su observación con luz oblicua y posterior preparación de láminas delgadas paralelamente a sus planos.

Veamos ahora cómo se representan para cada muestra de mano o para distintos afloramientos de campo, en caso de que se hayan efectuado medidas sin toma de muestras orientadas, los datos medidos. El papel transparente situado sobre la falsilla de Schmidt lleva marcados los puntos N. S. W. E. correspondientes a los puntos cardinales. Primero se señala la proyección del plano P, medido en la muestra orientada, ya sea fortuito o no. Se inserta en primer lugar en el papel transparente, situado sobre la falsilla como diámetro del círculo fundamental, la dirección del rumbo medida en el campo, y después con ayuda del ángulo de buzamiento (contado centripetamente) el arco de círculo máximo que representa la proyección de P y el polo correspondiente a la normal a ese círculo máximo.

Si es una superficie que no tiene interés estructural, se insertan ahora todas las líneas situadas sobre ella, y que son aristas de intersección de ese plano P con otros planos estructurales s .

Si, por el contrario, el plano P es una superficie estructural de interés s_1 , lo que sucede en la mayor parte de los casos, se inserta en la proyección la recta g_1 de la alineación visible. Se trata de la inserción de una recta sobre una superficie ya dibujada, recta que forma con el rumbo de esa superficie un ángulo α , que puede ser medido. Se lleva a continuación este valor angular sobre el círculo máximo de la superficie s_1 , y con ello obtenemos el punto de emergencia de la recta g_1 . Para evitar errores pueden situarse, uno al lado de otro, la proyección y la muestra de mano.

Lo hecho con g_1 se repite con todas las rectas visibles sobre s_1 . Frecuentemente varias de estas rectas son las aristas de intersección entre s_1 y otros planos s_2 y s_3 , que como aquél, se repiten de forma no fortuita.

Para dibujar la proyección de s_2 se inserta el círculo máximo normal a g_1 . Este es el círculo de la zona de los planos que se cortan en g_1 . Sobre él y con ayuda del ángulo $s_1 \wedge s_2$, medido en la muestra de mano con un gionómetro, se dibuja el arco de círculo máximo a s_2 . Así se continúa con todos los planos y rec-

tas observables en la estructura, igual que se procede en Cristalografía en el estudio de estructuras cristalinas. Si una recta sobre una superficie s es un eje B, se puede saber a partir del diagrama en qué plano vertical se encuentra y con qué ángulo buza y en qué dirección.

Este es, en líneas generales, el procedimiento geométrico que se sigue para la proyección de estructuras paralelas, planos o rectas, que como superficies s de distinto origen (originadas por deslizamiento, por tensión, o por deposición, etc.) y rectas, desempeñan un papel en la estructura.

Geoméricamente se puede describir un cristal o una estructura a partir de cualquier sistema de coordenadas, pero los datos son tanto más sencillos si en un cristal se elige como sistema de coordenadas el formado por ejes cristalográficos, que tienen un significado simetrológico real y son las direcciones de mayor densidad atómica de la estructura y en Petrología Estructural, de análoga manera, se elige en lugar de un sistema de coordenadas cualquiera, el formado por tres direcciones con significado simetrológico estructural, que se designan con las letras a , b , c , para la descripción de la estructura. Esto tiene también la ventaja inestimable de que cualquier plano puede ser designado por medio de los signos h , k , l , o . De esta manera son proyectados en muchas tectonitas, ejes B, superficies de deslizamiento (ab) o (okl), (hol), (hko) y rectas de intersección de superficies de deslizamiento, que no muestran movimiento normal a la arista de corte.

Igual que en Cristalografía es posible, después de un conocimiento más exacto de la estructura a través del análisis petroestructural, sustituir los primeros ejes de coordenadas elegidos abc por otras direcciones, las cuales corresponden mejor a la definición teórica de abc , o son más adecuadas para el problema a tratar.

¿Cómo se efectúa ahora, que ya tenemos proyectados los datos geológicos de la muestra de mano, la representación de un dominio de mayores dimensiones y la comprobación de su homogeneidad? Si en distintas posiciones de un dominio se ha medido un dato, por ejemplo, un eje cristalográfico de una es-

pecie mineral en el dominio de la lámina delgada o la estructura lineal de un eje B, y su posición sobre la esfera se conserva con una determinada dispersión, podemos decir lo siguiente:

A) La persistencia de la concentración es la condición para la homogeneidad del dominio respecto del dato considerado.

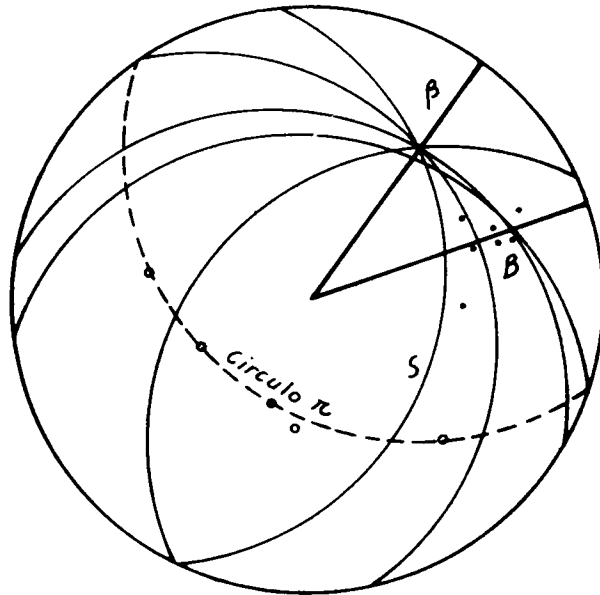


Fig. 1.— Proyección de s , π , B y β (estos dos últimos no coincidentes).

B) La posición del dato sobre la esfera, y por consiguiente su orientación en el dominio estudiado no es casual; casual significa que no es deducible, es decir, que en la estructura considerada ese dato no se repite regularmente, y por tanto, no es típico.

C) La característica para la naturaleza no casual de una concentración de nuestro dato geológico sobre la esfera, no depende de que exista un determinado grado de densidad de ocupación, sino su repetición, es decir, la persistencia de esa concen-

tración considerada respecto de su falta de casualidad, cuando el dominio estudiado se ensancha u otros análogos formados se superponen.

Un diagrama colectivo esquemático no computado, con superficies s , sus polos π , su círculo de zona β y ejes B no coincidentes con β , es representado en la figura 1.

LECCIÓN 8.ª

PROYECCION DE DATOS GEOLOGICOS

En un diagrama colectivo de un dominio homogéneo superior deben ser proyectados los siguientes datos tectónicos, que son datos reales de la estructura en el dominio de la muestra de mano ($s B$) o datos geométricos (β , polos π), a los cuales no corresponde ningún dato estructural real, pero que a pesar de ello tienen un importante significado, que discutiremos a continuación. Los datos son:

A) Polos de superficie s , medida en el dominio de la muestra de mano. La persistencia de sus concentraciones proporciona, además del carácter homogéneo del expresado dato en el dominio considerado y una prueba del carácter no casual de esos planos s en la estructura, importantes tipos de simetría de ordenación.

Los tipos de simetría más frecuentemente desarrollados en la ordenación de esos planos s son: 1.º Simetría de rotación primaria referida al radio terrestre en forma de un máximo de los polos de esas superficies s . 2.º Corrientemente la ordenación de los polos de esas superficies se efectúa en un círculo máximo. Este último no es vertical con tanta frecuencia como muchos suponen, y es designado como círculo π y su normal como eje π , y la posición de π en la proyección esférica como polo π (ver el diagrama de la figura 1 del último tema). Si hemos obtenido en el diagrama colectivo un círculo π , esto significa que ese dato es típico, tanto si ese eje π es real, es decir, coincide con un máximo de ejes B , como si no lo es.

Si las superficies s medidas en distintas posiciones del domi-

nio considerado se cortan en rectas paralelas (cristalográficamente expresado son tautozonales), este estado de cosas ha sido originado por una presión debida a fuerzas externas en el plano normal a β . Esto último debe ser comprobado posteriormente por análisis petro-estructural. Si los ejes B, o mejor dicho, su concentración, no coincide con la concentración de ejes β , la estructura formada por esos ejes B no es sintectónica con la representada por los planos s .

B) Se puede ahora investigar la distribución de todas las rectas de intersección de los pares de planos que se presentan en el dominio, lo que nos permite un más exacto conocimiento y caracterización del mismo. En este caso los planos s se representan por arcos de círculo máximo y no por sus polos, y todas las rectas de intersección son líneas que no tienen que corresponder a ejes B reales; de aquí la propia designación de ejes β con que se les conoce. Estos ejes son rectas de intersección que pueden ser sólo posibles geoméricamente o aparecer representadas en la estructura, es decir, ejes B aparentes (con movimientos componentes no normales a B) o reales (con movimientos componentes normales a B), y por eso la designación de β nada expresa genéticamente. De todas formas, la representación conjunta de concentraciones β y B es conveniente.

C) Se dibujan en el diagrama colectivo los ejes B reales, que son estructuras lineales normales al plano de simetría de la estructura. Se reconocen fácilmente en los dominios de cualquier magnitud (perfil geológico, afloramiento, muestra de mano, lámina delgada, rayos X); frecuentemente se observan *de visu* en muestras de mano, sin ayuda de más aumentos.

La figura 1 de una lámina delgada normal al eje B expresa el control de las superficies de deslizamiento s_1 , s_2 , s_3 ; el ángulo que forman entre sí y el sentido relativo del movimiento componente normal a B, s_2 es desplazada por s_1 y por tanto es más antigua que esta última. El desplazamiento en s_2 es mayor que a lo largo de s_1 , y s_1 y s_2 casi se encuentran colocadas simétricamente respecto a la dirección de compresión representada por doble flecha en la parte inferior izquierda; los tres planos de deslizamiento representan deformaciones afines

en el dominio del mm.; pero la pizarrosidad s_2 no es afín en dominios de 0,1 mm. (ondas de s_2). La orientación de las superficies s_3 , no distribuidas de manera homogénea, prueba que el dominio ha sufrido rotación externa en torno a B.

En el diagrama colectivo deben proyectarse también; como

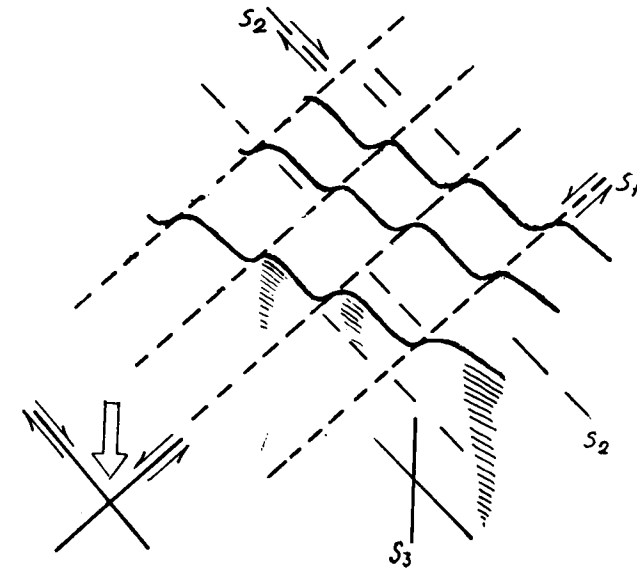


Fig. 1.—Control de los planos de deslizamiento s_1 , s_2 y s_3 (Modificado de Sander).

polos: polos s , π , β , B; como arcos de círculo máximo: círculos s , círculos ocupados por polos s ; planos normales a concentraciones de B y de β . También B y β pueden disponerse sobre arcos de círculo máximo, por ejemplo los B y β medidos en distintas posiciones de un pliegue isoclinal. Tales diagramas proporcionan las relaciones que existen entre las estructuras paralelas, planas y lineales, de un complicado dominio homogéneo a través de los diagramas de sus partes componentes.

A las diferenciaciones anteriormente establecidas se puede añadir lo siguiente: todo lo anteriormente dicho puede aplicarse a diagramas colectivos de un dominio homogéneo res-

pecto al dato estudiado. La persistencia de la concentración de ejes como condición ya mencionada del carácter homogéneo del dominio respecto a ese dato, no debería ser únicamente tomada como prueba de esa homogeneidad, sin que exista un control de campo que permita juzgar los acontecimientos que han determinado esa concentración, y por lo tanto saber si el dominio es homogéneo o no. El ejemplo más importante es el siguiente: un dominio no homogéneo formado por superficies s en las distintas posiciones de un pliegue en rodilla muestra, por medida y proyección de esas superficies s , un diagrama representado por arcos de círculo máximo y polos de planos s situados sobre un círculo máximo normal al eje del pliegue ($= \beta$). Estos planos s medidos no son más que las distintas posiciones del pliegue estudiado, pero el carácter no homogéneo del pliegue se observa en perfiles de campo, teniendo en cuenta el proceso que ha originado las concentraciones en el diagrama.

Ya dijimos que la densidad de las concentraciones de β es una medida de la tautozonalidad de los planos s . Mientras que, como ya fue expresado, la coincidencia de los puntos de gravedad de las concentraciones B y β es una prueba del carácter sintectónico de la estructura lineal B y de la estructura plana s , la falta de coincidencia de esas concentraciones prueba que el movimiento en esos planos s no fue perpendicular a B .

En el caso de que exista una concentración B neta y una concentración β mucho más dispersa, podemos asegurar que la primera es más joven, ya que la superposición de esos planos s hubiera determinado su dispersión. Cuanto más dispersa se presente la concentración B (con su movimiento respectivo normal a B), tanto más se aparta del carácter de tectonita B la estructura formada por los planos s .

Mediante estos medios de investigación, es posible descubrir rocas de distinta antigüedad en una formación geológica, por el hecho de si todas han sufrido los mismos movimientos o si, por el contrario, se observan en ellas distintos cuadros, con estructuras tectónicas residuales sobre las que aparecen superpues-

tas tectónicas más jóvenes. También es posible un análisis tectónico más perfecto con los procedimientos aquí estudiados relacionados con el análisis petro-estructural, lo que permite una investigación estructural más profunda de dominios que contienen criaderos metálicos de importancia económica y que con los antiguos métodos no era realizable.

LECCIÓN 9.^a

ESTUDIO ÓPTICO POR MEDIO DE MEDIDAS ESTADÍSTICAS DE LA ORIENTACION DE ELEMENTOS ESTRUCTURALES ANISOTROPOS

1.º) *Métodos sin platina universal.*

Ya hemos descrito cómo se toman muestras orientadas y la preparación de proyecciones de datos tectónicos y estructurales visibles sobre la muestra de mano. Puesto que las superficies pulidas y las láminas delgadas no han de mostrar ninguna ambigüedad en su orientación respecto a la muestra de mano, todos los diagramas han de estar también orientados sin ninguna ambigüedad respecto de los datos de la muestra de mano, y por lo tanto también con relación a las coordenadas geográficas. Tenemos que ver ahora qué relaciones existen entre los datos de la muestra de mano y los de la micro-estructura, y a la inversa, qué relaciones hay entre la micro-estructura y los datos de la muestra de mano, del afloramiento y del perfil tectónico.

Se preparan superficies pulidas de la muestra de mano paralela y normalmente a las estructuras visibles. Si existe un plano saliente, se preparan tres muestras pulidas: una paralela a s , por lo tanto normal a c ; otra perpendicular a b (alineación sobre s); la tercera, perpendicular a a (dirección normal a b). A estas tres superficies pulidas se les da el nombre de la dirección a la cual son normales (sección a significa por tanto normal a a). Para que la orientación no sea ambigua, esas superficies pueden llevar flechas, por ejemplo en la sección a y b

dirigidas hacia *c*, y en la sección *c* dirigida hacia *a* (fig. 1). Si hay una alineación prominente, debe prepararse una lámina delgada paralela a *B* y otra perpendicular a *B* (una flecha sobre la lámina paralela a *B* dirigida hacia la lámina perpendicular a *B*). Cada diagrama puede así ser referido sin ninguna ambigüedad a las coordenadas geográficas y a estructuras de mayores dominios. Las equivocaciones en la orientación de las láminas delgadas y el uso de cementos de unión demasiado blandos son

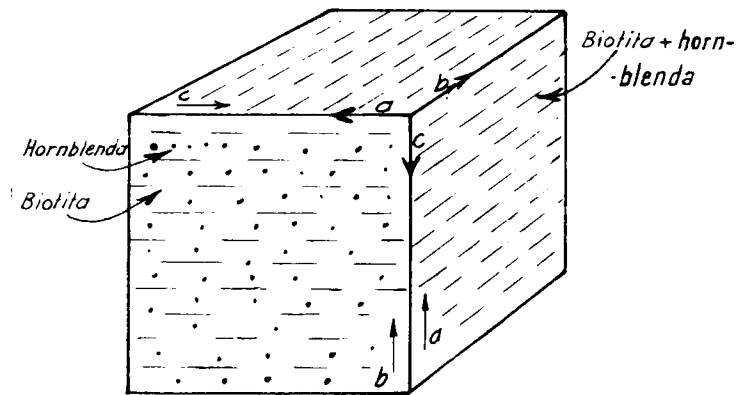


Fig. 1.— Explicación en texto.

los mayores peligros del análisis petro-estructural. El grosor de las secciones depende del problema a tratar.

Es conveniente hacer dibujos de la muestra de mano y de sus superficies pulidas con sus designaciones y flechas respectivas. Las superficies pulidas son observadas con iluminación oblicua por medio de un binocular y su superficie es cubierta con glicerina; la observación del dominio cubierto por la superficie pulida es indispensable. Los resultados pueden ser añadidos al cuadro obtenido de la muestra de mano y el total se une a los cuadros obtenidos en los diagramas petroestructurales, todo ello dibujado en perspectiva sobre los planos de las superficies pulidas, eligiendo por dirección de proyección del dibujo en perspectiva, una que forme ángulos iguales con los tres planos (fig. 2).

De análoga manera se preparan las láminas algo más gruesas, que sirven para el examen con rayos X, haciendo que su orientación pueda ser referida sin ninguna ambigüedad respecto de las coordenadas geográficas y que puedan ser posteriormente adelgazadas para su examen óptico.

Por tanto, logramos la orientación no ambigua de las láminas delgadas:

1.º Dibujando la muestra de mano tomada, sus datos visibles que han sido proyectados y los datos medidos (rumbo, buzamiento, si estos datos se refieren a una superficie superior o

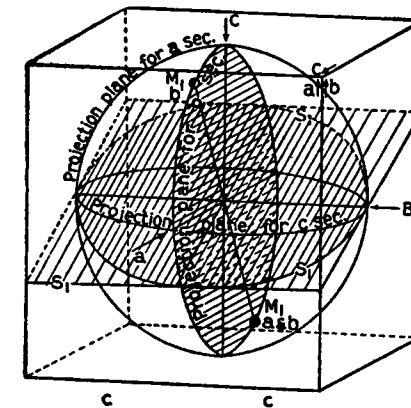


Fig. 2.— Explicación en texto (según Knopf e Ingerson).

inferior, en el caso de tratarse de un plano vertical la dirección en que mira).

2.º Insertando en el dibujo los planos de las superficies pulidas y láminas delgadas, con flechas para su orientación, que evita que sean girados en torno a la normal al plano respectivo.

3.º El plano que se une al porta-objetos ha de ser el que primero se cortó en la muestra de mano para la preparación de superficies pulidas, y sobre él se elige el área de la que se ha de preparar la lámina delgada y se marca con flechas.

4.º Colocando flechas sobre la lámina delgada con un lápiz de diamante.

Los métodos ópticos incluyen métodos sin platina universal y la determinación de orientaciones individuales en los granos minerales por el procedimiento de Berek (métodos con platina universal) y el estudio estadístico de estas orientaciones desarrollado por Schmidt.

Los primeros son convenientes en un estudio preliminar y determinan en un mineral particular si la mayoría de los granos dan al girar la platina del microscopio efectos ópticos análogos. Los efectos usados son:

Posición del índice de refracción más alto o más bajo (estructura de la calcita), extinción o iluminación (calcita), desarrollo de colores aditivos o sustractivos por medio de un compensador. Estos efectos son más expresivos si el campo no está enfocado con nitidez.

En todos estos métodos es la orientación de la indicatriz del cristal la que da el efecto, y si uno piensa en la indicatriz en lugar del cristal, existe un grado de libertad en la posición de esta indicatriz, la comprensión del cual es necesaria para sacar conclusiones sobre la orientación del grano a partir del efecto, y es de especial interés en el caso de efectos aditivos o sustractivos con el compensador. Imaginemos un agregado de indicatrices elipsoidales cortado por un plano, el plano de la lámina delgada. Las secciones de los elipsoides son elipses con diámetros α' y γ' . Una elevación o disminución de los colores de interferencia sucede si la α' o γ' del grano refuerzan la α'' o γ'' del compensador.

Si cruzamos los nicoles y situamos γ'' a 45° de las direcciones de vibración de los nicoles un refuerzo parcial de γ' y γ'' es posible si γ' se mueve en los cuadrantes de γ'' , es decir, a lo sumo se separa 45° de γ'' . Si ahora en lugar de los elipsoides de la estructura, imaginamos un simple elipsoide que por oscilación alrededor de su centro puede tomar toda clase de orientaciones, obtenemos de todas ellas el conjunto de posiciones que pueden ser referidas a nuestro fenómeno. La cuestión sobre la totalidad de las posibles posiciones axiales del elipsoide oscilatorio, sin perturbar el fenómeno de la orientación preferente, se ha convertido en un simple problema geométrico.

¿Qué posiciones puede adoptar libremente el eje mayor prin-

cipal de un elipsoide al moverse en torno a su centro para que la condición $\mu < 45^\circ$ pueda cumplirse? La solución dada por M. Pernt muestra que para un elipsoide triáxico la libertad de movimiento depende de la relación entre las magnitudes de los ejes principales $\alpha < \beta < \gamma$ y de la posición de las líneas, según las cuales la sección principal ($\beta \gamma$) del elipsoide corta al plano de la sección, y de acuerdo a ello, el eje mayor del elipsoide no puede moverse en las áreas cubiertas con puntos gruesos en la figura 1, pero puede moverse en la parte no punteada. Los seg-

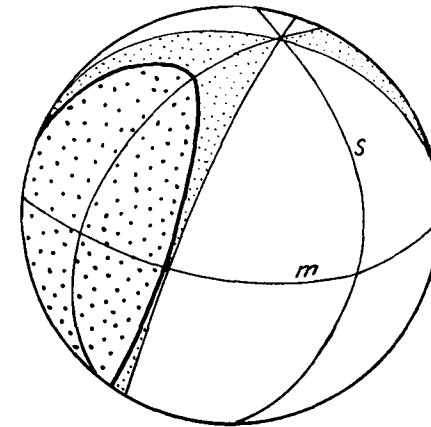


Fig. 3.—Explicación en texto (según Sander).

mentos esféricos punteados son las intersecciones de la esfera con un cono esférico. En la figura 3, m es el plano de la sección, la traza de s con m es la dirección de referencia de nuestro estudio, γ no puede alcanzar el área cubierta con puntos gruesos, ni α el área no punteada. Para un elipsoide de rotación se demuestra que el eje mayor puede moverse dentro del área no punteada, lo que corresponde al caso más desfavorable si se trata de un elipsoide triáxico.

2.º Métodos con platina universal.

Los últimos métodos son superados por la determinación espacial y proyección de datos ópticos o cristalográficos y superficies estructurales, mediante mediciones con la platina universal, lo que permite un análisis más completo de cada uno de

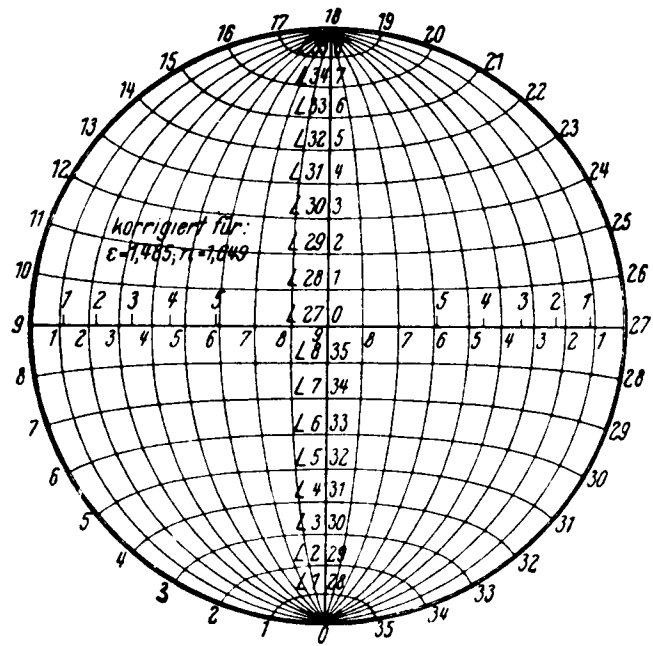


Fig. 4.—Falsilla de Schmidt (Sander).

los granos minerales y la posibilidad de reconocer otros muchos datos estructurales que si no pasarían inadvertidos.

La platina universal debe poseer una guía paralela de Schmidt, que hace posible la medida, grano tras grano, y el desplazamiento paralelo de la lámina delgada sobre el círculo dividido de la platina del microscopio, que debe ser provisto de un anillo que pueda ser situado en vez de la lámina de vidrio y en el

que podamos insertar esferas esquiadrómicas para cristales uniáxicos y biáxicos.

La proyección de los datos que uno supone situados en el centro de la esfera se efectúa sobre una proyección esférica de Schmidt del hemisferio inferior de una esfera hueca, con ejes principales situados en el plano del dibujo y provista con meridianos (círculos máximos) y paralelos (círculos menores) (fig. 4).

Si uno desea obtener la proyección de un hemisferio superior desde el exterior, basta girar 180° al diagrama en el plano del dibujo. Las posiciones de N. S. W. E. no son giradas al efectuar la rotación.

Elegimos las siguientes notaciones para los ejes de la platina universal de dentro hacia afuera:

Eje vertical A_1 . Eje de la platina interior que lleva la lámina delgada. Posición inicial vertical.

Eje horizontal A_2 . Posición inicial N. S. Escala sobre el plano vertical W. E.

Eje vertical A_3 . Posición inicial vertical. Escala sobre el anillo externo de la platina.

Eje horizontal A_4 . Posición inicial W. E. Escala sobre el círculo vertical situado a la derecha de la platina universal.

LECCIÓN 10

ESTUDIO OPTICO POR MEDIO DE MEDIDAS ESTADISTICAS DE LA ORIENTACION DE ELEMENTOS ESTRUCTURALES ANISOTROPOS

El problema es fijar sobre la esfera de referencia una línea l o un plano P , con una orientación cualquiera respecto a la lámina delgada, por medio de un punto p . Esto es efectuado por rotaciones en torno a los ejes y lecturas de sus círculos graduados, por medio de las cuales l es situada paralela al tubo del microscopio, y entonces el punto p es obtenido sobre la esfera o falsilla, invirtiendo el camino por el cual logramos situar a l paralela al eje del tubo. En la práctica, se sitúa al mismo tiempo sobre la falsilla las rotaciones que conducen a la situación de l paralela al tubo del microscopio. Se ajustan los ejes, comenzando por el interior A_1 . A una rotación de A_1 corresponde una rotación de la misma magnitud, y en el mismo sentido del índice del papel transparente (que corresponde al índice de la lámina delgada), sobre la periferia de la falsilla, que lleva la misma escala que el círculo correspondiente a A_1 . Si ahora se sitúa el índice del papel transparente sobre el índice correspondiente de la falsilla, entonces la línea dibujada sobre la falsilla, correspondiente a la rotación de A_1 , muestra su correcta orientación sobre la esfera de referencia.

A una rotación en torno a A_2 , corresponde un camino en el círculo vertical $W. E.$ de la esfera fija; por lo tanto, sobre el diámetro $E. W.$ de la falsilla que lleva la escala de A_2 . Para graduar esta escala correctamente se debe comprobar sobre qué nú-

meración de la escala de A_2 se mueve una línea al desplazarse en el plano vertical E. W., al manipular A_2 . Se debe considerar primero si la falsilla corresponde a la proyección del hemisferio superior o inferior de la esfera hueca; o si una línea se ha situado paralela al tubo, o proyectado como normal a un plano que ha sido colocado paralelo al tubo del microscopio. Si de nuevo manipulamos en torno a A_1 , que ahora es oblicuo debido a la rotación efectuada en torno a A_2 , el movimiento tiene lugar sobre el meridiano que corresponde al círculo dividido de A_1 , oblicuo por la rotación en torno a A_2 . Si ahora usamos A_3 , debemos mover el índice de la proyección sobre la periferia de la falsilla, la misma magnitud que ha girado A_3 y en el mismo sentido. Sin embargo, puesto que este camino no se ha iniciado a partir de la posición inicial, sino de una posterior, no debe ser considerado como una rotación en la posición inicial. Solamente rotaciones en la posición inicial pueden ser invertidas y dar la orientación de l respecto de la posición inicial, por lo tanto sobre la falsilla y sobre la proyección, el índice de la cual coincide con el de la falsilla. A_4 puede ser manipulado mientras que el círculo de A_1 sea horizontal, usando la escala del diámetro N. S. de la falsilla, para la graduación de la cual existen análogas condiciones a las dichas respecto de A_2 . Si A_4 es usado mientras que el círculo de A_1 está oblicuo por rotación en torno a A_2 , entonces la medida es efectuada por medio del diámetro N.-S. de la falsilla, pero es insertada en el plano meridiano adecuado.

Para disponer la falsilla para medidas, se sitúan la platina y la falsilla en la posición inicial. La falsilla lleva en su periferia en la misma sucesión las graduaciones del círculo vertical interior A_1 . En el diámetro N. S., la falsilla (fig. 4, lección 9.^a) muestra dos series de números: unos L sirven para insertar rectas normales a planos (la traza de los cuales se ha situado E. W. por medio de A_1), actuando sobre A_4 .

Si uno sitúa el plano paralelo al eje del tubo por medio de A_1 y toma la lectura de la escala de A_4 , entonces la normal al plano es situada sobre N. S. en el punto que corresponde a la lectura de la escala de A_1 . Existe otra escala para líneas situadas

paralelas al tubo del microscopio por medio de A_4 . Sobre E. W. hay una escala para la inserción de normales a planos (con su traza N. S.), que uno sitúa paralelos al eje del tubo por medio de A_2 .

Para minerales que presentan doble refracción elevada es necesario, ya actúe uno sobre ejes o planos ecuatoriales de una esfera esquiadrómica o laminillas de traslación, ver en cada caso si se observa ω , ξ o ξ' . Puesto que si se eligen segmentos iguales a ξ , ω o a un índice intermedio, como no pueden cambiarse durante la manipulación, se ve uno obligado en ciertas circunstancias a hacer correcciones según el monograma de Berek, que puede ser preparado insertando números en la escala de proyección con diferente color. En calcita es la doble refracción la que es una guía para saber el índice que estamos observando. En microscopios Leitz, la dirección de vibración del polarizador es N. S. En la determinación del eje por situación del plano ecuatorial de la esfera esquiadrómica normal a él en el plano sagital del observador (N. S. vertical), existe, si la posición no se ha alcanzado por completo, iluminación al girar en torno de A_4 . Durante esta iluminación, la desaparición de la cual indica la correcta orientación, pasa a través de la vibración E. W. del analizador la luz del cristal que vibra esencialmente en dirección E. W., por tanto próxima al valor del índice ϵ . Por eso, sobre el eje ecuatorial E. W. de la falsilla existen correcciones de todos los valores angulares para la diferencia de índices entre el del segmento (próximo a 1,65) y $\epsilon = 1,4869$, y estas son usadas para medidas de posiciones ecuatoriales.

MEDIDA DE LA ORIENTACIÓN ÓPTICA DE UN CRISTAL UNIÁXICO

Para determinar la orientación del eje óptico de un cristal uniáxico, tal como un cristal de cuarzo, intentamos situarlo con la platina, de modo que su eje óptico coincida con el A_4 . Si esto es efectuado, el grano permanece oscuro al girar en torno a A_4 , puesto que A_4 es entonces paralelo a un eje de simetría axial del elipsoide.

Elegimos primero un grano que muestre un color de interferencia bastante elevado, y con A_1 en una posición arbitraria, pero con A_2 , A_4 y A_5 en sus posiciones 0, giramos en torno de A_1 a una posición de extinción. Uno de los hilos del retículo señala ahora un plano vertical de la indicatriz (plano que contiene al eje óptico) y el otro hilo una normal a este plano vertical. Deseamos situar ese plano principal E. W. y probar si esto ha sucedido así, por medio de una rotación en torno a A_2 . Si por tal rotación se mantiene la extinción, el hilo del retículo N. S. marca la dirección de una normal al plano principal y hemos elegido por tanto la alternativa correcta; si por el contrario, el grano se ilumina, restablecemos A_2 a su posición inicial y giramos 90° en torno a A_1 para actuar sobre la posición de extinción alternativa.

Después de haber situado un plano principal E. W., debemos situar el eje óptico contenido en este plano paralelo a A_4 . Efectuamos una rotación de 30° ó 40° en torno a A_4 en ambos sentidos, y en general el grano mostrará alguna iluminación (cualquier dirección general dentro de un plano principal no es un eje de simetría del elipsoide, así que la sección elíptica proyección del elipsoide cambia su orientación, así como su forma al girar). Con la rotación en torno a A_4 mantenida, restablecemos la extinción por medio de una rotación en torno a A_2 . Con esto hemos situado al eje óptico paralelo a A_4 y la extinción se mantendrá para todas las rotaciones efectuadas en torno a A_4 , pero conseguiremos iluminación si la platina del microscopio es girada 45° en torno a A_5 . Por medio de un compensador veremos entonces, en el caso del cuarzo, que la dirección de la vibración lenta es paralela a A_4 . Entonces tomamos las graduaciones de A_1 y A_2 y el polo del eje óptico es llevado a proyección.

Si el eje óptico se halla en el plano de la lámina delgada, no seremos capaces de discriminar en qué posición de extinción el eje óptico es paralelo a A_4 , puesto que la extinción será mantenida en sus dos posiciones por rotación en torno a A_2 (el eje óptico es un eje de simetría axial del elipsode). Conseguimos esa distinción si efectuamos una rotación de control en torno a A_4 .

y luego giramos en torno a A_2 . Si la extinción es entonces mantenida, el eje óptico es paralelo a A_2 y podemos girar a la alternativa posición de extinción para situarlo paralelo a A_4 .

Si el eje óptico está muy inclinado respecto del plano de la sección, es posible que después de haber situado el plano principal E. W., la rotación máxima en torno a A_2 no sea suficiente para situar al eje óptico paralelo a A_4 . En este caso, situamos al eje óptico vertical, es decir, paralelo al tubo del microscopio, en vez de situarlo paralelo a A_4 . Para esto, se aplica una rotación en torno a A_2 en sentido opuesto a la que se ha demostrado que es inefectiva, hasta que el grano se extingue. Un plano principal es entonces vertical y cuando A_4 se sitúa en su posición 0, el eje óptico coincide con el del microscopio. Si giramos la platina en torno a A_5 , la extinción será mantenida. Las lecturas correspondientes a A_1 y a A_2 son utilizadas para la proyección del eje óptico, pero la lectura correspondiente a A_2 da ahora la inclinación del eje óptico respecto de la normal a la sección; si la lectura se ha efectuado en el segmento de la izquierda, esa lectura se lleva desde el centro hacia la periferia, a la derecha del centro.

Si el eje óptico es casi normal a la sección, de modo que en la posición inicial el grano permanece casi continuamente en extinción y la posición de la extinción alternativa no puede ser diferenciada, se prueba una posición de A_1 , tal que al girar en torno de A_2 se produzca iluminación. Una vez lograda esta última, la extinción es restablecida girando en torno a A_1 ; A_2 es girado entonces a su posición 0, y utilizamos el procedimiento ordinario aplicando una rotación de control en torno a A_4 , situando el eje óptico exactamente vertical por medio de una pequeña rotación en torno a A_2 .

Medidas ópticas de esta naturaleza son mucho más tediosas que medidas morfológicas, y aún en casos favorables, será difícil medir más de 50 ó 60 granos en una hora. Teniendo en cuenta que al cabo de cierto tiempo la vista se cansa, y por tanto no es conveniente continuar trabajando durante muchas horas, podemos decir que la confección de un diagrama de 250 a 300 puntos representa un satisfactorio trabajo diario.

LECCIÓN 11

ESTUDIO OPTICO Y MEDIDAS ESTADISTICAS DE LA ORIENTACION DE ELEMENTOS ESTRUCTURALES ANISOTROPOS

ORIENTACIÓN DE CRISTALES BIÁXICOS

La mayor parte del trabajo efectuado con cristales biáxicos se refiere a caracteres morfológicos. Sin embargo, a veces es necesario determinar la orientación de la indicatriz; por ejemplo, en algunas estructuras de mica, donde es posible obtener información respecto a orientaciones preferentes por la situación del plano de ejes ópticos, mientras que para otros minerales, como el olivino y la anhidrita, el procedimiento óptico es el único viable.

La indicatriz de un cristal biáxico es un elipsoide triaxial, cuyos ejes de simetría son las tres direcciones ópticas principales X, Y, Z, rectas de intersección de los tres planos de simetría. El procedimiento consiste en situar a uno de estos tres ejes paralelo a A_1 , determinando después cuál de las tres direcciones ha sido situada. La orientación no es tan directa como en los cristales uniáxicos. Estando situados todos los ejes de la platina en su posición inicial, se parte de una posición de extinción girando en torno a A_1 . Una rotación en torno a A_1 determinará generalmente iluminación, que es extinguida por oscilación en torno a A_2 , como en los cristales uniáxicos. Al volver A_1 a 0, el cristal biáxico se iluminará otra vez y una posterior rotación en torno a A_1 (manteniendo fija la rotación dada en torno a A_2), restablecerá la extinción. Una ulterior rotación en torno a A_1 , de

nuevo producirá iluminación, que será otra vez extinguida por giro alrededor de A_2 . De esta forma, lograremos una posición en que la extinción se mantenga por giro en torno a A_4 .

Para determinar el carácter de la dirección óptica principal, situada paralela a A_4 , giramos la platina del microscopio en torno a A_3 45° . Si Y es paralela a A_4 , entonces el plano de ejes ópticos es vertical y $N. S.$; al girar en torno a A_4 habrá una disminución de los colores de interferencia al situar un eje óptico paralelo al tubo del microscopio, momento en que la iluminación se extinguirá (en algunos casos los dos ejes ópticos pueden ser reconocidos por rotación en torno a A_4 ; una segunda dirección principal debe estar situada simétricamente respecto de las dos direcciones de extinción). Si tal posición de extinción no es lograda, la dirección paralela a A_4 es X o Z , y la discriminación se hace insertando un compensador.

