

SISTEMÁTICA DE LOS PROCESOS METAMÓRFICOS

Por FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO

Por su complejidad y escaso conocimiento que sobre su real naturaleza se tiene, los fenómenos geológicos admiten difícilmente una sistematización enteramente satisfactoria; no existiendo límites naturales, toda clasificación pecará en mayor o menor grado de artificial. Esto vale especialmente para los procesos metamórficos, cuya naturaleza química y física es tan difícil de establecer, encontrándose por lo común todas las combinaciones y transiciones posibles, y casi nunca los fenómenos puros.

Pese a ello, procuraremos en estas breves líneas, previo un corto análisis de su naturaleza, definir y ordenar los procesos en un esquema sistemático simple, dicotómico, que incluya todos los aspectos del metamorfismo. En esta clasificación no introducimos nuevos criterios, sino que combinamos los ya conocidos, creando de esta manera divisiones que incluyen procesos de distinta importancia geológica pero de igual categoría; aceptados unos por el consenso general, otros cuya importancia está aún en tela de juicio, pero que, en el peor de los casos, pueden ser considerados como una posibilidad teórica.

El término « metamórfico » fué usado por Lyell para calificar las « rocas modificadas en profundidad por la influencia del calor subterráneo, actuando bajo grandes presiones, y ayudado por agua termal o vapor y otros gases que permeaban las rocas porosas, dando lugar a varias descomposiciones químicas y nuevas combinaciones » (« Principes » 1840) Durante la transformación no habría, entonces, cambio en la composición original de la roca. Posteriormente el concepto fué ampliado hasta abarcar todas las rocas originadas por la transformación de otras, con o sin alteración de la composición primitiva. La máxima extensión del término se debe a Van Hise, quien incluyó en el metamorfismo los procesos de meteorización y diagénesis, propios de los niveles más superiores, en los cuales los agentes activos son la atmósfera y las aguas circulantes. Desde un punto de vista lógico esto no po-

dría ser quizás objetado, pero por muchas razones es conveniente excluir aquellos procesos del metamorfismo. Con ello, este último estaría ligado exclusivamente a factores internos, relacionados a su vez directa o indirectamente con el calor del interior de la tierra.

Considerado el metamorfismo en su sentido lato, sus productos se confunden insensiblemente con aquellos resultantes de la cristalización de los magmas. Aquí encontramos el primer límite artificial de su sistemática, y uno de los tantos motivos de controversia. Sobre este punto volveremos más adelante.

La primera división que surge del estudio del metamorfismo (*s. l.*) resulta de si ha existido o no cambio en la composición química total de la roca. En este cambio no se incluye el de sustancias tales como el agua y el anhídrido carbónico, al menos cuando sus proporciones no son grandes. Obtenemos así las siguientes categorías:

I. *La roca cambia en su composición mineralógica (reconstitución) o en su textura (recristalización), o ambas a la vez, sin aporte de sustancias extrañas a la misma (excepción hecha de agua y, en parte, CO₂).*

II. *La roca cambia en su composición mineralógica o en su textura, o en ambas a la vez, con aporte de sustancias extrañas.*

En I está incluida la aparición de minerales hidratados en reemplazo de otros anhidros de composición análoga, o viceversa (píroxeno-anfibol, olivina-serpentina, etc.). El agua puede, en el primer caso, haber estado presente, intersticialmente, en la roca original. También cabe aquí la extracción de CO₂ de la roca, fenómeno común en el metamorfismo progresivo de las calizas, según la conocida reacción: $\text{SiO}_2 + \text{CO}_2\text{Ca} = \text{SiO}_2\text{Ca} + \text{CO}_2$.

Las sustancias extrañas referidas en II son esencialmente de origen magmático. Hay sin embargo discrepancias en este respecto (ver por ej.: Holmes, A., *Econ. Geol.*, 33, 1938, 829-67), y para eludir las diremos que se trata de sustancias provistas de mayor temperatura que la roca invadida y provenientes de los niveles inferiores de la corteza. Las mismas pueden estar constituidas por silicatos en solución líquida, con variable proporción de agua y otros volátiles y ser por lo tanto un verdadero « magma », o por soluciones líquidas o gaseosas (en general, *fluidos*) compuestas esencialmente de agua con una pequeña proporción de silicatos, sulfatos, carbonatos, sulfuros y otras sales (líquidos hidrotermales). Pueden concebirse todas las transiciones entre estos dos extremos.

