



CLAVE: 441 \$1.005

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
FACULTAD DE INGENIERIA**

**APUNTES DE  
PETROLOGIA  
METAMORFICA**

**LEOVIGILDO CEPEDA D.**

APUNTES DE  
PETROLOGIA METAMORFICA

Prohibida la reproducción total o parcial  
de esta obra por cualquier medio, sin la  
autorización escrita del editor.

DERECHOS RESERVADOS © 1985, respecto a  
la primera edición en español por la  
FACULTAD DE INGENIERIA,  
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO,  
Ciudad Universitaria, México 20, D.F.  
Impreso en México. Printed in Mexico.

# P R O L O G O

El objetivo principal de los Apuntes de Petrología Metamórfica es cumplir con los requerimientos teóricos que en esta asignatura deben poseer los alumnos de la carrera de Ingeniero Geólogo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los aspectos prácticos, por su amplitud, serían tema de otros apuntes. Para ello será necesario recurrir a los textos de Petrografía Microscópica citados al final y asistir a las prácticas de campo y laboratorio que complementan el curso. Al mismo tiempo se pretende proporcionarles un texto económico y accesible en español, sobre todo en una época en que los libros técnicos, en particular extranjeros, son muy caros y difíciles de adquirir.

El Capítulo I es una síntesis del desarrollo de las ideas sobre el metamorfismo, desde que se trató por primera vez este fenómeno hasta los conceptos actuales que lo relacionan con la Tectónica de Placas.

Los Capítulos II y III presentan los conceptos básicos en que se apoya la Petrología Metamórfica.

En el Capítulo IV se analizan los factores físicos que controlan este proceso, para la posterior comprensión de la clasificación de las rocas metamórficas y la determinación de su génesis.

En el Capítulo V se dan a conocer las diferentes estructuras y texturas que presentan las rocas metamórficas, pues mediante su estudio se puede determinar su modo de yacimiento y eventualmente su origen.

En el Capítulo VI se señala que al clasificar una roca, con todo lo artificial que este método sea, se pretende introducir orden y simplicidad en la complejidad de la naturaleza. El alumno la podrá utilizar, previa la identificación de su textura y constituyentes mineralógicos, para fines prácticos y para comprender su génesis.

En el Capítulo VII se pretende proporcionar al estudiante la versatilidad del análisis e ilustración, por medio de diagramas triangulares, de las relaciones que existen entre las diferentes clases químicas de rocas y sus minerales característicos que se desarrollan en cada facies metamórfica, consideradas éstas como sistemas en equilibrio químico.

La finalidad del Capítulo VIII es dar a conocer las características mineralógicas y geométricas de las aureolas que rodean a los cuerpos intrusivos y la relación que dichas características guardan con factores como las dimensiones, composición y profundidad de emplazamiento de los mencionados cuerpos intrusivos. Se ilustra con ejemplos de México y el mundo.

En los Capítulos IX y X se presentan las características geológicas y mineralógicas de las rocas formadas por metamorfismo regional, tanto bajo condiciones hidratadas como anhidras, clasificadas en función de la intensidad de su transformación y ambiente tectónico. Se ilustran también con ejemplos de México y el mundo.

En el Capítulo XI se discute la génesis de las migmatitas y granitos como productos de magmatismo, diferenciación metamórfica, metasomatismo y anatexis, señalando además los resultados prácticos recientes obtenidos en el laboratorio.

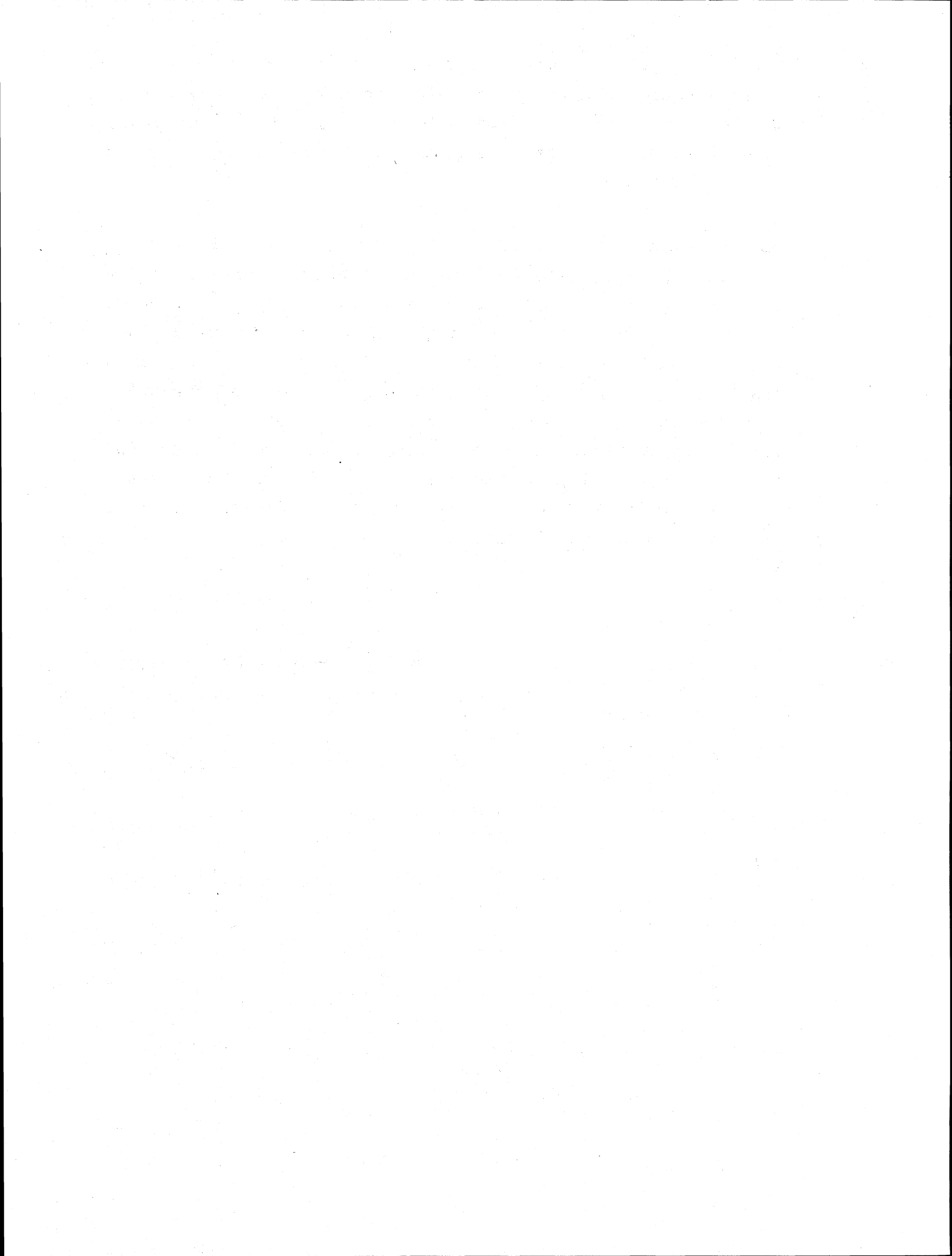
El Capítulo XII trata de otros tipos de metamorfismo de importancia, tales como el metamorfismo cataclástico y el metamorfismo de impacto, para su oportuna identificación e implicaciones. El metamorfismo suboceánico se estudia en el capítulo siguiente.



Finalmente, en el Capítulo XIII se discuten las relaciones que existen entre el metamorfismo, las series magmáticas y la tectónica de placas; se evalúan además las implicaciones geológicas y económicas de esta relación, ilustrándola con el ejemplo del Sur de México.