De las lecturas correspondientes a los ejes A_1 y A_2 , obtenemos la proyección del polo de la dirección óptica conseguida y la traza del plano de simetría al cual es normal. Para todas estas manipulaciones es preferible usar una falsilla de proyección estereográfica en lugar de la de Lambert, debido a la sencillez con que se manipula en las curvas circulares de la primera. Es convención establecida proyectar a X en forma de un punto; a Y en forma de una pequeña $+$ y a Z en forma de un pequeño triángulo Δ .

Después, una segunda dirección óptica principal puede ser localizada en forma análoga a la primera. La nueva posición es más fácilmente alcanzada, volviendo todos los ejes de la platina a su posición inicial y girando en torno a A_1 hasta la posición de extinción alternativa. Cuando esta segunda dirección es proyectada, el tercer eje principal es localizado por la intersección de las trazas de los dos primeros planos principales. Si la orientación de esta tercera dirección es tal que puede ser situada paralela a A_4 , esto debe efectuarse para comprobar cómo la extinción es mantenida al girar en torno a A_4 . Los tres polos de X Y Z obtenidos en la proyección estereográfica son trasladados a la de Lambert.

DIFERENCIACIÓN ENTRE MINERALES UNIAXICOS Y BIÁXICOS

En Petrología Estructural esta distinción tiene únicamente importancia en la diferenciación de granos de cuarzo y del feldespato no maclado.

El procedimiento consiste en observar cómo el feldespato en su comportamiento óptico se desvía del carácter de los minerales uniáxicos. Si un supuesto grano de cuarzo es situado según el procedimiento anterior en extinción por rotación en torno a A_2 , al haber aplicado una rotación de control en torno a A_4 , y de nuevo se ilumina al volver A_1 a 0 , debe ser rechazado por ser biáxico.

MEDIDA DE ELEMENTOS CRISTALOGRAFICOS

La orientación de elementos cristalográficos, por ejemplo, planos de crucero, aristas de caras, láminas de macla, es la más simple.

Si se quiere orientar el crucero de laminillas de mica, sólo se requiere una rotación de la platina en torno a A_1 y giro en torno al eje de control A_4 . En cada laminilla sucesiva de mica la platina es girada en torno a A_1 hasta que el plano de crucero se sitúa paralelo al hilo del retículo $E. W.$, y después se gira en torno a A_4 , hasta que la intersección del plano de crucero con el plano de la lámina delgada aparezca lo más fina posible. En el caso de la biotita será difícil detectar la posición exacta si la lámina muestra el tinte oscuro de absorción, por lo que el polarizador debe ser situado con su dirección de vibración paralela al hilo $N. S.$ si no lo estaba. Con las lecturas de los ejes A_1 y A_4 se logra la proyección del plano crucero de la mica. Si las lecturas han sido $A_1 = 55^\circ$, $A_4 = 28^\circ$, el índice del papel transparente es girado a la posición de la falsilla 55° y el polo del plano de crucero, marcado en forma de un punto, se inserta en el lugar correspondiente a 28° en el diámetro $N. S.$ a partir de la peri-

feria inferior. El contador de puntos debe registrar esta medida y podemos comenzar a orientar el próximo plano de crucero.

En tipos sencillos de estructura se necesita medir todas las secciones que se hallan en el campo del microscopio. Para estar seguros de esto, es conveniente hacer un pequeño dibujo del campo visible en el tubo del microscopio y añadir al dibujo cada uno de los granos que se van midiendo. Cuando un área cuadrada, dentro del campo de vista del microscopio, ha sido cubierta, la lámina delgada es desplazada una distancia equivalente a un lado del cuadrado del campo de vista, de modo que sucesivos grupos de medida pueden ser añadidos al dibujo confeccionado para el primer cuadrado. Para saber en todo momento en qué sentido debe ser desplazada la lámina delgada, debemos registrar en uno de los lados del dibujo si debe desplazarse de izquierda a derecha o de arriba a abajo, respecto de la orientación inicial del dibujo.

En el caso de que los planos de crucero se sitúen casi verticales respecto al plano de la lámina delgada, su orientación se logra mediante un pequeño giro en torno a A_1 ; pero si esto no sucediera, como existe un límite superior para el ángulo de rotación en torno a A_1 , sería posible que parte de las secciones presentes no pudieran ser orientadas y quedaría en el centro del diagrama una «blind area» o área no medible directamente, y en este caso no se puede obtener un diagrama satisfactorio de la medida de una única lámina delgada.

Los polos de planos de crucero son generalmente proyectados definitivamente en el diagrama final, pero a veces se requiere efectuar con ellos una construcción intermedia. Por ejemplo, en una roca que contenga anfíbol, con una buena orientación preferente de sus ejes ε , es posible obtener una lámina delgada en que casi todos los granos tengan visibles sus dos direcciones de crucero. Los polos de estas dos series de planos son proyectados en la forma usual, pero de ellos puede obtenerse la orientación de los ejes ε . Esta determinación se hace generalmente sobre una proyección auxiliar y el polo es entonces insertado en la proyección principal con un símbolo diferente: en este caso conviene situar sobre la falsilla una hoja de plás-

tico en lugar de papel transparente, para que cada solución pueda ser inmediatamente borrada. La falsilla podría ser la de Schmidt, pero quizá es más conveniente usar la falsilla estereográfica, puesto que las curvas circulares pueden ser más fácilmente trazadas sobre la misma.

Los polos de los dos cruceros se insertan en forma de dos puntos, como en la proyección principal, y la hoja de plástico es girada hasta que las trazas de los dos planos, cuyas normales son aquellos polos, puedan ser dibujadas; los dos planos se cortan en ε . Girando esta intersección hasta situarla en el diámetro N. S., las coordenadas del polo ε son obtenidas a partir del par de lecturas de A_1 y A_4 .

Una vez que se ha fijado la indicatriz de un cristal biáxico, este último no tiene libertad de rotación, aunque a la misma indicatriz pueden corresponder varias posibilidades de orientación del cristal, que deben evitarse con la medida posterior de algún dato cristalográfico. La indicatriz de un cristal uniáxico no se fija, por el contrario, por proyección de un eje óptico.

La orientación de la indicatriz es sólo de interés si fija orientaciones cristalográficas o ayuda a fijarlas. A veces las direcciones cristalográficas pueden medirse directamente.

LECCIÓN 12

ESTUDIO GENERAL DE DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

OBTENCIÓN DE DIAGRAMAS DE CONTORNO

Los diagramas de contorno no son suficientes para muchos problemas, por ejemplo, los mínimos se detectan mejor en un diagrama de puntos que en uno de contorno. También es necesario considerar diagramas de puntos para determinar si un máximo obtenido en una estructura mecánicamente pasiva es primario, es decir, puede referirse directamente a un mecanismo de traslación o es secundario, derivado de un máximo primario, ya por mutuo solape o por la aparición de operadores simétricos. El carácter secundario es descartado si ambos máximos iniciales, en el caso de derivarse uno del otro, no están ocupados por los polos, cosa que puede ser mucho mejor observada en el diagrama de puntos.

De todas formas, los diagramas de contorno de Schmidt hacen posible la observación objetiva de la ocupación de la esfera.

El análisis estructural debe de extenderse, siempre que sea posible, al análisis de estructuras de deformación y recristalización dentro de un único grano o de un agregado estructural del mismo mineral.

Puesto que :

1.º Este análisis de los agregados recristalizados y no recristalizados que ocupan fracturas de la sección o del agregado, dan una buena idea de cómo ha operado esa especie mineral en

condiciones bien definidas (deformación mecánica y recristalización) que tienen lugar en el dominio estudiado.

2.º Conocemos el mecanismo de deformación del cristal.

3.º Respecto a la cristalización mimética, es importante determinar si un mineral particular en una cierta orientación ejerció una influencia direccional sobre individuos de su misma especie que recristalizan en contacto con él, y qué clase de influencia fue aquélla.

DIAGRAMAS COMPONENTES

Es conveniente efectuar una selección dentro de cada especie mineral, mejor que efectuar las medidas sin ninguna selección. Conviene no quedarse corto en el número de proyecciones ni en el número de símbolos utilizados, ya que se pueden combinar cosas que se encuentran separadas, pero no separar datos que están combinados.

Se pueden establecer clases de un mismo mineral de acuerdo a: tamaño, forma, inclusiones, deformación postcristalina, granos próximos que se hallan en contacto. La separación de estas clases de secciones puede conducir al reconocimiento de distintos procesos de orientación preferente, que en algunas circunstancias pueden estar superpuestos, de forma que es difícil reconocer las orientaciones individuales en el diagrama colectivo.

Por medio de esta clase de diagramas es posible establecer la serie cronológica de formación de la estructura y también la orientación preferente de un pequeño número de granos diferenciados, por ejemplo, por su forma externa, entre muchos granos que no están orientados.

CARÁCTER NO FORTUITO DE LOS MÁXIMOS Y MÍNIMOS EN UN DIAGRAMA

Respecto a la persistencia y posibilidad de que las concentraciones sean características y, por tanto, no fortuitas, puede repetirse lo que ya hemos dicho con relación a los datos tectónicos

La persistencia de una concentración durante la obtención de un diagrama y su homogénea distribución indican el carácter no fortuito de esa concentración (ya sea un máximo o un mínimo).

Además, los análisis estructurales efectuados separando distintos tipos de granos de un mismo mineral proporcionan ejemplos del carácter no fortuito de submáximos, en el caso de que los diagramas comparados (pared de una vena y parte central de la misma, granos deformados y recristalizados), concuerden en el carácter de sus submáximos.

Esta concordancia se refiere incluso a submáximos de distintos minerales, por ejemplo, mica y calcita, en el caso de algunas tectonitas B.

Cuanto mayor sea el número de polos obtenidos, menor es la influencia de las orientaciones casuales; por eso, todos los diagramas obtenidos deben contener varios cientos de puntos en el caso de que se estudien estructuras cuyas peculiaridades son desconocidas, pues si las estructuras son ya conocidas, se puede actuar según los casos y, así, por ejemplo, las direcciones de deslizamiento de una estructura pueden obtenerse con un número de polos comprendido entre 50 y 100.

Concentraciones casuales aparecen y desaparecen, mientras que las persistentes siempre se repiten.

CONSIDERACIONES SOBRE LOS DIAGRAMAS

El diagrama de una estructura con orientación preferente representa la ocupación de la mitad de la esfera. Cada sección diametral divide a la esfera en dos partes iguales, de las que una puede ser derivada de la otra a partir del centro de simetría de la esfera.

Debido al hecho de que en los diagramas se reproduce la simetría de las fuerzas generadoras, son de sumo interés los elementos de simetría de la proyección esférica. Son evidentes si forman ángulos de 0 ó 90° con el plano del dibujo, y por eso los planos de las tres láminas delgadas, utilizadas en el estudio

estructural, son elegidos a 0 y 90° o como planos de simetría de los datos estructurales de la muestra de mano (s , B); por tanto, los planos de las láminas delgadas representan los planos principales del cuadro de movimiento a , b , c , de una tectonita, y los mismos diagramas importantes elementos de simetría. También para tal elección de las láminas delgadas la medida de la orientación de los granos individuales resulta la más cómoda y sencilla.

Con estas reglas la lámina delgada no se orienta según las coordenadas geográficas, sino según los datos de simetría de la muestra de mano. Sin embargo, estos diagramas no bastan en muchos casos para efectuar la investigación necesaria, en la que se desea observar una distinta posición de la esfera, que puede lograrse mediante una rotación constructiva de los diagramas obtenidos. Así, se puede de un diagrama D' , el cual muestra el mismo dato o datos del mismo valor de todos los granos de un mineral, obtener el diagrama D'' para otra posición de la lámina delgada.

También se aplican estas rotaciones para probar si el dominio estudiado es homogéneo, a partir de los distintos diagramas obtenidos de láminas delgadas de distinta orientación.

De todas formas, es importante y con práctica posible reconocer elementos de simetría aún en secciones oblicuas a los mismos, y esta práctica es absolutamente necesaria en casos en que la roca no muestra ningún elemento de simetría y la orientación de la lámina delgada es elegida de modo arbitrario. Esto, sin embargo, es un caso muy raro en el estudio de las tectonitas.

ORIENTACIÓN PREFERENTE Y PROCESO DE ORIENTACIÓN

Una estructura muestra una orientación de un mineral o de un grupo de granos o secciones de un mineral l , cuando la esfera muestra concentraciones de l no fortuitas. Otro eje cualquiera l_1 que forme con l un ángulo cualquiera $l_1 \wedge l = \alpha$ puede girar libremente si todas las zonas de la esfera situadas a una distancia de l igual al ángulo α son ocupadas por l_1 uniforme-

mente. En este caso existe un proceso de orientación de las secciones según l , sin que l_1 ejerza ninguna influencia orientadora; por ejemplo, cuando las normales a las superficies de deslizamiento de la calcita forman una concentración y el eje óptico ocupa un círculo menor situado a 26° de aquélla.

El hecho de que l_1 no haya sido orientado no significa que las zonas de la esfera ocupadas por él hayan de mostrar una densidad uniforme, ni se puede deducir por el hecho de que exista una concentración de vectores l_1 que este eje haya sufrido un proceso de orientación, en el que l_1 desempeñe un papel distinto del puramente geométrico. Toda concentración de cualquier eje l_1 puede corresponder o no a un proceso de orientación de ese eje, por lo que se ve lo importante que es diferenciar orientación preferente de proceso de orientación, con objeto de no considerar nada más que concentraciones típicas.

Lo anterior demuestra fácilmente que si tomamos dos concentraciones l y las giramos, obtenemos dos coronas que se cortan, originando al superponerse una concentración de l_1 , sin que éste haya sido directamente orientado en el proceso que originó la orientación preferente. Nosotros podemos hablar en este caso de concentraciones indirectas y procesos de orientación indirectos.

De lo anteriormente dicho resulta:

1.º Una corona de l_1 puede ser producida por la libertad de rotación de l_1 , que es perpendicular a un eje l que ha sufrido un proceso de orientación. Se tiene en este caso una corona de l_1 y una concentración de l a 90° , que deben ser considerados en lo que respecta a:

- a) Si la especie mineral correspondiente tiene dos ejes $l_1 \perp l$.
- b) Si el eje l_1 fue orientado en forma de corona y es la concentración de l normal a la corona, una consecuencia geométrica de aquella orientación o si, por el contrario, el eje l fue orientado y es la corona del eje l_1 una consecuencia geométrica de ese proceso de orientación.

2.º Una doble corona de l_1 puede ser proporcionada por la libertad de rotación de l_1 , que es normal a un eje l que muestra dos concentraciones y que ha sufrido un inmediato proceso de

orientación preferente, cuya desigual densidad de ocupación y magnitud se traducen en la desigual densidad de ocupación y magnitud de ambas coronas.

Como en 1.º, debe considerarse si la concentración de l responde a la orientación directa de ese eje, y las coronas son consecuencia geométrica de tal orientación o si ambas coronas fueron las directamente orientadas y las concentraciones de l son consecuencia geométrica de aquellas orientaciones.

CARACTERÍSTICAS DE LA DISTRIBUCIÓN HOMOGÉNEA DE LOS GRANOS QUE PRODUCEN CONCENTRACIONES

El suponer que las secciones que proporcionan una concentración estén distribuidas homogéneamente en la estructura no es convincente, y sólo deberíamos considerar como homogéneas aquellas distribuciones donde existen pruebas de ello.

Se prueba la homogeneidad: 1.º Comparando diagramas obtenidos de láminas delgadas con distinta orientación. La comprobación se hace por medio de rotaciones constructivas que permitan llevar los diagramas al plano de una misma sección. Si las concentraciones después de tales rotaciones se superponen, se puede decir, aun con reservas, que las secciones se encuentran distribuidas homogéneamente en la estructura; si eso no existe, se puede hablar sin ambigüedad de la distribución no homogénea de tales secciones.

La reserva se debe al hecho de que en grupos isométricos, granos distribuidos no homogéneamente en la estructura pueden producir diagramas que por rotación constructiva pueden superponerse.

2.º Existe una prueba de la distribución homogénea de las secciones que originan el diagrama, mediante la confección de diagramas componentes para todas las clases diferenciables de granos (por ejemplo, a partir del tamaño, forma, alteraciones).

3.º Se puede probar la distribución homogénea de las secciones que determinan las concentraciones en el diagrama, viendo, por medidas efectuadas a lo largo y a través de las direcciones principales de la estructura, si los granos medidos caen

en determinadas posiciones del diagrama, o se distribuyen regularmente.

El análisis de la distribución axial A. V. A. es superior a todos estos procedimientos, porque permite una más exacta descripción, un cómputo estadístico de la distribución de los granos en la estructura, y es mucho más sensible y objetivo en la percepción de faltas de homogeneidad, pero es un procedimiento laborioso que sólo puede recomendarse en determinados problemas.

LECCIÓN 13

ESTUDIO GENERAL DE DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

ESTRUCTURAS NO HOMOGÉNEAS, SU IDENTIFICACIÓN Y ESTUDIO

Si los elementos estructurales que proporcionan una concentración cualquiera en la esfera de referencia, aparecen distribuidos de manera regular en la estructura, ésta última es homogénea; en caso contrario no homogénea.

Cada una de las clases de grano que originan una concentración particular en la esfera de referencia constituyen un grupo direccional. El análisis de la distribución axial A .V. A., aunque es un método laborioso de trabajo, que sólo debe ser aplicado en circunstancias especiales, es el mejor procedimiento para diferenciar y caracterizar a los grupos direccionales de una estructura.

Es muy conveniente para investigar la homogeneidad de una estructura acudir a la preparación de diagramas parciales, estableciendo diferentes clases de grano según:

- a) Las distintas especies minerales.
- b) Su forma externa.
- c) Su tamaño.

d) Su origen. Muy a menudo, en rocas magmáticas se reconocen distintas generaciones cristalinas y en rocas metamórficas un mismo mineral puede originarse en distintas épocas, por ejemplo, muscovita, que aparece en una época de metamorfismo regional creciente, o sericita, que data de una época retrógrada posterior.

e) Según su distinto comportamiento mecánico o químico.

Los tres diagramas estructurales de tres láminas delgadas normales entre sí en un dominio homogéneo son superponibles, tras una rotación constructiva de dos de ellos al plano del tercero. Tal superposición no es factible cuando operamos con diagramas procedentes de dominios no homogéneos.

COORDENADAS ESTRUCTURALES

Las coordenadas que fueron elegidas en un principio sobre la muestra de mano pueden ser sustituidas con posterioridad, tras el estudio estructural de dicha muestra, por otras nuevas que generalmente tienen una relación geométrica sencilla, con las que fueron elegidas en un principio.

El primer paso es lograr la orientación no ambigua de los datos estructurales, y esto se consigue refiriéndolos a cualquier sistema fijo de coordenadas. Esto permite describir a aquellos datos respecto a N. E. S. W. y superior o inferior, después de haber medido en la muestra de mano cualquier plano presente, antes de ser extraída aquella del afloramiento en que se encuentra.

El segundo paso consiste en elegir en vez de un sistema cualquiera de coordenadas, direcciones que tengan un sentido tectónico y que puedan ser fácilmente identificadas en distintas muestras de mano. Generalmente se refieren a direcciones o planos visibles en la estructura, por ejemplo, planos s , alineaciones b o B . A este sistema de coordenadas no debe dársele más valor que el que realmente tiene, es decir, estar constituido por direcciones fácilmente identificables y que probablemente tendrán un significado estructural.

El tercer paso lo damos al elegir, sustituyendo quizá parte o todas las coordenadas del grupo anterior, un sistema de coordenadas con sentido tectónico, una vez que conocemos la ocupación de la esfera de referencia por las partes componentes de la estructura. Esto nos permite tomar como eje $b = B$ la normal al plano ocupado por una corona de ejes ópticos de cuarzo o de

normales a planos basales de mica, y por ejes a o c las bisectrices de planos de deslizamiento.

Incluso algunas de las coordenadas de este último sistema pueden ser discutidas desde el punto de vista genético, puesto que ya hemos visto que existen concentraciones en la esfera de referencia que no tienen valor genético y sólo son la consecuencia geométrica del proceso de orientación de otro elemento estructural, quizá no tan fácilmente determinable como el primero. Este último muestra una orientación directa y aquél una indirecta.

En este aspecto de la elección de coordenadas cabe recordar la frecuencia con que se presentan en rocas los tipos de deformación casi axial y casi bidimensional y la frecuencia con que al transporte tectónico principal $\perp B$ se suma una extensión $\parallel B$, tectonitas monoclinicas son rasgos triclinicos, que supone generalmente la superposición simultánea de dos sistemas de coordenadas $a, b = B, c$ y $a' = b, b' = B' = a, c' = c$.

En el diagrama de la figura 5 de la lección 27 elegimos por eje $b = B$, según lo dicho, la normal al plano de simetría de la figura, y con esta elección hemos fijado la posición de las coordenadas a , en la superficie s principal perpendicularmente a b y c normalmente a aquella superficie.

Podemos considerar en este diagrama la presencia de los dos sistemas de coordenadas que se superponen simultáneamente, pues existen pruebas de que ha existido extensión $\parallel B$ y rotación $\perp B$ (coronas cruzadas o cross girdles y diaclasas ac), y a $a, b = B, c$, hay que añadir $a' = b, b' = B' = a, c' = c$.

En el diagrama de la figura 7 de la lección 27 tomamos por eje b la recta de intersección común de los tres planos s, s' y s'' , por eje a la dirección normal a b en el plano bisector obtuso de las dos superficies de deslizamiento s' y s'' , con lo que la posición de la tercera coordenada c queda fijada.

LECCIÓN 14

EFECTO DE CORTE Y SU CORRECCION

En la confección del diagrama estructural de un mineral debe concederse la misma importancia a la orientación de cada uno de sus granos, cualquiera que sea su posición. Si trabajamos con minerales heterométricos, la probabilidad de encontrar un grano de un mineral en la lámina delgada depende de su orientación respecto del plano de ésta última, y es tanto mayor cuanto mayor sea la distancia entre los dos planos tangentes a la superficie del grano y paralelos al plano de la lámina delgada.

Para corregir, por tanto, un diagrama puntual por el efecto de corte, precisamos dividir a las concentraciones respectivas por un factor proporcional a la expresada probabilidad, factor que bien puede ser la referida distancia entre los dos planos tangentes.

Esa distancia puede expresarse, en caso de que los granos del mineral no equidimensional puedan semejar a elipsoides de revolución achatados o alargados, en función del ángulo α que el eje mayor de los expresados elipsoides forma con la normal al plano de la preparación.

Tomando primero el caso de elipsoides de revolución alargados y suponiendo la sección por un plano meridiano normal al de la lámina delgada tenemos, sabiendo que los puntos de intersección de la normal desde el foco F de la elipse sección (fig. 1) a las tangentes $T_1 B$ y $T_2 A$ están en la circunferencia

que tiene por centro el centro de la elipse y por radio $r = a$, el eje mayor de la elipse:

$$d^2 = AB^2 = (AF + FB)^2 = (AF - FB)^2 + 4AF \cdot FB$$

$$AF - FB = 2FH = 2c \cos \alpha$$

$$AF \cdot FB = F \cdot M \cdot FM' = a^2 - c^2$$

$$d^2 = 4c^2 \cos^2 \alpha + 4(a^2 - c^2) = 4(a^2 - c^2 \sin^2 \alpha)$$

$$d = 2a \sqrt{1 - \frac{c^2}{a^2} \sin^2 \alpha}$$

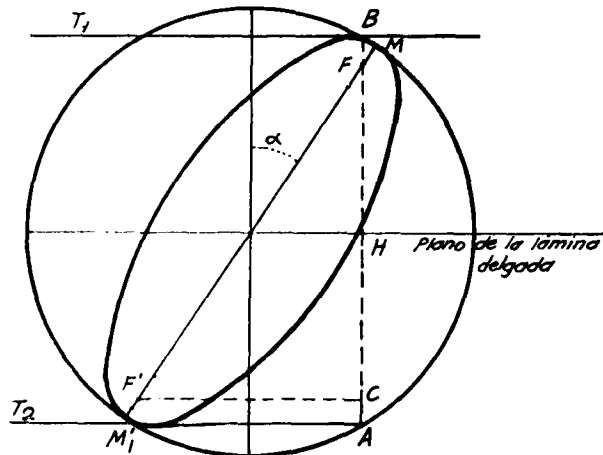


Fig. 1. — Explicación en el texto.

haciendo $a = 1$ y llamando

$$k^2 = \frac{b^2}{a^2} = 1 - \frac{c^2}{a^2}; k^2 = 1 - c^2 \text{ si } a = 1$$

la probabilidad de que un grano sea cortado por el plano de la lámina delgada puede expresarse por

$$\rho(\alpha) = \sqrt{1 - (1 - k^2) \sin^2 \alpha}$$

En caso de elipsoides achatados $x' = 90 - x$

$$\rho(x') = \sqrt{1 - (1 - k^2) \cos^2 x'}$$

$\rho(x)$ y $\rho(x')$ representan los factores de corrección por los que hay que dividir a las concentraciones de un diagrama puntual para evitar el efecto de corte en el caso de minerales no equidimensionales, cuya forma puede semejarse a la de elipsoides de revolución. α y x' son variables y representan las distan-

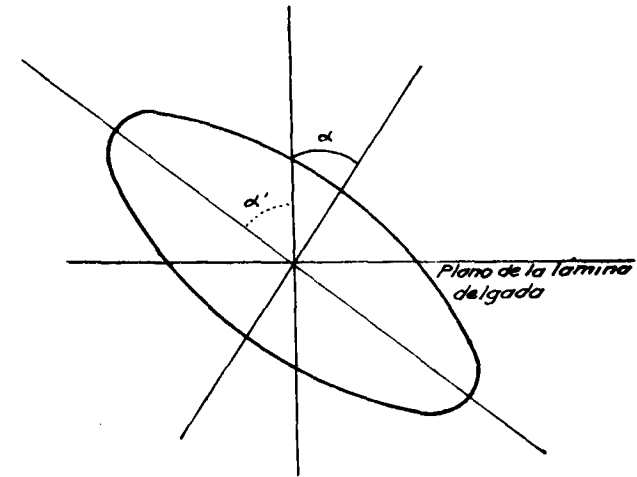


Fig. 2. — Explicación en el texto.

cias en grados del centro de proyección a las concentraciones respectivas. El parámetro k se determina en cada caso particular tomando la medida de la relación $\frac{c}{a}$, medida en varios granos del mineral en cuestión.

Los factores de corrección $\rho(\alpha)$ y $\rho(x')$ también pueden expresarse en función de la distancia r , que separa del centro del

diagrama a las concentraciones respectivas. Siendo R el radio del diagrama tenemos:

$$\begin{aligned} \operatorname{sen} \frac{\alpha}{2} &= \frac{r}{R \sqrt{2}} \quad \operatorname{sen}^2 \alpha = 4 \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2} \cos^2 \frac{\alpha}{2} = \\ &= 4 \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2} \left(1 - \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2}\right) = \frac{r^2}{R^2} \left(2 - \frac{r^2}{R^2}\right) \\ \cos^2 \alpha &= \left(1 - 2 \operatorname{sen}^2 \frac{\alpha}{2}\right)^2 = \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right)^2 \end{aligned}$$

sustituyendo

$$\begin{aligned} \rho(r) &= \sqrt{1 - (1 - k^2) \left(2 - \frac{r^2}{R^2}\right) \frac{r^2}{R^2}} \\ \rho'(r) &= \sqrt{1 - (1 - k^2) \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right)^2} \end{aligned}$$

Tablas para la aplicación de estos factores se encuentran en Tabellen zur Arbeit «Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körper». B. Sander y J. Eadurner, Annales Universitatis Saraviensis, vol. VI, fasc. 4, teil 2, 1957.

LECCIÓN 15

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

Introducción: Buen número de los diagramas de cuarzo confeccionados presentan una orientación preferente bastante débil y es importante demostrar de modo convincente la realidad de tales orientaciones.

Aunque las pruebas estadísticas pueden ser criticadas por varios conceptos, proporcionan una especie de medida cuantitativa de la realidad de la orientación. Análisis detallados de los resultados estadísticos demuestran que el método visual de interpretación es bastante bueno, aun en estructuras que presentan una débil orientación.

Antes de considerar las pruebas estadísticas generalmente usadas en Petrología Estructural, vamos a empezar por definir ciertos términos estadísticos, que son necesarios para la consideración de aquellas pruebas.

Media aritmética: Se calcula sumando todas las observaciones (sus valores) y dividiendo el resultado obtenido por el número de observaciones

$$m_x = \bar{X} = \frac{S(X)}{N}$$

Aplicamos la fórmula anterior cuando el intervalo de variación de la variable X es reducido, pero si esto no sucede, la obtención del valor medio resulta fatigosa. La determinación de \bar{X} puede simplificarse, a costa de cierto grado de exactitud,

subdividiendo el intervalo de variación de X en un determinado número de grupos; generalmente se subdivide en un número de grupos comprendido entre 12 y 20, y la amplitud de cada grupo suele ser un valor medio situado entre los cocientes que resultan de dividir el intervalo total de X por 12 y 20. Por ejemplo, si el intervalo total de X es 120, el resultado de dividir 120 entre 12 y 20 es 10 y 5, y de acuerdo a lo anterior, una amplitud conveniente de cada grupo sería 7 u 8 (tabla 1).

Si llamamos *f* a las frecuencias de cada uno de los grupos de la variable X, podemos formar una tabla de correspondencia como la indicada a continuación. Para calcular el valor medio

TABLA 1

X	f	x	fx
1 - 8	2	-7	-14
9 - 16	3	-6	-18
17 - 24	3	-5	-15
25 - 32	4	-4	-16
33 - 40	8	-3	-24
41 - 48	10	-2	-20
49 - 56	10	-1	-10
57 - 64	7	0	0
65 - 72	5	1	5
73 - 80	3	2	6
81 - 88	2	3	6
89 - 96	2	4	8
97 - 104	1	5	5
105 - 112	1	6	6
113 - 120	0 +	7	0 + 36
	61		- 81

$\Sigma(fx) = -81$ $N = 61$ $\alpha = 8$ $m_1 = 60.5$
 $D = \frac{\Sigma(fx)}{N} = -\frac{81}{61}$ $m_x = x = 60.5 - \frac{81}{61} \times 8$

o media aritmética a partir de esa tabla, suponemos que el valor de X a considerar en cada grupo es la media aritmética correspondiente a ese grupo, y para facilitar aún más el procedimiento tomamos un origen arbitrario y calculamos la dis-

crepancia entre este punto y la verdadera media. En nuestro caso particular, hemos tomado ese origen a media altura, con objeto de facilitar las operaciones aritméticas, y consideramos positivos a los grupos situados inferiormente, y negativos a los superiores.

Podemos ahora sustituir la columna X por otra columna *x*, que indica el número de unidades operativas que dista cada grupo X del origen arbitrario; con ello, prescindimos de la columna X e introducimos una cuarta columna *fx*, obtenida multiplicando los valores correspondientes de *f* y *x*. Sumando esta columna obtenemos $\Sigma(fx)$, y la discrepancia D entre la media verdadera y el origen arbitrario elegido, expresada en unida-

des operativas, es $D = \frac{\Sigma(fx)}{N}$ y la medida aritmética viene dada por la fórmula $m_x = x = m_1 + D \alpha$, donde α es la magnitud de la unidad operativa y m_1 indica el valor de X en el origen arbitrario.

Desviación Standard: Es la medida más útil de una dispersión. Es la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de las desviaciones de las observaciones respecto de su media aritmética. Si $(X - \bar{X})$ representa la desviación de una lectura particular respecto a la media y $S(X - X)^2$ la suma de los cuadrados de todas las desviaciones, la desviación standard viene dada por la fórmula $\sigma = \sqrt{\frac{S(X - \bar{X})^2}{N}}$. El cuadrado de la desviación standard se llama variancia o segundo momento.

La desviación standard también puede tomar otra expresión:

$$(X_1 - \bar{X})^2 = X_1^2 - 2 X_1 \bar{X} + \bar{X}^2$$

$$(X_2 - \bar{X})^2 = X_2^2 - 2 X_2 \bar{X} + \bar{X}^2$$

$$(X_3 - \bar{X})^2 = X_3^2 - 2 X_3 \bar{X} + \bar{X}^2$$

sumando las anteriores igualdades:

$$S(X - \bar{X})^2 = S(X^2) - 2 \bar{X} S(X) + N \bar{X}^2$$

y dividiendo por N:

$$\frac{S(X - \bar{X})^2}{N} = \frac{S(X^2)}{N} - 2\bar{X} \frac{S(X)}{N} + \bar{X}^2$$

teniendo en cuenta que $\frac{S(X)}{N} = \bar{X}$, por definición de media aritmética, resulta finalmente:

$$\frac{S(X - \bar{X})^2}{N} = \frac{S(X^2)}{N} - 2\bar{X}^2 + \bar{X}^2 = \frac{S(X^2)}{N} - \bar{X}^2$$

Si la determinación de σ se hace a partir de una tabla de correspondencias, la fórmula anterior toma la expresión:

$$\sigma_x^2 = \frac{\sum(f \cdot x^2)}{N} - \left(\frac{\sum(f \cdot x)}{N} \right)^2 = \frac{\sum(f \cdot x^2)}{N} - D^2 \text{ donde } \sigma_x \text{ viene expresada en unidades operativas y } \sigma = \sigma_x \times z.$$

Muchos de los procedimientos estadísticos se basan en suponer que las variables consideradas están normalmente distribuidas y la mayor parte de los métodos no pueden ser empleados, a no ser que esta suposición esté justificada, pues no debe suponerse que una distribución particular es normal sin previo examen.

Supongamos que con los datos de un tabla construimos el gráfico de la figura 1. En el eje de abscisas representamos, con intervalos de igual longitud, los grupos de la variable X; en el eje de ordenadas vienen expresadas las frecuencias respectivas. Tracemos líneas verticales de la longitud correspondiente a las frecuencias de cada uno de los grupos de X, por el extremo del intervalo correspondiente a ese grupo y, finalmente, unamos las líneas verticales por medio de rectas horizontales, con lo que habremos obtenido un histograma de la distribución de frecuencias de la variable X (fig. 1).

Como vemos, casi todas las observaciones tienen lugar en torno a un valor medio y son escasas las observaciones situadas en el extremo del histograma; la frecuencia total de las observaciones es dada por el área encerrada por el histograma, si el intervalo entre los diversos grupos de X es una unidad.

Si se han hecho un gran número de observaciones y los intervalos según el eje de abscisas son mucho más reducidos, la curva que limita al histograma es más regular y continua (figura 2). Esta misma figura muestra la forma de una distribución normal, la conocida con el nombre de distribución de Gauss. Matemáticamente la curva es asintótica respecto del eje de abs-

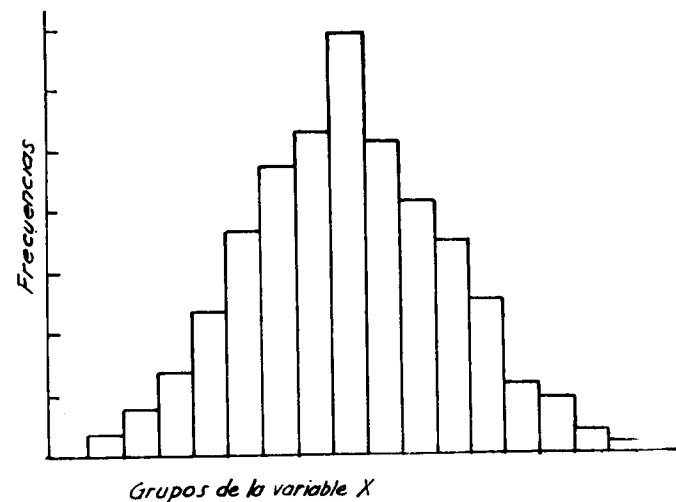


Fig. 1. — Explicación en texto (según Chambers E. G.).

cisas, pero prácticamente puede dibujarse en la forma que indicamos.

El área comprendida entre la curva y dos ordenadas cualesquiera da la fracción del número total de observaciones comprendidas entre esos puntos. El área entre $-\sigma$ y σ es 68 por 100 del área total, lo que significa que en una distribución normal el 68 por 100 de las observaciones se sitúa a distancias comprendidas entre el valor medio y la desviación standard, a uno y otro lado de dicho valor. De forma análoga el área comprendida entre -2σ y 2σ incluye el 95 por 100 del área total y la comprendida entre -3σ y 3σ incluye el 99,7 por 100 del número total de observaciones. De aquí deducimos que en una distribución normal se hallan comprendidas prácticamente todas las observacio-

nes en un intervalo de seis veces la desviación standard. La mitad de las observaciones está incluida en un área limitada por dos ordenadas distantes $0,67449 \sigma$ a ambos lados del valor medio, lo que hemos marcado con línea de trazos en la figura 2.

Expresando lo anterior de modo diferente, diremos que un valor de X que se desvíe de la media aritmética una cantidad mayor que σ , positiva o negativamente, se presentará una vez de cada tres; una desviación positiva o negativa mayor que

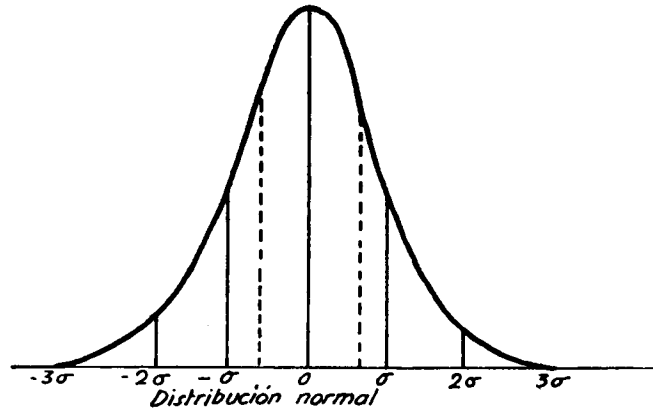


Fig. 2.—Explicación en texto (según Chambers E. G.).

2σ se presentará una vez de cada veinte, y mayor que 3σ una vez de cada 370.