La cantidad de las sustancias aportadas a la roca por estas soluciones depende del volumen de éstas y de su composición. Al revés de lo que sucede con los magmas, las soluciones hidrotermales depositarán sólo una parte de su volumen, proporcionalmente a la cantidad de compuestos refractarios o poco solubles que lleve en solución.

Otro aspecto importante, relativo al II grupo, es el siguiente: El aporte de sustancias puede ir o no acompañado de una extracción equivalente de material de la roca; en el primer caso se habla de *reemplazo*, mientras que en el segundo se trataría de una simple *adición*.

Para determinar la naturaleza de las soluciones que han actuado en cada caso como vehículos de las sustancias, hay que recurrir a criterios de índole estructural, textural, mineralógica y química, que muchas veces son insuficientes para resolver la cuestión. Los mismos criterios pueden servir en parte para distinguir entre reemplazo y simple adición (Grout, 1941).

Cualquiera sea el grupo de procesos considerados, podemos suponer que unas veces la roca es metamorfizada sin que en ningún momento abandone su condición de sólido, y otras, en cambio, la masa en conjunto adquiere una fluidez más o menos marcada. De esta manera se obtienen los siguientes sub-grupos:

A. *La roca permanece sólida a través de todo el proceso.*

B. *La roca adquiere una fluidez que le permite acomodarse a las presiones mediante el movimiento.*

Consideraremos por separado cada combinación.

IA. Cuando la roca no recibe aporte exterior ni pasa por el estado líquido, se trata de un caso de metamorfismo *sensu stricto*, según el concepto de Lyell. Se concibe que todos los elementos de la roca, especialmente con la ayuda de líquidos intersticiales, puedan pasar al estado de solución líquida a lo largo de todo el proceso, aunque no simultáneamente; de tal manera no pierde su condición de sólido en ningún momento. Este tipo de metamorfismo admite varias subdivisiones, que son las mejores conocidas entre los procesos metamórficos en general.

Estas subdivisiones tienen como base la distinta influencia de los factores determinantes del metamorfismo (*s. st.*), que son la temperatura y la presión, esta última en sus dos formas, hidrostática y unilateral o dirigida.

a) Cuando el factor determinante es la temperatura, tenemos el *metamorfismo térmico*, también llamado de *contacto*. Este último término se refiere a su frecuente asociación con contactos ígneos. Como con este nombre se indican muchas veces fenómenos en que interviene el aporte de materiales provenientes del magma próximo, es preferible aquella primera denominación.

En este tipo de metamorfismo, la presión tiene relativamente escasa importancia, y es esencialmente hidrostática. La recristalización tiende en general al aumento del grano, aunque hay excepciones, y las recombinaciones tienen casi siempre un carácter endotérmico.

b) En el caso que la influencia de la presión *dirigida* sea dominante, tenemos el metamorfismo dinámico o *dinamometamorfismo* («*Dislocations-*

metamorphismus», Lossen, 1875). Las reacciones son de preferencia exotérmicas. Algunos autores franceses, especialmente Termier, niegan la existencia de un metamorfismo de este tipo, alegando que esta clase de fenómenos «deforma pero no transforma».

Como quiera que sea, esta deformación modifica las rocas, disminuyendo el grosor de su grano y favoreciendo ciertas combinaciones, que en general incluyen la hidratación de los minerales. En ciertos casos tienen lugar, no obstante, fenómenos de carácter endotérmico, dando origen a transformaciones progresivas, semejante a las que caracterizan al metamorfismo dinamotérmico. En estos casos parece intervenir el calor originado por fricción (Ambrose, 1936). Más comúnmente la serie de fenómenos es retrogresiva, en el sentido que los minerales y asociaciones formados son estables a temperaturas progresivamente más bajas (*diaforesis*, Becke).

Esta propiedad diaforética no puede decirse que sea una condición intrínseca del metamorfismo dinámico; la temperatura puede también producir tales fenómenos. Lo que sucede es que la presión dirigida, con su gran poder destructivo de las texturas, favorece enormemente el intercambio molecular y con ello la ruptura del equilibrio metastable en en que se encuentran prácticamente todos los minerales de las rocas eruptivas.