Para terminar deseo expresar mi profundo agradecimiento a los Señores Ingenieros Mariano Ruíz Vazquez, Jefe de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, y Miguel Vera Ocampo, Jefe del Departamento de Yacimientos Minerales, de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M., por su apoyo entusiasta y amplias facilidades otorgadas para la elaboración de estos apuntes. También deseo incluir a los Señores Ingenieros Javier López Islas por la ardua labor de traducción de los pies de las ilustraciones y R. Angel Castro Flores por la edición de los apuntes, y a la Sra. Carmen Gutiérrez Díaz, por la de mecanografiado.

ING. LEOVIGILDO CEPEDA DAVILA  
México, D.F., mayo de 1985.



# C O N T E N I D O

CAPITULO I. ANTECEDENTES HISTORICOS. . . . .	1
I. DESARROLLO DE LAS IDEAS SOBRE EL METAMORFISMO . . .	1
II. ZONAS DE METAMORFISMO PROGRESIVO. . . . .	2
III. APLICACIONES DEL EQUILIBRIO QUIMICO . . . . .	3
IV. PRESIONES Y TEMPERATURAS DEL METAMORFISMO . . . . .	4
V. METAMORFISMO Y TECTONICA. . . . .	6
CAPITULO II. DEFINICIONES Y TIPOS DE METAMORFISMO . . .	9
I. DEFINICIONES. . . . .	9
II. TIPOS DE METAMORFISMO . . . . .	10
III. METAMORFISMO DE CARACTER LOCAL. . . . .	10
IV. METAMORFISMO DE CARACTER REGIONAL . . . . .	11
V. LIMITE INFERIOR DEL METAMORFISMO. . . . .	13
VI. LIMITE SUPERIOR DEL METAMORFISMO. . . . .	17
CAPITULO III. FACTORES DEL METAMORFISMO. . . . .	19
I. CONSIDERACIONES GENERALES. . . . .	19
II. ACCION DE LA TEMPERATURA. . . . .	19
III. ACCION DE LA PRESION HIDROSTATICA . . . . .	21
IV. ACCION DE LA PRESION DE LOS FLUIDOS . . . . .	22
V. ACCION DE LA PRESION DIRIGIDA. . . . .	23
VI. ACCION DE LOS AGENTES QUIMICOS. . . . .	26
CAPITULO IV. FACIES Y GRADOS DE METAMORFISMO. . . . .	29
I. CONCEPTO DE ZONAS DE PROFUNDIDAD. . . . .	29
II. ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO . . . . .	31
III. PRINCIPIO DE LAS FACIES MINERALES . . . . .	35
IV. NOMENCLATURA DE LAS FACIES MINERALES. . . . .	37
V. REVISION DEL CONCEPTO DE LAS FACIES METAMORFICAS. .	39
VI. GRADOS DE METAMORFISMO. . . . .	41

CAPITULO	V. ESTRUCTURAS Y TEXTURAS DE LAS ROCAS	
	METAMORFICAS. . . . .	45
I.	DEFINICIONES. . . . .	45
II.	ESTRUCTURAS METAMORFICAS. . . . .	45
III.	TEXTURAS METAMORFICAS. . . . .	50
CAPITULO	VI. CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS . .	55
I.	INTRODUCCION. . . . .	55
II.	CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS SEGUN EL ME TODO DE ESKOLA, MODIFICADO POR TURNER Y VERHOOGEN. .	55
III.	CLASIFICACION MINERALOGICA CUANTITATIVA. . . . .	60
CAPITULO	VII. REPRESENTACION GRAFICA DE LAS ASOCIACIO NES METAMORFICAS (LOS DIAGRAMAS QUEMO- GRAFICOS). . . . .	63
I.	LA REGLA MINERALOGICA DE LAS FASES . . . . .	63
II.	REPRESENTACIONES GRAFICAS. . . . .	64
III.	EL DIAGRAMA ACF. . . . .	67
IV.	EL DIAGRAMA A'KF . . . . .	71
V.	EL DIAGRAMA AFM. . . . .	75
CAPITULO	VIII. EL METAMORFISMO DE CONTACTO . . . . .	79
I.	DEFINICION. . . . .	79
II.	AUREOLA DE CONTACTO . . . . .	79
III.	TEXTURAS. . . . .	87
IV.	METAMORFISMO DE CONTACTO DE LAS ROCAS CALCAREAS . .	89
V.	METASOMATISMO . . . . .	99
VI.	EJEMPLOS MUNDIALES. . . . .	100
VII.	EJEMPLO MEXICANO: DISTRITO MINERO DE CONCEPCION DEL ORO, ZACATECAS . . . . .	105
CAPITULO	IX. EL METAMORFISMO REGIONAL. . . . .	125
I.	INTRODUCCION. . . . .	125
II.	CARACTERISTICAS . . . . .	125
III.	TEXTURAS. . . . .	127
IV.	METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO DE LAS ROCAS PELI TICAS. . . . .	130

V.	METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO DE LAS ROCAS MAFICAS. . . . .	141
VI.	DISTRIBUCION DE LAS ROCAS FORMADAS POR METAMORFISMO REGIONAL. . . . .	151
VII.	EJEMPLOS DE MEXICO Y EL MUNDO. . . . .	154
CAPITULO	X. ROCAS FORMADAS POR METAMORFISMO REGIONAL DE ALTO GRADO, BAJO CONDICIONES ANHIDRAS. . . . .	165
I.	INTRODUCCION. . . . .	165
II.	LAS GRANULITAS . . . . .	165
III.	LAS ECLOGITAS. . . . .	172
CAPITULO	XI. MIGMATITAS, GRANITOS Y ANATEXIS. . . . .	179
I.	LAS MIGMATITAS. . . . .	179
II.	PETROGRAFIA DEL GRANITO . . . . .	188
III.	EL GRANITO EN SUS YACIMIENTOS. . . . .	193
IV.	ACCIDENTES EN LA HOMOGENEIDAD DEL GRANITO. . . . .	195
V.	RELACION ENTRE EL GRANITO Y LA TECTONICA . . . . .	202
VI.	RELACION ENTRE EL GRANITO Y EL VULCANISMO. . . . .	205
VII.	RELACION ENTRE EL GRANITO Y EL METAMORFISMO REGIONAL. . . . .	207
VIII.	TEORIAS SOBRE EL ORIGEN DEL GRANITO. . . . .	208
IX.	LA ANATEXIS. . . . .	219
CAPITULO	XII. OTROS TIPOS DE METAMORFISMO. . . . .	229
I.	EL METAMORFISMO CATACLASTICO. . . . .	229
II.	EL METAMORFISMO DE IMPACTO O DE CHOQUE . . . . .	234
CAPITULO	XIII. EL METAMORFISMO Y LA TECTONICA GLOBAL. . . . .	247
I.	INTRODUCCION. . . . .	247
II.	EVOLUCION DE LAS FAJAS METAMORFICAS. . . . .	247
III.	SERIES DE FACIES METAMORFICAS O TIPOS BARICOS. . . . .	248
IV.	FAJAS METAMORFICAS BIPARALELAS. . . . .	250
V.	INTERVALO DE TEMPERATURA Y PRESION DE LAS SERIES DE FACIES. . . . .	253
VI.	ASOCIACIONES DE ROCAS IGNEAS Y SU RELACION CON LA TECTONICA GLOBAL. . . . .	253
VII.	LOS ARCOS VOLCANICOS Y SU RELACION CON EL META- MORFISMO REGIONAL. . . . .	254

VIII.	EL METAMORFISMO SUBOCEANICO. . . . .	261
IX.	LAS OFIOLITAS Y LOS ESQUISTOS AZULES EN RELACION CON LA TECTONICA DE PLACAS. . . . .	262
X.	LAS SERIES DE FACIES Y EL TIEMPO. . . . .	264
XI.	CONCLUSIONES. . . . .	265
XII.	EJEMPLO: LAS FAJAS METAMORFICAS DEL SUR DE MEXICO Y SU SIGNIFICADO TECTONICO. . . . .	266

B I B L I O G R A F I A . . . . . 275

a)	ESENCIALMENTE TEORIA. . . . .	275
b)	ESENCIALMENTE PRACTICA. . . . .	276
c)	EJEMPLOS DE MEXICO. . . . .	277
d)	BIBLIOGRAFIA ADICIONAL. . . . .	278