En tales hechos se basa el concepto de significado estadístico. La probabilidad, generalmente representada por P, se expresa en forma de fracción o de número decimal, así que probabilidades de 1 a 19 o de 1 a 99 se indican así: $P = 0,05$ y $P = 0,01$ respectivamente. Algunos autores llaman a las probabilidades anteriores niveles estadísticos del 5 por 100 y del 1 por 100.

Coficiente estadístico χ^2 : Los métodos estadísticos se aplican generalmente a datos numéricos cuantitativos, que aproximadamente muestran una distribución normal. Estos métodos dependen fundamentalmente del valor del coeficiente estadístico χ^2 .

La deducción matemática de este valor no es sencilla, pero

existen tablas que dan los valores de χ^2 , correspondientes a frecuencias particulares. En Petrología Estructural hacemos uso de χ^2 en la investigación de numerosos problemas, y su cálculo es siempre el mismo en cada caso: si O es la frecuencia observada y E la frecuencia teórica en virtud de una hipótesis, χ^2 se halla dividiendo el cuadrado de la diferencia O-E por E y sumando estos cocientes, es decir $\chi^2 = \Sigma \left[\frac{(O - E)^2}{E} \right]$.

Una vez que hemos hallado χ^2 , necesitamos conocer el número de grados de libertad en cada caso particular, antes de hacer uso de las tablas para χ^2 (a continuación indicaremos cómo se puede determinar el número de grados de libertad). Esas tablas dan el valor de la probabilidad P de que ese valor de χ^2 sea excedido como consecuencia de una elección al azar; si esta probabilidad es menor que 0,05, entonces consideramos que el dato observado se desvía de modo significativo de la hipótesis examinada, hipótesis que podía consistir en que una variable tenga un tipo particular de distribución, o que no exista asociación entre dos variables.

En el caso de una tabla de contingencia formada por r filas y c columnas, el número de grados de libertad es $\nu = (r - 1)(c - 1)$.

Damos a continuación un extracto de la tabla de Fisher (E. G. Chambers, Statistical Calculations. Cambridge University Press 1955).

TABLA DE χ^2 PARA DIFERENTES VALORES DE ν Y $P = 0,05$

ν	χ^2	ν	χ^2	ν	χ^2
1	3.841	11	19.675	21	32.671
2	5.991	12	21.026	22	33.924
3	7.815	13	22.362	23	35.172
4	9.488	14	23.685	24	36.415
5	11.070	15	24.996	25	37.672
6	12.592	16	26.296	26	38.885
7	14.067	17	27.587	27	40.113
8	15.507	18	28.869	28	41.337
9	16.919	19	30.144	29	42.557
10	18.307	20	31.410	30	43.773

Para aclarar lo dicho respecto del coeficiente χ^2 resolvamos el siguiente problema propuesto y desarrollado por E. G. Chambers en el capítulo IX del texto mencionado.

Problema: Dos catedráticos hacen un test sobre la capacidad intelectual de 200 alumnos, el uno por medio de una prueba oral y el otro por medio de una prueba escrita. Cada uno califica a sus alumnos como muy buenos (MB), buenos (B), regulares (R) y mediocres (M). La relación entre las dos series de pruebas es expresada en la tabla indicada a continuación. Se pide calcular el coeficiente χ^2 para ver si la relación entre los juicios de ambos catedráticos puede ser considerada como significativa o no:

		CATEDRATICO 1			
		MB	B	R	M
CATEDRATICO 2...	MB	19	10	8	3
	B	8	40	9	4
	R	7	20	23	19
	M	0	8	12	10

Construyamos a continuación una tabla de contingencia, dejando sitio en cada cuadrícula para tres anotaciones: la frecuencia observada, la frecuencia teórica y la diferencia entre ambas O-E

		O				E			
		MB	B	R	M			$(O - E)^2$	
MB	19	12.2	- 5.6	- 2.4	- 4.2	40	0	21.888	
		6.8	15.6	10.4	7.2	40	40	2.010	
B	7	- 3.2	16.6	- 6.6	- 6.8	60	0	0.554	
		10.2	23.4	15.6	10.8	60	60	2.450	
R	8	- 3.9	- 7.3	4.8	6.4	70	0	1.004	
		11.9	27.3	18.2	12.6	70	70	11.776	
M	0	- 5.1	- 3.7	4.2	4.6	30	0	2.792	
		5.1	11.7	7.8	5.4	30	30	4.281	
		0	0	0	0			1.278	
		34	78	52	36	200		1.952	
		34	78	52	36			1.266	
								3.252	
								5.100	
								1.170	
								2.262	
								3.918	
								$\chi^2 = 66.952$	

Según la tabla de Fisher, cuyo extracto acabamos de dar, $\nu = (4-1)(4-1) = 9$.

De esa misma tabla de Fisher para $\nu = 9$ $\chi^2 = 16,919$. Como el valor calculado para χ^2 es mucho mayor, deducimos que existe una relación significativa entre los juicios de ambos catedráticos.

LECCIÓN 16

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

Correspondencia.—Coeficiente de correspondencia r:

En muchos trabajos experimentales se desea conocer la asociación entre dos variables, es decir, hasta qué grado una depende de otra. Cuando esas variables son numéricas y aparecen normalmente distribuidas, esa asociación o correspondencia se expresa por el coeficiente $r = \frac{S(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{N \sigma_x \sigma_y}$ donde N tiene el mismo valor en cada caso particular para X y para Y.

La fórmula anterior puede adquirir otra expresión, considerando que:

$$(X - \bar{X})(Y - \bar{Y}) = XY - X\bar{Y} - \bar{X}Y + \bar{X}\bar{Y}$$

y, por tanto:

$$S(X - \bar{X})(Y - \bar{Y}) = S(XY) - X S(Y) - Y S(X) + N \bar{X}\bar{Y}$$

y dividiendo por N

$$\begin{aligned} \frac{S(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{N} &= \frac{S(XY)}{N} - \bar{X} \frac{S(Y)}{N} - \bar{Y} \frac{S(X)}{N} + \bar{X}\bar{Y} = \\ &= \frac{S(XY)}{N} - \bar{X}\bar{Y} - \bar{Y}\bar{X} + \bar{X}\bar{Y} = \frac{S(XY)}{N} - X\bar{Y} \end{aligned}$$

con lo que r toma la expresión

$$r = \frac{\frac{S(XY)}{N} - \bar{X}\bar{Y}}{\sigma_x \sigma_y}$$

Si el valor de N es elevado 80 ó más, el cálculo de r por la fórmula anterior resulta muy laborioso, y para facilitar el procedimiento, su determinación puede hacerse a partir de una tabla de correspondencias, como indicamos a continuación, donde para abreviar los cálculos hemos supuesto $N = 50$.

En esta tabla hemos supuesto que la amplitud más adecuada de cada uno de los grupos de la variable X son dos unidades y los grupos correspondientes de esa variable son representados en la parte superior de la tabla adjunta; y tiene un intervalo de variación más amplio, y, por consiguiente, la amplitud más adecuada para cada uno de sus grupos son cinco unidades. Análogamente a como hicimos con X , los grupos de Y vienen representados a izquierda de la tabla.

A continuación construimos la tabla de correspondencias, y si a una observación le corresponden los valores 1 de X y 20 de Y , es anotada en la cuadrícula en que se corta la columna correspondiente al valor 1 de X y la fila a la que corresponde el valor 20 de Y (primera columna, cuarta cuadrícula), y así se continúa hasta acabar con las cincuenta observaciones consideradas.

El número total de observaciones de cada fila es expresado a la derecha de la tabla, en la columna encabezada con f_y , y de modo análogo se determina f_x al pie de la tabla. El número total es $\Sigma f_x = \Sigma f_y = 50$.

Elegimos a continuación un origen arbitrario para los grupos X e Y a ese origen le llamamos 0 y numeramos a los distintos grupos a partir de ese origen, como indicamos en la tabla adjunta. Así obtendremos una nueva columna encabezada por y , y otra nueva fila encabezada por x .

Después calcularemos las medias aritméticas y desviaciones standard de X e Y en unidades operativas, según hemos expli-

TABLA DE CORRESPONDENCIAS



x	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	f_y	y	T_{xy}	$y T_{xy}$	$f_y y$	$f_y y^2$	f_x	x	$f_x x$	$f_x x^2$
	1,2	3,4	5,6	7,8	9,10	11,12	13,14	15,16	17,18	19,20	21,22	23,24										
1-5														-5						-6		
6-10				. - 3									1	-4	-3	12	-4	16	0	-5		
11-15			. -4										1	-3	-4	12	-3	9	0	-4		
16-20			. -4		.. -2..	0							5	-2	-6	12	-10	20	2	-3	-6	18
21-25					...-3..	0							5	-1	-3	3	-5	5	4	-2	-8	16
26-30			.. -6	. -2	.. -2..	0							10	0	-10		-22		3	-1	-3	3
31-35			.. -4	...-3...	0	. 1		. 3					11	1	-3	-3	11	11	12	+0	-17	
36-40			. -3	. -1	... 3.	2							6	2	1	2	12	24	14	1	14	14
41-45				. -1	. 0	. 1.	2						4	3	2	6	12	36	8	2	16	32
46-50					. 1.	2							2	4	3	12	8	32	4	3	12	36
51-55					. 1			.. 8					3	5	9	45	15	75	1	4	4	16
56-60					. 1.	2							2	6	3	18	12	72	2	5	10	50
f_x	0	0	2	4	3	12	14	8	4	1	2		50		-11	119	70	300	50		56	185
																	-22				-17	
																	48				39	

$$D_x = \frac{\Sigma(f_x x)}{N} = \frac{39}{50} = 0.78$$

$$D_y = \frac{\Sigma(f_y y)}{N} = \frac{48}{50} = 0.96$$

$$\sigma_{x\alpha} = \sqrt{\frac{\Sigma(f_x x^2)}{N} - D_x^2} = \sqrt{\frac{185}{50} - 0.78^2} = 1.75$$

$$\sigma_{y\alpha} = \sqrt{\frac{\Sigma(f_y y^2)}{N} - D_y^2} = \sqrt{\frac{300}{50} - 0.96^2} = 2.25$$

$$r = \frac{\frac{\Sigma(y T_{xy})}{N} - D_x D_y}{\sigma_{x\alpha} \sigma_{y\alpha}} = \frac{\frac{119}{50} - 0.78 \cdot 0.96}{1.75 \cdot 2.25} = \frac{1,672}{3,93} = 0.41$$

cado en el último tema, y por fin nos queda por calcular la suma de los productos xy .

Para calcular esto último, anotemos en cada cuadrícula el producto de su frecuencia por el grupo de X a que pertenece. Por ejemplo, la frecuencia en la cuadrícula de la fila sexta y columna quinta, es 1, y multiplicando este último valor por -2 del grupo x con que la columna quinta es encabezada, obtendremos el valor -2, y así sucesivamente. La suma de los resultados obtenidos para cada fila es tabulada a derecha de la columna encabezada T_{xy} .

Una nueva columna y , T_{xy} es obtenida multiplicando los valores correspondientes de y y T_{xy} , con lo que habremos obtenido todos los valores necesarios para calcular r , que viene dado por la fórmula modificada

$$r = \frac{\sum (y T_{xy}) - D_x D_y}{\sigma_{yx} \sigma_{ya}}$$

Pruebas estadísticas de diagramas estructurales. — Existen dos clases de pruebas estadísticas, las que pueden ser aplicadas a toda clase de orientaciones y las que sólo sirven para un tipo particular de estas últimas. Por ejemplo, la prueba de la zona de Winchell (Winchell Zone Test), sólo sirve para estudiar el grado de intensidad en el desarrollo de una corona.

Chayes ha comparado los resultados obtenidos en varias pruebas estadísticas con la interpretación visual efectuada por Ingerson en varios diagramas estructurales y ha hallado que la prueba del área cero (Empty Space Test, Winchell 1937) es muy sensible, que la prueba general de Winchell (Winchell General Test Chayes 1949), no es muy sensible, y que la prueba r (r Test Chayes 1949), o prueba del coeficiente de correspondencia, es la que muestra más estrecha relación con la interpretación visual.

Vamos a considerar las tres siguientes pruebas estadísticas: prueba estadística de las zonas de Winchell, la prueba general de Winchell y la prueba r del coeficiente de correspondencia.

Prueba de las zonas de Winchell: Las pruebas estadísticas suponen: a) Establecer o definir una distribución tipo con la

que pueda ser comparada el diagrama en estudio. *b)* La comparación debe hacerse por medio de una prueba estadística adecuada. En la prueba de las zonas de Winchell, el modelo de isotropismo consiste en suponer frecuencias iguales sobre áreas iguales en la esfera de referencia. El diagrama de Schmidt es dividido en áreas concéntricas iguales (por ejemplo, en 10 áreas, figura 1) y una hoja transparente del diagrama obtenido es su-

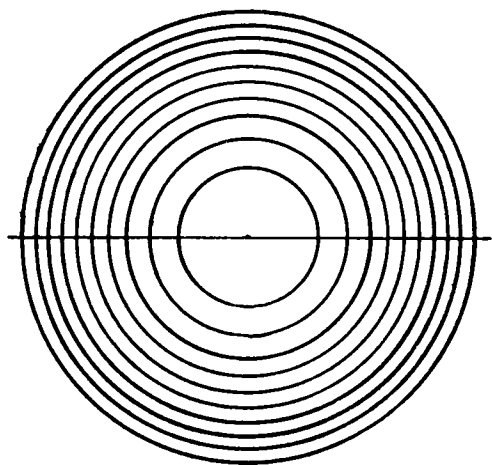


Fig. 1.—Explicación en texto (según Winchell).

perpuesta sobre la falsilla de Schmidt que contiene esas áreas concéntricas. Las frecuencias observadas O se obtienen contando el número de polos que caen en cada una de las áreas parciales, la frecuencia teórica E es $E = \frac{N}{10}$, suponiendo que sean 10 el número de áreas parciales en que se ha dividido la falsilla de Schmidt, y calculamos el coeficiente estadístico χ^2 , como hemos indicado en el tema anterior. Si el valor obtenido es superior al valor de χ^2 para el nivel estadístico $P = 0,05$, es probable que exista orientación preferente, y si fuera superior al valor de χ^2 para el nivel estadístico $P = 0,01$, podemos descartar la posibilidad de que no exista orientación. El número de

grados de libertad $\nu = n - k$, es igual al número de áreas parciales, 10 en este caso particular, menos el número de relaciones independientes, $k = 1$ en el caso presente.

Esta prueba sólo demuestra la presencia o ausencia de coronas y no es aplicable a otros tipos de orientación. Además, la orientación del diagrama puede afectar considerablemente a esta prueba, pues para un diagrama que contenga una corona periférica, obtendremos un valor elevado y significativo de χ^2 , pero el mismo diagrama, girado de forma que esa corona aparezca como un diámetro del círculo de referencia, dará un valor muy reducido para χ^2 . La aplicación de la prueba exige que el diagrama sea girado a una posición tal que favorezca la obtención del máximo valor de χ^2 .

La frecuencia total no debe ser menor de 50, ni la frecuencia teórica menor de 10, siendo mucho más conveniente que el número de observaciones no fuese inferior a 100 y a ser posible llegase a 500.

Es una prueba que descarta o no descarta la presencia de isotropismo, pero no da medida del anisotropismo, en caso de que éste exista. Obtenemos separaciones significativas del modelo isótropo por la presencia de máximos próximos al centro del diagrama o de coronas periféricas, pero ni estas alternativas son expresadas en la prueba aplicada.

Prueba general de Winchell: Sobre el diagrama de puntos obtenido, superponemos una cuadrícula rectangular (fig. 2), cuyo número de cuadrados sea de la misma magnitud que el número de puntos del diagrama obtenido, con lo que el número de puntos que caigan en cada celdilla no puede ser elevado.

En esta prueba, el número de cuadrados que contienen 0, 1, 2, 3, etc. puntos, se comparan con las frecuencias teóricas derivadas de la distribución exponencial de Poisson por medio del coeficiente estadístico de χ^2 . Un valor significativo de χ^2 indica que la distribución observada no puede ser referida a la exponencial de Poisson.

Las frecuencias observadas son los números de celdillas conteniendo 0, 1, 2, 3, etc., las frecuencias teóricas los sucesivos

términos de la expresión $\frac{N \cdot e^{-m} \cdot m^r}{r!}$, donde N es el número total de puntos del diagrama, m el número total de puntos dividido por el número de celdillas, y r el número de puntos por

TABLA 1

N.º de polos en 1% de área de la esfera	Frecuencia teórica
0	14,94
1	44,82
2	67,23
3	67,3
4	50,42
5	30,26
6	15,12

celdilla. Si una cuadrícula de 100 cuadrados o celdillas es superpuesta sobre un diagrama de 300 puntos, $N = 300$ m. = 3 y

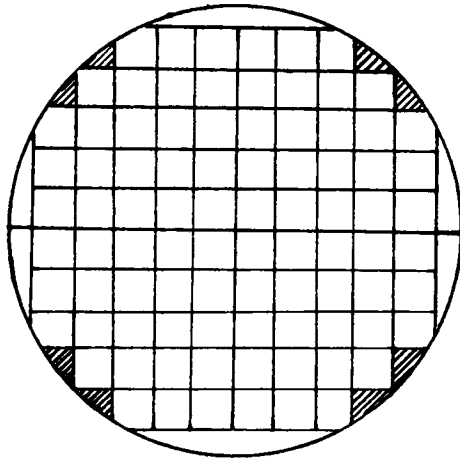


Fig. 2.—Explicación en texto (según Chayes).

el número teórico de celdillas con 0 polos sería, de acuerdo a la expresión anterior:

$$\frac{300 \cdot e^{-3} 3^0}{0!} = 14,9$$

Las frecuencias teóricas en una distribución de Poisson para una cuadrícula con 100 celdillas y diagramas de 300 polos, vienen indicadas en la tabla 1 y el procedimiento de cálculo en la tabla 2.

Esta prueba está expuesta a severas críticas, puesto que no considera la distribución espacial de las diversas frecuencias ni la magnitud de las discrepancias entre frecuencias observadas y teóricas. El hecho de que χ^2 sea significativo, no indica si el diagrama contiene muchas celdillas con elevada o escasa concentración.

TABLA 2

Cálculo de χ^2 en la prueba general de Winchell

Clases de cuadrados $k = r + 1$	Puntos por cuadrado	Frecuencia observada	Frecuencia teórica	$O_i - E_i$	$\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$
1	0	O_1	E_1	$O_1 - E_1$	$\frac{(O_1 - E_1)^2}{E_1}$
2	1	O_2	E_2	$O_2 - E_2$	$\frac{(O_2 - E_2)^2}{E_2}$
3	2	O_3	E_3	$O_3 - E_3$	$\frac{(O_3 - E_3)^2}{E_3}$
⋮	⋮	⋮	⋮		
⋮	$r - 1$	⋮	⋮		
⋮	⋮	⋮	⋮		
⋮	r			$O_k - E_k$	$\frac{(O_k - E_k)^2}{E_k}$

$$E_r = \frac{N e^{-m} \cdot m^r}{r!} \quad \chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$$

$r = 0, 1, 2, 3 \dots$ $v = k - 2$

Una orientación preferente muy neta, sobre todo un máximo aislado, dará un valor de χ^2 muy significativo, pero no podemos deducir en diagramas que no se separan significativamente de la distribución de Poisson que tengan o no tengan orientación preferente.

LECCIÓN 17

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

Prueba estadística r: Si hemos empleado una falsilla de Schmidt de 10 centímetros de radio al preparar el diagrama de puntos, el modelo de comparación es obtenido dividiendo un círculo de 10 cm. de radio en cuadrados de 1,77 cm. de lado, cada uno de los cuales tiene un área que es la centésima parte de la del círculo (fig. 2 del tema anterior). Quedan áreas desiguales en la periferia del círculo, que son divididas según muestra la misma figura.

Sobre este modelo se superpone el digrama de puntos y anotamos el número de polos que caen en cada una de las áreas parciales sobre un diagrama como el de la figura 1; los puntos que se superponen sobre las áreas rayadas no son considerados o bien se suman los correspondientes a triángulos opuestos y se anotan simétricamente, como si correspondiesen a cuadrados elementales.

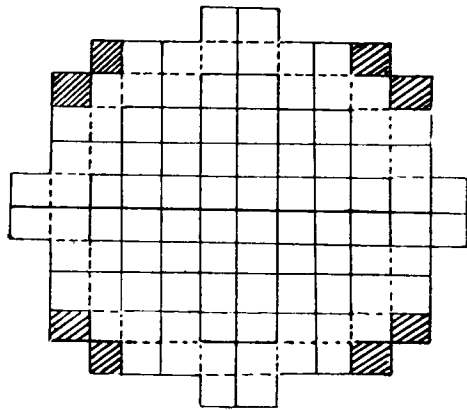
Así obtenemos un conjunto de 96 cuadrados, o 100 si consideramos áreas periféricas, que contienen diferente número de puntos

Cada cuadrado situado en el interior de la línea rayada de la figura 1 es utilizado como «centro», y el número de puntos de cada centro tabulado respecto del de sus cuatro «vecinos» en un diagrama de frecuencias. Habrá 68 centros en un diagrama como el de la figura 1, que darán origen a 272 valores, a partir de los cuales calculamos el coeficiente de correspondencia

$$r = \frac{\frac{\sum (y T_{xy})}{N} - D_x D_y}{\sigma_{x\alpha} \cdot \sigma_{y\alpha}}$$

donde N es el número de comparaciones (pero no el número de puntos del diagrama).

Siempre se verifica que $-1 < r < 1$. En nuestro caso, una de las variables X sirve de «vecino» par cada comparación, e Y de «centro». La tabla 1 expresa un máximo de relación positiva entre X e Y, con un mínimo de separación de la distribución de Poisson (esto es, sin orientación preferente según el sentido de la prueba general de Winchell), y la tabla 2 el diagrama de frecuencias de esta distribución. La tabla número 3, muestra el cálculo de r .



La prueba estadística r es muy similar a la del coeficiente χ^2 . La hipótesis estadística consiste en suponer que las variables no muestran ninguna relación entre ellas (es decir, que áreas adyacentes de la esfera de referencia no exhiben frecuencias relativas similares). Orientaciones que presentan una gran correspondencia entre vecinos y centros, no pueden ser deducidas de variables donde no existe tal relación. Si los cuadrados que contienen números semejantes de puntos se hallan próximos unos de otros, el diagrama correspondiente mostrará una buena orientación preferente de uno u otro tipo; si no existe tal tendencia de proximidad para cuadrados con igual número de puntos, es dudoso que exista orientación preferente. Una medida numérica de esta tendencia, tal y como es proporcionada por la prueba

La estadística r , da una buena idea del desarrollo de orientación preferente.

Tabla 1 (según Chayes)

				0	0				
				0	0	0	0	0	
			1	1	1	1	1	1	1
		0	1	1	2	2	2	2	1
		0	1	2	2	3	3	2	1
	0	0	1	2	3	4	3	2	1
	0	0	1	2	3	4	3	2	1
		0	1	2	2	3	2	2	1
		0	1	1	2	2	2	1	1
			1	1	1	1	1	1	1
				0	0	0	0	0	0

Usamos generalmente, igual que hicimos en las pruebas anteriores, los niveles estadísticos $P = 0,05$ y $P = 0,01$. En la obra

Tabla 2 (según Fairbairn)

Diagrama de frecuencia de la distribución de la tabla 1

Número de puntos de centros	Número de puntos de los «vecinos»				
	0	1	2	3	4
0	26	10			
1	26	80	22		
2		22	36	14	
3			14	8	6
4				9	2

de Snedecor G. W., 1946, Statistical methods, Iowa State College Press Ames, Iowa, existen tablas que dan los valores de r para esos niveles y diversos grados de libertad.

El número de grados de libertad de esta prueba es muy inferior al número total de comparaciones. En casi todo el diagrama, cada cuadrado es utilizado cuatro veces como centro y cuatro veces como vecino, y no son independientes casi todas estas comparaciones. A falta de un análisis formal del problema, sugerimos tomar por número de grados de libertad el número de cuadrados de la cuadrícula menos 1.

TABLA 3

Cálculo de r a partir de los datos de la tabla 2

Centros (Y)	"Vecinos" (X)					f_y	y	f_{xy}	f_y^2	$y T_{xy}$
	0	1	2	3	4					
0	26	10				36	-1	-36	36	26
1	26	80	22			128	0	0	0	0
2		22	36	14		72	1	72	72	64
3			14	8	6	28	2	56	112	96
4				6	2	8	3	24	72	54
f_x	52	112	72	28	8	272		116	292	240
x	-1	0	1	2	3					
f_{xy}	-52	0	72	56	24	100				
$f_x x^2$	52	0	72	112	72	308				

$$D_x = \frac{\sum (f_x x)}{N} = \frac{100}{272} = 0,37 \quad D_y = \frac{116}{272} = 0,42$$

$$\frac{\sum (y T_{xy})}{N} - D_x D_y = \frac{240}{272} - 0,37 \times 0,42 = 0,72$$

$$\sigma_{xa} = \sqrt{\frac{\sum (f_x x^2)}{N} - D_x^2} = \sqrt{\frac{308}{272} - 0,37^2} = 0,99 \quad \sigma_{ya} = 0,94 \quad r = 0,76$$

Resultados obtenidos en las pruebas estadísticas y comparación de las diversas pruebas: Hace años aplicamos estas pruebas estadísticas a varios de los diagramas de cuarzo obtenidos de las granulitas y mica-esquistos de la región de Lizard, South

Cornwall (Inglaterra), y obtuvimos conclusiones similares a las deducidas por Chayes.

La prueba de las zonas de Winchell es la más sensible y la prueba general de ese mismo autor la menos sensible, aunque ligeramente menos sensible que la prueba r que es la que más se aproxima a los resultados obtenidos en la interpretación visual. A veces existen inversiones en el orden enumerado y obtenemos un valor significativo con la prueba general de Winchell, y un valor dudoso con la prueba r . Tales inversiones en el orden general no han sido indicadas por Chayes.

Gran parte de los diagramas que proporcionan valores significativos para la prueba de las zonas, dan valores dudosos al aplicar la prueba r . Al contemplar los diagramas de contorno observamos una ligera tendencia al desarrollo de una corona, aunque el diagrama mostraba densidades de ocupación más bien bajas, con áreas del 1 por 100 y 2 por 100, y tampoco existían concentraciones de mayor densidad. El problema que se planteaba era el siguiente: ¿Es posible sacar conclusiones definitivas respecto a la realidad de tales orientaciones cuando las pruebas estadísticas dan resultados contradictorios? En realidad, esta cuestión no precisa contestación, ya que las pruebas estadísticas no son invariables, como muchas veces se ha supuesto, y pueden ser manipuladas para dar la sensibilidad deseada dentro de ciertos límites. Así, en la prueba de las zonas de Winchell se puede variar la sensibilidad alterando el número de zonas, y resulta tanto más sensible cuanto mayor sea aquel número. De análoga forma la prueba r puede ser modificada variando el número de cuadrados en el modelo de comparación. El valor de r , obtenido a partir de una cuadrícula con 100 cuadrados, se aproxima al máximo que pueda alcanzar; doblando el número de cuadrados obtenemos muy pequeña correspondencia, ya que resaltamos el efecto de áreas aisladas con polos en zonas con baja densidad de ocupación. En el intervalo de 100 a 1.000 cuadrados, los valores significativos de r decrecen rápidamente al aumentar el número de cuadrados en la cuadrícula modelo.

De todo lo anterior se deduce que la prueba r debe ser utilizada con precaución; se aplica fundamentalmente para la com-

paración de orientaciones cuyos valores r se han calculado en las mismas circunstancias.

De lo anterior resultan las siguientes conclusiones:

a) Todas las pruebas estadísticas son útiles, ya que permiten diferenciar entre orientaciones preferentes netas o difusas; unas son más sensibles que otras.

b) La prueba r es la que más se halla en relación con la interpretación visual. La prueba de las zonas de Winchell da resultados que concuerdan con los de la interpretación visual en la observación de simples coronas.

c) Las pruebas estadísticas dan mejores resultados en la comparación de diagramas que para deducir, a partir de ellas, la realidad o no realidad de una anisotropía. El método de interpretación visual da resultados comparables a los estadísticos y es, a nuestro juicio, más ecuánime, puesto que en él los diagramas son examinados en conjunto y no a partir de la consideración de uno o dos factores.

LECCIÓN 18

PROCESOS DE ORIENTACION EN LAS TECTONITAS

PROCESO DE ORIENTACIÓN MECÁNICA SEGÚN LA FORMA DE LOS GRANOS

Este abarca los casos de orientación de formas rígidas en medios plásticos capaces de sufrir movimientos componentes o, expresado con más exactitud, de elementos estructurales heterométricos poco susceptibles de sufrir movimientos componentes, en medios muy susceptibles de sufrirlos.

Respecto a la forma de los granos hay que distinguir: 1.º La Isométrica, es decir, la de poliedros o casi esferas cuyos vértices se encuentran en una misma esfera. Todos los granos cuyas diferencias de diámetro en distintas direcciones pueden ser despreciadas respecto a la acción de las fuerzas externas. 2.º La Heterométrica (varillas, discos).

Los granos isométricos no se orientan fácilmente, debido a su forma, pero estos granos y las varillas son las formas más aptas para sufrir rotaciones, y puesto que contienen muchas señales internas (inclusiones) que permiten reconocer la posición inicial, tales granos son los medios más valiosos para deducir, en granos individuales, los ejes, el sentido y magnitud de la rotación, y en agregados de granos la distribución homogénea de tales datos en la roca o su cambio regular.

Los granos heterométricos sufren en medios móviles rotaciones que se pueden relacionar con el movimiento relativo del medio, es decir, con el cuadro del movimiento, según diversos métodos, y alcanzan prácticamente la misma orientación final a partir de cualquier estado inicial. orientación final que es de

equilibrio mientras que no cambie el medio, ni su cuadro de movimiento, ni la forma del grano. Si tenemos granos heterométricos, poco aptos para sufrir movimientos componentes, en cualquier posición inicial y un medio constante, al igual que su cuadro de movimiento, tiene lugar una orientación de los granos según su forma externa. Si hallamos el porcentaje de las posiciones finales orientadas como medida estadística del grado de orientación, ésta última depende de la duración del movimiento en el medio y del número de nuevos granos que puedan aparecer con cualquier posición inicial durante el movimiento. El grado de exactitud de la orientación también depende de la forma del grano, de la rigidez del medio, del grado de cohesión entre grano y medio y, en el caso de que el movimiento relativo en el medio considerado no sea idealmente homogéneo, de la relación de la magnitud del grano respecto de la magnitud de la parte componente del medio móvil (por ejemplo, respecto del grosor de las láminas móviles en un medio que sufre deslizamiento laminar).

La orientación según la forma de los granos es concordante en simetría con la del cuadro del movimiento del medio móvil, donde se orientan las inclusiones rígidas, y como en cualquier otra orientación se puede deducir la simetría del cuadro de movimiento, especialmente el plano de simetría y el eje $b = B$, y orientarlo geográficamente, y con ello también el cuadro de movimiento tectónico que consideramos. Para una misma especie cristalina pueden coincidir el proceso de orientación según la forma externa y según la estructura interna (por ejemplo, mica) o pueden no coincidir (por ejemplo, cuarzo), sin embargo, ambos no son contradictorios con la simetría del proceso engendrador.

El proceso de orientación según la forma externa de los granos, tiene lugar en planos que pueden reconocerse por su orientación preferente o de algún otro modo, como series de planos distintivos y eficaces desde el punto de vista mecánico. Tales planos, con discos y varillas orientados según la forma externa, pueden ser:

1.º Los planos de máximo movimiento relativo, por tanto,

oblicuos respecto de la presión principal. Tales procesos de orientación según la forma externa en planos de deslizamiento oblicuos a la presión principal, se hallan en tectonitas laminares.

2.º Superficies de deslizamiento estructurales que ya se hallaban presentes y que por su reactivación en flujos tectónicos laminares pueden orientar nuevos cristales formados según la forma externa o la estructura interna.

3.º La mayor sección diametral del elipsoide de deformación de masas plásticas y fluidos viscosos. La observación del cambio de lugar de los radios de la esfera en el tránsito al elipsoide, muestra que las inclusiones no deformables sufren cambios de lugar y rotaciones que conducen a una orientación estática en la mayor sección del elipsoide.

También se orientan según el diámetro mayor de la elipse principal los discos diseminados en una baraja de cartas que se desplazan por simple movimiento afín de deslizamiento sobre una única serie de planos.

Los planos laminares del deslizamiento afín sobre una única serie de planos se aproximan al plano de la sección principal del elipsoide de deformación que ha sufrido mayor extensión. En esta sección principal resultan orientados los discos y varillas si las láminas del flujo laminar son suficientemente finas respecto a esas inclusiones, según la regla de March.

La estructura fluidal con orientación según la forma externa, es esencialmente la misma en tectonitas que han sufrido movimiento laminar que en corrientes magmáticas. Si el gradiente de velocidad tiene una determinada magnitud, los edificios rígidos, dispersos en la corriente, resultan girados hasta que el movimiento relativo origina un mínimo momento de giro en las partículas rígidas o hasta que son afectados por líneas de flujo que tienen diferencias de velocidad bastante considerables; es decir, se alcanza una posición final sin momento de giro eficaz.

Varillas y discos son girados en corrientes laminares o cilíndricas, hasta que se sitúan en una capa que no es afectada más por movimientos componentes, es decir, sólo es movida como conjunto. Dentro de tal capa los elementos rígidos no vuelven a ser girados ni orientados. Podemos llamar dentro de la capa

($a b$), a , a la dirección de la corriente, b a la normal a a en la capa $a b$, y a la normal a ($a b$) c . Si tiene lugar una flexión de la capa, de forma que la deformación continúa siendo plana, con plano de deformación ($a c$), las capas resultan formaciones cilíndricas con b como arista generadora normal al plano de deformación. Durante el movimiento laminar los discos y varillas orientados sufren rotación en torno a b y los polos de las normales a los discos y varillas ocupan total o parcialmente una corona en el plano $a c$, que es plano de simetría del proceso: esto sucede en los torbellinos, pliegues y en todos los procesos que sufren rotaciones en torno a $b = B$, lo que tiene lugar en fluidos viscosos sometidos a movimiento laminar. Y lo mismo sucede en el cuadro de movimiento de tectonitas B sometidas a movimientos de flujo laminar con torbellinos y pliegues en torno a $b = B$.

Ambos casos (el de corrientes magmáticas y el de tectonitas B), conducen a una orientación preferente afín, según la ley de March, y a la formación de una corona con eje $b = B$, cuando han existido flexiones en torno a ese eje.

Esta regla para el proceso de orientación según la forma del grano, se presenta en tectonitas y en corrientes magmáticas que tienen lugar a lo largo de una pared con gradientes de velocidad transversales a la misma, y en ambos casos existen análogas reacciones del fluido laminar frente a desigualdades de la fundación y faltas de homogeneidad en la corriente.

TEORÍA CINEMÁTICA DE MARCH PARA LA ORIENTACIÓN DE GRANOS SEGÚN SU FORMA EXTERNA

La detallada discusión de March sobre el proceso de orientación de granos según su forma externa y el trabajo de M. Pernt sobre las orientaciones de un elipsoide oscilatorio respecto a su centro de simetría, son dos contribuciones de las matemáticas en el campo de la Petrología Estructural.

El trabajo de March se refiere a la orientación de rectas y planos, que están diseminados en posiciones fortuitas en una matriz plástica, ya en forma de elementos mecánicamente inactivos,

que pueden deformarse al mismo tiempo que la matriz en que se hallan incluidos o en forma de varillas o discos rígidos. Estos elementos estructurales deben ser de magnitud superior al de las partes componentes que sufren la deformación afín por deslizamiento sobre una serie de planos.

Consideremos en primer lugar la orientación de ejes de discos según su forma externa. Si n es el número de discos, la densidad de ocupación ϱ a lo largo de una dirección dada por las coordenadas ψ y φ es (fig. 1):

$$\varrho = \frac{n \cdot \operatorname{sen} \psi \cdot d\psi \cdot d\varphi}{4\pi \operatorname{sen} \psi' d\psi' d\varphi'}$$

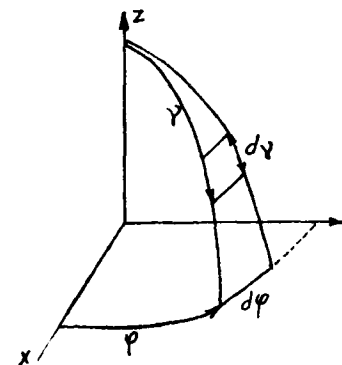


Fig. 1.—Explicación en texto (según Sander).

y eso da una medida de la frecuencia con que esa dirección es elegida.

El elipsoide de deformación obtenido en la deformación afín aparece ocupado, según la deducción de March, de modo que las densidades de ocupación ϱ_{\max} , ϱ_{media} , ϱ_{\min} son paralelas a los ejes del elipsoide $a > b > c$ y se comportan de modo que $\varrho_{\max} : \varrho_{\text{mod}} : \varrho_{\min} = a^3 : b^3 : c^3$.

La relación anterior permite deducir, a partir de tres valores diferentes de ϱ , la orientación y forma del elipsoide de deformación: a). Si $\varrho_{\max} = \varrho_{\text{mod}}$ el elipsoide de deformación es un elipsoide de

revolución achatado y los polos de las varillas forman una corona en la sección circular. b) Si $\varphi_{med} = \varphi_{min}$, entonces el elipsoide de deformación es un elipsoide de revolución alargado y los polos de las varillas se sitúan paralelamente al eje mayor.

En el caso de una deformación triaxial, las varillas se sitúan en la sección mayor del elipsoide de deformación triáxico y con preferencia según el diámetro mayor a . Tal elipsoide, en el caso de una deformación afín sobre una única serie de planos de deslizamiento, es el dibujado de trazo continuo en la figura 2, y como se ve, su mayor sección principal no coincide con la sección circular paralela al plano de deslizamiento.

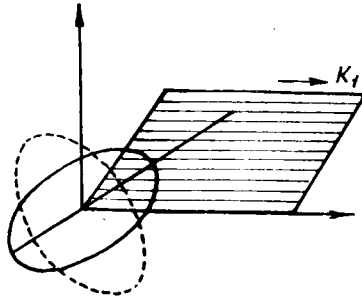


Fig. 2. — Explicación en texto (según Sander).

En el caso del proceso de orientación de normales de discos, las densidades de ocupación máxima, media y mínima, son también proporcionales a la tercera potencia de los ejes mayor, medio y menor del elipsoide correspondiente, como en el caso anterior, pero mientras que el primer elipsoide tiene por ecuación $(x - \mu z)^2 + y^2 + z^2 = 1$, la ecuación del segundo elipsoide, dibujado con línea de trazos en la figura 2, es $x^2 + y^2 + (\mu z + z)^2 = 1$.