Este efecto es tanto más marcado cuanto menor es la temperatura, pues con ello aumento la fragilidad de la roca. El metamorfismo retrogresivo está directamente relacionado con la presencia de soluciones acuosas; los fenómenos de alteración hidrotermal pueden ser considerados como diaforesis en sentido amplio y pueden intervenir, con el nombre más específico de hidratación, en el metamorfismo dinámico. Los caracteres propios de esta última son la formación de planos de deslizamiento («shear»), que promueven la formación de ciertos tipos de minerales, de acuerdo a su estructura cristalina, y el ordenamiento microestructural de sus componentes.

c) La combinación de los tipos anteriores dan por resultado el metamorfismo *dinamotérmico*, llamado también *regional* (Daubrée), por abarcar comúnmente áreas extensas. Por contraste, se reserva el nombre de metamorfismo *local* para el de contacto o térmico, estrechamente relacionado, genética y especialmente, a cuerpos eruptivos. Desde Barrow (1893), ha ganado terreno la idea de una relación directa entre metamorfismo regional e invasión magmática. Es un concepto cada vez más extendido entre los geólogos que el calor requerido para la formación de las zonas de biotita o granate hasta la de silimanita (meso y catazona), sólo puede ser proporcionado por el magma, salvo pocas excepciones (Ambrose, 1936). El carácter regional de metamorfismo dinamotérmico se debe a la bien establecida asociación entre orogénesis y plutonismo en las

áreas geosinclinales. Fuera de estas áreas orogénicas la intrusión está más bien restringida, de donde el carácter local de los fenómenos puramente térmicos. Existen sin embargo, casos que contrarían esta regla; el gran lopolito de Bushveld (Transvaal), por ejemplo, ha determinado una aureola térmica de varios miles de kilómetros cuadrados, un área mayor que muchas de metamorfismo regional. La conexión de este último con la intrusión magmática se puede apreciar claramente en nuestro Precámbrico. Desde Jujuy hasta el norte de Tucumán, aquél está formado por pizarras cloríticas de muy escaso metamorfismo; al acercarse a los cuerpos intrusivos del Anconquiya pasan rápidamente a esquistos o gneisses biotíticos granatíferos, como los existentes en Tafi del Valle.

La relativa importancia de la presión (dirigida) y la temperatura en el metamorfismo dinamo-térmico es en general difícil de establecer.

En la mayoría de las áreas orogénicas, las intrusiones ácidas son post-tectónicas; aunque no se puede descartar la acción térmica del magma ya ascendente durante el proceso deformativo, es evidente que gran parte de la acción térmica se efectuó cuando la deformación había cesado o, al menos, pasado su climax. La orientación de los porfiroblastos en muchos esquistos es una prueba de ello. Si la microestructura no revela siempre esta falta de contemporaneidad entre presión y temperatura, ha de atribuirse a la recristalización mimética de los minerales («*Abbildungskristallisation*», Sander).

d) La presión ejercida por el peso de una espesa cubierta de roca es el factor determinante, según algunos autores (Milch, 1910, pp. 43-44; Daly, 1917, p. 400), del metamorfismo de muchas rocas (metamorfismo de carga, «*Belastungsmetamorphismus*»). Esta conclusión se basa especialmente en la coincidencia observada en muchas ocasiones entre esquistosidad y estratificación¹.

La mencionada coincidencia no es una prueba de metamorfismo de carga; hasta observar los numerosos casos de esquistos plegados en que esquistosidad de plano axial y de estratificación van asociados en un mismo complejo, con frecuencia en el espacio de pocos centímetros en el que alternan capas competentes e incompetentes. Las primeras muestras más bien esquistosidad paralela a la estratificación, a la inversa de las segundas.

Los resultados de perforaciones profundas (hasta 5.000 m en Texas) no revelan ningún efecto apreciable de metamorfismo en los sedimentos sepultados, que pueda ser atribuido al peso de los estratos superpuestos.

¹ Uno de los casos citados como ejemplo, el del área de Shuswap, Columbia Británica, fué estudiado posteriormente por métodos microestructurales y demostrado que, en realidad, las rocas habían sufrido la deformación tectónica (GILLULY, J., *Am. Journ. Sci.*, 28, 1934, 182-201).

No quiere decirse, sin embargo, que la presión hidrostática no tenga ninguna influencia en el metamorfismo (ver Korjinsky, 1937, pp. 385-396), sino que su influencia está subordinada a la temperatura o a la presión dirigida. No se justifica, pues, la distinción de un metamorfismo de carga, equiparado en categoría al regional, térmico o dinámico.