# CAPITULO I ANTECEDENTES HISTORICOS

## I. DESARROLLO DE LAS IDEAS SOBRE EL METAMORFISMO

Parece ser que el concepto de metamorfismo se trató por primera vez en el libro "Theory of the Earth" de James Hutton (1795), aunque no emplease ese término. Según este autor algunas rocas sedimentarias se transforman al ser transportadas a profundidades mayores de las originales. No fue sino hasta 1820 en el que A. Boué acuñó el nombre de "metamorfismo", mientras que en 1833 Charles Lyell señala ya las "rocas metamórficas" en su obra "Principles of Geology". Sin embargo, la solución al problema sobre la génesis de los esquistos y gneises no vino sino hasta mediados del Siglo XIX; de acuerdo con las ideas anteriores a esta fecha, los gneises se habrían formado en las épocas más remotas, seguidos después por los esquistos y finalmente por las filitas, mientras que las rocas sedimentarias fosilíferas se consideraban formadas en una etapa posterior. Por ese entonces, se empezaron a encontrar relaciones transicionales entre sedimentos sin metamorfosear y filitas o esquistos, por lo que poco a poco se fue dilucidando el verdadero origen de estas últimas rocas.

La distinción entre el metamorfismo regional y de contacto fue señalada por primera vez, también a mediados del siglo pasado, por A. Daubrée y Elie de Beaumont.

Entre 1859 y 1910, Hall, Dana y Haug desarrollaron la teoría geosinclinal que explica la génesis de las montañas, señalando que las altas temperaturas y presiones, así como los movimientos de deformación que acaecen en las profundidades de los geosinclinales eran las causas de la abundancia de rocas metamórficas en las fajas orogénicas.

El período de 1870 a 1900 fue la edad de oro de la petrografía microscópica, antes de la cual las rocas se estudiaban

sólo por medio de la lupa o de análisis químicos. F. Zirkel- y H. Rosenbusch fueron los dos grandes maestros en este campo; ambos autores aceptaron además la clasificación de las rocas en ígneas, sedimentarias y metamórficas, propuesta por B. Von Cotta en 1862.

La última fase de la pre-eminencia de la petrografía microscópica está representada por el libro "Die Kristallinen Schiefer" (1904-1906) de U. Grubenmann, quien clasificaba a las rocas metamórficas en 12 grupos, de acuerdo con su composición química; las rocas de cada grupo las dividía en tres categorías de acuerdo con tres zonas de profundidad, a las que denominó epi, meso y catazona. Su trabajo fue continuado por P. Niggli.

## II. ZONAS DE METAMORFISMO PROGRESIVO

El primer estudio sobre cambios progresivos en la textura de las rocas de una determinada región fue realizada en la aureola de contacto de Barr-Andlau en Alsacia por Rosenbusch (1877). Sin embargo los cambios progresivos en la mineralogía en terrenos de metamorfismo regional fueron determinados y cartografiados por primera vez por George Barrow entre 1893 y 1912 en las Highlands de Escocia. Sin embargo, la validez de su labor no fue reconocida sino hasta los trabajos de Tilley (1925) y Harker (1932) en esa área.

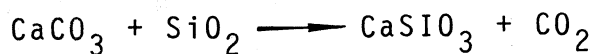
El libro "Metamorphism" escrito en 1932 por Alfred Harker tuvo gran influencia en el pensamiento geológico durante treinta años; en él se señalaba que la mayoría de los casos de metamorfismo regional en el mundo eran muy similares y que el metamorfismo observado en la región barroviana de las Highlands de Escocia era el normal; también se indicaban las diferencias estructurales y mineralógicas entre los metamorfismos de contacto y regional a las que atribuía a la presencia de poderosos esfuerzos dirigidos, no hidrostáticos, en este último y a su ausencia en el primero. La clorita, moscovita, cianita y el almandino son característicos, o al menos, comunes en el metamorfismo regional y de aquí que fueran considerados dentro de los minerales de esfuerzo (stress-minerals), mientras que la cordierita y andalucita son ca -



racterísticas del metamorfismo de contacto y colocadas dentro de los minerales de anti-esfuerzo (anti-stress minerals) que fueron definidos como estables en ausencia de esfuerzos dirigidos. Sin embargo, en la década comprendida entre 1950 y 1960 se sintetizaron la mayoría de los minerales característicos de los esquistos bajo condiciones que no incluían esfuerzos dirigidos y, por tanto, la hipótesis de Harker sobre los minerales de esfuerzo cayó en desuso.

### III. APLICACIONES DEL EQUILIBRIO QUIMICO

La teoría termodinámica sobre el equilibrio químico la aplicó Goldschmidt por primera vez a un problema de petrología metamórfica en 1911 en las corneanas de Oslo, Noruega, utilizando con éxito la regla de las fases. Además a partir de datos termoquímicos pudo calibrar la curva de equilibrio de la reacción:



bajo la condición de que la presión del CO<sub>2</sub> era igual a la presión hidrostática. Esta curva proporcionó la primera escala de referencia numérica sobre la temperatura del metamorfismo.

Desde 1908 hasta 1914 Pentti Eskola estudió las rocas metamórficas precámbricas del área de Orijärvi, Finlandia y las comparó con las asociaciones mineralógicas de Oslo, lo cual lo condujo al concepto de las facies metamórficas.

Los trabajos de Goldschmidt y Eskola no fueron apreciados en todo su valor sino hasta después de la Segunda Guerra Mundial, en parte debido a su escasa divulgación y en parte a que el concepto de equilibrio químico en rocas metamórficas era totalmente extraño a la mayoría de los geólogos. No fue sino hasta que T. Barth aplicó el concepto de facies al metamorfismo regional en el Dutchess County, Nueva York (1936), que se empezó a propagar en los Estados Unidos. Finalmente Eskola publicó en Berlín en 1939 "Die Entstehung der Gesteine", monumento de la geología metamórfica del norte de Europa, que es una descripción sistemática y comprensiva de su sistema; desgraciadamente su circulación fuera de Alemania se vio impedida por la Segunda Guerra Mundial y muchas de sus copias fueron quemadas. La doctrina de Eskola se volvió popu

lar alrededor de 1950 gracias a los libros de texto de Turner (1948), Turner y Verhoogen (1951) Barth (1952) y Ramberg (1952).

Hans Ramberg fue el petrólogo metamórfico más brillante de la década de los cincuenta. Sus trabajos fueron muy notables por su novedad, pues discutía la termodinámica de las soluciones sólidas, los efectos petrológicos de los tipos de enlaces, las aplicaciones de la termodinámica a las migraciones a larga escala dentro de la corteza y al comportamiento del agua en la corteza; fue, además, uno de los abogados más entusiastas sobre el origen metamórfico del granito. Su ideas aparecen en su libro "The origin of metamorphic and metasomatic rocks" (1952).

#### IV. PRESIONES Y TEMPERATURAS DEL METAMORFISMO

Antes de la Segunda Guerra Mundial casi todos los petrólogos creían en la existencia de un fluido acuoso en el espacio intergranular de las rocas durante el metamorfismo, a través del cual tenían lugar las reacciones metamórficas y las migraciones de los materiales.

En la década de los cuarentas muchos de los abogados de la hipótesis de la granitización pusieron en duda la existencia de dicha fase fluida. Así, Ramberg (1952) consideraba que las rocas a grandes profundidades se recrystalizan y pierden espacios porosos; las moléculas átomos y iones migrarían por difusión al estado sólido a través de los bordes de los granos y las fisuras; la verdadera fase fluida existiría bajo la forma de las inclusiones en los minerales pero no en sus bordes y sólo ocasionalmente en espacios abiertos en las rocas.

En varios trabajos publicados entre 1952 y 1959 H. S. Yoder determinó el equilibrio de descomposición de las micas y otros minerales en un rango de presiones de hasta unos cuantos kilobares.