No se puede deducir, en el caso de estructuras orientadas donde no se observa orientación según la forma externa, que no fueron orientadas de acuerdo a la misma, pues debemos de considerar el caso de núcleos cristalinos que fueron orientados de acuerdo a su forma externa, pero donde un proceso posterior de recristalización ha cambiado aquélla de forma tal, que nada

hace suponer que haya existido tal proceso orientador, y a lo sumo muestran una orientación según su estructura interna, que no es más que la respuesta indirecta a una orientación según una primitiva forma externa.

Ya hemos visto, según la deducción de March, que la orientación de discos y varillas, según su forma externa en la deformación afín, tiene lugar en la mayor de las secciones principales del elipsoide de deformación, que no coincide con las superficies de máximo esfuerzo cortante, y, por tanto debe diferenciarse la orientación según planos de deslizamiento de la orientación en el plano de extensión (Plattungsebene o sección principal mayor del elipsoide de deformación), para no concluir diciendo que un plano que muestra una orientación preferente está inclinado unos 45° respecto de la mayor presión.

También es posible que una parte de los cristallitos presentes k_1 se oriente según su estructura interna y otra parte k_2 , según su forma externa. Los primeros, se orientarán según un plano de deslizamiento s_1 y los segundos se orientarán según la mayor sección del elipsoide de deformación ab y es preciso no confundir este último plano con una superficie de deslizamiento, ya que entonces deducimos erróneamente que la presión principal es la bisectriz del ángulo que forman ambos planos y que el movimiento tuvo lugar con simetría rómbica en vez de monoclinica.

En caso de elipsoides de deformación rotacionales, la orientación se verifica de acuerdo al siguiente cuadro:

	elipsoide de rotación alargado con eje B	elipsoide de rotación achatado con eje C
varillas	máximo en B	corona normal a C
discos	corona normal a B	máximo en C

Se obtienen elipsoides de rotación con eje B en el caso de tectonitas B y elipsoides de rotación con eje C en rocas sometidas a presión axial paralela a C.

LECCIÓN 19

ORIENTACION DE LAS TECTONITAS

ORIENTACIÓN EN EL DOMINIO HOMOGÉNEO

Hablamos de orientación preferente en todos los casos en que los elementos estructurales anisótropos, ya sea por su forma o por su estructura interna, poseen direcciones de referencia que ocupan concentraciones no fortuitas en la esfera y, por tanto, no están distribuidas regularmente.

Una estructura orientada puede mostrar una orientación más o menos perceptible, pero las estructuras orientadas en el campo de las rocas constituyen la regla general y no la excepción.

El estado de orientación fue definido en 1915 por Sander como una similaridad de orientación de direcciones de referencia en partículas anisótropas, según su forma externa o su estructura interna, y esta definición abarca los estados orientados de todas las magnitudes, desde elementos estructurales atómicos a elementos estructurales de dominios superiores.

Hay que considerar distintos factores en el origen y existencia de los distintos estados de orientación:

- 1.º Fuerzas de mutua atracción.
- 2.º Fuerzas mecánicas externas (tangenciales y normales).
- 3.º Densidad atómica de los componentes, dada por el grado con que las partículas mantienen su forma y por el espacio disponible.
- 4.º Representación de la anisotropía del espacio, fundamentalmente de sus características de simetría, en el cual tuvo lugar el proceso de orientación.

El cuadro de orientación preferente es concordante en simetría con la anisotropía mecánica que originó la orientación. Las causas más importantes en la formación de orientación preferente son:

1.º Proceso de orientación de cristales y gérmenes o núcleos cristalinos por movimientos componente directos respecto de la deformación mecánica, y, por tanto, orientación según la estructura interna y la forma externa, que si desde el punto de vista descriptivo son inseparables, genéticamente son separables, puesto que la posición final en la segunda es determinada por un mínimo del momento de giro en el movimiento de flujo (por ejemplo, laminillas de mica en un magma), mientras que en el primer caso es determinada por el comienzo de la deformación plástica por traslación en el grano, en una posición particular del mismo respecto de los planos de deslizamiento.

2.º Proceso de orientación, según la forma de las secciones, por deposición mecánica.

3.º Proceso de orientación de cristales por crecimiento, que depende de la anisotropía de las paredes junto a las que el crecimiento tiene lugar, o se verifica una selección de núcleos cristalinos que crecen junto a una pared o en el espacio intergranular próximo.

La orientación de una estructura puede ser simple, cuando solamente se observa la influencia de una serie de planos de deslizamiento en todas las especies minerales, o compuesta, por ejemplo, una sola familia de planos de deslizamiento, ha influido en la orientación de una especie mineral, mientras que esa misma familia y un eje B han ejercido influencia en la orientación de otra especie. Las orientaciones de partes componentes de una estructura compuesta, que consta de uno o varios minerales, pueden ser concordantes en simetría o no. Los dominios considerados son homogéneamente orientados o no. Entre la simetría de la forma externa y la de su estructura puede igualmente darse la relación de que ambas sean concordantes o no, es decir, que una antigua estructura haya sufrido la superposición oblicua de una nueva que no oblitera por completo a la primera.

También puede suceder que la forma externa y la estructura interna sean independientes o dependientes genéticamente y que

sean, consideradas desde un punto de vista descriptivo, concordantes en simetría o no (heteroaxiales).

En muchas deformaciones con ejes macroscópicos (pliegues, varillas) el análisis estructural prueba que los ejes de su estructura orientada, ejes estructurales, pueden coincidir con los ejes tectónicos o no. Puede darse el caso de que un cuadro de movimiento se superponga sobre otro más antiguo sin borrarle por completo, aunque esté distintamente orientado que el último. El cuadro antiguo permanece como estructura orientada, pero además aparecen planos de deslizamiento independientes de la orientación del último. En tales casos ha existido una superposición de actos de deformación distintos, pertenecientes a diferentes períodos de tiempo y además con distinta simetría; pero también existen casos referibles a una misma deformación con orientación heteroaxial.

Hay que diferenciar, por tanto, deformaciones homoaxiales de las heteroaxiales, desde el punto de vista descriptivo, y desde el punto de vista genético, deformaciones heteroaxiales unifásicas y multifásicas. Las simetrías de la forma externa y de la estructura coinciden en el caso de orientaciones homoaxiales.

Si en una estructura compleja los diagramas componentes de las especies minerales diferenciables no se contradicen en sus características de simetría, se llaman homotácticos; en caso contrario heterotácticos. En los homotácticos pueden existir diferencias de ocupación en la esfera, pero no contradicciones de simetría.

Podemos referir las partes componentes homotácticas a una única influencia anisótropa (por ejemplo, campo de fuerzas mecánicas), aunque también puede no suceder así, en el caso de que un mismo plano mecánico se reproduzca al cabo de cierto tiempo con la misma simetría.

Si todos los minerales han sido orientados homotácticamente, ello significa que no han existido movimientos relativos discordantes en simetría respecto de la influencia orientadora, como sucede en el caso de que una tectonita B con especies minerales de distinta sensibilidad sufra una posterior impresión oblicua.

Hablamos de una superposición no concordante en simetría, cuando la estructura presente recibe la impresión producida por

un campo de fuerza que no es concordante en simetría con aquella, y es de esperar, en algunas circunstancias, la presencia de una antigua estructura heterotáctica respecto de la más moderna.

Las clases de simetría que aparecen en los diagramas estructurales fueron descritas en el tema I. A ellas hay que añadir el estado no orientado, estadísticamente isotrópico.

Respecto a las estructuras residuales de otro proceso de orientación, son posibles los siguientes casos:

1.º Una estructura formada por cristalitas no orientados es orientada por un movimiento penetrativo que tiene una simetría determinada. Después de la acción de ese movimiento esa estructura no tendrá más características estructurales que las de este movimiento.

2.º Una estructura ya orientada puede recibir la impresión de un nuevo movimiento que tiene la misma simetría que aquella. En este último caso se conserva la simetría de la primera impresión.

3.º Una estructura ya orientada sufre la impresión de un movimiento penetrativo no concordante en simetría con aquella. En este caso la estructura resulta deformada o formada nuevamente.

El último movimiento penetrativo del caso 3.º no encuentra cristales regularmente distribuidos, como en el caso 1.º, y por tanto no todas las posiciones iniciales conducen al mismo estado final, por ejemplo, ciertas posiciones iniciales no sufren modificación y en nuestro caso estas últimas no están regularmente distribuidas y, por tanto, no pueden ni deben presentarse después del segundo movimiento cuadros de orientación preferente concordantes en simetría con este segundo movimiento, y la superposición conduce a una disminución de la simetría estructural.

ORIENTACIÓN POR TRASLACIÓN SEGÚN LA ESTRUCTURA

Descriptivamente significa el concepto de que ha existido orientación respecto de la estructura interna que los granos orien-

tados no poseen orientación respecto de la forma externa, por tanto, no aparecen concentraciones de direcciones de referencia morfológicas sobre la esfera.

Si las secciones han seguido creciendo después de recibir la orientación, lo que a menudo puede demostrarse por sus estructuras internas, no se puede deducir de una «orientación según la estructura» la existencia de un proceso de orientación según la misma. Sin embargo, la orientación por traslación, que puede ser directamente observada en el caso de la mica, es también muy posible en aquellos casos.

La rotación granular con orientación por traslación en agregados cristalinos deformados, es un proceso demostrado en muchas estructuras que han sufrido deformación postcristalina.

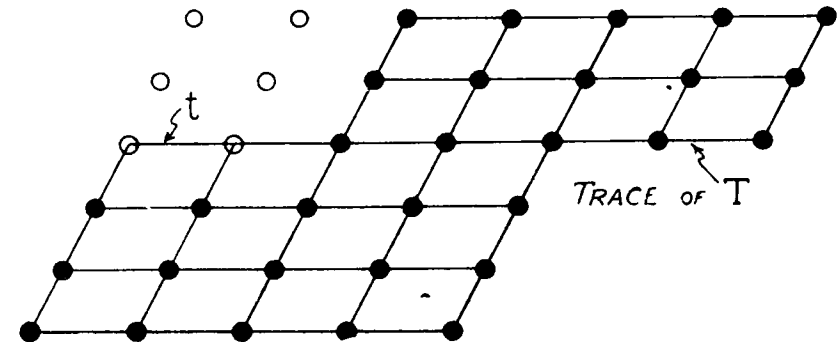


Fig. 1.—Orientación por traslación según la estructura interna (según Fairbairn).

En segundo lugar, si existen estructuras precristalinas que tienen la misma orientación que agregados postcristalinos que han sufrido traslación, no se debe introducir en el primer caso un principio de orientación diferente. La orientación por traslación es en la naturaleza y en el laboratorio uno de los procesos de orientación mecánica más frecuentes.

En la orientación por traslación hay que distinguir en el grano un plano y una recta con poca resistencia al deslizamiento; si el grano mineral se sitúa respecto de la presión de forma tal que aquel plano y recta coinciden con una superficie y dirección de deslizamiento de la estructura, el mineral sufre desliza-

miento, o más exactamente, tiene lugar para aquella posición (respecto a una presión fija que no sobrepasa el límite de ruptura) una deformación plástica por traslación, en la cual el plano T y recta de deslizamiento t del grano se sitúan próximos al plano y recta del máximo esfuerzo cortante de la estructura (figura 1).

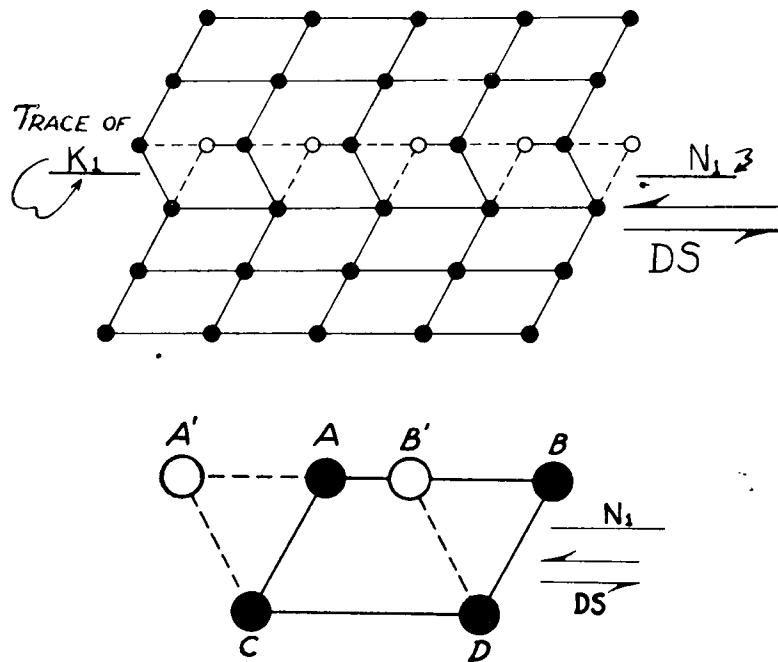


Fig. 2.—Orientación por maclado (según Fairbairn).

En una estructura sometida a movimiento penetrativo, un mineral que tiene la posibilidad de sufrir traslación, girará en el dominio tectónico con deslizamiento laminar, hasta alcanzar una posición que le permita deslizarse según su plano de deslizamiento, y en la dirección de deslizamiento de ese plano. El grano sufrirá la traslación sin más rotación y se deformará según el flujo laminar de la estructura, con lo que es orientado de acuerdo a uno de sus planos de deslizamiento y, por tanto, según su estructura. Su posición final depende de la existencia

de una o de varias series de planos de deslizamiento del mismo o de distinto valor.

Finalmente, en un plano de deslizamiento determinado no existe una traslación indefinida, sino que puede llegarse a un momento en que una fricción progresiva evite la traslación posterior y, por tanto, el grano sufrirá una nueva rotación con la posible puesta en escena de un nuevo plano de deslizamiento que comienza a ser activo.

ORIENTACIÓN CON FORMACIÓN DE MACLAS EN LA ESTRUCTURA INTERNA

Este proceso supone un movimiento relativo entre dos partes de un cristal, con un cambio mutuo en la orientación de esas dos partes (fig. 2). En este proceso hay que distinguir: el plano de separación de las maclas K_1 , dirección de deslizamiento N_1 y sentido del maclado DS , y son leyes de maclas definidas las que determinan la magnitud y naturaleza del movimiento. El desplazamiento tiene que tener lugar en un sentido determinado y con una magnitud también limitada.

Este proceso de orientación tiene importancia casi exclusivamente en tectonitas con carbonatos.

LECCIÓN 20

ESTRUCTURAS INTERNAS. PROCESO DE ORIENTACION DE NUCLEOS CRISTALINOS

Se llama estructura interna (Interngefuge) al conjunto de granos k_1 incluidos en un cristal k_2 , tanto si se trata de un solo grano k_1 en varios k_2 , o de un agregado k_1 incluido en uno o varios granos k_2 . Se utiliza la expresión « k_1 en granos k_2 » para diferenciarla de la expresión « k_1 en estructura k_2 », que significa que sólo se han llevado a un diagrama parcial aquellos granos k_1 que están rodeados por granos k_2 .

Si los granos k_1 muestran orientación preferente, designamos a esta última con la denominación de orientación interna de los granos k_1 (Internregelung) en granos k_2 . A la correspondiente concentración en la esfera la denominamos R_i para diferenciarla de la R_e que muestran los granos k_1 cuando no están incluidos en granos k_2 .

Podemos diferenciar dos tipos de orientaciones internas:

a) En la orientación interna de k_1 aparecen reproducidas direcciones estructurales de k_2 .

b) La orientación interna de k_1 es independiente de k_2 .

En el primer caso se observa la influencia orientadora de la celdilla cristalográfica de k_2 , que ha actuado como una fundación sobre la que ha crecido una celdilla de la misma o de distinta clase. En el segundo caso la estructura interna *si* de k_1 puede aparecer girada o no respecto de la externa *se*. Un caso particular de lo último lo constituye el hecho de que la estructura *si* sea girada al mismo tiempo que se efectúa el crecimiento de k_2 .

La comparación de la estructura interna con la externa es uno de los mejores medios de que dispone el análisis petroestructural para estudiar el origen de la orientación, la relación entre cristalización y deformación y la superposición de varias impresiones dinámicas. Esta comparación, el análisis de la distribución axial A. V. A. y el estudio de estructuras plegadas, son los métodos de estudio más completos en el análisis estructural de las tectonitas.

La comparación de diagramas de partes componentes permite diferenciar entre estructuras homotrópicas (igual orientación) y heterotrópicas, homotácticas (igual simetría) y heterotácticas.

Si $Re = Ri$, existe estricta homotropía y eso significa que desde el comienzo del crecimiento de k_2 , que incluye a k_1 , no ha existido ni movimiento penetrativo ni recrystalización que hayan modificado la orientación de k_1 .

Si $Re \neq Ri$ existe estricta heterotropía y ello significa que desde el comienzo del crecimiento de k_2 se ha originado la diferenciación entre Ri y Re . Desde el punto de vista descriptivo, existen las tres siguientes posibilidades: *a*) Ri es una estructura interna que no ha sido desplazada o movida desde la época en que fue incluida en k_2 . *b*) Ri es heterotropa, pero homotáctica con Re , por ejemplo, el caso del «snow ball garnet». *c*) Ri y Re son heterotácticas (fig. 1).

Genéticamente se pueden diferenciar los tres casos siguientes: *a*) Que Re se haya originado a partir de Ri . *b*) Que Ri se haya originado a partir de Re . *c*) Que Re y Ri se hayan formado por modificación de una antigua estructura.

En el caso *a*) la estructura Ri ha quedado preservada en Re como estructura residual. En el caso *b*) la estructura Re , incluida por k_2 ha originado Ri , aunque quizá en Ri la estructura Re aparezca algo reducida por haber tenido lugar una selección durante el crecimiento de k_2 . Una segunda posibilidad es que Re se haya transformado en Ri a través de un proceso que ha determinado la orientación de k_2 .

En el caso en que Ri represente una estructura interna no desplazada respecto a Re , no han podido existir movimientos

penetrativos a partir de la época en que k_1 fue incluido por k_2 . Si Re es heterotropa pero homotáctica respecto a Ri , los sub-máximos de una de estas estructuras, situados en una corona perpendicular a B , aparecerán girados el mismo ángulo y en el mismo sentido respecto de los sub-máximos situados en una corona análoga en la otra estructura. Si Ri y Re tienen características simétricas compatibles, ha podido existir la superposición de una segunda impresión dinámica ante la que la estructura Re ha reaccionado más sensiblemente que Ri .

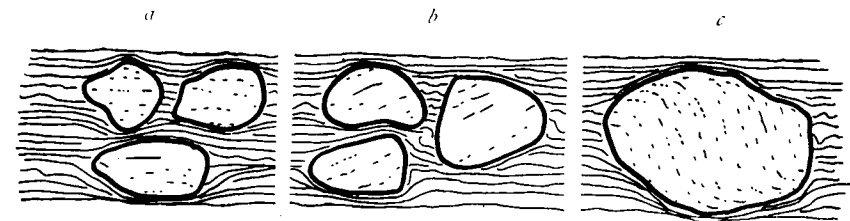


Fig. 1.—Relaciones *si-se* (según Fairbairn).

- a*) *si* paralela a *se*.
- b*) *si* inclinada respecto a *se*.
- c*) *si* inclinada y curvada respecto a *se*.

CRISTALIZACIÓN MIMÉTICA

Por cristalización mimética designamos aquellos casos en los cuales existen señales de que orientaciones estadísticas de los granos de un predecesor estructural del dominio considerado han sido traspasadas a un sucesor estructural al cristalizar este último. Es preciso distinguir si el predecesor es una roca o cualquier otro cuerpo geológico, o solamente un vector estructural, pero todos estos casos caen dentro del vocablo elegido «Cristalización Mimética», o cristalización que reproduce datos espaciales presentes con anterioridad en el dominio estudiado; en consecuencia, una estructura de un dominio que puede ser referida a una estructura ya existente en el mismo dominio.

Existen, por consiguiente, estructuras cristalinas que han

sido reproducidas, o fósiles, o pliegues que tienen medidas comprendidas entre mm. y kms.

Sobre la posibilidad de que una orientación estructural mecánicamente pasiva pueda conservarse a lo largo de una intensa recristalización de la clase de grano considerada, tenemos las siguientes pruebas:

1.º A veces encontramos un mineral que forma pequeños cristales K_1 no corroídos, dentro de cristales no deformados de una segunda especie mineral K_2 y también grandes cristales K_2 que han crecido fuera de K_1 . Con mucha frecuencia *si y se* muestran la misma orientación, y esto representa una orientación existente en *si* que no ha sido perturbada en los cristales K_2 por posterior crecimiento. Una cristalización mimética que ha conservado la orientación de núcleos cristalinos.

2.º También hay casos en que hallamos típicas tectonitas con coronas de ejes ópticos de cuarzo que muestran una estructura de bordes suturados, que sólo ha podido originarse por cristalización posterior a la deformación.

Un buen ejemplo de cristalización mimética lo proporciona una milonita cuarzosa parcialmente recristalizada, descrita por Sander, en la cual los productos de desintegración mecánica de los mayores individuos son medidos en distinto diagrama que las secciones menores de granos, que aparecen no deformados por haber sufrido una recristalización postectónica. La concordancia de los diagramas en todas sus concentraciones es sorprendente, sobre todo teniendo presente la gran diferencia que existe entre ambas clases de granos; forman una corona de ejes ópticos de cuarzo originada por cristalización mimética de las orientaciones de granos rotos y deformados.

También es otro ejemplo de lo anterior el granito milonítico de San Esteban (Orense) (fig. 2, lección 21).

ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO

Son estructuras de crecimiento aquéllas en que los elementos estructurales, fundamentalmente cristales, se han originado y han crecido en el mismo sitio en que los encontramos.

Para la consideración de estas estructuras tiene importancia el hecho de que los cristales se hayan separado de un medio fluido o gaseoso, de un medio no cristalino o cristalino. En el último caso siempre sucede, en los restantes casos a veces, que el estado anterior a la deposición tienen una anisotropía (estructura cristalina interna, tensiones, estados de movimiento, faltas de homogeneidad), que puede influir en la simetría de la estructura originada.

Se tiende a considerar que la estructura formada también sea influida por la rigidez del medio en que se forma, por ejemplo, los cristales que se separan de un fluido o de un gas, tienen menos restricciones al crecer que los que se forman en una estructura rígida. La rigidez mecánica de la estructura no es el único factor decisivo, como lo demuestran los cristales que aparecen en muchas estructuras rígidas de rocas metamórficas y que están perfectamente formados. Son los fluidos medios donde los cristales desarrollan por completo sus superficies límites, por la menor resistencia que oponen a movimientos atómicos. En estructuras rígidas los cristales pueden estar completamente desarrollados si han tenido lugar procesos de sustitución atómica, y por eso vemos que no siempre podemos aplicar el principio de que son los cristales que primero se han formado los que mejor limitados aparecen, y que tal principio sólo es aplicable en casos especiales.

En muchas estructuras porfídicas magmáticas los fenocristales son de formación temprana, pero los holoblastos de las rocas metamórficas suelen ser de formación tardía. Junto a tales estructuras porfídicas de enfriamiento, en las que es posible diferenciar varias generaciones cristalinas, tenemos otras estructuras diferentes que proceden también de magmas consolidados. En éstas últimas encontramos cristales de un mineral K_1 que están mejor formados que los de otro mineral K_2 , pero donde la conclusión de que K_1 se ha formado antes que K_2 no es aplicable (por ejemplo en muchas estructuras eutécticas). Lo mismo sucede en estructuras rígidas recristalizadas, donde la forma externa es referible a una serie en la que se ordenan los cristales con arreglo a la facultad que tienen para desarrollar sus superficies límites.

PROCESOS DE ORIENTACIÓN POR CRECIMIENTO

La orientación durante el crecimiento se puede definir como el resultado de una influencia orientadora sobre un cristal sin la reorientación intergranular o intragranular del mismo. Las

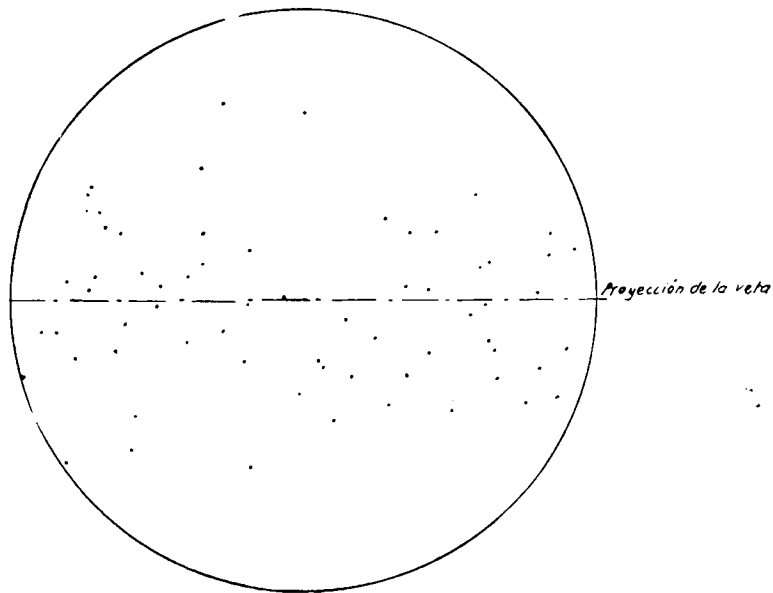


Fig. 2.—65 ejes ópticos de dolomía situada junto a la pared de un filoncillo de dolomía. Mina Eulalia, Oreña (Santander). T. Febrel.

orientaciones por crecimiento son efectos estadísticos de las siguientes influencias:

1.º *a)* Influencia anisótropa de las superficies sobre las que tiene lugar el crecimiento (fig. 2). *b)* Influencia de anisotropías estructurales de una estructura rígida donde cristaliza el mineral.

2.º Procesos selectivos (selección durante el crecimiento).

En una estructura compleja, una clase de grano A ya orientado puede influir el proceso de orientación de una nueva clase de

grano que se origine, según el conocido principio de que la orientación de B depende de la orientación de A; si es $B = A$, entonces B crece con la misma estructura interna o en posición de macla respecto a A; si es $B \neq A$, puede haber todavía en A y B direcciones que están igualmente orientadas, consideradas desde un punto de vista estadístico. Siempre existe el mismo principio de que una pared anisótropa ejerce una influencia directora sobre los cristales que crecen sobre ella. Puede también conducir la cristalización mimética, según una estructura vecina K_1 , que está orientada, a una orientación secundaria de K_2 , especialmente en rocas que sufren deformaciones en la época en que K_1 resulta mecánicamente orientado.

ESTRUCTURAS BELTEROPÓRICAS

Belteropóricas son todas las estructuras y datos estructurales que representan anisotropías en el transporte de material y para el crecimiento morfológico.

Llamamos blastetriz a un plano o superficie curva normalmente a la cual la velocidad de crecimiento es máxima; por consiguiente, los elementos heterométricos que crecen en tales estructuras sitúan sus mayores dimensiones normalmente a aquellas blastetrices. Si la blastetriz es una esfera, los cristales tienen forma radial, y, si un plano, los cristales forman varillas con su mayor longitud normal a aquel plano.

LECCIÓN 21

PROCESO DE ORIENTACION DEL CUARZO

El cuarzo tiende a fracturarse, ante la acción de presiones y en determinadas circunstancias, formando varillas o agujas paralelas a su eje cristalográfico c , independientes de la dirección de las fracturas que cortan a granos individuales de ese mineral. Algunas veces se observa cómo granos individuales de cuarzo son cruzados por distintos sistemas de fracturas ocupadas por varillas de cuarzo paralelas al eje óptico del grano de mayor tamaño, y, por tanto, con diferente orientación respecto del plano de la fractura en que se encuentran situadas.

Además de por fractura, el cuarzo puede deformarse por traslación, según los planos de las láminas de Boëhm. Que estas láminas ejercen un papel predominante en la deformación del cuarzo, lo prueba:

- a) Que sólo aparezcan en rocas metamórficas.
- b) Que presenten deslizamientos con flexión, como el plano basal (001) de las micas, que es un plano de traslación.
- c) En tectonitas que contienen cuarzo y carbonato, es frecuente que los máximos de las normales a planos (01 $\bar{1}$ 2) de calcita y a láminas de Boëhm coincidan. Además, esos máximos suelen corresponder a mínimos en los diagramas de ejes ópticos. También suele existir coincidencia de los máximos anteriormente citados con el máximo de las normales a secciones (001) de las micas.

Es variable, dentro de ciertos límites, el ángulo que forma el eje óptico de cuarzo con el polo de las láminas de Boëhm, pero los

valores que transcribimos a continuación son los más frecuentes en esa relación angular: 6-7°, 9°, 13°, 16°, 21°. También obtenemos medidas análogas viendo la distancia que separa, en arco de círculo máximo, al máximo de ejes ópticos de cuarzo del mínimo correspondiente, que suele estar circundado por el primero (ver figuras 8, 11 y 13 de la lección 27).

Fairbarn dice en su libro (*Structural Petrology of Deformed Rocks*): «Según deducciones de trabajos experimentales realizados por Griggs y Bell sobre cristales de cuarzo, es cierta la idea de Sander sobre la formación de varillas o agujas de cuarzo al

TABLA 1 (según Fairbarn)

Relación entre máximos y ejes de agujas

Máximo	Plano límite de agujas en a b	Ejes de agujas paralelos a:
I	m or a	[m : m], [a : a], or [m : a]
II	r or z	[r : a] or [z : a]
III	r or z	[r : c], [r : m], [z : c], or [z : m]
IV	r and z	[r : z]

c es el pinacoide (0001)

m es el prisma (10 $\bar{1}$ 0)

a es el prisma (11 $\bar{2}$ 0)

r es el romboedro (10 $\bar{1}$ 1)

z es el romboedro (01 $\bar{1}$ 1)

fracturarse el mineral, pero los ejes de las varillas no son sólo paralelos al eje óptico, sino también a la arista [m:r], intersección del romboedro unitario con el prisma». Añade que el prisma, el pinacoide base y el romboedro, positivo y negativo, pueden formar las superficies límites de las varillas.

Los resultados obtenidos fueron relacionados con los máximos más conocidos de cuarzo I, II, III y IV (fig. 1), mediante las tres hipótesis siguientes: 1.º Las varillas o agujas de cuarzo se orientan en las tectónicas con sus ejes paralelos al eje estructural a. 2.º Uno de los planos límites de las varillas se sitúa en el plano s (ab). 3.º Las superficies límites más frecuentes son

los romboedros. La tabla número 1 indica la disposición que han de adoptar los elementos cristalográficos del cuarzo para dar origen a los máximos anteriormente mencionados, los más frecuentes en tectonitas cuarzosas.

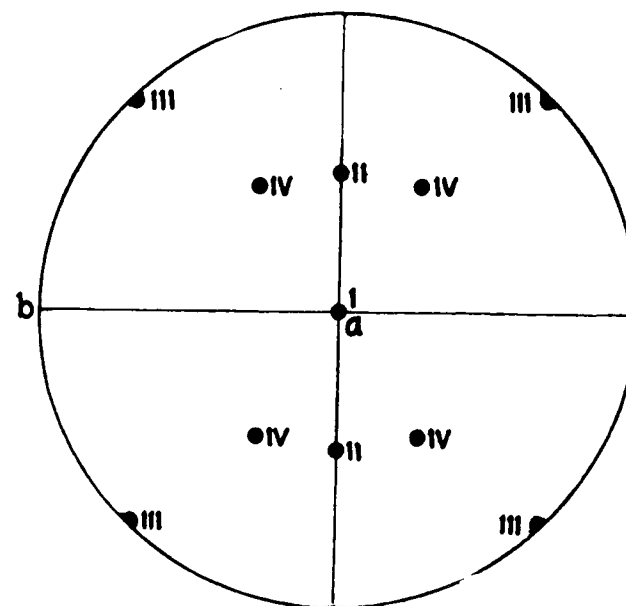


Fig. 1.—Posiciones relativas de los máximos de cuarzo I a IV, basadas en la hipótesis de fractura. Según Fairbarn.

Es corriente la presencia de superindividuos que no sólo se presentan en forma de granos con deformación postcristalina y extinción ondulosa, sino también de agregados con recristalización para o postectónica y de los agregados recristalizados que ocupan planos de deslizamiento y muestran una orientación preferente regida por aquellas superficies. Cada una de las clases de superindividuos presentes constituyen un grupo direccional y es el análisis de la distribución axial A. V. A. el que mejor define y caracteriza a estos grupos direccionales, tanto en estructuras abiertas como en estructuras cerradas.

Algunas veces se encuentra en tectonitas cuarzosas simetría rómbica, con máximos de ejes ópticos situados simétricamente

respecto al plano ab . Este caso podría ser proporcionado por pares de granos de cuarzo situados con relación al plano (ab) como un objeto y su imagen respecto a un espejo, es decir pares de granos maclados, cuyos ejes ópticos en el plano estructural ac equidistarán del plano ab . Este cuadro ha podido ser proporcionado por pares de núcleos cristalinos maclados, en los que un posterior crecimiento ha preservado la primitiva orientación. Pocas han sido las estructuras con tales orientaciones donde se haya investigado, si los máximos equidistantes respecto de ab han sido proporcionados por granos que se encuentran en contacto; esto último, unido a lo poco que se sabe sobre maclas en el cuarzo, hace que sea imposible emitir un juicio sobre el significado estructural de las maclas de cuarzo.

Tectonitas S (figs. 7 y 9, lección 27). El desarrollo de orientación en el cuarzo es muy diferente, pues existen casos con una orientación muy neta y otros donde aquélla apenas es perceptible.

Las tectonitas *S* suelen mostrar los máximos I, II, III y IV, ya individuales o repetidos respecto a ab y ac , como planos de simetría. La presencia de los máximos antes citados, en el caso en que todos se presenten en un mismo cuadro, excluye la posibilidad de la existencia de dobles coronas de ejes ópticos con punto de intersección en el eje estructural a (fig. 1); tales coronas pueden existir con la presencia simultánea de los máximos I + III y I + IV, pero no si en el mismo diagrama se hallan presentes los cuatro máximos mencionados.

En las tectonitas *S* cabe hacer la descripción de los máximos y submáximos que contienen, e indicar cuáles se repiten y cuáles aparecen subdivididos. En muchos casos, su estudio es puramente descriptivo, ya que es difícil aclarar los procesos que han conducido a la formación de su orientación. La falta de plano de simetría según (ab), supone la existencia de una presión oblicua de simetría monoclinica con superficies s (hol) no equivalentes, y la falta de plano de simetría según (ac), la desigualdad de condiciones generadoras a ambos lados de ese mismo plano, con la presencia de rasgos triclinicos y existencia o ausencia de planos de deslizamiento (okl) no equivalentes.

Respecto al proceso de orientación del cuarzo, hay que hacer notar que la orientación es el resultado de una deformación en que suelen presentarse diversos sistemas de planos s . Estos tienen su propio proceso de orientación, y los granos de cuarzo, cuya orientación está regida por aquéllos, se sitúan con sus ejes

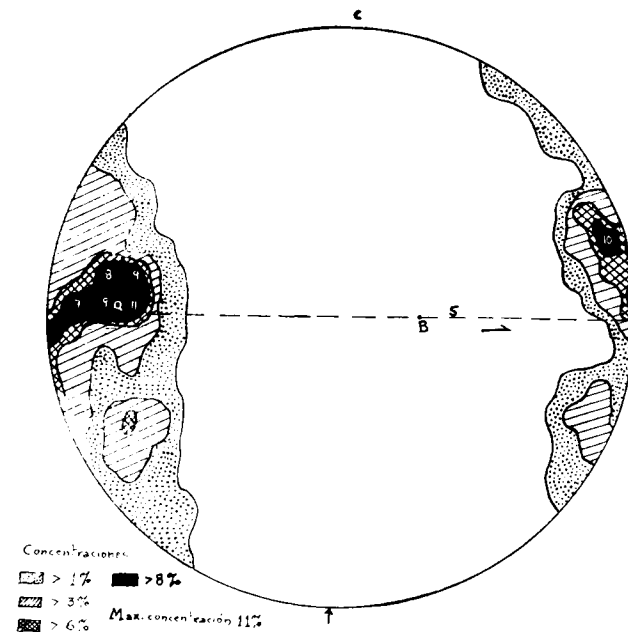


Fig. 2. — 100 ejes ópticos de agregados de cuarzo recristalizado en granito milonítico. Máx. I de cuarzo, San Esteban (Orense). T. Febrel.

paralelos a la dirección de deslizamiento de aquel plano y sus formaciones laminares, en caso de que las posean, paralelas a ese mismo plano. Los planos s de las tectonitas *S* pueden relacionarse con una deformación rómbica o casi axial, que origina un plano de extensión $s = ab$ perpendicular a la mayor presión, o a deformaciones de simetría monoclinica, con planos de deslizamiento paralelos a (ab) y un máximo de ejes ópticos según a (figs. 2 y 3). Una deformación axial progresiva con presión mí-

nima paralela a B y rotación externa en torno a este último eje, son las características fundamentales de las tectonitas B.