IB. — En determinadas circunstancias, la temperatura puede elevarse al punto de producir una fusión total o parcial de la roca. El primer hecho a considerarse en este caso es que las rocas no poseen un *punto* de fusión propiamente dicho, sino un *intervalo* de temperatura, que media entre la licuación de la primer partícula hasta la desaparición del último resto de sólido. Este intervalo puede alcanzar varias centenas de grados. En general, durante la fusión la roca pasará por las mismas etapas, aunque en sentido inverso, que durante su consolidación, salvedad hecha de las modificaciones que pueda acarrear la pérdida de volátiles. La presión podría ser ayudada por soluciones intersticiales, ya preexistentes, ya cedidas por el magma. En efecto, muchos de los principales sostenedores de la fusión admiten que la misma pueda ser en realidad una disolución (Sederholm, 1926, p. 135). Es difícil establecer hasta qué punto interviene el fenómeno de disolución, pero es dudoso que los líquidos intersticiales puedan ser considerados más que como fundentes que favorecen la licuación. Los conceptos fisicoquímicos de fusión y disolución pierden mucho de su individualidad al tratarse de sistemas policomponentales; para poder hablar, empero, de disolución, el fenómeno debe ser tal que no requiera mayor elevación de la temperatura; en el caso de las rocas, una disolución tal requeriría una enorme proporción de solvente, lo cual, seguramente, no corresponde a la concepción corriente de dicho proceso. Verdadera disolución existiría entre los fenómenos hidrotermales, especialmente en conexión con la deposición de minerales metalíferos. En los casos de licuación referidos como «anatexis», «palingénesis», «refusión», etc. corresponde pues hablar de fusión y no de disolución («resolution»), ya que el factor decisivo es la temperatura y no el solvente.

No es nuestra intención discutir aquí la importancia petrogenética de la fusión en los niveles superiores visibles de la corteza, aunque diremos que los únicos casos comprobados han sido descritos en relación con xenolitos incluidos en rocas volcánicas o hipabisales. Lo importante es que el proceso existe. Si admitimos la realidad de un nivel en el que la corteza sólida pasa, gradual pero rápidamente, a una zona líquida, el equilibrio en dicho nivel debe ser forzosamente dinámico, y la fusión y la consolidación en gran escala deben sucederse continuamente; a fusión de este tipo se deben, probablemente, a los magmas graníticos de las áreas geosinclinales en donde la tectónica ha llevado a tales niveles la capa granítica superior de la corteza.

Las manifestaciones volcánicas indican, también, fusiones a niveles y extensión desconocidos, aunque parecen ser relativamente locales.

Este tipo de metamorfismo a que acabamos de referirnos, se confunde con la generación de magmas; de ahí el término « palingénesis » con que lo bautizara Sederholm. Claro que este autor no incluyó bajo ese nombre la fusión en la base de la corteza, sino en niveles mucho más superficiales. Pero como la generación magmática no es un proceso que pueda restringirse a una determinada profundidad, sino que por el contrario parece ocurrir en distintos niveles de la corteza (Buddington, 1943, pp. 119-40), no es posible establecer en ese sentido una diferencia teórica entre esos dos procesos. Podría tal vez establecerse una distinción entre metamorfismo por fusión y generación magmática, postulando para el primero una consolidación *in situ* de la masa fundida. Esta idea no se encuentra, por cierto, en la teoría del origen metamórfico del granito, cuando supone la fusión seguida por intrusión (Horne y Greenly, 1896, p. 643; Wegman, 1930, p. 58), con lo cual el proceso no podría diferenciarse en esencia del plutonismo clásico, salvo en lo que se refiere a la profundidad, factor que, según hemos visto, carece de importancia fundamental. Creemos, pues, que aquella distinción es válida tanto desde el punto de vista teórico como práctico, ya que las relaciones estructurales de las rocas originadas por uno y otro proceso han de ser totalmente diferentes. No creemos, que exista, sin embargo, un caso debidamente comprobado de metamorfismo por fusión en gran escala.

Ya hemos hecho referencia al intervalo de fusión de las rocas. Su consecuencia es que, teóricamente, la fusión no ha de ser necesariamente completa en todos los casos, sino que es de esperar más bien lo contrario (anatexis diferencial, Eskola). Este concepto tiene importancia en la teoría de la generación magmática (Eskola, 1933, p. 12, 1932, p. 445).

La idea de la fusión adquiere mayor importancia en conexión con aporte de materiales, y será discutida en el grupo *IIB*.