En 1953 Coes fabricó un recipiente de presión que podía emplearse a altas temperaturas bajo una presión de unas cuantas decenas de kilobares; de este modo pudo sintetizar una nueva forma de  $\text{SiO}_2$ , más tarde denominada coesita, y varios

minerales metamórficos que no habrían podido producirse a presiones más bajas.

Poco después Birch y sus colaboradores determinaron las relaciones de fase a la jadeíta y la distena a presiones de hasta varias decenas de kilobares.

En la década comprendida entre 1950 y 1960 y siguiendo las enseñanzas de Harker, se pensaba que la recristalización de la moscovita tiene lugar a las temperaturas ordinarias del metamorfismo cataclástico, por lo que la zona de la clorita en el metamorfismo regional representaría un intervalo de temperaturas comprendidas entre 0 y 250°C. Las temperaturas de otros grados fueron estimadas como consistentes con aquella. De este modo, el intervalo de temperaturas para la facies anfibolita fue considerado entre 350 y 600°C, demasiado bajo para causar fusión parcial de las rocas metamórficas. Este hecho robustecía la idea sobre el origen metamórfico del granito por difusión sólida.

El primer fuerte impacto para revisar las estimaciones de las temperaturas del metamorfismo vino con el establecimiento de las facies zeolíticas y de prehnita-pumpellyta por Coombs (1954-1961), combinado con trabajos experimentales sobre la síntesis de las zeolitas. Se descubrió que entre las temperaturas de la superficie y las de la zona de la clorita se debe interponer un intervalo considerable de las temperaturas correspondientes a estas dos facies, por lo que la temperatura de la zona de la clorita se incremento hasta los 300°C.

El segundo fuerte impacto provino de la temperatura del triple punto de los polimorfos del  $Al_2SiO_5$ , determinada sintéticamente.

Experimentos de la primera mitad de los sesentas habían dado una temperatura de 300°C a 390°C para ese punto; sin embargo, R. C. Newton (1966) la determinó en 520°C y Althaus (1967) y Richardson et, al. (1969) en alrededor de 600°C.

De acuerdo con esta nueva escala de temperaturas, la fusión parcial sería un fenómeno relativamente común en el metamorfismo regional, de modo que el problema de la migración de materia durante el metamorfismo se podría visualizar bajo otra óptica.

H. G. F. Winkler, en su libro "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" (1965, 1974) representa la atmósfera actual de la Petrología Metamórfica experimental. Recientemente está tratando de sustituir el concepto de facies por el de "grado metamórfico". Son muy notables, además, sus trabajos sobre fusión parcial de sedimentos para producir rocas metamórficas y granitos en el laboratorio.

## V. METAMORFISMO Y TECTONICA

En los últimos veinte años se han producido cambios revolucionarios en las Ciencias de la Tierra debido a los siguientes hechos:

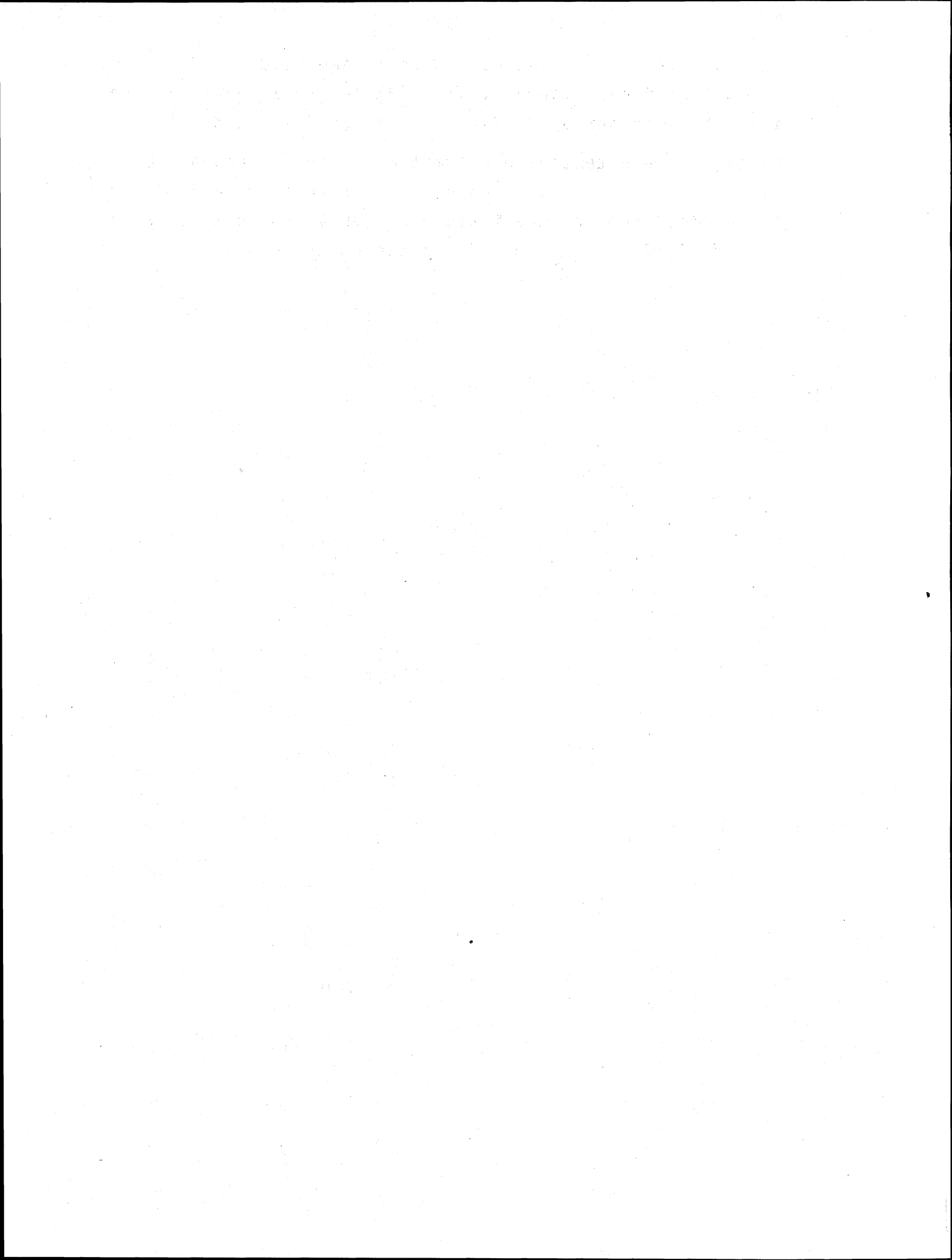
- 1o. La datación radiométrica que ha modificado las ideas que se tenían sobre la estructura y desarrollo histórico de las fajas orogénicas y la corteza continental.
- 2o. Los estudios sísmicos y gravimétricos que han proporcionado una idea clara sobre la estructura y composición de la corteza y el manto superior, apoyados por estudios experimentales sobre la estabilidad de minerales clave.
- 3o. El estudio de los fondos oceánicos que ha conducido a la teoría de la tectónica de placas.

Es muy estimulante, pues, observar cómo diferentes ramas de la geología y geofísica están colaborando en el establecimiento de una ciencia de la tierra unificada. En este contexto es muy notable la contribución que ha aportado la Petrología Metamórfica, pues es posible estimar la temperatura y presión del metamorfismo con bastante confiabilidad y los valores obtenidos pueden usarse en la construcción de modelos geológicos para explicar los procesos orogénicos y la expansión del fondo oceánico junto con los datos geofísicos. Los notables avances en el levantamiento petrológico de muchas regiones metamórficas han revelado la naturaleza y diversidad del metamorfismo regional y magmatismo asociado.