En relación con los máximos, hay que indicar:

a) La ausencia del máximo I indica la presencia de varios planos (*hol*), en lugar de uno sólo paralelo a (*ab*). De la au-

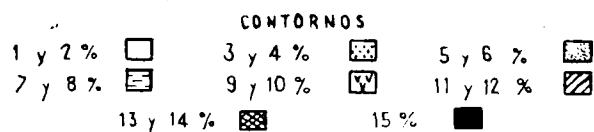
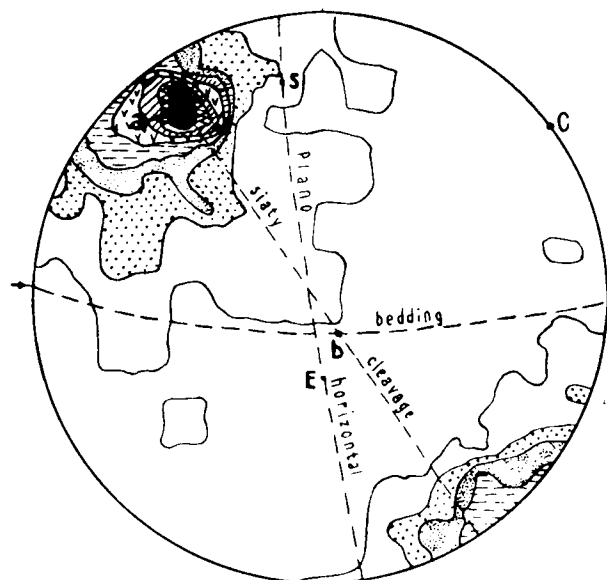


Fig. 3.—130 ejes ópticos de cuarzo alargado según α . Pizarra sericitica, orillas del Jándula. Hoja de Virgen de la Cabeza, Andújar (Jaén). T. Febrel.

sencia de I no puede deducirse que no haya existido un proceso de orientación de $[0001]$, según la dirección de deslizamiento de la estructura.

b) No podemos relacionar la extensión o división del máximo I en el plano (*ab*) con la influencia ejercida por un segundo máximo en el plano *ab*, que es muy poco frecuente. Los pla-

nos (*hko*) son tan raros, que tampoco debemos relacionar la extensión o división de aquél máximo I con la influencia ejercida por éstos últimos planos. Parece suceder que la extensión o división de aquél máximo es tanto mayor cuanto mayor es el ángulo de los planos (*hol*).

c) La extensión o división del máximo I en el plano *ac* es la más frecuente y parece debida a la influencia de superficies (*hol*).

d) Hay casos en que la extensión o división del máximo I se presenta simultáneamente en los planos (*ab*) y (*ac*).

e) El carácter desigual de la parte superior respecto de la inferior en un máximo dividido en *ac*, se debe a la influencia de superficies (*hol*) no equivalentes.

f) El carácter desigual de las partes derecha e izquierda de un máximo dividido en el plano *ab* no puede relacionarse con el carácter no equivalente de planos (*hol*), sino quizá con la oscilación de la dirección de deslizamiento de la estructura en aquellos planos o en el plano *ab*. Este carácter no simétrico de la oscilación de *a* se debe al carácter disimilar de los flancos que limitan a la deformación, o a faltas de simetría en el material original.

Tectonitas B (figs. 3, 4, 5, 14, lección 27). Los diagramas de estas tectonitas no se obtienen por rotación simple de los diagramas de tectonitas S en torno a B, ya que entre otras cosas, muchas veces no aparece el máximo III. Aparte de esto último, se repiten en la corona normal a B los máximos usuales de las tectonitas S.

La rotación de planos de deslizamiento equivalentes o no equivalentes en torno a B, puede conducir a este tipo de diagramas; unas veces originados por la acción de una presión vertical y más frecuentemente por la acción de presiones oblicuas con rotaciones externas en torno a B.

A veces, la corona normal a B aparece dividida y se observa que el plano exactamente perpendicular a B está ocupado por mínimos de ejes ópticos, lo cual hace suponer que esos mínimos correspondan a máximos de las normales a planos rom-

boédricos, máximos que pueden superponerse con máximos de las normales a planos basales (001) de mica o a planos romboédricos (01 $\bar{1}$ 2) de calcita. Las coronas no divididas también son muy frecuentes.

Son estructuras plegadas o rocas con una prominente alineación paralela a $b = B$, las que suelen proporcionar el cuadro típico de las tectonitas B, con toda clase de tránsitos hacia los diagramas típicos de las tectonitas S. También es muy frecuente que las tectonitas B presenten caracteres triclinicos y que aparezcan ocupados sectores opuestos en la esfera de referencia (figura 14, lección 27); muchas veces estos caracteres se deben a la acción deformadora producida por dos ejes B y B' normales entre sí con $B \perp B'$, que originan una corona perpendicular a B' y paralela al eje B y extensiones según el eje B, deducidas a partir de estructuras s_i en holoblastos.

Relaciones entre deformación y recristalización.—Es importante observar el comportamiento de granos individuales y efectuar la integración de estos comportamientos individuales para obtener el de la estructura total. Sander cita el caso de un cristal individual de cuarzo cruzado por fracturas intragranulares; algunas de estas fracturas están ocupadas por agregados de un cuarzo fino no deformado, aparentemente recristalizado. La figura 4 muestra el diagrama de ejes ópticos de los granos de cuarzo contenidos en una de estas fracturas, y la posición de las fracturas respecto del grano de mayor tamaño que tiene extinción ondulosa, lo que indica que la deformación no ha sido lo suficientemente intensa como para fracturar a ese cristal. La posición general de los ejes de cuarzo del cristal onduloso es más o menos vertical, y la fractura s_2 y otra mucho menos pronunciada s_1 ocupan posiciones (*hol*) en la estructura. El máximo M se relaciona con s_2 y el submáximo N con s_1 ; este máximo indica que s_1 ha ejercido una influencia muy subordinada en la orientación de los granos recristalizados que están localizados en s_2 , y la existencia de M y N indica que la orientación de la estructura interna del cuarzo no sólo expresa la influencia de s_2 , sino también la de la anisotropía representada por s_1 . s_1 y s_2 son planos equivalentes, pues la dirección de deslizamiento

en esos dos planos, indicada por las posiciones de M y N, es normal a B y además porque la cristalización simultánea de los granos de cuarzo muestra la influencia orientadora de esos dos planos.

Pudiera pensarse que la orientación preferente mostrada por este diagrama no fué controlada por una acción deformadora,

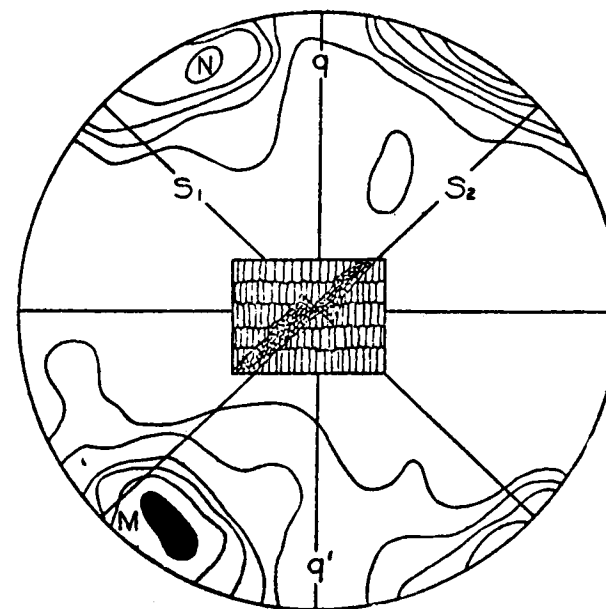


Fig. 4.—Orientación de 140 [0001] de cuarzo recristalizado contenido en planos s_2 de un cristal individual de ese mismo mineral. Según Sander.

sino por la influencia ejercida por la superficie de la fractura en el crecimiento de núcleos cristalinos. Si esto último sucediera, debería observarse una acción selectiva, con el crecimiento de núcleos favorablemente orientados y la supresión de los que no lo están, como sucede en las estructuras de crecimiento del interior de fracturas. Para decidir esta cuestión, Sander obtuvo por separado dos diagramas, uno con la medida de los ejes ópticos de granos situados junto a las paredes de la fractura, y otro de los ejes ópticos de granos situados en el interior de esa misma

fractura. Ambos diagramas mostraron la misma orientación, coincidente con la del diagrama formado a partir de la medida de todos los granos, y de ello dedujo que tal orientación se debe a la influencia de dos planos de deslizamiento equivalentes, desigualmente desarrollados, y que las paredes de la fractura no ejercen influencia en la orientación.

Condiciones óptimas para la acción orientadora producida por movimientos penetrativos se originan en la interferencia entre deformación mecánica y cristalización, tal y como suele suceder en la deformación para-cristalina.

Láminas de deformación.—Suelen aparecer en el interior de secciones de cuarzo de rocas metamórficas bajo la forma de líneas estrechas, con un índice de refracción ligeramente diferente del del resto de la sección. Se observan mejor en láminas delgadas que tienen un espesor ligeramente superior al normal, y como solamente se reconocen cuando sus planos son sub-paralelos al tubo del microscopio, es necesario utilizar la platina universal para estudiar estas formaciones. Con frecuencia, sus planos contienen inclusiones fluidas y son series o líneas de tales inclusiones lo único que suele sobrevivir a una recristalización postectónica posterior a la deformación que originó esas láminas.

En la figura 13 del tema 27 se representan las relaciones angulares entre ejes ópticos y normales a láminas, en un esquisto anfibólico de la región de Lizard, South Cornwall. La máxima frecuencia corresponde a granos cuyos ejes ópticos y normales a láminas forman un ángulo de 12° . Se ve que las láminas no muestran una orientación cristalográfica fija, pero tampoco tienen posiciones arbitrarias, como lo demuestran los estrechos límites entre los que se mueve la anterior relación angular.

Las figuras 6, 7 y 8 de ese mismo tema representan ejes ópticos, polos de las formaciones laminares observadas en los granos de cuarzo y ejes ópticos de los granos que muestran tales formaciones, respectivamente. Las posiciones estadísticas de esas láminas de deformación vienen expresadas por s' y s'' en el diagrama de la figura 7, y como puede observarse, esos planos están situados simétricamente respecto del plano ab . El diagrama de la figura 8, con los ejes ópticos de granos de cuarzo que con-

tienen láminas, muestra máximos en los mismos cuadrantes que el diagrama de normales a láminas (fig. 7), pero su dispersión es mucho mayor, como también es superior la dispersión del diagrama de ejes ópticos de todos los granos, sin selección de los que únicamente contienen láminas.

En el estudio de la cuarcita de Baraboo, Riley determinó a , b y c a partir de una relación análoga a la mostrada por el diagrama de la figura 8 del tema 27.

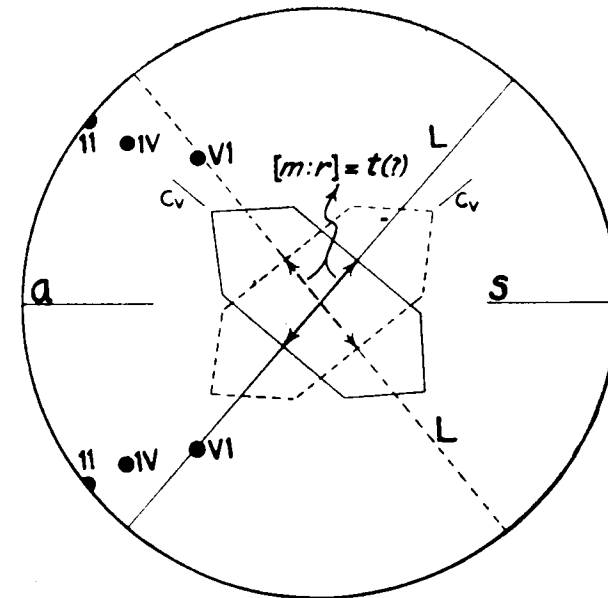


Fig. 5.—Explicación en texto. Según Fairbarn.

Sander y Schmidt consideran que estas formaciones laminares son planos de deslizamiento, y su interpretación ha sido posteriormente seguida por muchos investigadores. El caso tectónico más claro lo proporcionan láminas con la orientación mostrada por los diagramas anteriormente mencionados. Esos planos no pueden ser planos de separación de maclas, teniendo en cuenta su orientación cristalográfica irracional y su continuidad óptica con nicoles cruzados.

Fairbairn sugirió (Correlation of quartz deformation, etc., Amer. Miner 24, 351), que fuese la arista horizontal [m:r], es decir, la recta de intersección del prisma con el romboedro, la dirección de deslizamiento en esas formaciones laminares. En la figura 5 se observa que para cualquiera de las dos posiciones ideales representadas por los cristales dibujados con línea llena o

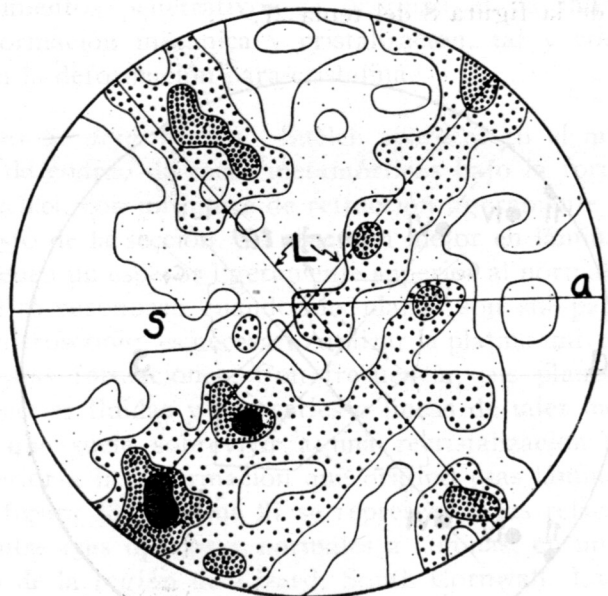


Fig. 6.—377 líneas (probablemente aristas [m:r]) paralelas a láminas perpendiculares a ejes ópticos a, S y L como en la figura anterior. Contornos 4-3-2-1-0 ‰. Según Fairbairn.

a trazos, se deben de cumplir las dos condiciones siguientes: a) Debe existir libertad de orientación limitada respecto de un eje cristalográfico horizontal; b) no debe existir libertad de orientación respecto de cualquier otro eje horizontal, pues si la hubiera, los ejes ópticos del diagrama de la figura 5, formarían un círculo menor alrededor del máximo de las normales a las láminas de deformación.

A partir de los diagramas de ejes ópticos y normales de

láminas, se podría obtener la orientación de líneas situadas en esos planos de deformación, que fuesen perpendiculares a los ejes ópticos y se observaría cómo su punto de emergencia se concentra paralelamente a la posición media de esas láminas, como era de esperar; además, sus máximos se sitúan en la periferia del diagrama. Existe, por tanto, una buena correspondencia entre lo que acabamos de decir y la orientación ideal expresada por el diagrama de la figura 6.

Lo anterior permite dar una explicación de las relaciones entre ejes ópticos y normales a láminas, por medio de un mecanismo de traslación o deslizamiento. Los granos de cuarzo que tienen a las aristas [m:r] situadas como en la figura 5, pueden sufrir deslizamiento paralelo a esa dirección y utilizar como plano de deslizamiento cualquier superficie subparalela a la base (0001), fundamentalmente aquellos planos cuyas normales forman con el eje óptico respectivo ángulos comprendidos entre 7 y 30°, lo cual explica tanto la orientación irracional de las láminas, como la excelente orientación preferente de estas formaciones.

LECCIÓN 22

PROCESO DE ORIENTACION DE LA MICA

El plano basal (001) es la superficie de deslizamiento de las micas, biotita y muscovita ; el eje cristalográfico a la dirección de deslizamiento de la muscovita en ese plano.

Ante un proceso de deformación mecánica, los planos (001) tienden a situarse paralelos a la superficie o superficies de deslizamiento, de modo que puedan tener lugar deslizamientos paralelamente al plano basal.

Pero la mica es también un mineral heterométrico y puede orientarse según su forma externa, igual que lo hace de acuerdo a su estructura interna, según acabamos de describir. Si existen láminas de mica, bastante rígidas mecánicamente, en un dominio mucho más móvil, tiene lugar una orientación de ese mineral según su forma externa, y las normales al plano basal se sitúan en una corona perpendicular al eje mayor del elipsoide de deformación, tanto más extensa cuanto más acusado sea el carácter axial de la deformación. Este modelo de orientación preferente de las láminas de mica es encontrado en tectonitas magmáticas y en tectonitas metamórficas, y la corona a B no es ninguna prueba de que haya existido extensión paralela a B, si no se observa la presencia de otros rasgos adicionales: diaclasas de extensión (ac), planos de deslizamiento (okl), estructuras con $B \perp B'$. En estos últimos casos, es muy probable que haya existido junto al transporte tectónico principal perpendicular a B, extensión paralela a este mismo eje. La figura 1 muestra el cuadro típico de las normales al plano basal de la mica en una tectonita B.

De lo anterior se deduce que la existencia de una corona de normales a (001), no supone la presencia de una dirección de flujo a normal a aquella corona, pues q) en tectonitas magmáticas, el eje de esa corona puede marcar la dirección de un verdadero eje B en caso de que la estructura haya sido formada

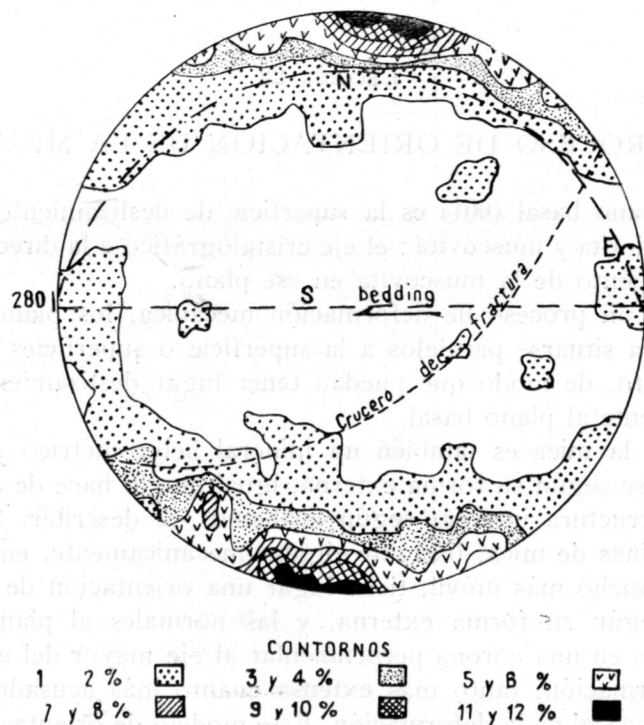


Fig. 1.—200 (001) de muscovita de pizarra silicea, Valdelagrana, Hoja de Virgen de la Cabeza, Andújar (Jaén). T. Febrel

in situ y se haya superpuesto a la estructura primaria, cuyos rasgos fundamentales han podido desaparecer, o *b*) tampoco debe situarse a a según el eje de esas coronas en tectonitas no magmáticas, si se quiere seguir considerando como dirección fundamental de transporte tectónico la tradicional, normal a B.

En el caso de micas transversas, debe especificarse, a ser posible, si estas micas están situadas en planos $(h o l)$, en dia-

clases (ac) , si representan una orientación residual, o si ocupan una corona transversa.

No puede deducirse por el solo hecho de que las láminas de mica se sitúen en un plano estructural s , que tal superficie ha actuado como plano de deslizamiento, pues existen muchos casos en que holoblastos de mica utilizan para su crecimiento un plano s ya existente, con lo cual la mica resulta orientada sin haber sufrido rotación alguna.

Podemos resumir diciendo que son tres las causas principales que producen orientación preferente en la mica:

a) Los planos (001) de mica se sitúan paralelamente en una superficie sedimentaria s . En este caso las normales al plano basal forman un máximo coincidente con el polo del plano de estratificación. Estructuras de crecimiento (Wachstumsregelung).

b) La mica puede utilizar en su crecimiento un plano s ya existente, paralelamente al cual sitúa su plano basal. Esto puede repetirse en todas las series de diaclasas de las zonas a, b, c : $(o k l)$ $(h o l)$ $(h k o)$ $(a b)$ $(a c)$, etc. Estructuras miméticas (Abbildungskristallisation).

c) Ante la acción de fuerzas externas la mica tiende a situarse con su plano basal paralelo a la superficie de deslizamiento o en la sección mayor del elipsoide de deformación, con lo que en el primer caso la mica sufre rotación externa hasta que su plano basal (001) muestra una orientación adecuada para que puedan tener lugar deslizamientos en el mismo, que son finalmente detenidos por la acción de una fricción o resistencia al deslizamiento progresiva, que determina la nueva rotación externa del grano. En este caso el eje cristalográfico $a = [100]$ de la muscovita muestra orientación preferente en $(a b)$.

Las coronas de mica suelen ser mucho más netas que las de cuarzo y calcita y permiten confrontar la orientación de estos dos últimos minerales, en el caso de tectonitas que tengan cuarzo o calcita o ambos minerales además de mica, y determinar la exacta orientación del eje B y del plano de simetría de tectonitas monoclinicas, cuando tales elementos de simetría no son fácilmente deducibles a partir de las orientaciones de cuarzo o calcita.

La mica permite reconocer estructuras con $B \perp B'$ o $B \wedge B'$ y son poco frecuentes los diagramas de mica que muestran un

máximo aislado en la posición del eje estructural c , sin indicios de extensión en una corona, al menos incompleta, normal a B.

PROCESO DE ORIENTACION DEL OLIVINO

El olivino puede mostrar una orientación producida por flujo magmático y una orientación metamórfica impresa en estado sólido.

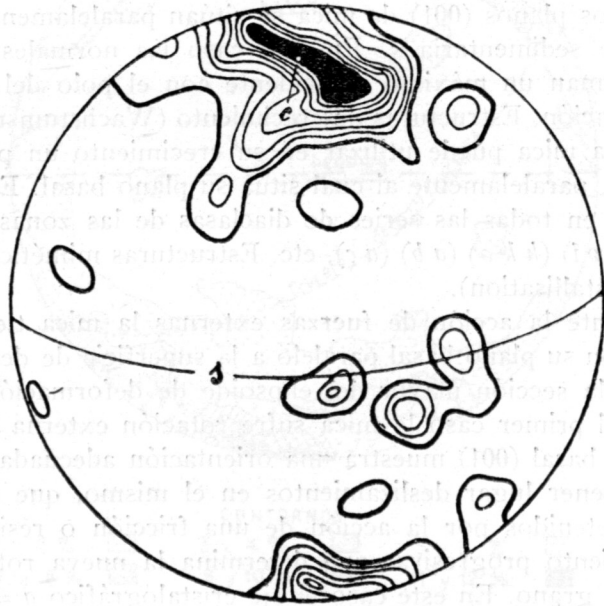


Fig. 2. - 120 (010) de olivino en olivinita Max. 9-10%. Cima degli Olmi, Cevedale, Italia. Según Andreatta.

Consideramos por separado cada una de ellas:

a) En la orientación de flujo magmático los granos de olivino suelen ser heterométricos, tabulares o alargados, y se sitúan con (010) paralelo al plano de movimiento o foliación primaria, sin que se observen generalmente orientaciones preferentes de las direcciones contenidas en aquel plano cuyas normales se si-

túan en c de la estructura (fig. 2). Se trata, por tanto, de una orientación dimensional que puede llevar aparejada una orientación de la estructura interna (orientación indirecta).

b) En las tectonitas no magmáticas, el olivino se orienta según su estructura interna. El plano de deslizamiento suele ser el (010) y las direcciones de deslizamiento en ese plano las

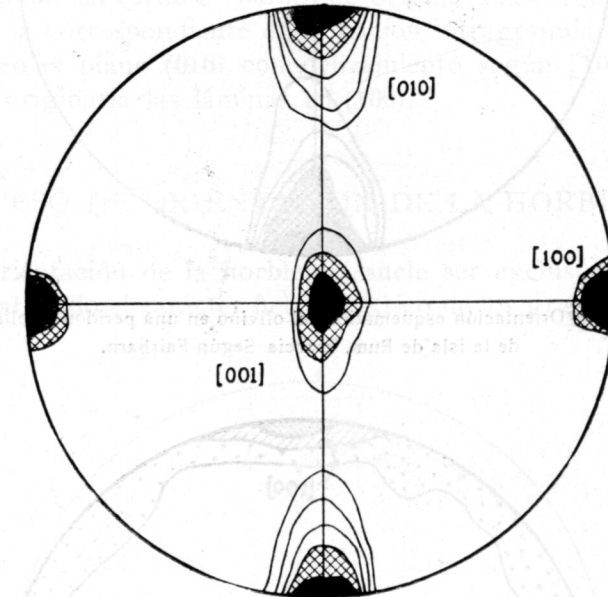


Fig. 3.—Orientación esquemática del olivino de dunitas no foliadas, de Dun Mountain, Nueva Zelanda. Según Fairbarn.

[100] y [001]; esto origina orientaciones preferentes como las mostradas en las figuras 3 y 4.

Los granos de olivino de estas tectonitas no suelen mostrar orientación dimensional, pero es frecuente que presenten formaciones laminares paralelas a (100) y bandas de extinción ondulosa concordantes con aquéllas, a diferencia de lo que sucede en el cuarzo, donde las formaciones laminares de Boëhm son subnormales a las bandas de extinción ondulosa.

En otros casos no se observa una orientación tan neta como las de las figuras 3 y 4, y los polos a (010) se sitúan en una co-

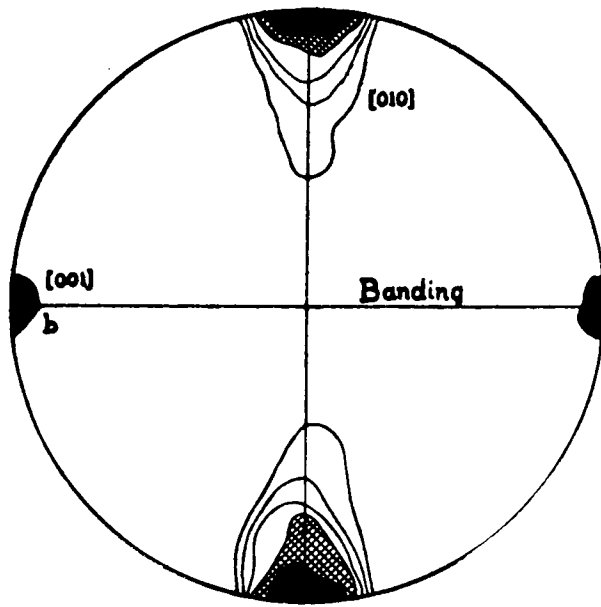


Fig. 4. — Orientación esquemática del olivino en una peridotita foliada de la isla de Rum, Escocia. Según Fairbarn.

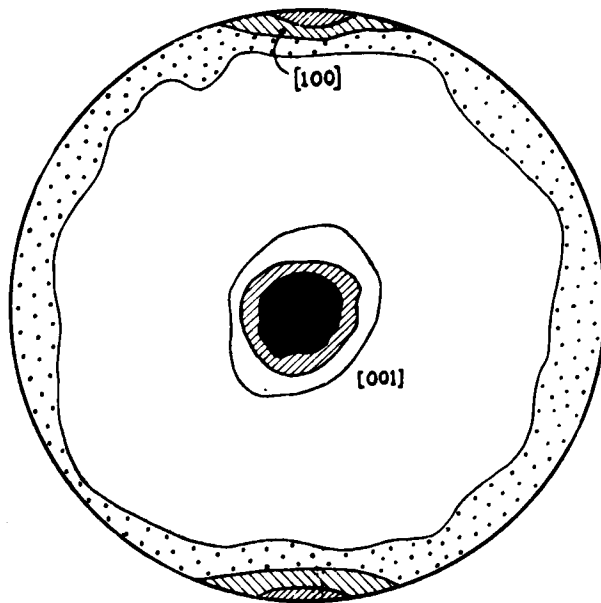


Fig. 5. — Orientación esquemática del olivino en una dunita no foliada de Dun Mountain, Nueva Zelanda. Según Fairbarn.

rona normal a la foliación (fig. 5). Teniendo en cuenta que son las tectonitas con coronas bien desarrolladas las que suelen mostrar abundancia de formaciones laminares, mientras que las tectonitas con máximos aislados, como los de las figuras 3 y 4, no suelen presentarlas, Phillips y Ernst han explicado el origen de esas formaciones laminares, diciendo que se originan por rotación intergranular en torno a $[001]$, que origina una corona de polos a (010) ; la correspondiente deformación intragranular sería una flexión en el plano (010) con deslizamiento según $[100]$, y este proceso originaría las láminas en (100) .

PROCESO DE ORIENTACION DE LA HORBLENDA

La orientación de la horblenda suele ser exclusivamente dimensional, dado el carácter heterométrico de los granos, que pre-

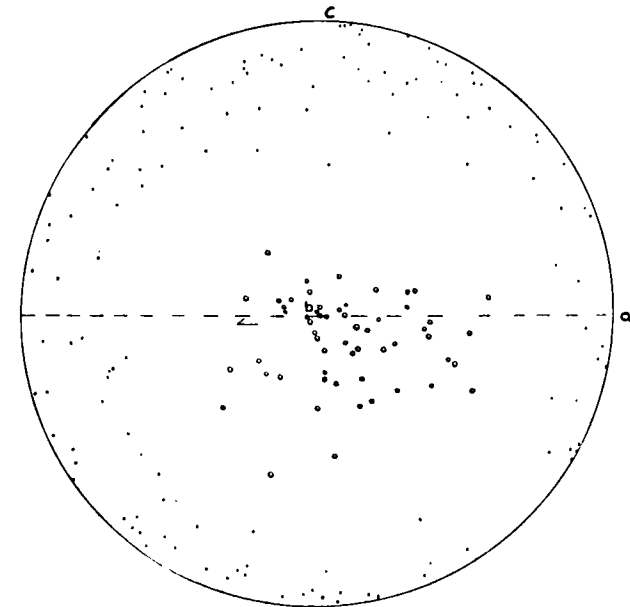


Fig. 6. — 130 (110) (puntos) y 55 ejes z correspondientes (círculos) de horblenda en esquisto anfibólico de Church Cove, South Cornwall, Inglaterra. (T. Febrel).

sentan alargamiento paralelamente al eje z . Es lo más frecuente que se sitúe z paralelo a b de la estructura.

De acuerdo a lo anterior, existen dos alternativas para la orientación de los polos de los planos de crucero (110) y $(\bar{1}\bar{1}0)$:

a) Pueden situarse en dos máximos contenidos en un plano normal a b , con pocas señales de extensión en una corona paralela a ese plano (fig. 4, lección 28). En este caso el cuadro de movimiento tiene simetría rómbica y corresponde a una deformación de transporte tectónico limitado, con la mayor presión vertical.

b) Pueden situarse en una corona normal a $b = B$ y, por tanto, al plano s principal (fig. 6). Esto corresponde a un cuadro de movimiento de simetría monoclinica y a una deformación de transporte tectónico no limitado, originada por una presión lateral.

LECCIÓN 23

PROCESO DE ORIENTACION DE LA CALCITA

$e = (0112)$ es el plano de traslación de la calcita, la dirección de la menor diagonal (short diagonal) en ese plano es la dirección de deslizamiento, y como esa recta se encuentra en el plano formado por el eje óptico y el polo a e , se puede determinar fácilmente. Esa menor diagonal es también la recta de intersección de e con el crucero $(10\bar{1}1)$ (fig. 1).

Ese mismo plano e es el plano de separación de maclas originadas por deslizamiento (maclas según la estructura interna).

e es el plano estructural principal que suele orientarse paralelamente a $(a\ b)$, con su dirección de deslizamiento paralela a a . El plano de crucero $(10\bar{1}1)$, es mucho menos importante desde el punto de vista estructural, y sólo suele aparecer, en contadas ocasiones, en forma de estrechas fracturas en los granos de calcita.

Como la calcita es un mineral trigonal, tiene tres planos e , que pueden ser activos en el mismo proceso deformador. Los granos de calcita giran en torno a $b = B$ hasta situar uno de los planos e en posición conveniente para que tengan lugar deslizamientos según ese plano; llega un momento en que la fricción o resistencia al deslizamiento evita que nuevos movimientos tengan lugar paralelamente a ese plano, originándose en lo sucesivo rupturas, o una nueva rotación que sitúa favorablemente a otro plano e .

En tectonitas S, la calcita suele orientarse con e paralelamente a (ab) ; por tanto, con su polo en c de la estructura, y su

línea de deslizamiento en a , mientras que los ejes ópticos, cuya orientación no es directa, sino únicamente consecuencia de la de e , se sitúan en un círculo menor en torno a c , a 26° de distancia del polo de este último plano.

En el caso de que existan dos planos e visibles, la c de la estructura es la bisectriz del ángulo agudo de los polos de aquellos planos y a la bisectriz del ángulo obtuso de los mismos polos. El cuadro de movimiento tiene en este último caso simetría

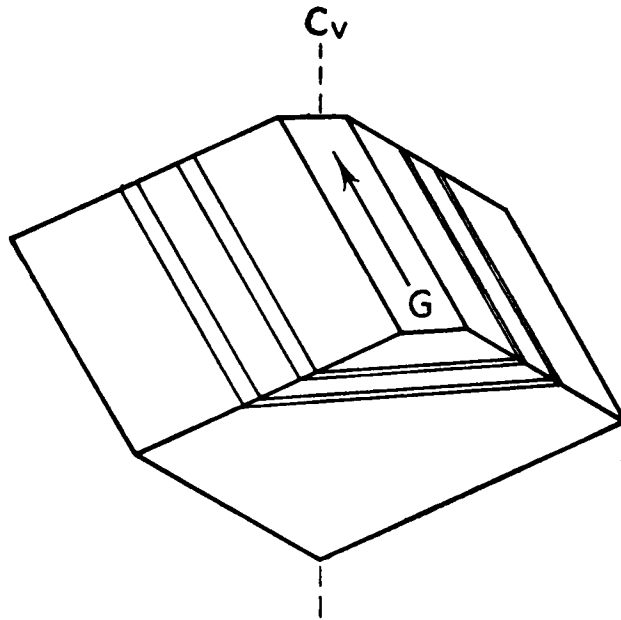


Fig. 1. — Explicación en texto. Según Fairbairn.

ría rómbica. La figura 2 presenta los dos tipos de orientación de la calcita en tectonitas S.

Para un solo e , sólo existirá una dirección de deslizamiento a , si sólo existe un máximo de ejes ópticos en el círculo menor que rodea al polo e . Si existieran dos sub-máximos, habría dos direcciones de deslizamiento, y en general existen tantas direcciones de deslizamiento en el plano (ab), como sub-máximos observemos en el círculo menor ocupado por los ejes ópticos.

En las tectonitas B, los polos de los planos de deslizamiento e y los ejes ópticos, forman coronas en torno a B, con la particularidad de que los polos e se sitúan en una corona perpendicular a B y los ejes ópticos pueden formar coronas que rodean a la de los polos e . Como es lógico, los máximos de los polos e corresponden a mínimos de polos de ejes ópticos, y a la inversa (fig. 3).

Con esto se puede determinar la posición del eje B en tectonitas de ese mismo tipo, e incluso la caracterización de estructuras con $B \perp B'$ o $B \wedge B'$. En tectonitas S se puede determinar la dirección de la arista de deslizamiento o diagonal menor a .

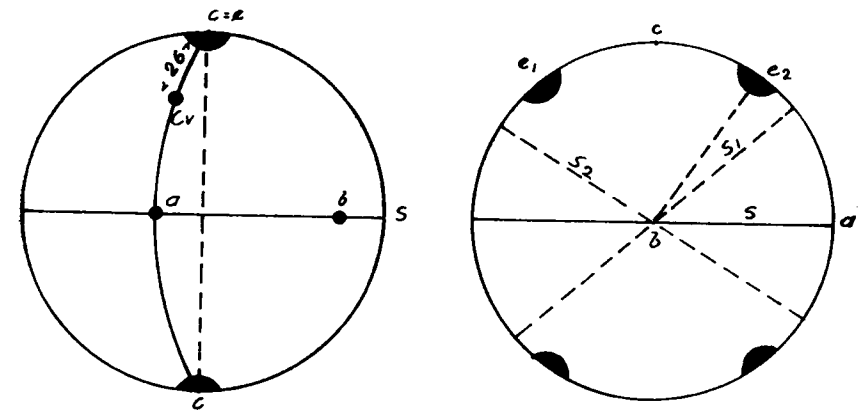


Fig. 2. — Orientación ideal de la calcita en tectonitas S.

Los agregados recristalizados de tamaño reducido presentan a veces la típica orientación de los agregados deformados de las tectonitas, pero en otras ocasiones, su orientación es mucho más débil e incluso no perceptible.

Respecto al comportamiento tectónico de la calcita, hay que tener presente que es uno de los minerales más sensibles desde el punto de vista mecánico, y que mientras que otros minerales no aparecen afectados por ciertas acciones deformadoras, la calcita puede sufrir una orientación intragranular, por traslación o por maclado, y resultar orientada según la estructura interna y no la forma externa, como les sucede a otros minerales más rígidos que aparecen diseminados en la matriz del carbonato.

En rocas que además de tener calcita tienen cuarzo y mica, se observa frecuentemente que los máximos de polos e coinciden con los máximos de las normales a (001) de la mica o con mínimos de ejes ópticos de cuarzo y que los máximos de ejes ópticos de la calcita coinciden con los máximos de ejes ópticos de cuarzo. Todo lo anterior indica que e de la calcita (001) de mica y

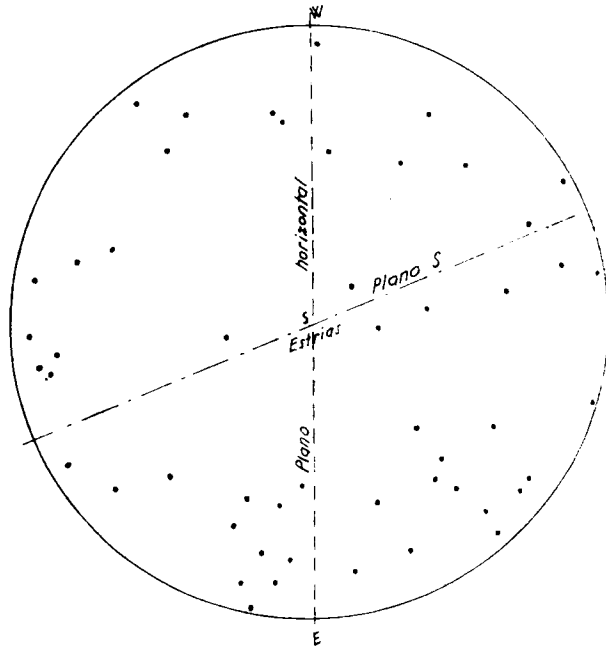


Fig. 3.—50 ejes ópticos de calcita no maclada, en una caliza cristalina. Galería «La María», Udías (Santander). T. Febrel.

láminas de Boëhm de cuarzo han desempeñado el mismo papel mecánico en la estructura, orientándose paralelamente al plano s principal.

En otros casos no existe una correspondencia tan estrecha entre los máximos de calcita, cuarzo y mica. Suele tratarse de tectonitas B y las tres partes componentes concuerdan al mostrar una corona en torno a B, donde el máximo a (001) de la

mica suele ser el más pronunciado y la corona de la calcita la menos neta.