IIA. — Esta subdivisión incluye procesos de gran importancia en metamorfismo, que caen dentro del concepto de *metasomatismo*. Aunque algunos autores no se ajusten a ello, hay acuerdo general en restringir este término a los casos de *reemplazo*, en los que la roca es modificada en su composición sin abandonar su estado sólido (Lindgren, 1925, pp. 247-262).

El concepto de Goldschmidt, según el cual el metasomatismo envuelve, por definición, reacciones químicas representables por fórmulas químicas, debe ser substituído por el de volumen a volumen (Lindgren), de acuerdo al cual el material aportado es equivalente, en volumen, al substraído.

La naturaleza física de los agentes del metasomatismo es motivo de conjeturas. El proceso está casi siempre relacionado a un cuerpo ígneo

visible o inferible. Algunas veces, sin embargo, la conexión no es tan fácil. De todas maneras, los agentes parecen ser en la mayoría de los casos, líquidos de naturaleza hidrotermal; su fluidez les permite atravesar la roca con facilidad sorprendente. Los gases magmáticos pueden provocar también reemplazo (pneumatólisis); su importancia, empero, es puesta en duda por algunos (ver Graton, 1940, pp. 197-358). En el caso de rocas íntimamente mezcladas con el magma, como en migmatitas o en simples xenolitos, es posible pensar que la reacción se produzca directamente entre los minerales de la roca y el magma. Creemos, sin embargo, que aún en esos casos juegan un papel importante los hiperfusibles del magma, que penetran embebiendo la roca, abriendo camino a las partes más viscosas del líquido.

IIB. — Este sería el caso de metasomatismo acompañado de fusión («movilización»), elemento esencial en la teoría de la granitización, tal como es entendida por sus principales sostenedores (Wegmann, loc. cit.; Backlund, 1938, pp. 177-200; Mac Gregor y Wilson, 1939, pp. 193-215; Reynolds, 1944; pp. 205-246). La suposición de que las soluciones granitizantes («ícors», Sederholm) cuya naturaleza sería más bien la de un líquido hidrotermal que la de un verdadero magma, puedan producir la fusión areal de una roca, merece serias objeciones, especialmente por el enorme exceso de calor que ello demandaría; dado su relativamente reducido calor específico, la temperatura de la solución habría de ser muy superior a lo que razonablemente cabe esperar de su modo de formación. Si las soluciones feldespatizantes son concebidas más bien como magma, aunque el problema del supercalor pierde algo de su gravedad, aparece otro inconveniente, el del mecanismo de la penetración. En resumen, la idea del metasomatismo movilizante, aparte de no haber sido demostrado aún, al menos en extensión importante, por la observación, padece de serias deficiencias teóricas. Sin embargo, podemos incluir el proceso dentro de esta subdivisión, ya que en determinadas circunstancias y en pequeña escala puede haber sido operante.

Si la roca es invadida por el magma, de tal manera que se forma una mezcla más o menos íntima, dotada en conjunto de cierta fluidez, tendremos otro caso de la presente subdivisión. Este proceso ha sido bautizado por Sederholm, «migmatización». Es dudoso que todos los casos de migmatización pueden ser considerados como metamorfismo. Las agmatitas, por ejemplo, deben más propiamente incluirse entre los ejemplos de intrusión magmática. Parece razonable tener en cuenta sólo los casos de migmatización que resultan en una unidad litológica dotada de relativa homogeneidad, como los gneises *lit-par-lit*, u otras formas de mezcla aún más íntima.

La penetración magmática va acompañada siempre de metasomatismo en la roca inyectada, pero este fenómeno no es condición esencial de la

migmatización. En conjunto, la roca preexistente recibe aporte, pero no sufre extracción importante de material. Tampoco está implícita en el proceso la fusión de aquélla; en realidad, en la práctica no se observan indicios de fusión, existiendo además serias dificultades teóricas para admitir que tal fenómeno tenga lugar. La insistencia con que muchos geólogos hablan de «refundición» de la roca inyectada no tiene la menor justificación en los hechos ni en la teoría y revela un lamentable descuido en la expresión.

Cuando la inyección ha llegado al extremo, los individuos cristalinos quedan dispersos en el magma, y sólo la irregularidad de su distribución delata su origen (nebulitas). Se forman así las llamadas rocas híbridas. De la proporción de magma aportado dependerá el si la roca resultante deberá ser considerada como ígnea o como metamórfica.