En este campo, una importante contribución ha sido la de A. Miyashiro quien en 1961 publica su "Evolution of Metamorphic Belts", en donde están expresados tres revolucio

narios: (1) las series de facies metamórficas; (2) las fa  
jas metamórficas biparalelas, y (3) las relaciones existente  
s entre las series de facies y la tectónica global.

El significado tectónico del metamorfismo ha quedado, pues,  
bien establecido y, por tanto, la petrología metamórfica es  
tá desempeñando un importante papel en la ciencia de la tie  
rra unificada en el marco de la tectónica de placas.



## CAPITULO II DEFINICIONES Y TIPOS DE METAMORFISMO

### I. DEFINICIONES

El metamorfismo es el proceso de adaptación mineralógica y estructural de una masa rocosa dada a condiciones diferentes a las de su origen. Desde el punto de vista etimológico dicha palabra significa "cambio de forma", lo cual no siempre es necesario.

El campo de temperatura y presión de las rocas metamórficas está comprendido entre el de los sedimentos depositados en la superficie y el de la formación de las rocas ígneas. Por convención, sin embargo, no todas las transformaciones que sufren las rocas pertenecen al dominio del metamorfismo, pues se excluyen el intemperismo, la recristalización de las sales en las fisuras, la dolomitización, hidratación, oxidación, enriquecimiento supergénico y diagénesis, así como los cambios que sufren las evaporitas y los depósitos de carbón.

En el transcurso de eventos posteriores a los de su formación las rocas llegan a formar parte de regiones de la corteza en donde reinan temperaturas y presiones diferentes; muchos minerales ya no pueden ser estables bajo esas nuevas condiciones y formarán nuevas asociaciones en equilibrio con éstas. Tal es el caso del destino de los sedimentos arcillosos que, desde la arcilla original pasa a formar gneises, de acuerdo con las transformaciones siguientes:

arcilla → lutita → pizarra → filita → micaesquisto → gneis

En algunas rocas constituidas esencialmente por un sólo mineral, éste puede permanecer estable a altas temperaturas y presiones, sufriendo únicamente cambios texturales debido a la recristalización. De este modo la caliza se transforma en mármol y la arenisca cuarcífera a cuarcita.

## II. TIPOS DE METAMORFISMO

Tomando en cuenta el ambiente geológico en donde se produce, es posible distinguir dos grandes grupos de metamorfismo: uno de carácter local y otro de carácter regional. Dentro del primero, podemos considerar a los metamorfismos de contacto, cataclástico, hidrotermal, de impacto, optálico o pirometamorfismo y metasomatismo. Dentro del segundo se encuentran el metamorfismo regional dinamotérmico, el metamorfismo regional de sepultamiento o litostático y el metamorfismo suboceánico. Ambos grupos pueden sufrir metamorfismo retrógrado o diaftóresis de mayor o menor extensión.

## III. METAMORFISMO DE CARACTER LOCAL

Como su nombre lo indica ocupa extensiones limitadas de terreno.

- a) El metamorfismo de contacto tiene lugar en rocas que delimitan a cuerpos intrusivos; es un metamorfismo térmico estático que produce una aureola alrededor del intrusivo. El amplio gradiente geotérmico decreciente, desde el contacto del intrusivo hasta la roca encajonante sin alterar, da lugar a zonas de rocas metamórficas diferentes en sus asociaciones mineralógicas, por lo general sin estructuras orientadas.
- b) El metamorfismo cataclástico, dinamometamorfismo o metamorfismo dinámico o de dislocación está confinado a las cercanías de grandes fallas y cabalgaduras. La trituración mecánica y las cizalladuras producen cambios en la textura de las rocas, dando lugar a brechas de fricción, milonitas y pseudotaquilitas, correspondientes a un tamaño cada vez menor. Por lo general no se originan reacciones químicas entre minerales debido a la ausencia de un aporte considerable de calor, pero es común la alteración debida a la circulación superficial de fluidos a través de las zonas de falla.
- c) El metamorfismo de impacto o choque se produce a muy altas velocidades y fracciones de segundo debido a la acción de meteoritos y otros cuerpos celestes en la roca que ocupaban originalmente el volumen del cráter resultante y en las



que se encuentran en sus inmediaciones. Se le reconoció por primera vez en 1907 en el Meteor Crater de Arizona, pero se ha impulsado en fechas más recientes debido a la exploración espacial.

d) El metasomatismo es simplemente un metamorfismo acompañado de aportes químicos, es decir es una reconstitución metamórfica acompañada de un cambio en la composición global de la roca. Con anterioridad se pensaba que desempeñaba un papel muy importante en el metamorfismo pero en la actualidad se le considera como un fenómeno de importancia local.

e) El metamorfismo hidrotermal se debe a la acción de soluciones calientes que se percolan a través de las fisuras y oquedades en las rocas, dando lugar a cambios mineralógicos en éstas.

f) El metamorfismo optático o pirometamorfismo, se produce en el contacto con las rocas volcánicas y se traduce en un cocimiento de las rocas subyacentes. Aunque es de escaso interés geológico se le puede usar como criterio en la reconstrucción de la estratigrafía en rocas volcánicas.

g) El metamorfismo retrógrado o diaftóresis es aquél mediante el cual una asociación mineralógica de alta temperatura se convierte a otra asociación, generalmente más hidratada, estable a temperaturas inferiores. Los criterios para identificarlo son mineralógicos y se interpretan a la luz de datos experimentales. Puede ser de carácter local o regional.

#### IV. METAMORFISMO DE CARACTER REGIONAL

A diferencia del metamorfismo de carácter local que se mide en intervalos que varían desde unos cuantos centímetros hasta unos pocos kilómetros de extensión, los intervalos que ocupa el metamorfismo regional son del orden de las centenas o millares de kilómetros cuadrados.

a) El metamorfismo regional dinamotérmico (metamorfismo regional s. st.) está relacionado con las grandes fajas orogénicas, tanto espacial como temporalmente. Su gradiente geotérmico es mayor que durante los períodos normales, la temperatura puede alcanzar intervalos de hasta 700 u 800°C, y da

lugar a diferentes zonas metamórficas de gran extensión. Los movimientos que propicia originan, por lo general, una es tructura orientada a la que se denomina "foliación".

Este tipo de metamorfismo se produce a presiones que varían entre 24 y 10 kb, que corresponden a profundidades comprendi das entre 7 y 35 km, mientras que el de contacto se debe a intrusiones someras, cuyas profundidades de emplazamiento os cilan entre algunos cientos de metros y unos 12 km (0.1 a 3 kb). En consecuencia, la intensidad de la presión es la diferencia genética esencial entre ambos, ya que las tempera turas en los dos casos varían entre 200 y 800°C, aproximada mente (Fig. II.1).

Puesto que el metamorfismo dinamotérmico regional puede acae cer en un amplio intervalo de presiones, es evidente que se le puede subdividir en varios tipos, de acuerdo con presio nes comparativamente bajas, intermedias y altas. Esto se discutirá en el Capítulo IV.

b) El metamorfismo regional de sepultamiento o litostático ("burial"), término debido a Coombs (1961), no guarda ninguna relación genética con intrusiones magmáticas o con orogéne sis. Los sedimentos y las rocas volcánicas acumulados en las márgenes continentales y arcos insulares se sepultan gra dualmente y las temperaturas, aún a grandes profundidades, son mucho menores que las desarrolladas durante el metamor fismo regional dinamotérmico, pues los valores máximos alcan zados son del orden de 400 a 450°C. Por lo general se con serva la textura original de la roca y sólo cambia su compo sición mineralógica, cambios que por lo general se reconocen únicamente en sección delgada o por medio de Rayos X.

El metamorfismo litostático da lugar a rocas que contienen laumontita, zeolita rica en Ca y Al, bajo condiciones de ba ja presión y lawsonita y glaucofana, cuando la presión es ma yor de unos 3 kb. Si estos últimos minerales están acompaña dos del piroxeno jadeíta se formaron a las presiones máximas conocidas en la corteza, mayores de 7 kb, siendo el gradien te geotérmico especialmente bajo, inferior a 10°C/km. En cambio, durante la formación de la laumontita, existía un gradiente aproximadamente normal o tal vez un poco más alto (Fig. II.1).