El hecho de que muchos mármoles deformados presenten laminillas de macla que tienen $a e = (0112)$, por plano de separación de los dos individuos, y donde el carácter de macla es re-

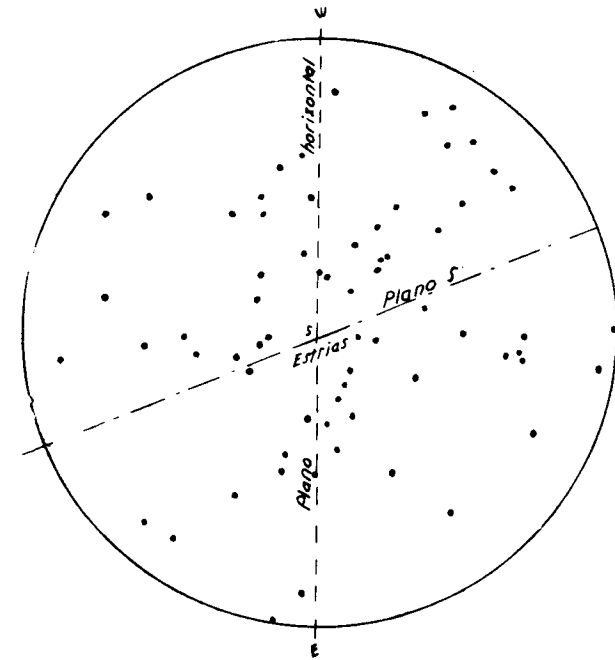


Fig. 4.—75 ejes ópticos de calcita maclada de la misma muestra que la de la fig. 3. Udías (Santander). T. Febrel.

conocido por el distinto comportamiento óptico de los mismos, es importante con vistas a la interpretación dinámica de esas maclas a la luz de los experimentos verificados en el laboratorio con mármoles naturales (Handing y Griggs 1951). En virtud de esos experimentos, las presiones más aptas para producir un maclado sobre un plano particular e , se hallan situadas en el plano que contiene el eje óptico y a la normal al plano e y distan 45° de la última, o sea son un eje de tensión T aplicado a 19° del eje

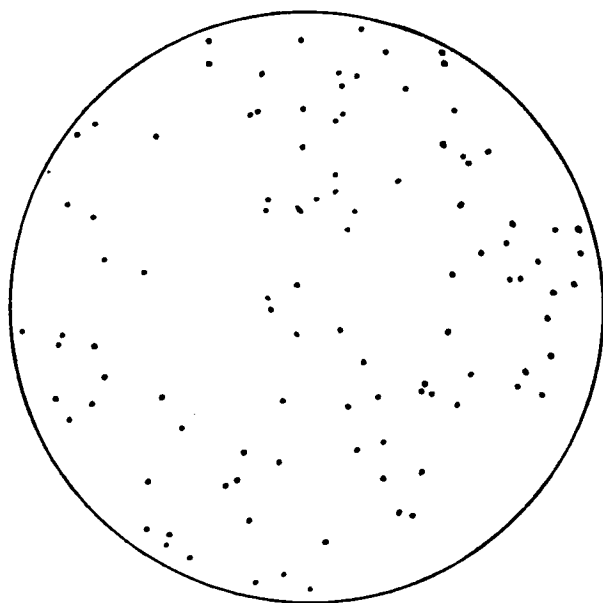


Fig. 5.—65 ejes ópticos no seleccionados de la calcita de la misma muestra que la de las figs. 3 y 4. T. Febrel.

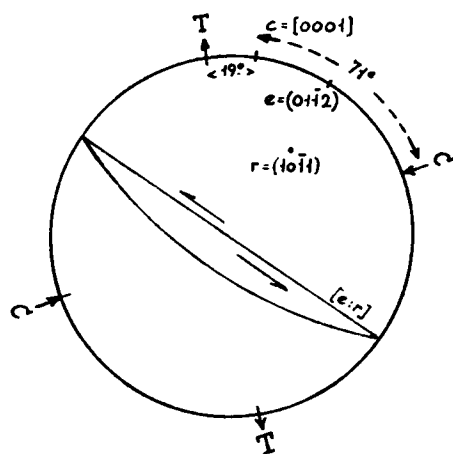


Fig. 6.—Explicación en el texto.

óptico c , medido en dirección opuesta al arco ce o una compresión C aplicada a 71° de c y medida en la misma dirección del arco ce (fig. 6). Así hemos obtenido los ejes de tensión y de compresión C en una caliza cristalina de las rocas de silicatos cálcicos de Cerro Eugenio (Colmenar Viejo).

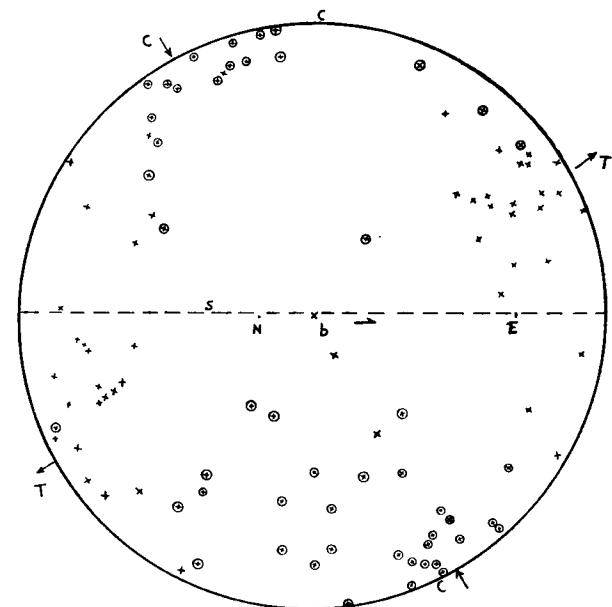


Fig. 7.—50 ejes de tensión x y 50 de compresión \otimes , de calcita maclada en una banda calcárea de una roca de silicatos cálcicos de Cerro Eugenio, Colmenar Viejo (Madrid). T. Febrel.

La figura 7 representa la medida de esos ejes, en una lámina delgada cortada perpendicularmente a B (lámina delgada $b = B$). Se observa una orientación preferente de ejes de tensión sub-paralela a la foliación, donde aparecen proyectadas las coordenadas geográficas Norte (N.) y Este (E.), y otra orientación preferente de ejes de compresión C sub-normal a la misma.

La figura 8 representa la orientación preferente de ejes de tensión T obtenida en un diagrama colectivo formado a partir del diagrama de ejes de tensión de la lámina delgada anterior

y de otra lámina delgada a , normal al eje del mismo nombre, pues como existe una «blind area» o superficie no medible en el centro del diagrama en la medida de polos e , el cuadro obtenido a partir de una sola lámina delgada no es correcto. El diagrama muestra una oblicua corona de ejes de tensión que corte

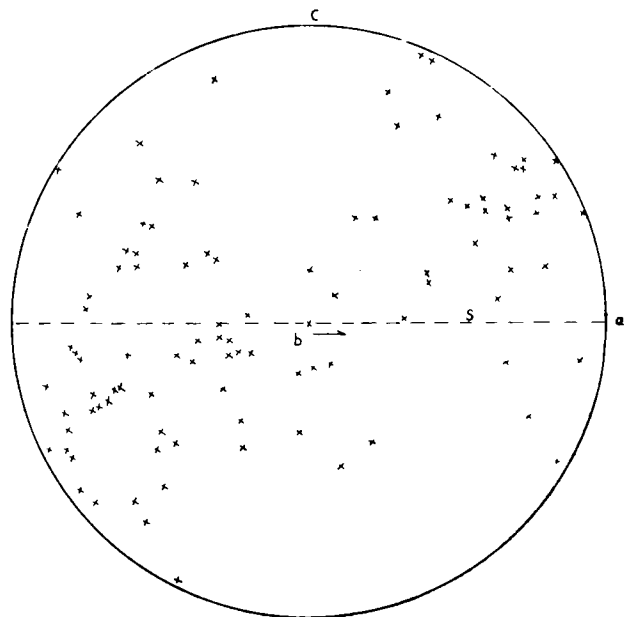


Fig. 8.—100 ejes de tensión de calcita maclada, 50 de sección b y 50 de sección a , estos últimos girados al plano de la primera. La misma roca del diagrama anterior. T. Febrel.

a la foliación, que es horizontal en este caso particular, en dirección Noreste.

En el mismo cuadro en que se proyectan los ejes de tensión T y de compresión C , o en distinto, cabe proyectar los polos de las líneas de deslizamiento $[e:r]$ o diagonales menores del plano e . Como se observa en la figura 6, se encuentran en el círculo máximo que contiene a eje óptico y polo de lámina maclada e , a 90° de este último, contados en dirección opuesta a e c , y su sentido debe dibujarse de acuerdo al de la figura 6, con flecha hacia el eje óptico en el ángulo agudo formado por el eje óptico y $[e:r]$ (fig. 9).

En el caso de que sean visibles dos distintas series de maclas en una misma sección, la determinación del polo de la bisectriz de las dos direcciones de deslizamiento o dirección efectiva del mismo, es también importante e igualmente sencilla, pues basta situar a los polos de aquellas direcciones en un círculo máximo y tomar el punto medio del ángulo agudo que forman.

Como toda compresión lleva implícita una tensión, y a la in-

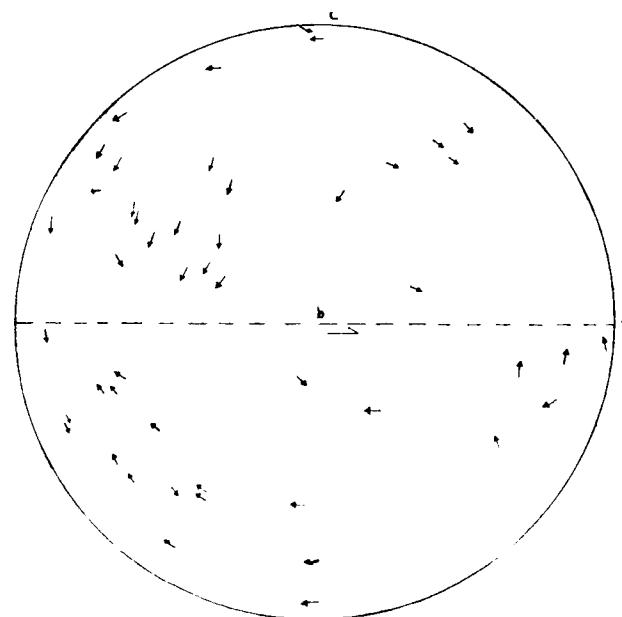


Fig. 9.—48 direcciones de deslizamiento (glide lines) de secciones macladas de calcita (46 singlets, 2 doublets) de sección b , de la misma muestra de los dos últimos diagramas. T. Febrel.

versa, en el caso de que los ejes de tensión y de compresión muestren orientaciones preferentes de la misma nitidez, es difícil decidir si ha sido directamente una tensión o una compresión la responsable de la estructura; en caso de que las orientaciones de aquellos ejes aparezcan desigualmente desarrolladas, suele ser la más neta la que ha sido la responsable directa de la estructura.

LECCIÓN 24

DEFORMACION MECANICA Y RECRISTALIZACION RELACIONES QUE EXISTEN ENTRE AMBOS PROCESOS

Una deformación es postcristalina respecto de un mineral A, cuando ese mineral resulta deformado por aquélla, ya de forma continua (traslación intragranular o según la estructura interna, pliegues de flexión, maclas secundarias originadas por deslizamiento), o discontinua (fracturas con o sin pérdida de cohesión). La cristalización correspondiente se llama pretectónica. Es postcristalina la estructura de la figura 1 respecto de la mica. La mica de una roca metamórfica, respecto a la cual consideramos la deformación, puede ser autígena o alotígena, pero sólo pueden sacarse conclusiones cronológicas entre cristalización de la mica y la época en que tuvo lugar su deformación en el caso de que aquel mineral sea autígeno.

Una deformación se llama precristalina respecto de un mineral A, cuando ese mineral no aparece en la estructura deformada afectado por el proceso dinámico, o está afectado muy ligeramente, si se tiene además la seguridad de que tal mineral no actuó ante la acción de las fuerzas externas como una estructura que fue preservada por el medio más plástico en que se encontraba, sino que su falta de deformación ha sido debida a ser cronológicamente posterior a la acción dinámica o superpuesto en parte con ésta, en caso de que haya existido un proceso de recristalización en ese mineral que ha sobrevivido, y su acción ha continuado con posterioridad al acto deformador.

La cristalización que tiene lugar con posterioridad a la de-

formación se llama postectónica. La estructura de la figura 2 es precristalina respecto de la mica.

La deformación paracristalina es más difícil de caracterizar que la precristalina. Respecto de un mineral A se dice que una acción dinámica es paracristalina cuando ha existido una superposición de los procesos de deformación y recristalización en la estructura considerada. La estructura de la figura 3 es para-

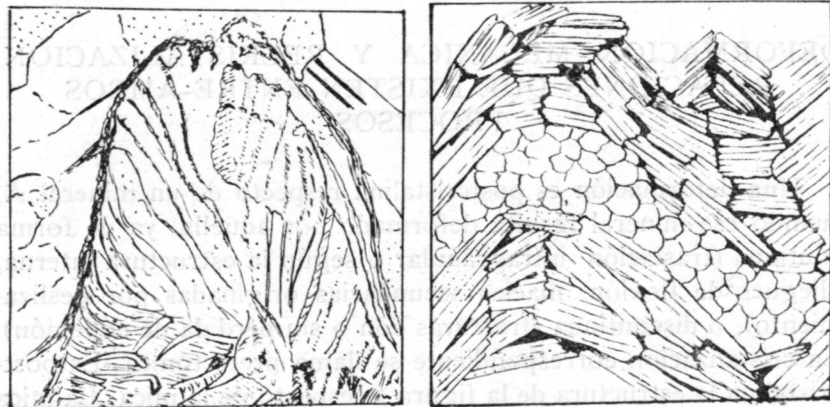


Fig. 1.—Deformación postcristalina respecto de la mica. Simplificado de Sander. Fig. 2.—Deformación precristalina respecto de la mica. Simplificado de Sander.

cristalina respecto de la mica. Una prueba de que ha existido deformación paracristalina respecto a A, nos la proporciona el hecho de que existan secciones de ese mineral que están deformadas, junto a otras que no lo están, o que hallemos granos deformados de A rodeados por otros no deformados.

En suma, podemos sacar las siguientes conclusiones:

a) Si los granos de una especie mineral aparecen a lo largo de un pliegue de flexión con contornos curvilíneos, podemos decir que ha existido una deformación postcristalina intragranular de esa especie mineral, o una deformación paracristalina de la misma, pero nunca una deformación precristalina.

b) Si los granos de una especie mineral aparecen con contornos poligonales en el arco de un pliegue, ese mineral ha esta-

do sometido a deformación pre o paracristalina, pero nunca postcristalina. La deformación puede ser de las del tipo que originan pliegues de flexión, o deslizamientos según una o varias series de planos no equivalentes, originando un cuadro de movimiento con simetría monoclinica, o deslizamientos sobre uno o más pares de planos equivalentes, creando un cuadro de simetría rómbica.

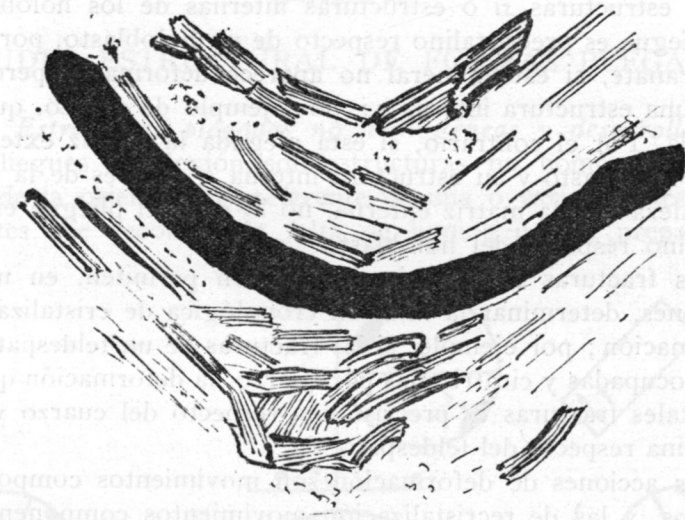


Fig. 3.—Deformación paracristalina respecto de la mica. Simplificado de Sander.

El hecho de que un mineral crezca en una estructura con contornos poligonales o curvos, se debe también a las condiciones que han regido la cristalización en el dominio considerado: que hayan existido faltas locales de homogeneidad, distinta velocidad del proceso dinámico en las distintas partes de la estructura, orientación de la especie mineral considerada respecto de las fuerzas externas, lugares de la estructura muy afectados por el proceso mecánico o protegidos del mismo (druckschatten o pressure shadows).

Pliegues microscópicos que muestran un tamaño de grano adecuado (no muy fino), son las estructuras ideales para estudiar las relaciones que existen entre deformación y cristalización,

sobre todo respecto a minerales que son muy sensibles a las acciones dinámicas (mica, cuarzo, carbonato) o de aquellos que son heterométricos (aciculares, laminares). El núcleo del pliegue es el lugar ideal para la observación de esas relaciones y su estudio permite distinguir entre pliegues precristalinos, paracristalinos y postcristalinos, respecto del mineral estudiado.

También es de sumo interés para el estudio de las relaciones que existen entre deformación y recristalización, la observación de las estructuras *si* o estructuras internas de los holoblastos. Un pliegue es precristalino respecto de un holoblasto, por ejemplo granate, si este mineral no aparece deformado, pero contiene una estructura interna *si*, por ejemplo de cuarzo, que está plegada. Por el contrario, si está plegada la matriz externa *se* de un holoblasto y su estructura interna *si*, que es de la misma naturaleza que la matriz externa, no lo está, el pliegue es postcristalino respecto del holoblasto.

Las fracturas de un mineral también permiten, en muchas ocasiones, determinar la relación cronológica de cristalización y deformación; por ejemplo, si las fracturas de un feldespato aparecen ocupadas y cicatrizadas por cuarzo, la deformación que originó tales fracturas es precristalina respecto del cuarzo y postcristalina respecto del feldespato.

Las acciones de deformación son movimientos componentes directos, y las de recristalización movimientos componentes indirectos. A estos últimos corresponden las cicatrizaciones de fracturas, que acabamos de considerar, efectuadas por materiales móviles, que en ciertas condiciones sufren disolución y posterior precipitación en lugares adecuados.

Es indiscutible que a lo largo del proceso de recristalización existen cambios en la composición de este material móvil y en las condiciones de deposición, como lo demuestran las distintas paragénesis minerales que aparecen en los rellenos filonianos.

También es preciso considerar que en muchas ocasiones, junto a procesos de movilización y precipitación, aparecen otros de desmezcla tectónica o química.

LECCIÓN 25

ESTUDIO ESTRUCTURAL DE FORMAS PLEGADAS

1.º *Estructuras plegadas no homogéneas y desarrollables*: Los pliegues de flexión son estructuras no homogéneas respecto de la orientación preferente de una o varias partes componentes. Se reconoce la falta de homogeneidad preparando

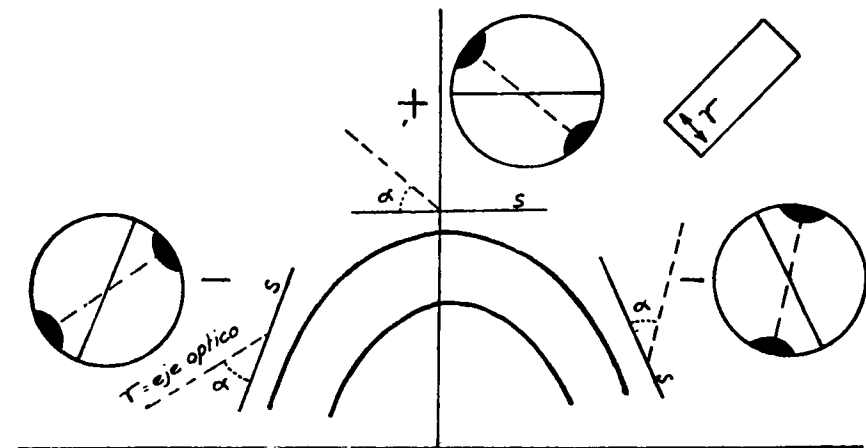


Fig. 1.—Explicación en texto.

diagramas, por ejemplo, de ejes ópticos de cuarzo en una tectonita cuarzosa, y observando que se obtienen orientaciones distintas en las distintas partes del pliegue. Se puede reconocer que un pliegue es desarrollable, observando las orientaciones estadísticas preferentes de α' y α'' de las secciones cuando

se introduce la lámina de yeso; por ejemplo, en tectonitas con cuarzo, cuyos ejes se sitúan en una corona normal a B. La estructura es desarrollable o no respecto de B.

Se prueba el carácter desarrollable de la estructura de la si-

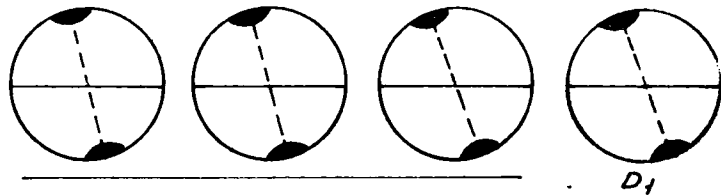


Fig. 2.—Explicación en texto.

guiente forma: se obtienen diagramas D, D', D'' de distintas partes del pliegue, por ejemplo, de ejes ópticos de cuarzo, si tiene cuarzo el pliegue que estudiamos (fig. 1). Se fijan los diagramas

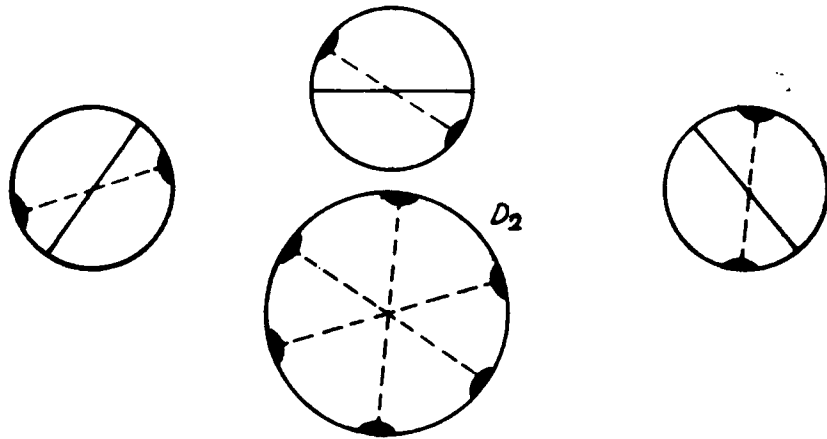


Fig. 3.—Explicación en texto.

obtenidos en la posición correspondiente del pliegue y se efectúa la restauración constructiva del pliegue, abriéndolo, hasta situar las dos ramas en un mismo plano, con lo que los diagramas cambian de posición al mismo tiempo que las ramas. Se

superponen los diagramas así obtenidos (fig. 2), para formar el diagrama colectivo D_1 , y también se efectúa la superposición de los diagramas considerados en sus posiciones iniciales, es decir, respecto de la estructura plegada antes de ser desarrollada, con lo que se obtiene el segundo diagrama colectivo D_2 (fig. 3). Si el diagrama D_1 muestra una orientación preferente más neta

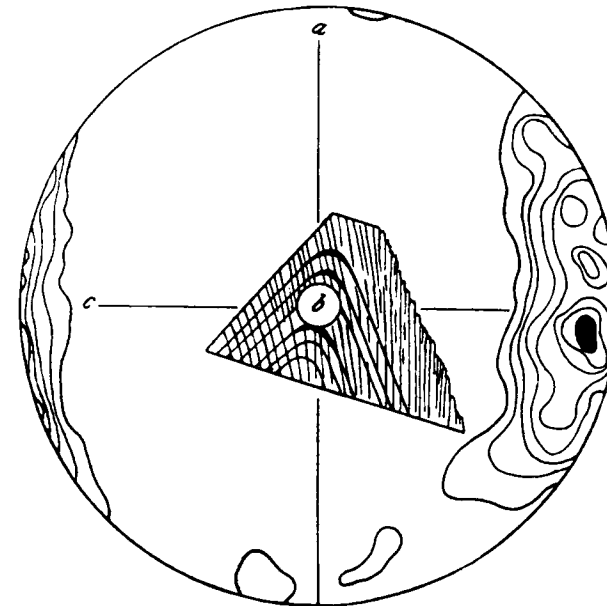


Fig. 4.—500 ϵ de calcita. Max. > 13%, sección \perp B. Mármol, Hintertux, Tirol. Según Sander.

que la del D_2 la estructura es desarrollable, como sucede en el caso representado en las tres figuras anteriores, donde el diámetro de trazo continuo de los diagramas es paralelo al contorno del pliegue, y el dibujado a trazos une el máximo periférico de ejes ópticos de cuarzo.

El proceso se ha desarrollado con un plano de simetría (ac) y un eje de simetría $b = B$ y ha originado la transformación de una tectonita S en una tectonita B; rotación externa del material y de su orientación preferente.

El diagrama D_2 nos da, pues, la orientación del dominio plegado.

El pliegue de la muestra L 24 de la lección 27 es de flexión, como lo indican las figuras 4, 7 y 10 de esa misma lección.

Si un pliegue de flexión no es homogéneo ni tampoco desarrollable, su orientación preferente ha sido adquirida durante el plegado.

2.º *Estructuras plegadas homogéneas*: Todas estas estructuras muestran una orientación homogénea a lo largo del pliegue, orientación que corresponde a la de una tectonita cuyo eje b es paralelo al eje del pliegue.

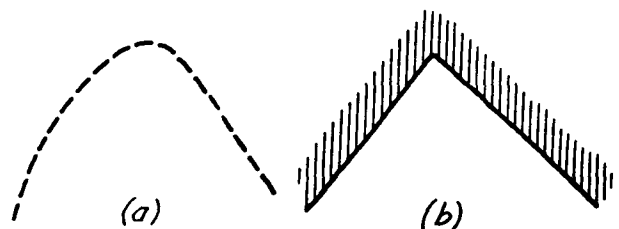


Fig. 5.—Disposición de láminas de mica en pliegues de flexión (a), o de deslizamiento (b). Según Sander.

Estas estructuras plegadas, que son auténticos pliegues de deslizamiento (Scherfalten o Shear folds), muestran la misma potencia en sus capas, medida paralelamente a a , y además de ser homogéneas, no deben de presentar ninguna de las características de los pliegues de flexión, pues existe la posibilidad de que un pliegue de flexión de simetría monoclinica haya sido atravesado con posterioridad por una serie de planos de deslizamiento paralelo a b y haya sufrido movimiento normalmente a b a lo largo de esos planos y muestre, de acuerdo a este último proceso, una estructura homogénea y todas o parte de las características de los pliegues de deslizamiento.

El diagrama de la figura 4, de 500 polos a planos (0112) de calcita de una caliza cristalina plegada, corresponde a una estructura originada por deslizamiento normal a b , a lo largo de los planos que aparecen representados en el esquema del centro del diagrama. La estructura es homogénea, porque el

mismo diagrama se obtiene en las distintas partes del pliegue, que muestra adelgazamiento en sus ramas y ensanchamiento en sus crestas, rasgo típico de los pliegues de deslizamiento, visible, en el caso que nos ocupa, por el distinto grosor de estrechas bandas gráficas situadas entre los planos de estratificación de la caliza mármorea.

Esta caliza presenta también laminillas de clorita que se disponen paralelamente al plano s principal de la estructura, mien-

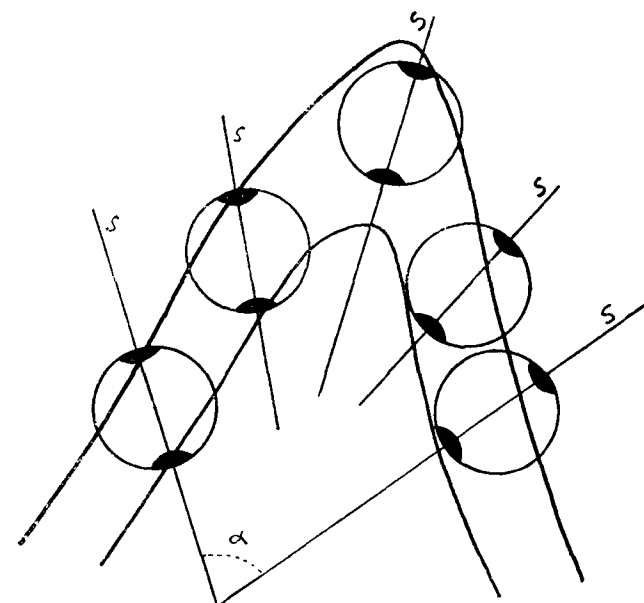


Fig. 6.—Explicación en texto.

tras que las láminas de mica de un pliegue de flexión se disponen según el arco de la estructura plegada. Comparar el esquema de la izquierda, correspondiente a un pliegue de flexión, con el de la derecha, correspondiente a uno de deslizamiento, en la figura 5.

3.º *Pliegues en abanico o pliegues con planos s divergentes parcialmente desarrollables*: Un pliegue de este tipo, con planos s divergentes, es el representado en la figura 6.

El pliegue no es homogéneo, puesto que como puede observarse, no se obtiene la misma orientación preferente, por ejemplo, de ejes ópticos de cuarzo, en las distintas partes de la estructura y, por tanto, no es un típico pliegue de deslizamiento. Tampoco es desarrollable y, por consiguiente, su orientación no ha sido adquirida con anterioridad a la formación del pliegue.

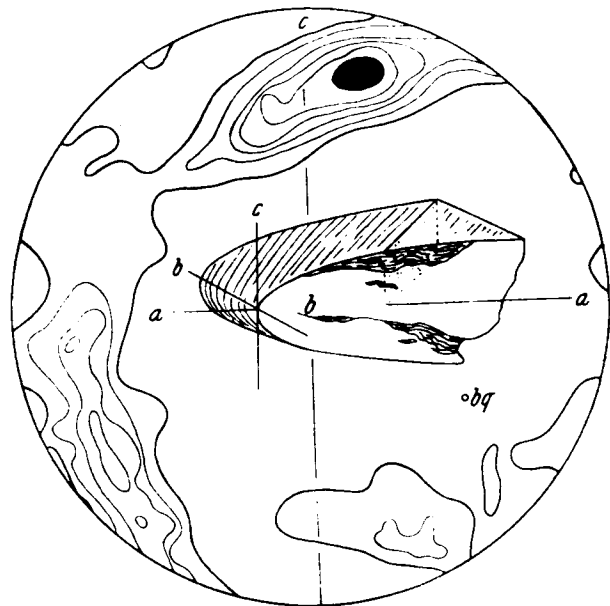


Fig. 7.—455 [0001] de cuarzo. Max. $> 10\%$. Filita cuarcífera. Voldertal, Tirol. Según Sander.

Puede observarse, sin embargo, que si se abre una de las ramas del pliegue y se la gira un ángulo igual a α , el pliegue obtenido es homogéneo, pero si se sigue abriendo la rama hasta efectuar la restauración constructiva y situar las dos ramas en un mismo plano, la estructura de nuevo resulta no homogénea. Podemos interpretar lo anterior en el sentido de que una estructura que era homogénea ha adquirido su carácter no homogéneo por una rotación externa en torno a $b = B$. Tales pliegues de

flexión son muy frecuentes en zonas metamórficas, y su análisis es importante en el estudio del proceso de orientación.

Queda todavía sin resolver la cuestión de si el plano s divergente es un plano de extensión, obtenido en un proceso de deslizamiento regido por varias series de tales planos y que se verifica con simetría rómbica o es un plano de deslizamiento de un proceso de esa misma naturaleza, regido por una única serie de planos paralelos a la s de nuestro caso particular. La orientación preferente del ejemplo de la figura 6 hace que más bien nos inclinemos por esta segunda alternativa.

4.º *Pliegues heteroaxiales*: También resulta de sumo interés el pliegue cuyo diagrama de ejes ópticos de cuarzo es representado en la figura 7 (Sander D 138).

El pliegue no es homogéneo respecto a la orientación preferente de la mica, y por ello podría ser considerado como pliegue de flexión. Respecto a la estructura de ejes ópticos de cuarzo, el pliegue es homogéneo, ya que el cuadro del diagrama de la figura 7 se repite a lo largo de la estructura, pero como puede observarse, el eje $b = B$ del cuarzo no es paralelo al eje B de la estructura del perfil geológico.

Con los casos analizados hemos pasado revista a los principales tipos de estructuras plegadas: pliegues de flexión (1.º), pliegues de deslizamiento simple (2.º), pliegues de deslizamiento posteriormente sometidos a rotación externa o flexión en torno a $b = B$ (3.º), pliegues de flexión posteriormente sometidos a acciones de corrimiento en planos paralelos a b (que han sido considerados brevemente en 2.º), y pliegues no homogéneos heteroaxiales.

El análisis estructural de pliegues, a partir de la microestructura, encierra un gran interés tectónico, ya que los pliegues de dominios de reducidas dimensiones, representan movimientos componentes muy definidos en el cuadro de movimiento tectónico y sus características pueden ser extrapoladas a dominios superiores al microscópico, por ejemplo, el carácter homogéneo o no homogéneo de la estructura, el predominio de pliegues de flexión o de deslizamiento en una región, la posibilidad de desarrollo en las formas plegadas.

LECCIÓN 26

APLICACIONES Y LIMITACIONES DE LA PETROLOGIA ESTRUCTURAL

DISTINCIÓN ENTRE ESTRUCTURAS DE FLUJO Y ESTRUCTURAS FORMADAS «IN SITU» EN LAS MASAS GRANÍTICAS

La simetría de las estructuras morfológica y funcional nos permite caracterizar a las estructuras paralelas, planas y lineales, que hallamos en los procesos de deformación de gases, fluidos y sólidos. En el caso de deformaciones que se mantengan bastante fijas en el espacio, hallamos los mismos tipos de simetría en gases, fluidos o en cuerpos sólidos que puedan sufrir movimientos componentes. Así, podemos caracterizar a esos movimientos con las mismas coordenadas y describirlos sin ninguna ambigüedad. Las mismas estructuras paralelas, planas y lineales, se presentan en el movimiento del humo que se desplaza en la atmósfera por la acción de un suave viento lateral, que en el de fluidos viscosos, o en el de masas sólidas plásticas, o incluso en el de cuerpos rígidos poco deformables. En todos encontramos el mismo cuadro de simetría bilateral o casi bilateral, con un plano de simetría y un eje de simetría B normal a aquel plano.

Aunque es cierto que gases y fluidos pueden mostrar deformaciones mucho más extremas que los cuerpos sólidos, también es cierto que no existen límites precisos, y aunque es característico del movimiento de los primeros la presencia de líneas de flujo y torbellinos, mientras que los sólidos presentan planos de deslizamiento, también es cierto que existen estructuras comu-

nes a ambos estados, estructuras paralelas, planas y lineales, ejes B, rotaciones, etc.

Es importante considerar desde el punto de vista geológico hasta qué punto esas estructuras planas y lineales representan movimientos de gases y fluidos, o de sólidos que pueden sufrir esos movimientos componentes.

Tales estructuras son: un plano ($a b$) con dos alineaciones a y b normales entre sí, de las que la primera está situada en el plano de simetría del movimiento y la segunda es normal a él. La tercera coordenada c es normal al plano ($a b$).

Aunque estas estructuras son comunes a ambos estados, también existen rasgos típicos en cada uno de ellos.

Caracteriza a la deformación de cuerpos sólidos: la presencia de planos de deslizamientos en las zonas a , b , c , el que son capaces de transmitir presiones, cumpliéndose en ellos la ley de Stauch, que dice que los pliegues de flexión más amplios corresponden a las capas de mayor potencia, la presencia de planos de extensión s en la deformación de simetría rómbica, donde ha existido un deslizamiento sobre dos series de planos, con rotación interna de los mismos.

Caracteriza a la deformación de fluidos: un gran predominio de la estructura lineal a , que en contraposición con B no es normal a ningún plano de simetría, sino que se encuentra en el mismo, y que no son capaces de transmitir presiones y, por tanto, no siguen la ley de Stauch.

Si queremos aplicar las conclusiones anteriores al problema del emplazamiento y origen de masas graníticas, es conveniente considerar que aun estructuras que indican que su impresión tuvo lugar en un dominio muy móvil, dejan abierta la duda de si el granito era un fundido cuando recibió esa impresión.

Para diferenciar en el granito estructuras formadas «in situ» de estructuras de flujo, es necesario efectuar un minucioso estudio estructural y comparar las estructuras del granito con las de la envolvente metamórfica. Si granito y envolvente metamórfica muestran estructuras paralelas y lineales concordantes y, por tanto, el mismo cuadro simétrico (es decir, las estructuras del plutón y de las pararocas son homotácticas), podemos diferenciar dos casos: a) la envolvente metamórfica adquirió

la estructura con anterioridad al granito, estructura que fue reproducida posteriormente en un granito formado por un proceso de granitización; b) granito y envolvente adquirieron la estructura al mismo tiempo.

De las tres clases de granitos que consideramos a continuación:

a) Granitos que al cristalizar por primera vez adquirieron la estructura de la envolvente.

b) Granitos que posteriormente a su formación recibieron una estructura concordante con la de la envolvente.

c) Granitos que muestran una estructura de distintas características que las de la envolvente.

Los granitos a) y b) presentan los dos tipos de estructura que acabamos de considerar, estructuras que han sido formadas «in situ» y en las que no existe ninguna característica que haga suponer que el granito era un fluido cuando adquirió la estructura.

En el estudio de masas graníticas, es necesario tener sumo cuidado al caracterizar estructuras paralelas, planas o lineales, para evitar posibles equivocaciones relacionadas con la génesis de aquellas estructuras. Así, es inadmisibles suponer la existencia de un magma por la presencia de fenómenos que sólo dependen de la existencia común de dominios muy aptos para sufrir movimientos componentes y de otros rígidos, poco aptos para recibir su impresión; por ejemplo, la presencia de inclusiones tectónicas que muestran una orientación paralela en dominios mucho más plásticos que esas inclusiones. También es inadmisibles decir, sin un estudio estructural, que una foliación de una masa granítica que no hubiera sido originada por la intrusión, no aclararía el paralelismo de inclusiones pizarreñas dispersas en el granito, pues tal paralelismo es sólo la consecuencia de la escasa movilidad de esas inclusiones respecto de la del granito circundante, e igual podría presentarse en dominios que nunca han estado fundidos.

Tampoco debe de resolverse el caso de dos formaciones plutónicas vecinas que presentan estructuras lineales concordantes, diciendo que son la expresión de fluidos magmáticos originados en distintas épocas, cuando es mucho más verosímil que esas

estructuras sean ejes B impresos en época posterior a la de la formación de aquellas rocas.