La migmatización, en el sentido de mezcla de magma y roca de caja, es el proceso de mayor importancia geológica dentro de este grupo. Hay que tener presente, sin embargo, que la roca no adquiere en sí misma movilidad, sino que esta última es debida al magma. Al decir que la roca adquiere fluidez, nos referimos al conjunto, y no a todas y cada una de sus partes. Es evidente que aquel proceso de «metasomatismo» acompañado de fusión, mencionado más arriba, cumple mucho mejor que la migmatización con los requisitos teóricos de esta subdivisión, pero, a pesar de la extraordinaria importancia que le asignan muchos geólogos, creemos que ella está aún por probarse.

El hecho que la mezcla en conjunto presenta una fluidez más o menos grande, no implica que deba mostrar señales de movimiento. La penetración magmática ha sido en muchos casos notablemente tranquila, al punto de no modificar la posición de la roca invadida. Esto se observa sobre todo en ciertas inyecciones *lit-par-lit*, que conducen a la formación de gneises bandeados. Delgadas láminas o tabiques paralelos del esquisto deben haber quedado sostenidos en posición vertical gracias a la viscosidad del magma, sin más disturbio que algunos pequeños plegamientos (Fenner, 1914).

Es en esta subdivisión que encontramos el pasaje entre rocas metamórficas y magmáticas. Entre un esquisto con aisladas venas graníticas y un granito con algunos xenolitos de esquistos incluidos en él, existen todas las transiciones. En realidad, sólo recurriendo a la máxima elasticidad del término, podemos incluir en el metamorfismo a la inyección magmática. Ciertamente que una roca preexistente es *modificada* por la inyección, pero lo es en el mismo sentido que un área de rocas metamórficas es modificada por la intrusión de un batolito. La raíz del problema alcanza hasta el propio concepto de roca. ¿Qué criterio tenemos para decir que una migmatita es una roca y no una mezcla de ellas? La definición de roca es lo bastante imprecisa para no dar una respuesta definida. El

único recurso es adoptar un criterio práctico cualquiera; por ejemplo, considerar como roca la unidad estructural y mineralógica abarcada por una muestra de tamaño común. Así, si la migmatita representa una mezcla suficientemente íntima, el conjunto podrá ser considerado en sí como una roca; en caso contrario, es conveniente tratar, desde el punto de vista litológico, cada uno de sus elementos, ígneo y metamórfico, por separado.

Este criterio puede ser aplicado igualmente al caso de mezcla acompañada de fusión. Como decimos más arriba, verdadera fusión sólo se encuentra asociada a magmas efusivos e hipabisales, de naturaleza casi siempre básica, cuya temperatura es muy elevada. Aún así, ella es relativamente rara. La cantidad de xenolitos incluidos y fundidos es en general escasa. Considerando sólo el xenolito, el fenómeno caerá dentro del subgrupo IB. Si la mezcla es muy íntima podríamos incluirla dentro de la presente subdivisión, teniendo en cuenta el conjunto de la roca. Si la roca fundida es luego difundida en el magma de manera de constituir un todo homogéneo, se habrá producido, por asimilación, la contaminación del magma. Es dudoso que este proceso deba considerarse como metamorfismo.

Está demás decir que esta clasificación, como todas, padece de deficiencias que son ineludibles en toda sistematización de los fenómenos naturales. En los propios fundamentos de nuestra clasificación hallamos la primera incertidumbre. ¿Cuándo una introducción de material, de acuerdo a su cantidad y su calidad, puede dejar de ser considerado como aporte? ¿Cuál es la cantidad de fusión mínima admitida por la subdivisión B? Hemos evitado de expreso poner límites cuantitativos; solamente el criterio de cada uno puede dictaminar en cada caso, en base a los principios generales enunciados.

Los distintos tipos de metamorfismo pueden yuxtaponerse en el espacio o en el tiempo, dando lugar a complicaciones mayores. Otras veces dos o más tipos actúan en forma simultánea. Un conjunto de rocas puede haber sido afectado por metamorfismo dinamotérmico y, en un área más reducida, también por metasomatismo. Esta combinación puede ser considerada como característica del metamorfismo regional. En estas áreas el efecto metasomático aparece y se hace progresivamente más fuerte en una dirección determinada; este acrecimiento del reemplazo puede alcanzar, en última instancia, la movilización parcial del complejo, especialmente por migmatización.