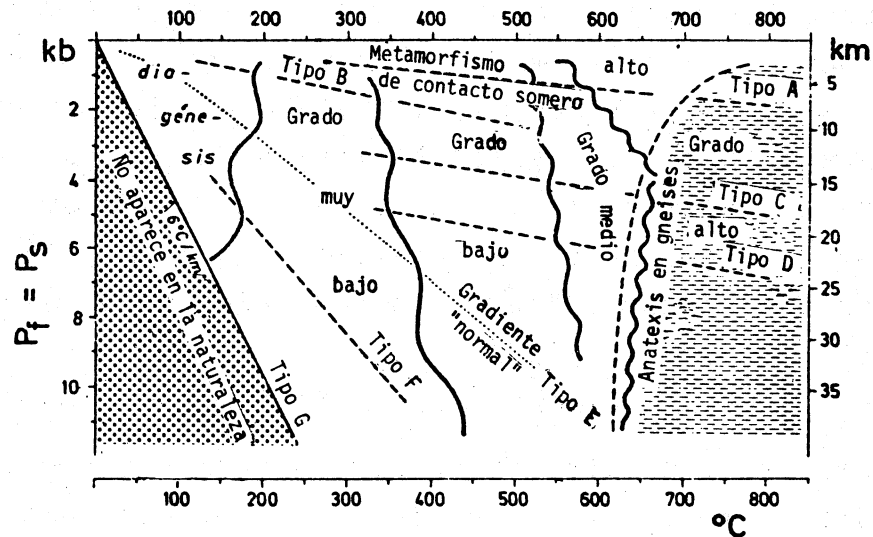


Figura II.1 Diagrama esquemático de presión-temperatura para el metamorfismo de contacto y para diferentes tipos de metamorfismo regional. Además del campo P-T de la diagénesis, se muestran los campos de los diferentes grados de metamorfismo que se explicarán en el capítulo IV. La región P-T ubicada bajo el gradiente geotérmico más bajo no aparece en la naturaleza. Las profundidades, correspondientes a las presiones, son valores máximos y pueden ser un poco menores que los mostrados.

c) Una clase especial de metamorfismo regional sería el metamorfismo suboceánico ("ocean-floor"), término introducido por Miyashiro (1971) para señalar los efectos metamórficos, tal vez de amplia extensión, observados en los fragmentos de rocas obtenidas del fondo oceánico, principalmente en las cercanías de las cordilleras meso-oceánicas. Se trata de rocas, por lo general sin foliación, colocadas en una categoría especial debido a la gran extensión de los océanos y a la aparente unidad y singularidad en la tectónica del fondo oceánico.

## V. LIMITE INFERIOR DEL METAMORFISMO

En principio, no existe un quiebre real sino una secuencia continua de transformación de las rocas desde la sedimentación hasta el metamorfismo de mayor intensidad. Sin embargo se considera que el metamorfismo comienza ahí donde termina la diagénesis.

14

El Glosario de Geología (1960) define la diagénesis como "aquellos cambios de diferentes clases que acaecen en los se dimentos entre el momento de su depósito y aquél en el que se produce su litificación completa. Los cambios se pueden deber a la acción de las bacterias, a procesos digestivos de los organismos, a disolución y redistribución por las aguas que se precolan o a reemplazamiento químico". Se pueden agregar la compacidad y la reducción consecuente de los es pacios porosos. Ejemplos:

arena — arenisca; lodo calcáreo — caliza

Durante la diagénesis se pueden formar minerales que también aparecen en el metamorfismo, por ejemplo sulfuros en sedimentos y silicatos como la glauconita, algunas zeolitas y clorita, esta última a partir de la illita y montmorrillonita. En consecuencia, no existe un límite definido entre diagénesis y metamorfismo, por lo que muchos geólogos están de acuerdo con la definición sobre diagénesis que da Correns (1950): "La Diagénesis comprende todos los cambios que acaecen en un sedimento entre la sedimentación y el ini cio del metamorfismo, exceptuando aquellos causados por la meteorización o intemperismo".

Se han propuesto dos criterios para delimitar la diagénesis del metamorfismo: uno basado en la Petrología Sedimentaria y el otro en la Petrología Metamórfica.

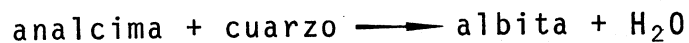
El primer criterio (Von Engelhardt, 1967) señala que en la zona diagenética, debido a la intercomunicación y movilidad de los fluidos intersticiales prevalecen las reacciones en sistema abierto. La diagénesis termina a una profundidad en la cual en todas las rocas sedimentarias se han cerrado los espacios porosos intercomunicados debido a procesos fí sicos o químicos. En esta zona comienza el metamorfismo. En la totalidad de las reacciones metamórficas prevalecen las reacciones en sistema cerrado.

Para ello, se debería determinar la porosidad de un cierto número de rocas sedimentarias y metamórficas; sin embargo, se desconoce cuando se ha alcanzado el estado de ausencia de espacios porosos, si antes, durante o después de que se haya formado una asociación mineralógica realmente metamór fica.

Desde el punto de vista de la Petrología Metamórfica, el criterio importante es la primera formación de una paragénesis verdaderamente metamórfica, es decir una asociación mineralógica que se encuentre sólo en rocas metamórficas.

La primera aparición de minerales metamórficos tales como la laumontita, lawsonita, glaucofana, paragonita o pirofilita señalan el inicio del metamorfismo, pero es probable que la formación de las tres últimas tenga lugar a temperaturas un poco más altas que la primera formación de laumontita y lawsonita. Por tanto, de acuerdo con el estado actual de la ciencia los minerales metamórficos formados a las temperaturas más bajas son la laumontita y, a una presión un poco más alta, la lawsonita. Las reacciones mediante las cuales se desarrollan estos minerales proporcionan las temperaturas mínimas a las que se originan las rocas realmente metamórficas.

Las temperaturas exactas a las que se forma la laumontita ( $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), la única zeolita de origen metamórfico, no se conocen todavía; sin embargo está bien establecido que su primera aparición coincide con la reacción



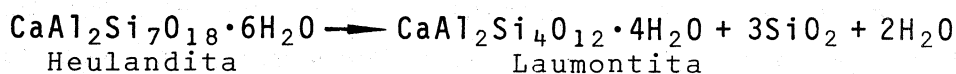
Campbell y Fyfe (1965) determinaron el equilibrio de esta reacción a 190°C y 12 bars, pero basándose en datos termodinámicos calcularon que las temperaturas de equilibrio disminuyen drásticamente a partir de 1 kb, de modo que a 4 kb es de sólo 50°C.

Sin embargo Liou (1971) determinó las temperaturas experimentalmente obteniendo los valores siguientes:

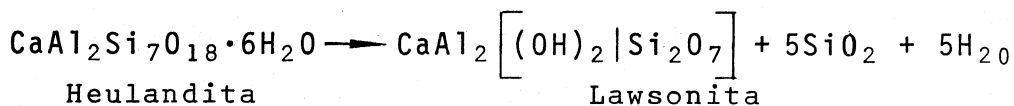
T (°C)	P (kb)
200	2
196 ± 5	3
183 ± 5	5

La albita generada tenía una estructura altamente desordenada, mientras que en la naturaleza se encuentra una albita de baja temperatura bien ordenada; si se considera lo anterior, las temperaturas de reacción pueden ser menores. Liou sugirió una disminución de 30°C a 2 kb y de 70°C a 5 kb. Todavía hoy no se resuelve este problema, pero existe la certidumbre que el inicio del metamorfismo, tal como se ha definido, tiene lugar entre 150 y 200°C, a presiones de 6 y 1 kb, respectivamente.