Tampoco debe suponerse la existencia de un fluido magmático por la ordenación paralela de elementos estructurales heterométricos (láminas = mica o varillas = anfíbol o piroxeno), o la ordenación paralela de cristales isométricos (granates), ya que esta orientación corresponde, ante todo, a una deformación afín, representada por un elipsoide de rotación, donde existen varillas o láminas rígidas en un medio mucho más plástico. Lo anterior no permite diferenciar si la alineación es una alineación de flujo o una alineación B producida por compresión lateral; el primer caso origina un plano de simetría $\perp s$ y una estructura lineal (la alineación de flujo) paralela al plano de simetría, mientras que el segundo origina un plano de simetría $\perp s$ y una estructura lineal (la alineación B) perpendicular a aquel plano. Solamente mediante el estudio de la microestructura se puede determinar si una alineación es una estructura de flujo a , o una estructura B producida por compresión lateral.

Un estudio geológico detallado de una región que no diferencie entre alineaciones a y B, es tan inadecuado para la interpretación y discusión de la dinámica, a la que ha estado sometida la región, como la representación de planos de deslizamiento en los que no se establece la distinción entre a y B, en el análisis del movimiento que tuvo lugar en aquellos planos. Si tal diferenciación entre a y B no es efectuada, no se puede establecer, en el caso de que existan rocas plutónicas y metamórficas en aquella región, si la estructura de ambas unidades data de la misma época o de distinta, y si son concordantes o discordantes. Para establecer tal diferenciación es preciso proyectar datos espaciales del mismo valor en las rocas plutónicas y metamórficas en un mismo diagrama, y controlar la homogeneidad del dominio estudiado. Bastaría considerar como alineación B lo que hasta ahora se ha tomado por a , en muchos granitos que son considerados granitos magmáticos y que presentan un cuadro de movimiento complicado, para obtener uno de los cuadros estructurales típicos de rocas no magmáticas.

Sin un estudio de la microestructura, siempre existe la duda de haber podido designar en un plano con el símbolo de líneas

de flujo a estructuras diferentes, e igualmente con el mismo símbolo a diaclasas de diferentes sistemas. Existen muchos granitos que tienen una buena alineación y un sistema de diaclasas normales a la última, en los que la primera ha sido tomada por dirección del flujo magmático, cuando se trata de un típico eje B y las diaclasas normales a él son un sistema ($a c$) de tensión.

LECCIÓN 27

ESTRUCTURA DEL CUARZO DE LOS ESQUISTOS DE LAS OLD LIZARD HEAD SERIES DE SOUTH CORNWALL (INGLATERRA)

El plano adjunto (fig. 1) muestra la situación y extensión de los esquistos de las Old Lizard Head series.

En el área de Lizard las rocas más antiguas son mica-esquistos, granulitas cuarzosas y esquistos anfibólicos (green schists) de las Old Lizard Head Series. Estas se extienden a lo largo de la costa, desde la «Life Boat Station» de Polpeor hacia el Oeste hasta «Old Lizard Head», y desde allí hacia el Norte hasta Caerthillian Cove, y existen buenos afloramientos en los acantilados. Otra área con las rocas de este grupo está al Sur y al Este de Porthallow, donde afloran en los arrecifes, al Este de la posada Five Pilchards, y en la carreteras y caminos al Sur del pueblo. Las manifestaciones interiores de las Old Lizard Head Series son escasas y a menudo poco claras.

Las rocas de estas series son sedimentarias, aunque a menudo contienen material ígneo. Los mica-esquistos representan arcillas y las granulitas cuarzosas eran areniscas. Mezcladas con estas hay ciertos green schists de grano fino (que contienen hornblenda y clorita) y granulitas cuarzo-hornbléndicas, que exhiben toda clase de transiciones a los mica-esquistos y granulitas cuarzosas por un lado y a los esquistos hornbléndicos por otro. Se supone que éstos representan mezclas de material ígneo muy fino, probablemente cenizas volcánicas, con sedimentos clásticos. Son frecuentes nódulos y bandas de epidota y están generalmente asociados con los esquistos anfibólicos (green

schists) y esquistos hornbléndicos de grano fino. Estos esquistos hornbléndicos pueden representar coladas lávicas o capas intrusivas.

Las Old Lizard Series son, por tanto, un complejo de rocas ígneas y sedimentarias y representan una época de actividad volcánica alternando con sedimentación ordinaria.

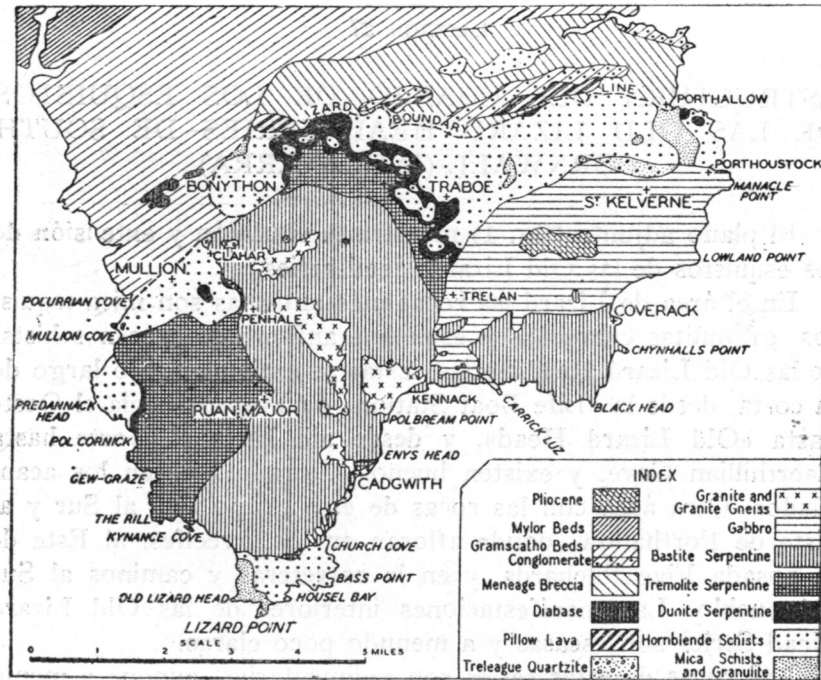


Fig. 1. - Geological Survey of Great Britain.

Aunque el bedding no está completamente borrado, estas rocas pertenecen a un metamorfismo elevado. Sus estructuras primarias han desaparecido y muestran una foliación regular y avanzada recrystalización.

Los minerales característicos de este metamorfismo están ampliamente distribuidos: granate, andalucita, sillimanita, cordierita, distena y estauroilita. Algunos de estos minerales indi-

can que las rocas han estado sometidas a alta temperatura, aunque no llegan a ser corneanas, sino típicos esquistos y granulitas. De todo esto se deduce que sus estructuras presentes fueron producidas en una época en que las rocas estuvieron sometidas a presión regional y elevada temperatura, una clase de metamorfismo termo-regional.

No hay prueba directa de la edad de los Old Lizard Head Series, pero por su carácter general parece razonable deducir que son de las rocas más antiguas de Bretaña, y sus equivalentes pueden ser buscadas en Anglesey, en las montañas de Malvern y en los Highlands de Escocia.

Los esquistos hornbléndicos constituyen un factor muy importante en la geología de Lizard; bordean parcialmente a las serpentinas y los gabros, formando un anillo incompleto. En el Sur forman la parte mayor del distrito de Lizard y Bass Point; en el Oeste se presentan en Predannack y una ancha zona se extiende a través del Norte del distrito de Lizard desde Mullion Cove a Porthoustock y Porthallow. Están ausentes, sin embargo, en el Oeste, desde Pentreath a Ogo Dour, y en el Este, desde Enyo Head a Porthoustock. Los mica-esquistos, granulitas y esquistos hornbléndicos pueden ser considerados como las rocas caja, entre las cuales fueron introducidas la serpentina, el gabro y el neis Kennack y, probablemente, en un principio se extendían ampliamente por todas partes, y lo que ahora se conserva de ellos es sólo un resto.

Los esquistos hornbléndicos son indudablemente de origen ígneo, basaltos, doleritas o rocas similares. Su estrecha asociación con mica-esquistos y granulitas anfibólicas sugiere que algunos puedan haber sido lavas, mientras que otros fueron posiblemente sills intrusivos. En su estado actual, sin embargo, son completamente metamórficos y sus estructuras primarias son raras o ausentes. Sus minerales típicos son hornblenda verde oscura y un feldespato próximo a andesina. Algunos muestran los efectos de alta temperatura por la presencia de piroxeno y granate. El mineral accesorio más abundante es epidota, que se presenta en vetas, bandas lenticulares y nódulos, siguiendo la foliación, que está a menudo doblada o curvada, como si la roca hubiese sido intensamente plegada durante o después de la formación de las

bandas de epidota. Existen muchas dudas acerca del origen de esta epidota, por eso su abundancia es ciertamente una de las más notables características de los esquistos hornbléndicos de Lizard.

Medidas efectuadas en afloramientos de Hot Point han proporcionado el diagrama de la figura 2.

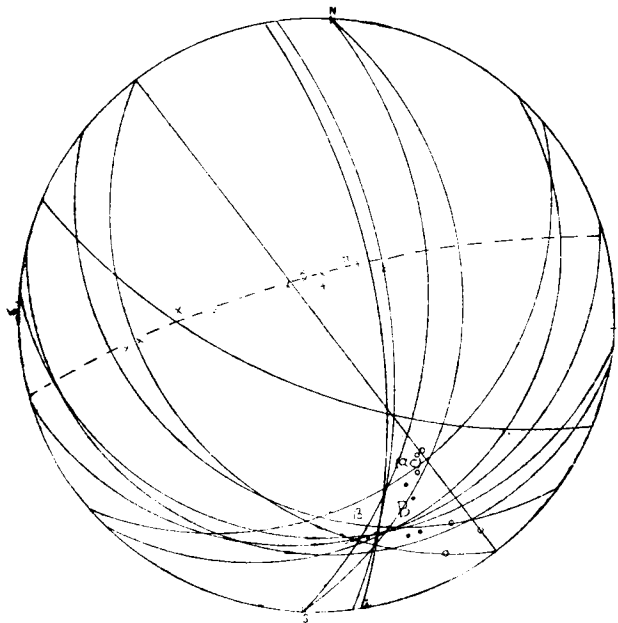


Fig. 2. — β , B, (α c) y π (β y B coincidentes) de esquistos anfibólicos de Hot Point.
T. Febrel.

La serpentina de Lizard es la roca más famosa y la masa de serpentina más grande de las Islas Británicas. Cubre un área de veinte millas cuadradas y la forma redondeada e irregular de sus afloramientos sugieren la presencia de un boss encajado en los mica-esquistos y esquistos hornbléndicos circundantes. Desde la época de De la Beche ha sido reconocida como una intrusión plutónica ultrabásica. La demostración directa de esto es difícil.

La serpentina es una roca ultrabásica y es muy reducida la

cantidad de feldespato que contiene. Hay varias clases de serpentina, pero existen también formas de tránsito. La más frecuente es una dunita formada esencialmente por granos de olivino pequeños y redondeados. Otro tipo es rico en tremolita, que se presenta en forma de placas brillantes de color verde pálido en las superficies de fractura de la roca; la serpentina tremolítica es muy esquistosa o puede tener una apariencia fibrosa.

Ya hemos dicho que la masa de serpentina tiene forma concéntrica y la disposición de los diversos tipos indica que el orden de formación ha sido el siguiente: dunitas, serpentinas tremolíticas, serpentinas bastíticas.

La serpentina de Lizard es una roca metamórfica. No presenta nunca la estructura poikilítica o poikilo-porfídica de las peridotitas normales; la serpentina tremolítica muestra siempre una ordenación paralela de sus minerales componentes y es a menudo pizarreña. En la serpentina bastítica las grandes placas tienen generalmente forma de almendra o de «augen», que se reconoce fácilmente en superficies pulidas o en cantos redondeados, en las playas de Kynance o Pentreath. Están alineadas en bandas paralelas que resaltan en superficies alteradas, y dan a la roca una apariencia acanalada o fajeada. Donde existen estructuras primarias, la estructura «augen» y el fajeado esquistoso son siempre paralelos a aquéllas. De aquí se desprende que genéticamente están estrechamente relacionadas, y que la foliación es primaria (fluxion-foliation) y producida durante o inmediatamente después de la intrusión del magma ultrabásico.

La serpentina fue seguida por gabros, tras un intervalo probablemente no muy prolongado. El tipo dominante de la unidad gabro está formado por plagioclasa, dialaga y olivino y no hay gran variación en la composición mineral; su metamorfismo es, por el contrario, extraordinariamente variado y muestra todas las transiciones de la estructura primaria normal a la de un esquisto anfibólico (gabbro-schist), con neta esquistosidad, y donde los minerales originales han sido totalmente transformados. La mayoría de los gabros tienen textura «flaser», con secciones residuales de los minerales primarios en una matriz esquistosa formada por minerales secundarios.

El episodio siguiente en la historia del complejo de Lizard

fue la inyección de diques básicos. Son muy numerosos, pero están distribuidos irregularmente; son escasos en la costa Oeste, mientras que en Kennack Bay son frecuentes y entre Black Head y Porthoustock muy numerosos. Son diques muy netos, de paredes paralelas, casi siempre verticales y algunas veces inclinadas; varían desde pocas pulgadas a varios metros de potencia. Con frecuencia cortan a los diques gábricos, que están desplazados por pequeñas fallas que no afectan a los diques básicos próximos a aquéllos. Esto demuestra que entre la inyección de los diques gábricos y la de los diques básicos hubo una renovación de movimientos en la serpentina. Los diques básicos fueron primitivamente doleritas olivínicas, y aunque siempre aparecen metamorfizados, son las rocas menos metamórficas de Lizard. Su augita ha sido casi totalmente sustituida por anfíbol, de forma que son epidioritas o metadoleritas con textura ofítica residual. Por regla general son de apariencia masiva, pero a veces se vuelven esquistosos y en algunos casos se han transformado en esquistos hornbléndicos de grano fino, cuando recién consolidados han sido afectadas por movimientos locales. Tienen grano fino uniforme, y su carácter filoniano bien preservado demuestra que fueron inyectados en una época en que reinaba relativa quietud. En este aspecto se diferencian de los diques o venas de gabro que están muy doblados, rotos e interrumpidos, y sus corridas sólo pueden ser seguidas en el espacio de pocos metros.

Los neises foliados (banded neises) se formaron poco después de los diques básicos. Son las rocas más anormales de la serie Lizard y sus extrañas características han dado lugar a muchas controversias. Están formados por un componente básico oscuro y uno ácido ligeramente coloreado; el oscuro es dolerítico, probablemente la última emisión del magma básico, mientras que el componente ligeramente coloreado es el precursor de los neises graníticos de la región. Algunas veces la parte básica estaba sólida cuando tomó el estado actual en los neises, y forma bloques redondeados o alargados; en la mayoría de los casos, sin embargo, estaba en estado plástico y aun fluido, y la estructura fajeada es debida al carácter fluido de este magma heterogéneo, inyectado en las rocas más antiguas

del complejo. El material básico fue más o menos disuelto o asimilado por el ácido, de forma que rocas híbridas de composición intermedia, ricas en biotita, son más corrientes que las básicas no transformadas, y siempre sucede que las rocas ácidas son posteriores a las básicas y al magma híbrido, formado por la asimilación de material básico efectuada por el magma ácido.

Las rocas básicas oscuras están rodeadas por el magma ácido y con frecuencia atravesadas por vetillas graníticas. Los neises foliados forman diques, sills e inyecciones irregulares, y en algunas partes la serpentina de la parte occidental de Kennack Bay está tan invadida por las intrusiones de neises foliados, que el campo está compuesto de estas dos rocas, casi en la misma proporción.

Con los neises foliados y las venas aplíticas y cuarzosas termina la serie intrusiva de Lizard. Se ha formado una serie completa de rocas ígneas, desde las ultrabásicas (dunitas) hasta las más ácidas (felsitas y pegmatitas) Como sucede generalmente, el orden de formación ha sido el de basicidad decreciente. Entre las distintas inyecciones hubo pausas, pero es difícil suponer que todas las rocas intrusivas (exceptuando los neises de Mano de War) no fuesen productos de diferenciación de un solo magma.

La existencia de una serie de mica-esquistos en Old Lizard Head y Porthallow es conocida desde los tiempos más remotos por todos los geólogos que han estudiado las rocas de Lizard. Fueron llamados a veces esquistos talcosos, debido a la presencia de grandes placas de una clorita de color verde pálido (probablemente secundaria de biotita), pero nunca contienen talco. Su origen sedimentario es indudable.

El tipo predominante de este grupo es una roca cristalina con grandes láminas de muscovita, a veces con diámetros de una pulgada y media; en menor proporción biotita, frecuentemente transformada en clorita, feldespato (ortoclasa y albita) y poco cuarzo. En lámina delgada casi siempre se reconocen granates de color rosa pálido, raramente identificables de visu. La foliación es sinuosa y sus planos están generalmente curvados.

Cuando contienen cierta proporción de feldespato se asemejan a neises feldespáticos micáceos; el feldespato, que puede formar lentejas o augen, se altera tomando un color rosado.

Son frecuentes las venas y segregaciones de cuarzo y feldespato, pero son raras las venas de cuarzo puro. En la muestra de mano los mica-esquistos son de color parduzco o rosado, pero si tienen bastante clorita toman una tonalidad verde pálida.

Alternando con los mica-esquistos aparecen bandas de cuarcita o de granulita cuarzosa, formadas principalmente por cuarzo, con cantidades subordinadas de muscovita, biotita y feldespato. Estas rocas también contienen numerosos granates de color rojo pálido y de tamaño reducido.

En los mica-esquistos y granulitas cuarzosas granatíferas, la hornblenda se puede encontrar en cualquier proporción; cuando es abundante, las rocas pasan a esquistos verdes (green schists) y granulitas hornbléndicas. La hornblenda se presenta en forma acicular y generalmente forma estrechas bandas, aunque en las granulitas puede estar diseminada o penetrar a los cristales de cuarzo. Tiene color verde oscuro y muestra fuerte pleocroísmo, pero con frecuencia está transformada en clorita.

Donde el anfíbol es preponderante las rocas pasan a esquistos hornbléndicos, que suelen contener segregaciones de cuarzo y feldespato y muestran un lustre satinado en las superficies de fractura. En estas rocas la foliación sinuosa u ondulosa está muy pronunciada y ello es la consecuencia de un fino y diminuto plegado de estos esquistos. Como muestran toda clase de transitos con los mica-esquistos y cuarcitas, parece indudable que sean de origen sedimentario y la mayoría de los geólogos que han estudiado esta región suponen que estas rocas contienen material ígneo y formaron primitivamente capas de cenizas volcánicas.

DIAGRAMAS DE CUARZO

Las cuatro muestras, de que hemos preparado diagramas de cuarzo, tienen las siguientes anotaciones de campo, relativas a su orientación y lugar de afloramiento:

L 23, Venton Hill Point, F. B (Foliación bedding) N 45° W → 10° NE, I_1 (lineation) N 35° W → 0°

L 24, Venton Hill Point, F. B N 25° W-68° NE (on a limb of a microfold), I_1 N 35° W-25° S.

L 25, Going South From Venton Hill Point, towards Lizard Point F. B N 37° E-27° SE, I_1 .

L 32 y M 7 (the last outcrop of our first trip in March 1956) Lizard Point.

F. B N 20° W-24° NE, I_1 .

F. B N 40° E-32° SE I_1 N 40° W-13° SE I_2 N 80° W-25° E.

Aunque todas estas rocas quedan incluidas en la denominación de granulitas y esquistos anfibólicos (green schists), dada por el Geological Survey, indicamos los caracteres estructurales y de composición de cada una de ellas por separado, antes de presentar los diagramas obtenidos en esas cuatro muestras.

L 23: Es un esquisto anfibólico con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y epidota, por componentes principales, y titanita y óxidos opacos de hierro, por minerales accesorios. Presenta una buena foliación caracterizada por la alternancia de capas anfibólicas con otras casi exclusivamente cuarzosas, que aunque indiscutiblemente representa una primitiva estratificación, ha sido intensificada por fenómenos de segregación y recristalización metamórfica. Esta última es de carácter post-dinámico, porque el cuarzo, mineral que se fractura fácilmente, presenta secciones de bordes netos, y no tiene textura cataclástica ni extinción ondulosa. Tiene tamaño de grano comprendido entre 0,2 y 2 mm. y es general que las secciones de cuarzo de las bandas cuarzosas sean de mayor tamaño que el cuarzo de las capas anfibólicas. Es frecuente observar en las secciones de cuarzo, bandas de análoga birrefringencia aunque de distinto índice de refracción, dispuestas concéntricamente. En sección *b* (sección normal a la alineación de la muestra macroscópica), el cuarzo es equidimensional o a lo sumo presenta una débil extensión según el plano de foliación, pero en sección *a* (sección normal a la foliación y paralela a la alineación), el cuarzo muestra una marcada extensión según el referido plano y por tanto paralela a la alineación de la muestra macroscópica, que es una alineación mineral representada por estrechas varillas (rods) de cuarzo.

La epidota presenta secciones de buen tamaño (de varios milímetros), aisladas en las bandas cuarzosas, o forma fajitas, generalmente discontinuas, con secciones de tamaño reducido, 0,1 mm. o menores, menos frecuentes que las bandas de anfíbol o de cuarzo. Alternan secciones de vivos colores con otras que muestran los tonos azul lavándula de la zoisita.

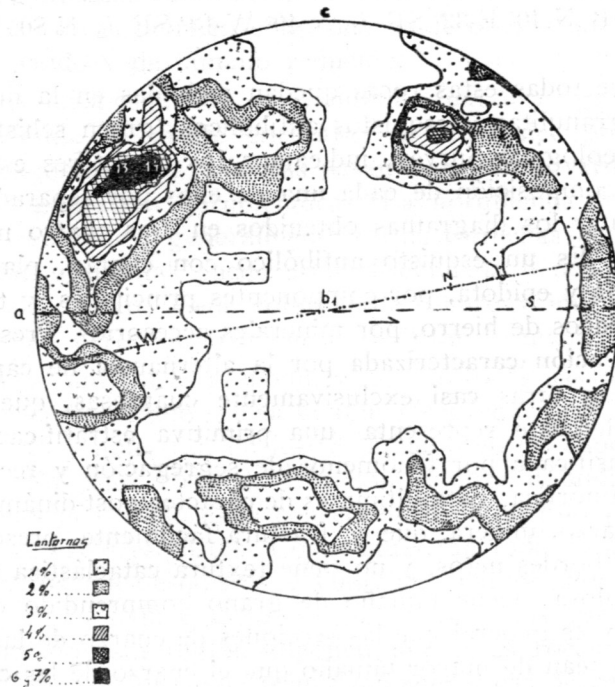


Fig. 3.—200 [0001] de cuarzo de bandas cuarzosas en sección casi normal
a b, l. 23. T. Febrel.

El plagioclasa alterna con anfíbol en bandas anfibólico-plagioclásicas, pero su completa saussuritización impide la determinación de su contenido de anortita. Tiene un tamaño de grano análogo al del cuarzo de bandas anfibólicas y, como este último, es equi-granular en secciones b, normales a la alineación de la muestra macroscópica.

El anfíbol es una hornblenda con un pleocroísmo de verde amarillento a verde hierba, que se presenta en estrechas

secciones prismáticas de 0,1 a 0,2 mm. de longitud, con sus dos mayores longitudes en el plano s principal. Es difícilmente medible.

Los diagramas de cuarzo han sido obtenidos de las bandas cuarzosas recristalizadas. La práctica adquirida en la obtención de estos diagramas nos ha demostrado que la estruc-

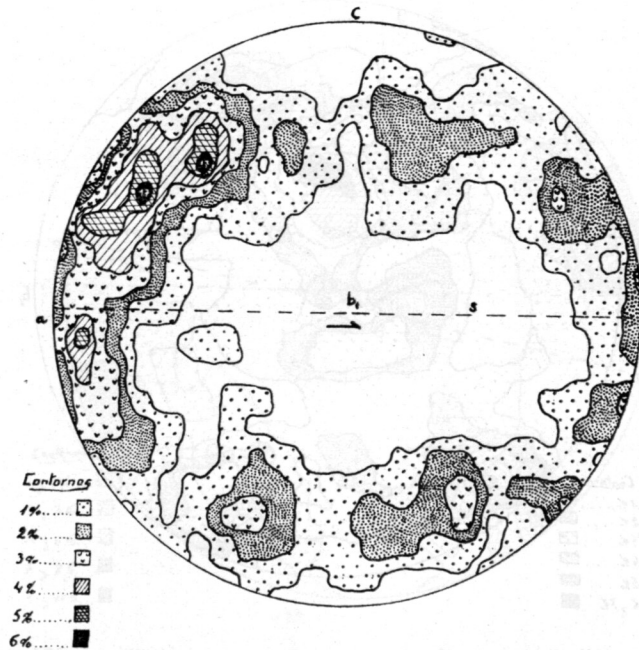


Fig. 4.—300 [0001] de cuarzo de bandas cuarzosas en sección normal
a b, l. 23. T. Febrel.

tura del cuarzo en estas bandas exclusivamente cuarzosas es mucho más neta que la del cuarzo de bandas anfibólico-epidóticas.

Las figuras 3, 4 y 5 representan los diagramas obtenidos. Los ejes de movimiento a, b y c, la foliación o plano s principal y la concentración de puntos en los máximos respectivos, vienen representados en los referidos diagramas. En el diagrama de la figura 1 también hemos proyectado la posición

de las coordenadas geográficas Norte (N.) y Oeste (W.), en el plano horizontal.

Los diagramas de cuarzo contienen dos coronas de ejes ópticos que se cortan en el eje a y están simétricamente dispuestas respecto del eje b_1 .

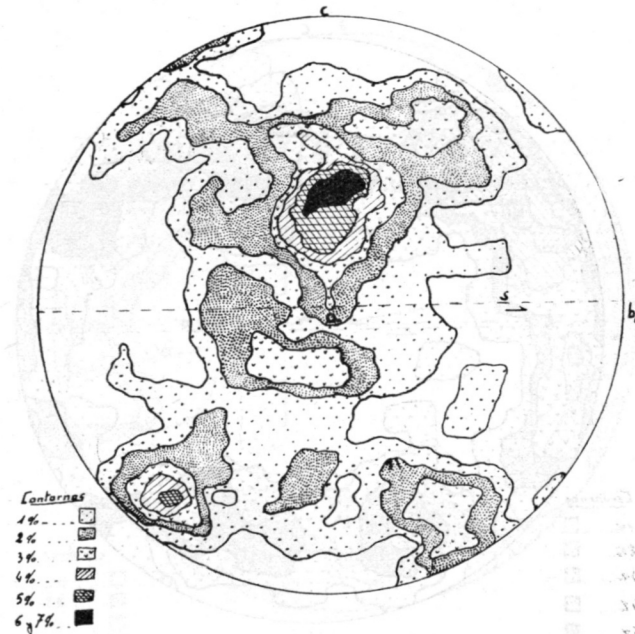


Fig. 5. —Diagrama de la fig. 3, girado 70° , hasta situar a en el centro. L 23. T. Febrel.

Las coronas son verticales, están contenidas en un plano vertical de orientación NE.-SW., presentan análogo desarrollo, aunque la superior no es completa, y una de ellas, esta última, presenta un máximo significativo, ya que se repite en todos los diagramas parciales obtenidos en esta muestra y también aparecerá en diagramas ulteriores, con una concentración del 7 % en el diagrama de la figura 1 y del 6,33 % en el diagrama de la figura 2, donde el máximo aparece subdividido en dos próximos de la misma concentración.

A pesar del análogo desarrollo de ambas coronas, el he-

cho de que el máximo sólo aparezca en una de ellas, determina la simetría monoclinica de movimiento, con plano de simetría normal a la alineación de la muestra macroscópica y eje de simetría paralelo a esta última.

L 24: Es un esquistó anfibólico plegado, con la misma alternancia de bandas anfibólicas y cuarzosas de la primera mues-

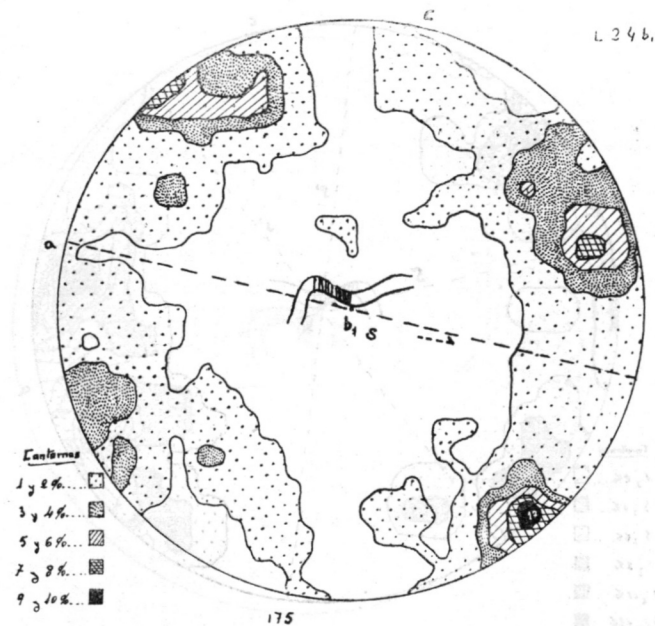


Fig. 6. —175 ejes [0001] de cuarzo de la rama rayada en el micropliegue dibujado en el centro. L 24. T. Febrel.

tra. Como en aquella, cuarzo y anfíbol son los componentes principales.

El grado de recristalización es muy inferior al de la última muestra, y el cuarzo de las bandas cuarzosas nunca tiene un diámetro superior a 0,1 mm., y su diámetro medio es de 0,05 milímetros. Tiene una ligera extinción ondulosa y sus secciones suelen estar cruzadas por líneas finas (secciones de planos), reconocibles por presentar una ligerísima diferencia de índice de refracción respecto del resto de la sección, y que en varias oca-

siones las hemos visto seguidas por series de inclusiones fluidas microscópicas. Su anchura es sub-microscópica, y con ayuda de la platina universal podemos situar vertical el plano en que se encuentran.

La lámina delgada aparece atravesada por varios planos de deslizamiento (*hol*), de los que el principal es el paralelo al pla-

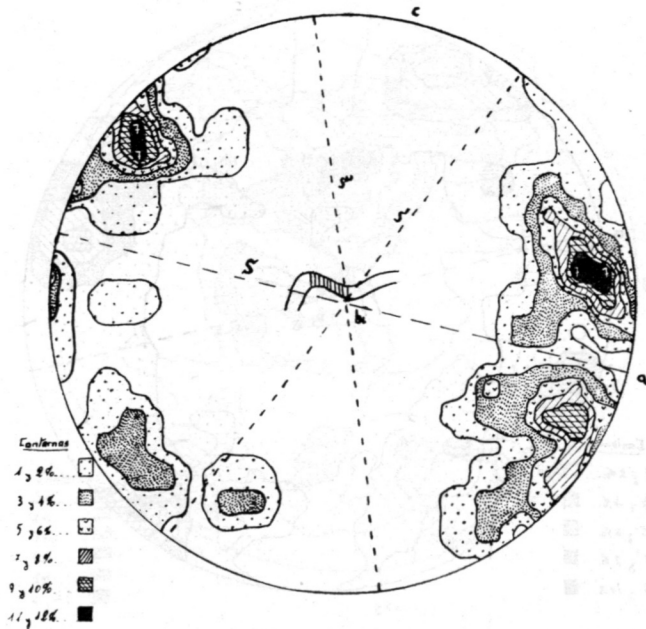


Fig. 7. - 57 polos de láminas de secciones de cuarzo, de la rama rayada en el micropliegue dibujado en el centro, L 24. T. Febrel.

no axial de los micropliegues, cuyos ejes son paralelos a la alineación *b* de la muestra macroscópica.

Las figuras 6 a 13 representan los diagramas obtenidos. En los diagramas de las figuras 6, 9 y 12 se han proyectado ejes ópticos; en el de la figura 7 los polos de los planos que contienen a las aristas rectilíneas observadas en el interior de las secciones, y en los de las figuras 8, 10 y 11 los ejes ópticos de los granos que muestran tales aristas, así como la dirección y sen-

tido del arco a reconocer desde el eje óptico al polo del plano correspondiente.

Las dobles coronas de cuarzo en el diagrama de la figura 9 muestran un desarrollo incipiente, siempre la inferior más desarrollada que la superior, y la estructura del cuarzo más se asemeja a la típica de tectonitas S, con dos máximos periféri-

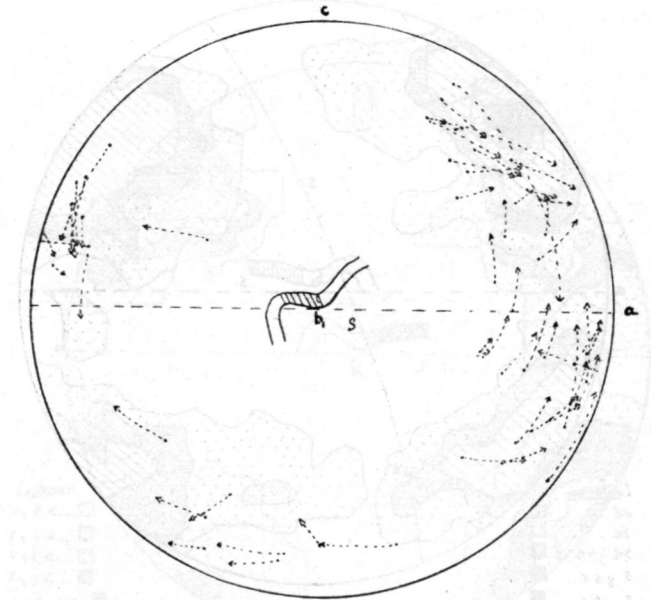


Fig. 8. - 57 arcos de círculo máximo entre [0001] de cuarzo (puntos) y polos de láminas de las mismas secciones (flechas) de la rama derecha, rayada en el micropliegue dibujado en el centro, L 24 T. Febrel.

cos, que a la de tectonitas $b = B$. El desigual desarrollo de ambos máximos, con concentraciones del 8,33 % y del 3,33 % determina la simetría monoclinica de movimiento, con eje en el centro del diagrama.

El diagrama de las «Boëhm lamellae» de cuarzo de la figura 7, presenta menor dispersión, con máximos de mayor concentración que el de la figura 6. Estas formaciones laminares del cuarzo, que en el plano de la sección vienen representadas

por líneas de trayectorias rectilíneas son sub-normales a los ejes ópticos respectivos, y la distancia en arco de círculo máximo del polo de la laminilla al polo del círculo máximo, no suele exceder de los 10° , aunque también se han medido distancias comprendidas entre 30° y 40° (fig. 13). Sus caracteres se asemejan a los de las «Boëhm lamellae» descritas por Fairbairn y otros autores.

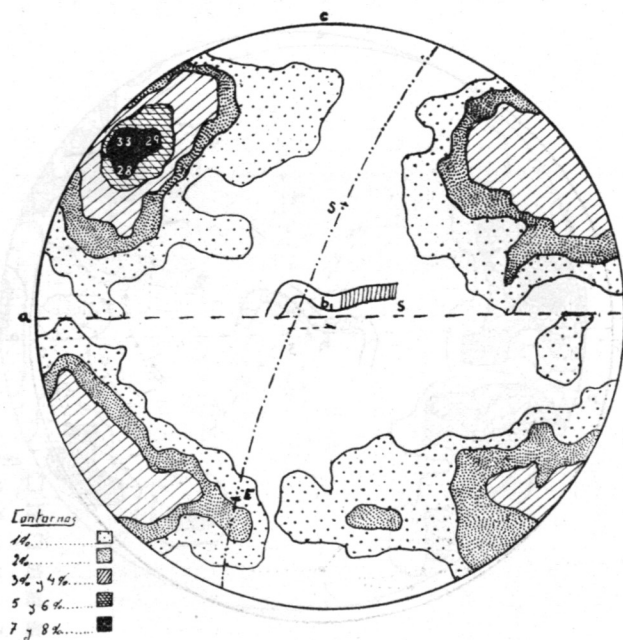


Fig. 9.—400 [0001] de cuarzo de la parte rayada en el micropliegue dibujado en el centro, L 24. T. Febrel.

Los dos máximos de láminas determinan dos superficies s , simétricamente situadas respecto a la foliación de la muestra macroscópica. Las superficies s (Plattungsebene) y s'' están representadas en la muestra de mano, pero la s' es una superficie exclusivamente estadística.

La recristalización de la muestra L 24 es inferior a la L 23, donde quizá este último proceso haya determinado la desaparición de esas estructuras laminares, pero donde el máximo de ejes ópticos, de situación idéntica al de la figura 6, bien pudiera representar una primitiva orientación laminar.

El diagrama de la figura 10 representa la posición de los ejes ópticos de las secciones que contienen láminas en otra parte del micropliegue, y reproduce aproximadamente el diagrama de la figura 9. Se observa una mayor dispersión en los diagramas de ejes ópticos que en los de láminas. Las flechas de las figuras 8 y 11 indican la dirección y sentido de rotación del eje óptico al polo de la lámina respectiva.

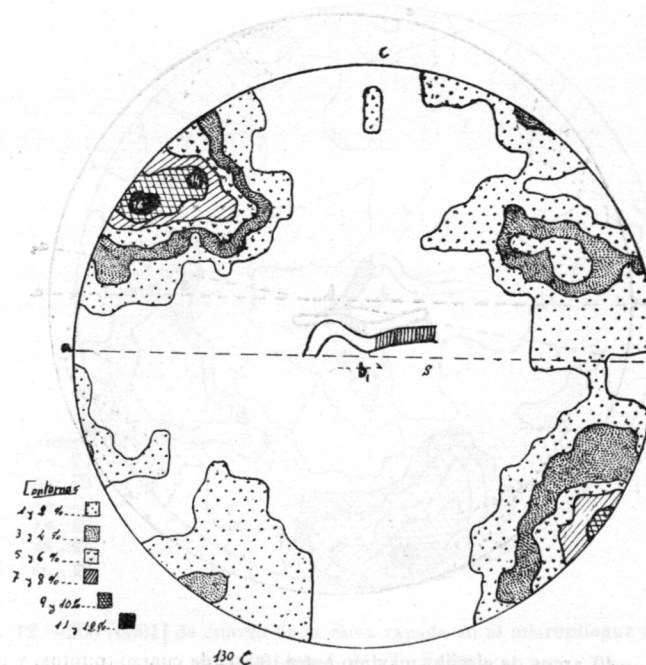


Fig. 10.—130 [0001] de cuarzo de secciones con láminas cuyo diagrama ha sido representado en la fig. 11. Las secciones ocupan la parte rayada en el micropliegue dibujado en el centro. L 24. T. Febrel.