Existen tipos de metamorfismo que muestran de por sí una tendencia a presentarse en combinación. Al metasomatismo le es inherente, por ejemplo, el efecto térmico, aunque no siempre. A su vez, estos dos acompañan a la migmatización. Ya vimos que muchos entienden por migmatización un metasomatismo, especialmente cuando va acompañado por

movilización. La acción dinámica puede ser considerada en cierto modo como independiente, pues ni condiciona ni es condicionada por los otros agentes.

La superposición de distintos tipos de metamorfismo en el tiempo, es observada con frecuencia. En ocasiones el último de ellos oblitera todo efecto anterior; en la mayoría de los casos es reconocible, sin embargo, la acción del metamorfismo más antiguo. Un caso muy frecuente es la superposición de la acción térmica sobre la dinamotérmica. La textura hornféisica tiende a enmascarar la foliación primitiva; la formación post-tectónica de metacristales, tan común en los esquistos cristalinos debe considerarse como un ejemplo de tal superposición.

En el cuadro que sigue a continuación se resumen las principales características de la clasificación propuesta.

IA. *Recristalización y/o reconstitución sin aporte ni fluidificación :*

Metamorfismo (s. stricto) :

- a) Térmico ;
- b) Dinámico ;
- c) Dinamotérmico.

IB. *Recristalización y/o reconstitución sin aporte y con fluidificación :*

Fusión.

Anatexis : («refusión general», «palingénesis», reomorfismo) total o parcial. (*Anatexis* diferencial, *Eskola*), *movilización* (en parte).

IIA. *Recristalización y/o reconstitución con aporte y sin fluidificación :*

Metasomatismo (reemplazo).

IIB. *Recristalización y/o reconstitución con aporte y fluidificación :*

Reemplazo más *movilización* = *granitización* (*Wegmann*, *Backlund*, en parte *Sederholm*, etc.).

Mezcla magmática : *migmatización* (espec. *Sederholm*), *inyección*.

LISTA DE LAS OBRAS MENCIONADAS EN EL TEXTO

- AMBROSE, J. W., 1936. *Progressive kinetic metamorphism in the Missi Series, Flinflon, Manitoba*. Am. Journ. Sci., XXXII, 257-86.
- BACKLUND, H., 1938. *Die Granitisationstheorie*. Geol. För. Förh. Stockolm, LX, 177-200.
- BEDDINGTON, A. F., 1943. *On some petrological concepts regarding the interior of the earth*. Amer. Miner., XXVIII, 119-40.
- DALY, R. A., 1917. *Metamorphism and its phases*. Bull. Geol. Soc. Am., XXVIII, 375-418.
- FENNER, C. N., 1914. *On the mode of formation of certain gneisses in Highlands of New Jersey*. Journ. Geol., XXII, 694-702.
- GRATON, L. C., 1940. *Nature of ore-forming fluids*. Econ. Geol., XXXV, 197-358.
- GROUT, F. F., 1941. *Formation of igneous-looking rocks by metasomatism*. Bull. Geol. Soc. Am., LII, 1525-76.
- HOLMES A., 1938. *The origin of primary lead ores*. Econ. Geol., XXXIII, 829-67.

- HORNE, J. et GREENLY, E., 1896. *On foliate granites and their relations to the crystalline schist in eastern Sutherland*. Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 663.
- KORJINSKY, D. S., 1937. *Dependence of mineral stability on the depth*. Mem. Soc. Russe Miner., ser. 2, LXVI, 385-96.
- LINDGREN, W., 1925. *Metasomatism*. Bull. Geol. Soc. Am., XXXVI, 247-62.
- MAC GREGOR, M. et WILSON, G., 1939. *On Granitization and associated processes*. Geol. Mag., 76.
- MILCH, L., 1910. *Die heutigen Ansichten über Wesen und Entstehung der kristallinen Schiefer*. Geol. Rundsch., I, 36-38.
- REYNOLDS, D. L., 1944. *The south-western end of the Newry Igneous Complex*. Quart. Journ. Geol. Soc., N° 395-6, 205-46.
- SEDERHOLM, J. J., 1926. *On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of S. W. Finland, II*. Bull. comm. geol. Finland, LXXVII, 1-1940.
- WEGMANN, C. E., 1930. *Ueber Diapirismus*. Bull. comm. geol. Finland, XCH, 58-76.

Buenos Aires, Dirección General de Minas y Geología.