Una información adicional se obtiene a partir de la reacción siguiente:

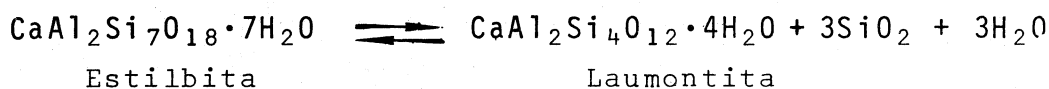


Desgraciadamente las velocidades de la reacción son tan lentas a alrededor de 200°C que no pudo llevarse a cabo a bajas presiones; sin embargo, si se eleva en forma apreciable la presión del agua, se descompone la heulandita; pero en esas condiciones la forma estable de la lawsonita  $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2|\text{Si}_2\text{O}_7]$  La reacción:



ha sido determinada por Nitsch (1968) que tiene lugar a 185±25°C y 7 kb; esta temperatura cambia muy poco a presiones menores y debajo de 3±0.5 kb la laumontita toma el lugar de la lawsonita. Es muy probable, pues, que la laumontita se forme a temperaturas del orden de 175°C.

De acuerdo con Liou (1971) la laumontita se formaría a 170°C a 2 kb y 185°C a 5 kb a partir de la reacción:



por lo que con todos estos datos se podría trazar la curva diagénesis-metamorfismo.

El límite del inicio del metamorfismo es de gran importancia económica porque señala el límite de la presencia de los campos aceítíferos.

## VI. LIMITE SUPERIOR DEL METAMORFISMO

El límite superior del metamorfismo representa un problema doble pues las rocas se funden en función de la temperatura y del contenido en fluidos, así como de la composición de los fluidos y de las rocas.

Las rocas cuarzo-feldespáticas (principalmente gneises) se empiezan a fundir a temperaturas de alrededor de 700°C y presiones de 1 kb o bien de 600°C y 10 kb, respectivamente, siempre y cuando esté presente un cierto contenido de agua. De este modo se producen grandes cantidades de fundidos de composición granítica por medio de un proceso conocido como anatexis. De acuerdo con la definición estricta del metamorfismo como transformaciones de las rocas al estado sólido, la formación de fundidos limita el campo del metamorfismo; tal definición es estrecha e inadecuada porque:

- a) La fusión parcial de rocas cuarzo-feldespáticas, que conduce a la formación de migmatitas, señala condiciones atribuidas generalmente al metamorfismo de alto grado.
- b) Rocas que no exhiben fusión parcial bajo las mismas condiciones de p-T, tales como anfibolitas o gneises en ausencia de una fase fluida rica en agua, con frecuencia aparecen en la misma área junto a rocas anatéticas. Por tanto, la anatexis se considera que pertenece al metamorfismo de alto grado (Figura II.2).

Todos estos datos deben considerar también la presión total, tanto cuando ésta es igual o mayor que la presión hidrostática.

El límite inferior, en lo que respecta a la presión sería el de un bar (alrededor de una atmósfera). Por ejemplo, la facies sanidinita.

El límite superior es función del espesor máximo que pueda tener la corteza terrestre (de unos 60 a 70 km bajo los Andes e Himalaya, de acuerdo con los datos geofísicos más recientes). Estos espesores varían de acuerdo con el ambiente tectónico como se señala en el cuadro siguiente:

AMBIENTE TECTONICO	ESPESOR MEDIO DE LA CORTEZA (en km)	PRESION (en kb)
Escudos	35	10
Cadenas montañosas	60	17
Arcos volcánicos	30	8
Cuencas oceánicas	11 (+ 5 km de agua)	2

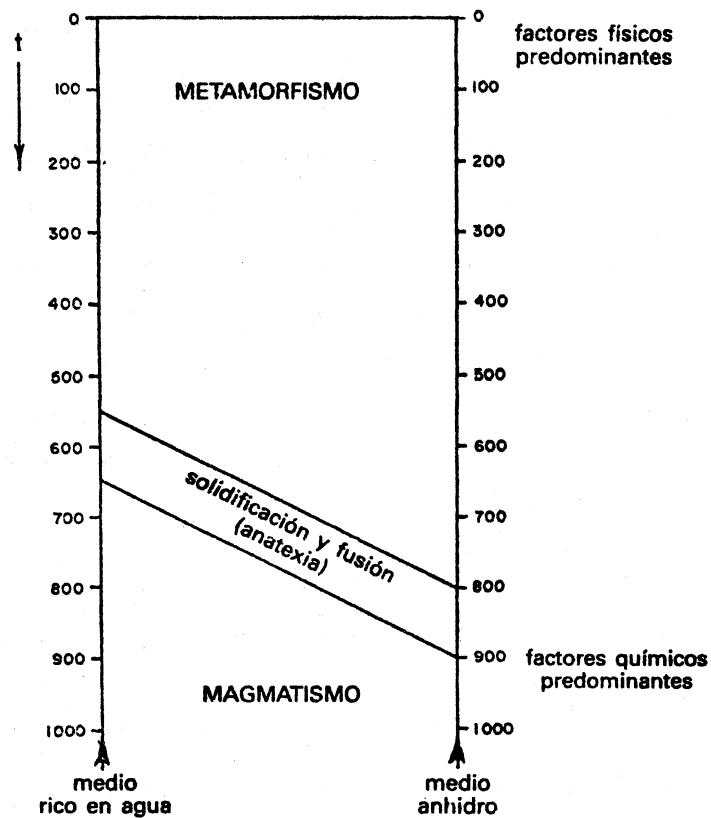


Figura II.12 Campos del metamorfismo y del magmatismo (según H. Ram-ber. 1952, completado).



## CAPITULO III FACTORES DEL METAMORFISMO

### I. CONSIDERACIONES GENERALES

De acuerdo con lo que está implícito en el Capítulo II, la temperatura y la presión son los factores físicos que controlan al metamorfismo, pues los minerales constituyentes de las rocas reaccionan para formar nuevas asociaciones en equilibrio al cambiar dichos factores. Si en la reacción toman parte los carbonatos y minerales hidratados, se liberarán determinadas cantidades de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ ; entre mayor sea la temperatura de metamorfismo, menor serán las cantidades de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  combinadas en los minerales estables. En consecuencia, siempre estará presente una fase fluida compuesta de constituyentes volátiles durante el metamorfismo de esas rocas y que hay que tener en cuenta. Aún en el caso de muchas rocas ígneas, debe haber estado presente una cantidad suficiente de agua durante el metamorfismo, sea originalmente en las rocas o introducida a través de fracturas diminutas pues, de otro modo, no se explicaría el metamorfismo de los basaltos a esquistos verdes o anfibolitas.

### II. ACCION DE LA TEMPERATURA

El papel que desempeña la temperatura es evidente a causa de la aparición de nuevos minerales, ya que las reacciones que se producen requieren del aporte de calor. La elevación de la temperatura puede deberse a la acción intrusiva, en el caso del metamorfismo de contacto, o bien a un emplazamiento profundo en una margen continental, arco insular o cordillera meso-oceánica, por el simple aumento del gradiente geotérmico, o por la desintegración radiactiva o a un aumento en la velocidad del flujo calorífico proveniente del manto, casos del metamorfismo regional.

Si se considera el metamorfismo de contacto, la temperatura alcanzada por la roca afectada será siempre inferior a

1200°C, temperatura de fusión de las rocas máficas y variará con el tiempo y la distancia al contacto.

Tratándose del metamorfismo regional y conociendo que las profundidades máximas de la corteza oscilan entre 60 y 70 km, por el sólo gradiente geotérmico son de esperarse temperaturas mayores de 1000°C, superiores a las que empezaría a fundirse el granito sometido a una presión hidrostática suficientemente alta.

Además del gradiente geotérmico, el aumento de la temperatura con la profundidad se puede deber a la desintegración radiactiva de algunos constituyentes de las rocas y a la conducción del calor proveniente del manto.