En los diagramas hemos indicado la posición de los planos s y en el de la figura 9 el plano horizontal con las coordenadas geográficas Este (E.) y Sur (S.).

L 25: La muestra macroscópica presenta dos alineaciones: una tenue, alineación de orientación Sur-Suroeste, que denominamos b_1 , porque a primera vista parece la más antigua, que está plegada por otra alineación, provisionalmente llama-

da b_2 , de orientación Sureste, representada por suaves ondulaciones y pequeños rizos. Hemos preparado cuatro láminas delgadas normales y paralelas, respectivamente, a las dos alineaciones b_1 y b_2 . Se observa en esta muestra la misma alternancia de bandas casi exclusivamente cuarzosas, con pequeña proporción de secciones de anfíbol, y de otras formadas ex-

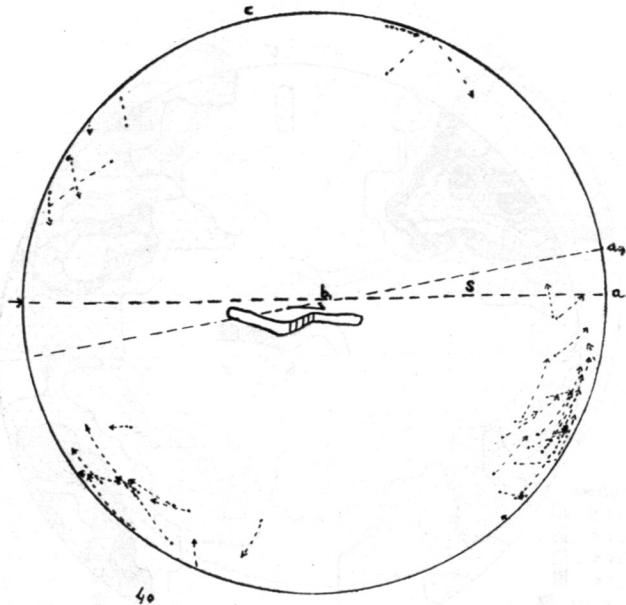


Fig. 11.— 40 arcos de círculo máximo entre [0001] de cuarzo (puntos) y polos de láminas de las mismas secciones (flechas) de la parte rayada en el micropliegue dibujado en el centro, L 24. T. Febrel.

clusivamente por una hornblenda, que presenta un marcado pleocroísmo de amarillo verdoso a verde intenso. Algunas secciones de una epidota incolora, que polariza brillantemente, aparecen en las bandas anfibólicas. Esta alternancia de bandas de distinta composición, sin duda representa primitivas diferencias de composición en capas adyacentes, acentuada, con posterioridad, por procesos de segregación y diferenciación metamórficos.

Los prismas de anfíbol son muy estrechos, tienen una anchura media de 0,02 mm., y no son medibles; por el contrario, el cuarzo, cuyas secciones muestran un diámetro transversal medio superior a 0,1 mm., es fácilmente medible. Forma secciones aplanadas según el plano de foliación, con su mayor longitud según b_1 , y presenta en esa dirección longitudes su-

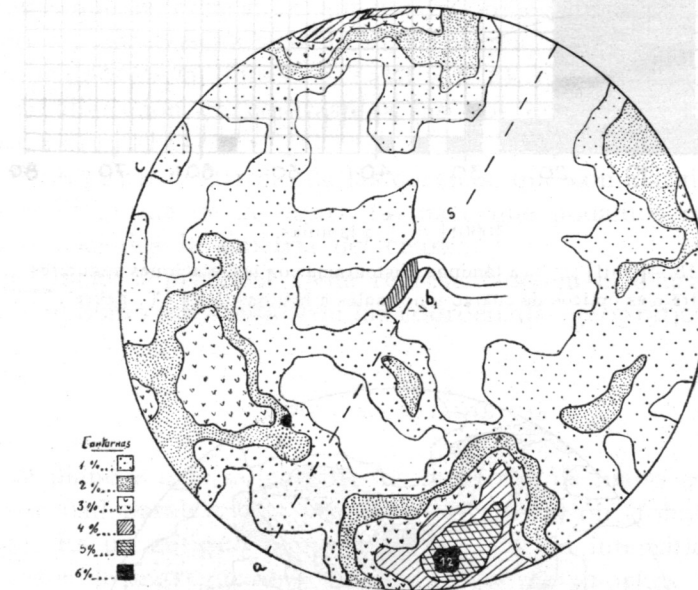
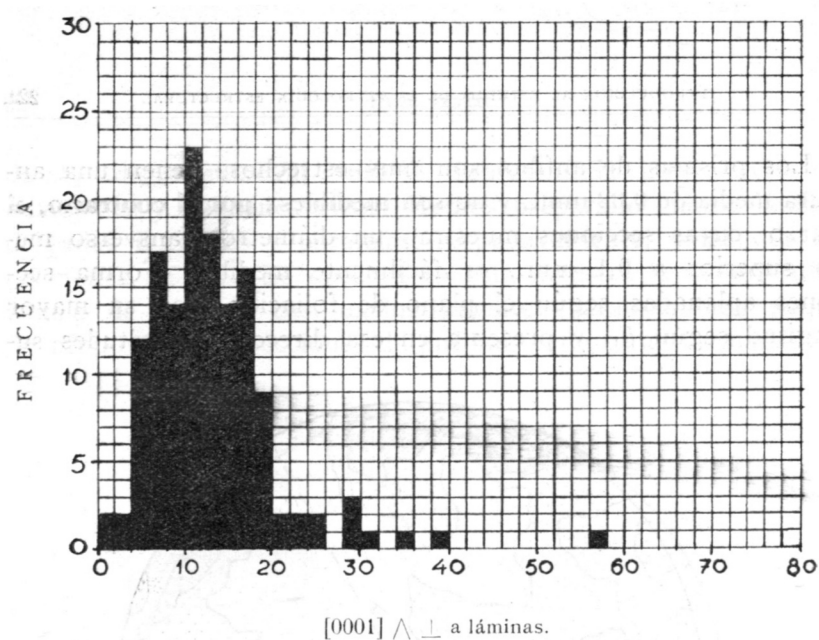


Fig. 12.— 200 [0001] de cuarzo de la rama rayada en el micropliegue dibujado en el centro, L 24. T. Febrel.

periores al triple del diámetro transversal, y origina una buena alineación mineral en ese sentido.

Presenta recristalización post-dinámica y sus secciones muestran bordes netos y no tienen roturas ni la más leve extinción ondulosa. Como veremos a continuación, esa recristalización post-dinámica no ha borrado la orientación que adquirió en la época de movimiento. No se reconocen las estructuras laminares observadas en la última muestra L 24, que presentaba una recristalización mucho más incipiente que la de esta roca.



[0001] \wedge \perp a láminas.

Fig. 13.—[0001] \wedge \perp a láminas. Histograma con las relaciones angulares entre ejes ópticos de cuarzo y normales a láminas. L 24 T. Febrel.

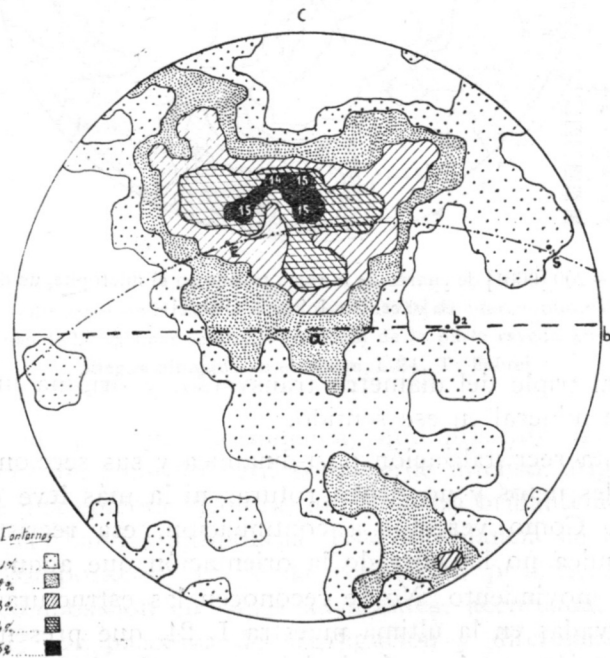


Fig. 14.—300 [0001] de cuarzo de bandas cuarzosas en granulita (cuarcita feldespática). L 25. T. Febrel.

En el diagrama de la figura 14 se han proyectado ejes ópticos de cuarzo.

Este diagrama reproduce el cuadro de los diagramas de ejes ópticos de la muestra L 23, con las dobles coronas de ejes cortándose en a , a 90° de la alineación denominada b_1 , y el máximo, que aquí muestra una concentración del 5 por 100, análogamente situado respecto del plano s principal. También prueba que la alineación que provisionalmente hemos denominado b_1 , por considerarla la más antigua, es equivalente a las alineaciones de las muestras L 23 y L 24, que sólo presentaban única alineación en contraste a las dos que aparecen en esta roca.

El desigual desarrollo de las coronas, que con claridad muestra el diagrama de la figura 14, hace que podamos considerar como triclinica la simetría del cuarzo.

El plano s principal viene representado en el diagrama, así como el plano horizontal con las coordenadas geográficas S y E.

SUPERFICIES ESTADÍSTICAS

El plano s más saliente de las muestras de mano es una esquistosidad paralela a la primitiva estratificación (foliation bedding). Es un antiguo plano de estratificación intensificado por procesos de segregación y diferenciación metamórfica.

Las normales a las láminas de deformación (deformation lamellae) del cuarzo, de láminas delgadas de la roca L 24, definen dos planos estadísticos s , normales a los máximos de los polos de las láminas, situados simétricamente a ambos lados de la foliación, que aquí es, como ya hemos dicho, un antiguo plano de estratificación.

Designaremos a este último plano con s y a las superficies estadísticas con s' y s'' ; en algunos casos s' es normal al máximo principal y parece haber desempeñado un papel más importante en el proceso orientador que s'' , normal al máximo menos prominente. En otros casos, los dos máximos tienen concentraciones similares y las dos superficies deben haber desempeñado un papel semejante.

Suponemos con Sander, Fairbairn y otros autores, que las láminas son planos de deslizamiento, y que sus máximos definen dos planos de deslizamiento (*hol*), que han actuado durante el proceso de deformación del cuarzo. La traslación, según estos planos, supone un movimiento efectivo, pero limitado, según el plano *s* principal, que indudablemente también actuó como plano de deslizamiento.

Debemos hacer notar que ninguna de las superficies estadísticas coinciden con el plano axial (flow cleavage) de los microplicues que podemos apreciar en las muestras de mano.

LAS DOS ALINEACIONES b_1 Y b_2 DE LOS ESQUISTOS ANFIBÓLICOS (GREEN SCHISTS) Y GRANULITAS DE LA OLD LIZARD HEAD SERIES

En las rocas de los acantilados, como en los afloramientos situados a lo largo de las veredas, se pueden observar dos buenas alineaciones: una b_1 , más antigua, representada por orientaciones dimensionales de hornblenda o cuarzo, como puede observarse en láminas delgadas paralelas a b_1 , y una más moderna b_2 , representada por pequeños dobleces y ondulaciones que pliegan a la primera alineación b_1 , que tiene un buzamiento diferente en las distintas partes de la ondulación. La alineación más moderna tiene una dirección y un buzamiento más constantes en aquellas zonas, y en muchos sitios es la única visible, ya que ha desaparecido casi totalmente la primera alineación. No hay orientación de minerales paralela a b_2 , que solamente está representada por aquellos dobleces y ondulaciones.

La alineación b_2 no ha desempeñado papel alguno en la evolución de la orientación del cuarzo, ya que los ejes ópticos y las láminas de deformación de ese mineral están dispuestos simétricamente respecto de b_1 , la primera alineación, pero no muestran relación alguna con b_2 . La orientación de los ejes ópticos de cuarzo parece ser anterior a la formación de los pliegues b_1 , que giran en bloque al diagrama formado por aquella orientación, sin modificarla de forma apreciable (comparar figuras 6, 9 y 12).

LÁMINAS DE DEFORMACIÓN EN EL CUARZO

Una de las rocas estudiadas, L 24, muestra muy buenos ejemplos de láminas de deformación con una neta orientación.

La muestra L 24 es un esquisto anfibólico (green schist) plegado, con bandas monominerales cuarzosas y anfibólicas. Cuarzo y hornblenda son los componentes principales de esta roca. Los granos de cuarzo no tienen diámetro mayor de 0,1 milímetros, y el tamaño más frecuente de las secciones es de 0,05 mm.; muestra deformación post-cristalina con ligera extinción ondulosa y las secciones están atravesadas por superficies casi planas, muchas veces seguidas por inclusiones fluidas.

En muchas secciones éstas finas estructuras han desaparecido casi totalmente, y creemos que ello es debido a la acción de una ligera recristalización. Presentan en nuestro caso particular un índice de refracción más bajo que el del resto de la sección y su curso muestra pequeñas desviaciones; su anchura es submicroscópica y el estudio con la platina universal facilita su observación.

Sólo existe una serie de láminas por grano, y la sección de cuarzo está en posición de extinción o casi en posición de extinción, cuando las láminas están colocadas verticalmente en posición Norte-Sur; por lo tanto, las láminas son subparalelas a (0001) y no siguen planos cristalográficos definidos, porque la longitud del círculo máximo que une el polo del eje óptico con el polo de la lámina respectiva varía desde 2° a más de 40°. Sin embargo, tienen un control cristalográfico muy limitado, como puede verse en el diagrama de la figura 13. Las láminas terminan en el interior de los granos que atraviesan y no hemos visto láminas individuales que atraviesen varios granos; existen agregados de cuarzo con laminación paralela.

Estructuras similares han sido estudiadas por Böhm (1883), Becke (1892), Müggé (1896), Sander (1930), Hietanen (1938), Fairbairn (1941), Ingerson y Tuttle (1945), Riley (1947), Savul (1948) y últimamente por Christie (1959). Estos autores las interpretaron de diferentes formas: fracturas producidas por de-

formación, planos de traslación o deslizamiento, etc. La última opinión es, a nuestro juicio, la más conveniente para explicar su génesis.

Fairbain (1941), estudiando láminas de deformación en las cuarcitas de Ajibik, demostró que las láminas tenían una orientación más netas que los ejes ópticos [0001], y llegó a la conclusión de que la orientación preferente de la roca era el resultado de movimientos acaecidos en esas formaciones laminares (figs. 2-4, 2-5 y 2-6 de «Structural Petrology of deformed rocks»). La falta de un control cristalográfico determinado le hizo tomar por dirección de deslizamiento una arista horizontal [m:r] y por superficies de deslizamiento planos variables conteniendo a aquella arista. Ingerson y Tuttle hicieron también un estudio de la misma formación y comprobaron que el polo de las láminas de cualquier grano está situado entre el eje [0001] del grano y el eje de movimiento a . Utilizaron esta relación para localizar los ejes estructurales o de movimiento en rocas como las cuarcitas masivas, donde no hay otro medio de determinar los ejes estructurales. También dijeron que «Si las láminas son realmente planos a lo largo de los cuales el cuarzo ha sido deformado plásticamente, y si tienden a situarse sub-normales al eje óptico, deben de proporcionar, al menos en parte, el por qué de la orientación de los ejes ópticos de cuarzo en rocas metamórficas». También demostraron la falta de control cristalográfico en la formación de las láminas. Los polos de las normales a las láminas en la cuarcita de Ajibik, así como en otras muchas rocas en que existen granos de cuarzo con láminas, Lizard, forman dos máximos situados en el plano ac , a 45° aproximadamente de la foliación.

A Turner le parece igualmente posible que la orientación de ejes ópticos se originase primeramente, y durante los últimos períodos metamórficos regionales se formasen las láminas paralelamente a los planos de máximo esfuerzo cortante.

Riley, en su estudio de la cuarcita de Baraboo, demostró que los ejes de movimiento obtenidos por el método de Ingerson y Tuttle, sobre la localización de ejes estructurales a partir del esquema de las láminas, no coinciden con los ejes determinados mediante datos tomados en perfiles geológicos. Supuso

que las láminas en la cuarcita de Baraboo deben proceder de una fase metamórfica diferente de la que produjo foliación y pliegues.

En un trabajo posterior, John M. Christie y C. B. Raleigh (1959), sentaron una hipótesis para explicar el origen de las láminas. Opinan que las láminas de deformación no proceden de la época en que fueron orientados los ejes ópticos, sino de un movimiento penetrativo posterior que ha causado ligera distorsión, sin producir el más ligero efecto en la orientación preferente de ejes ópticos. Los granos se han deformado por deslizamiento sobre superficies irregulares en la zona [0001], paralelamente a la dirección [0001], y se ha interpretado a las láminas como bandas curvadas originadas por este deslizamiento. La orientación preferente de las láminas está controlada por la orientación preferente de los granos en que se produce dicho deslizamiento. En las muestras descritas por estos autores, los ejes [0001] de granos que muestran formaciones laminares forman una pequeña corona circular, representación de un cono circular. Las superficies de deslizamiento son probablemente tangentes a este cono y los polos de las «Kink-bands» también definen un círculo menor alrededor del mismo eje. La orientación de los elementos estructurales hace pensar que la deformación fuese producida por una compresión paralela a los ejes de estos círculos menores. Se observan dos máximos en algunos de los diagramas de esas formaciones laminares, pero la orientación y concentración de esos máximos se supone más influida por la orientación preferente, ya existente en la roca, que por la que determinó la formación de esas láminas. Estos autores estudiaron cuatro muestras de cuarcita con laminación, tres son cuarcitas cristalinas de «Orocopia Schists» del Sur de California, y la cuarta es una cuarcita cámbrica tomada en un afloramiento próximo al Moine Thrust, cerca de Stack of Glen-coul, en el distrito de Assynt, en Escocia.

Obtuvimos los diagramas de las figuras 6 a 13, ambos inclusive, en el estudio de la muestra L 24, un esquisto anfíbólico (green-schis), tomado al Sur de Venton Hill Point, entre este último lugar y Lizard Point, siguiendo la línea de los acantilados. Esta es la única muestra en que pueden observar-

se les láminas de deformación, y como ya hemos descrito los principales caracteres de la laminación, discutiremos a continuación los diagramas obtenidos de esta roca L. 24.

Los diagramas se obtuvieron de láminas delgadas b , normales a la alineación dimensional mineral de la muestra de mano. No sólo los máximos de ejes ópticos de cuarzo, figuras 6, 9 y 10, sino también los máximos de los polos de las normales a las láminas, figura 7, están situados simétricamente, a ambos lados de la foliación y del eje b_1 , el eje de simetría de los diagramas. Por tanto, podemos decir que la laminación fue producida por la misma deformación que produjo la orientación de ejes ópticos, o por una fase posterior concordante con la deformación principal.

Hemos de decir, en primer lugar, que no hemos hallado círculos menores en los diagramas de polos de láminas, figura 7, como refieren Christie y Raleigh en las cuatro cuarcitas por ellos estudiadas, pero podemos observar fácilmente dos máximos prominentes a ambos lados de la foliación, como ocurría en las muestras descritas por Sander (1936, p. 306, D. 21), Fairbarn (1941, p. 1268, fig. 1), en la cuarcita de Ajibik; Ingerson y Tuttle (1945, fig. 2), en la misma formación, y Mackie (1947, figura 9) y Kiley (1947), en la cuarcita de Baraboo. La única diferencia observada en nuestro caso es el menor ángulo formado por las superficies estadísticas, 42° ó 44° , comparado con los descritos por otros autores, 60° a 90° .

El arco de círculo máximo que une al polo de la normal a una lámina con el eje óptico respectivo, pasa aproximadamente por el eje de movimiento a , figuras 8 y 11, y el polo de la lámina está entre este último punto y el eje óptico del grano en que está la lámina. Las relaciones indicadas por Christie y Raleigh no se verifican en este caso particular.

El histograma de la figura 13, con la relación angular $[0001] \wedge \perp$ a la lámina, es similar al representado por Christie y Fairbarn, y muestran el control cristalográfico variable, aunque dentro de ciertos límites, de las láminas.

Los máximos de los polos de las láminas definen dos superficies estadísticas s' y s'' , simétricamente situadas en los diagramas. Deben ser planos de traslación que controlaron el mo-

vimiento. Por ser paralelas a b_1 , son planos (*hol*). Los máximos de ejes ópticos no definen la posición de ninguna superficie estadística, ya que están situados a 12° de distancia de los máximos de los polos de las láminas.

Una vez que hemos establecido que la laminación fue producida por una deformación de ejes ópticos, vamos ahora a considerar si las láminas son estructuras secundarias, formadas en último período dinámico, aunque relacionadas, en nuestro caso, con la orientación preferente de ejes ópticos, o si rigen al menos parte de la orientación del cuarzo, como podría ocurrir en nuestras muestras.

Si las láminas fueran de última formación, las orientaciones preferentes de láminas y de ejes $[0001]$ de granos que contienen láminas, podría mostrar la misma simetría, pero las orientaciones preferentes de ejes $[0001]$ de granos que contienen láminas y de eje de granos no seleccionados, no tienen por qué tener la misma simetría, ya que sólo se originaron láminas en granos favorablemente orientados. Si observamos las figuras 9 y 10, podremos ver que los ejes ópticos de granos no seleccionados y los de granos con láminas muestran una buena orientación preferente, la misma simetría y el mismo cuadro.

Además, si las láminas fuesen estructuras de última formación, habrían sido superpuestas sobre la orientación debida al plegamiento, originada por la deformación principal. La orientación de ejes podría estar o no superpuesta a la orientación debida al plegamiento, pero la de las láminas desde luego lo estaría.

En nuestro caso particular podemos observar, figuras 6, 9 y 12, que el micropliegue de que hemos obtenido esos diagramas es una estructura desarrollable, ya que los máximos de ejes ópticos de cuarzo siempre ocupan la misma posición respecto del planos s o antigua estratificación, que aparece girado en torno a $b_1 = B_1$. Por tanto, estos pliegues de flexión han sido superpuestos a una orientación o estructura de ejes ópticos de cuarzo ya existente.

Por el contrario, la formación laminar parece posterior al plegamiento, pues sólo se observan láminas en aquellas ramas del micropliegue en que los máximos de cuarzo aparecen dispuestos favorablemente respecto de la dirección principal de esa

última presión (figs. 7 y 9, donde el eje c , dirección de la mayor presión, es la bisectriz del ángulo agudo formado por s' y s''), pero no se observan láminas en los casos en que sucede lo contrario (fig. 12).

Podemos explicar la presencia de láminas en L 24, la única muestra con deformación post-cristalina, suponiendo que una deformación tardía, concordante con una anterior, reactivó los planos de debilidad o mínima cohesión que desaparecieron en las restantes muestras por la presencia de una recristalización postectónica.

El diagrama de la fig. 12, obtenido del limbo de un micropliegue de la misma roca, muestra, como característica más principal, los dos máximos de los otros diagramas, pero se observa una extensión de los máximos en coronas.

En algunos diagramas, fig. 7, podemos observar simetría ortorrómbica, con una concentración similar para los dos máximos; en otros, donde los máximos muestran un desarrollo diferente, o donde es prominente un solo máximo, se observa el tipo más común de simetría monoclinica o de simetría triclinica.

Los dos máximos del diagrama de la figura 7, que tiene simetría rómbica, pueden ser explicados por la existencia de dos series de láminas colocadas simétricamente respecto al plano de foliación; los máximos de polos de láminas estarán situados entre los máximos de ejes ópticos y el plano de foliación si, como puede esperarse, tiene lugar aquí la relación mencionada entre polos de láminas, ejes ópticos y ejes estructurales a .

LECCIÓN 28

ESTUDIO ESTRUCTURAL DE ROCAS MOINIAN Y LEWISIAN DE LOS HIGHLANDS DE ESCOCIA

(F. C. Phillips. «Geol Mag», vol. 76, núm. 5, 1949)

El estudio estructural de los Moine schists ha demostrado que en toda esta asociación metamórfica se presenta frecuentemente una corona normal $a b = B$. Muscovita y biotita están orientadas en coronas simples más o menos completas, mientras que los diagramas de cuarzo muestran o una corona simple o tipos intermedios de tránsito al modelo de las dobles coronas (cross-girdles), Phillips, 1937, 1945.

El eje de la corona está señalado por una alineación macroscópica, definida, principalmente, por la orientación dimensional y el habitus alargado de las micas. Esta alineación buza (plunges) en dirección Sur-Este en una gran extensión.

Una contribución valiosa al estudio de la alineación en general, ha sido proporcionada por E. Cloos (1946) en una reciente memoria, una publicación que todos los petrólogos estructurales deben estimar.

En la página 3, afirma que: «En Escocia la alineación está representada por un «rodding» que ha sido medido y descrito en muchas regiones. Su intensidad parece aumentar en las proximidades del Moine thrust». En la lámina 9, publica un mapa de la región de Assynt, formado por parte de las Hojas núms. 101, 102, 107 y 108.

La distribución de símbolos en los mapas publicados no proporciona, sin embargo, una guía segura, ya que la ausencia de

símbolos no quiere decir que no pueda ser observada alineación en esas áreas.

Excluyendo el material procedente de zonas ocupadas por rocas plutónicas, puede observarse una neta alineación en dos terceras partes, aproximadamente, de las muestras recogidas; de 50 rocas tomadas al azar, procedentes de terrenos de rocas psamíticas, con poca mica, y de rocas altamente pelíticas, 32 mostraron una alineación lo suficientemente manifiesta para que puedan ser preparadas láminas delgadas orientadas a partir de la muestra de mano.

Los argumentos establecidos por Closs: «De ello se deduce que los elementos estructurales son debidos a movimientos de dirección Noroeste a lo largo de planos de deslizamiento (1946, página 3) y esto (la distribución de los símbolos de la alineación) indica que el deslizamiento y la alineación están relacionados, y si el empuje tiene dirección Noroeste, la alineación en esta dirección está estrechamente relacionada con el movimiento (página 27)», parecen estar basados en falsos principios.

Hasta ahora, sólo nos hemos referido a los Moine schists. Las áreas atribuidas al Lewisian se presentan como un complejo principalmente compuesto de ortoneis y en menor proporción de paraneis y paraesquistos, estos últimos en la región más elevada, al Noroeste continental del Moine thrust y en Outer Hebrides. Este complejo fundamental está cortado por una serie de intrusiones, y cubierto, en ciertos lugares, por sedimentos Torridonián y Cámbricos discordantes. Al Sureste del thrust, las rocas cartografiadas como Lewisian, se encuentran, tanto como masas desplazadas dentro de la zona de actividad (Pech y Horne, 1930, pág. 46), o como supuestos «inliers» en el distrito de Moine. Las peculiares relaciones proporcionadas por el estudio geológico de algunas regiones, han determinado que se dude sobre la validez de los factores usados en separar supuestas rocas de la formación Lewisian de rocas del tipo Moine (Read, 1934, págs. 312, 16) y al menos en Sutherland no se ha obtenido evidencia de la discordancia entre rocas del tipo Lewisian y las de las Moine Series (Read, 1931, pág. 69). Richey y Kennedy (1939), vieron que en Morar se podía distinguir un grupo estructural inferior, separado de las rocas de las Moine Series por

una línea de discordancia, que llamaron provisionalmente Sub-Moinian. Sin embargo, recientemente se ha visto (Mac Gregor, 1948) que no eran válidos los factores en que se basaba esta separación y que las rocas sub-Moine de Morar pueden constituir una parte inferior de las Moine Series asociadas con ortoneis hornbléndicos. Ante esta incertidumbre, atribuiremos el término «Lewisian» a las rocas así llamadas en los mapas publicados. El examen de mapas como los 107, 101, 92 y 91, revela que en muchas rocas Lewisian existe una alineación lo suficientemente pronunciada como para atraer la atención en el campo. Con pocas excepciones, estos símbolos muestran un buzamiento hacia el Sureste, y trabajos de campo han confirmado que sobre una amplia zona del antepaís, así como en rocas cartografiadas como masas Lewisian desplazadas y en algunos de los supuestos inliers, una característica estructural es una alineación que buza en dirección Sur-Este.

Como ya se ha dicho (Phillips, 1947), las medidas de láminas orientadas han probado que en estas rocas, así como en los esquistos de Moine, la alineación es normal a una corona de las partes componentes. Las coronas se dan en todos los componentes minerales que pueden ser medidos, tales como cuarzo, muscovita, biotita y hornblenda, en rocas que varían de neises graníticos a neises de hornblenda y plagioclasa (neises anfibólicos) y esquistos hornbléndicos (anfibolitas) (figs. 1, 2, 3 y 4).

Los granos de cuarzo son de bordes irregulares y de tamaño variable. Se observa una ligera tendencia a la extensión según la esquistosidad y un alargamiento en dirección del «rodding». Existe un marcado contraste entre la sección normal a la esquistosidad y paralela al «rodding» y la normal a esquistosidad y «rodding». La primera muestra una textura paralela debida a la ordenación de las láminas de mica; la segunda corta a las láminas de mica con distintos ángulos y proporciona la comprobación de la existencia de un plegado microscópico.

Los diagramas de las figuras 5 y 6 son ejemplo de las similares condiciones que reinaron en las rocas cartografiadas como Lewisian desplazadas en la zona del Moine thrust en Sleat y Skye; las micas ocupan coronas bien definidas, pero los dia-

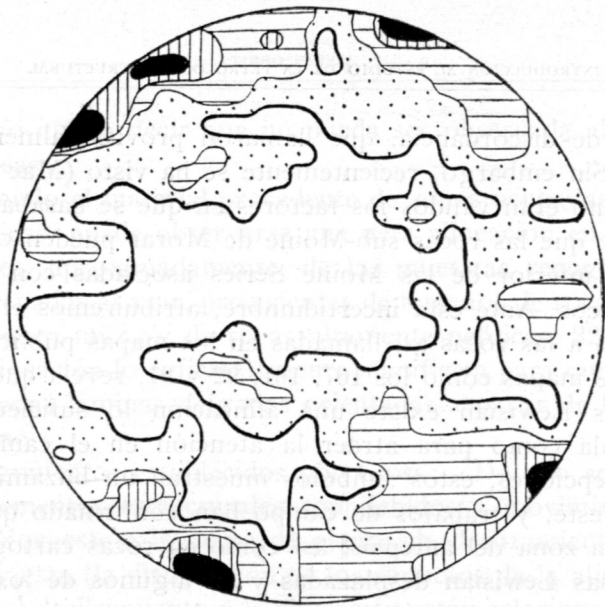


Fig. 1.—250 [0001] de cuarzo. Neis de oligoclasa, biotita y epidota. Max. 4 0/0. 1/3 milla al NW. de Laxford Bridge. F. C. Phillips.

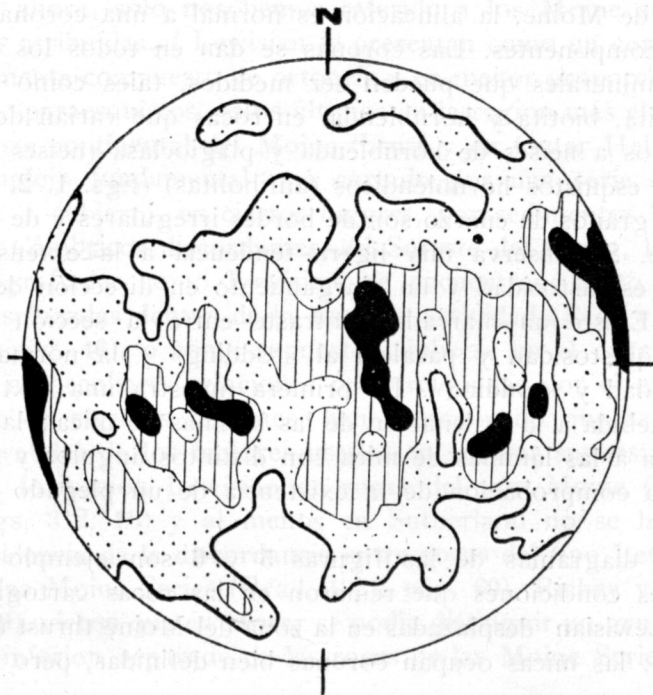


Fig. 2.—300 [0001] de cuarzo. Neis de biotita y epidota. Max. 3 0/0. Meall an Spardain. F. C. Phillips.

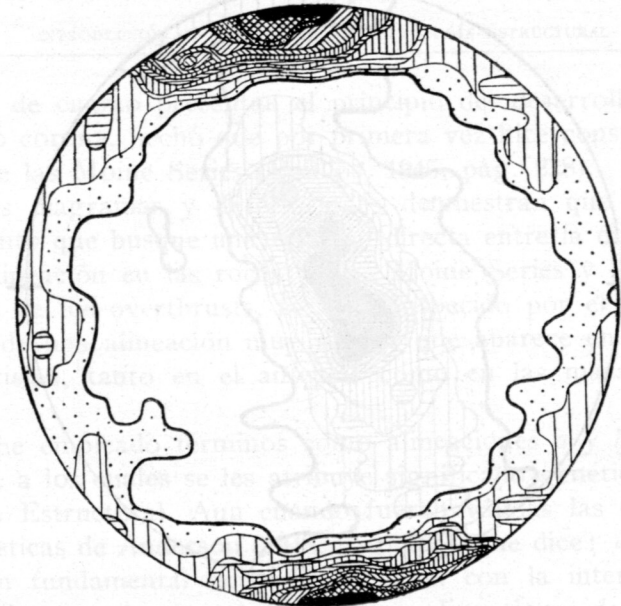


Fig. 3.—250 (001) de biotita. Neis de hornblenda y biotita. Max. 14 0/0. 1 milla al NE. de Lochinver. F. C. Phillips.

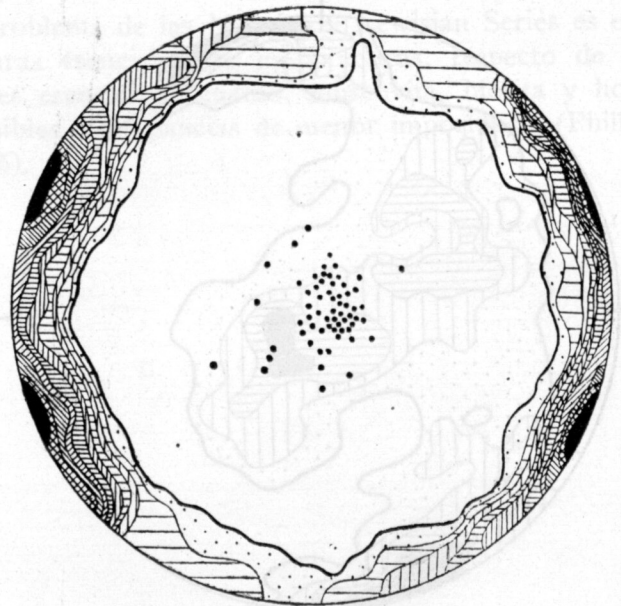


Fig. 4.—126 (110) de hornblenda y 63 ejes z correspondientes. Neis de hornblenda. Max. 12 0/0. 1 1/3 millas al SE. del pico de Slíoch. F. C. Phillips.



Fig. 5.—250 (001) de muscovita. Neis de epidota, muscovita y biotita. Max. 10%.
Knock Bay, Sleat, Skye. F. C. Phillips.

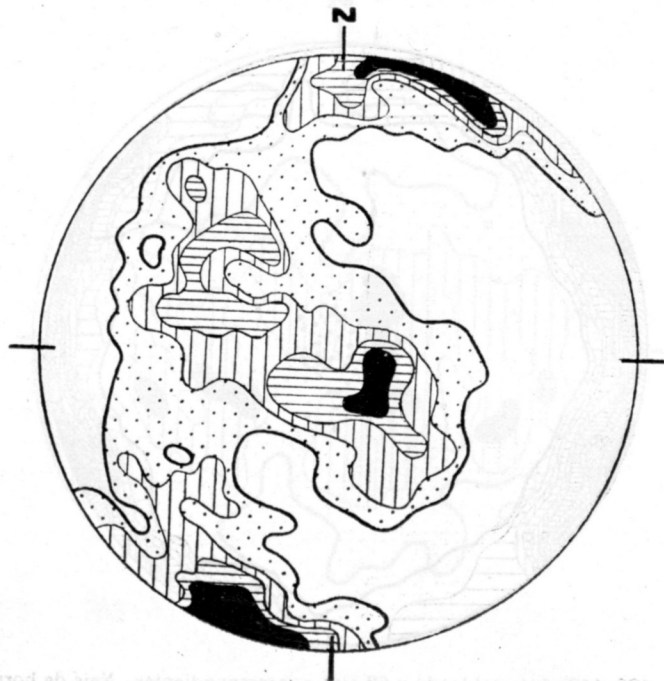


Fig. 6.—207 (0001) de cuarzo, de la roca de que se ha hecho el diagrama
de la fig. 5. Max. 4%. F. C. Phillips.

gramas de cuarzo presentan el principio del desarrollo de una segunda corona, hecho que por primera vez hice constar en las rocas de las Moine Series (Phillips, 1945, pág. 218).

Estos diagramas y descripciones demuestran que cualquier argumento que busque una relación directa entre la distribución de la alineación en las rocas de las Moine Series y los afloramientos de los overthrusts, se ve entorpecido por el gran desarrollo de una alineación muy similar que aparece en las rocas de Lewisian, tanto en el antepaís como en las masas desplazadas.

No he empleado términos como alineaciones *a* y *b* y tectonitas B, a los cuales se les atribuye significado genético en Petrología Estructural. Aun cuando fueran válidas las conclusiones drásticas de Anderson (1948, pág. 125), que dice: «una equivocación fundamental existe en relación con la interpretación de los diagramas estructurales, ya que alineaciones de este tipo son siempre paralelas a la dirección de cizallamiento (dirección de transporte), todavía está por resolver el problema que plantea la semejanza de estructuras de rocas tipo Lewisian y tipo Moine».

El problema de las Moinian y Lewisian Series es el de unas estructuras esencialmente homotácticas, respecto de todos los minerales esenciales: cuarzo, muscovita, biotita y hornblenda, con posibles discrepancias de menor importancia (Phillips, 1945, pág. 215).