Cómo se producen las temperaturas más altas que dan lugar a las rocas metamórficas de alto grado todavía es un problema no resuelto. Podría ser útil especular como sigue: para alcanzar 700°C con un gradiente de 20°C/km se requeriría una margen continental de 35 km de espesor, probablemente demasiado grueso para una simple sedimentación; pero, con la elevación de la temperatura, pérdida de resistencia y engrosamiento drástico del material por arrugamiento o encogimiento de la margen continental cercana a una celda de convección oceánica, se pueden alcanzar espesores cercanos a los 35 km; ello requeriría, por supuesto, un episodio de gran deformación antes de que se alcance el clímax del metamorfismo regional de alto grado, lo cual parece ser el caso al menos en algunas áreas. A tales temperaturas, las rocas metamórficas de alto grado que se encuentran en las partes más profundas de la margen continental deformada comienzan a fundir y el magma granítico resultante asciende a niveles superiores, en donde viene a aumentar también la temperatura. Si esto es cierto, el gradiente geotérmico en las rocas de alto grado debe esperarse que sea un poco mayor que en las de bajo grado.

Una alternativa a tan drástico engrosamiento puede ser una radiactividad localmente más alta o un mayor flujo calorífico del manto como lo sugieren Le Roy et. al. (1968). A este respecto, debe notarse que la única área conocida con certeza en donde en la actualidad se está produciendo meta-

morfismo, que es el campo geotérmico de Salton Sea, California, se encuentra a lo largo de la extensión continental de la dorsal del Pacífico Oriental (East Pacific Rise); puesto que tales dorsales coinciden con anomalías positivas en el flujo calorífico y se les considera como el lugar de las celdas de convección ascendentes, se puede argüir que las fajas metamórficas se desarrollan en los flancos ascendentes de dichas celdas. Del mismo modo se ha sugerido que los voluminosos flujos de ceniza riolíticos del Great Basin de Nevada y Utah están relacionados con flujos provenientes del manto a través de la dorsal del Pacífico Oriental que se presume se halla debajo de esa región.

### III. ACCION DE LA PRESION HIDROSTATICA

La presión hidrostática está repartida de manera uniforme en todas direcciones, pudiendo representarse como una esfera que recibe presiones idénticas en todos los puntos de su superficie. En las rocas la presión hidrostática corresponde a grosso modo, a las condiciones de los terrenos estables en donde equivale aproximadamente al peso de las rocas suprayacentes.

La presión hidrostática está regida por la fórmula:

$$P_h = \rho gh$$

en donde:

$$P_h = \text{presión en baries}^*$$

$$\rho = \text{densidad en g/cm}^3$$

$$g = 981 \text{ cm/seg}^2$$

$$h = \text{profundidad en cm.}$$

Así, a 10 km de profundidad, la presión que sufrirían las rocas siálicas, cuya densidad media es de 2.7, valdrá:

$$\begin{aligned} P_h &= 2.7 \text{ g/cm}^3 \times 981 \text{ cm/seg}^2 \times 1'000,000 \text{ cm} \\ &= 2649 \times 10^6 \text{ baries} = 2,649 \text{ bars} \\ &= 2.649 \text{ kb.} \end{aligned}$$

$$* 1 \text{ barie} = 1 \frac{\text{dina}}{\text{cm}^2} = 1 \frac{\text{gr}}{\text{cm/seg}^2}$$

$$1 \text{ bar} = 10^6 \text{ baries}; 1 \text{ kilobar} = 10^3 \text{ bars}$$

$$\uparrow \text{Atmósfera} = 1.01325 \text{ bars}$$

Del mismo modo, a una presión de 10 kb requiere de una profundidad cercana a los 35 km.

Las presiones dentro del metamorfismo varían entre 0 y 20 kb (esta última en la base de las cadenas montañosas como los Andes e Himalaya). Sin embargo, por más considerable que sea la presión, para que sea eficaz es necesario que se combine con otros factores, en particular la temperatura, pues se dan casos de series subsidentes de rocas sin transformaciones apreciables.

#### IV. ACCION DE LA PRESION DE LOS FLUIDOS

Los constituyentes volátiles presentes en los poros y fracturas diminutas de las rocas dan lugar a una fase fluida la cual, con toda probabilidad, está sujeta a la misma presión hidrostática que los minerales de las rocas; por tanto, se supone que la presión de la fase fluida ( $P_f$ ) es aproximadamente igual a  $P_h$ . Sin embargo, debe tenerse en cuenta que, como respuesta a la elevación de la temperatura, varias reacciones metamórficas liberan grandes cantidades de  $H_2O$  y a veces también de  $CO_2$ ; en vista del pequeño volumen de los poros esta presión debe exceder a la presión hidrostática en un porcentaje igual a la resistencia de las rocas y, por tanto, se deben liberar grandes cantidades de gas a lo largo de las fracturas causadas por la presión; de este modo, la presión del fluido se iguala, aproximadamente, a la presión hidrostática, pero durante algún tiempo, el necesario para que tengan lugar las reacciones metamórficas productoras de volátiles, se puede asumir que la presión gaseosa creada internamente pueda dar lugar a una cierta sobrepresión, de modo que  $P_f$  exceda a  $P_h$ .

El valor del "exceso de presión gaseosa creada internamente" depende de la resistencia de las rocas a profundidad; esta resistencia disminuye al aumentar la temperatura y tal vez no exceda de unas cuantas centenas de bars; en consecuencia, el efecto de dicho exceso de presión sería despreciable, es decir  $P_f = P_h$ , prácticamente.

Por otro lado, en el caso de minerales depositados a partir de soluciones hidrotermales a lo largo de fracturas y en

las rocas encajonantes adyacentes, es posible que  $P_f < P_h$ ; esto representa un caso especial que tiene lugar sólo bajo condiciones particulares. En todos los otros casos de metamorfismo se asume que, como una regla,  $P_f = P_h$ , condición que se mantiene también en todas las investigaciones experimentales y todas las conclusiones respecto a la petrogénesis deducida de resultados experimentales se basan en esta suposición.

## V. ACCION DE LA PRESION DIRIGIDA

Existe un gran debate sobre la acción de la presión dirigida pues, por ejemplo, para Winkler (1974) no tiene ninguna importancia, mientras que para otros autores, como Flinn (1965), sí la tiene.

De acuerdo con Harker (1932), la presión dirigida u orientada ("stress") produciría todas las deformaciones debidas esencialmente a los movimientos orogénicos; se manifestaría sólo en los materiales sólidos o casi sólidos que no transmiten integralmente la presión en todas direcciones y modificaría las estructuras y texturas de las rocas, alargando y aplastando sus minerales constituyentes, siguiendo el principio de Riecke.

El principio de Riecke establece que un mineral sometido a una presión dirigida en una solución saturada se deformará, observándose una disolución en los puntos donde la presión es máxima y una precipitación de la materia disuelta en los puntos en donde la presión es mínima (Figura III.1).

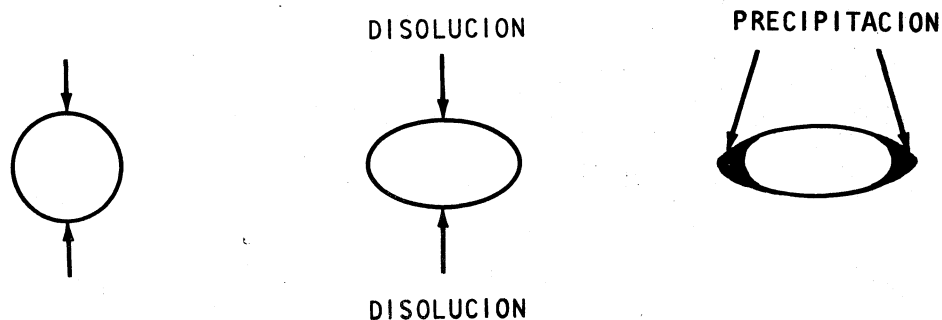


Figura III.1 Ilustración del principio de Riecke.

Harker consideraba a la presión orientada como el factor fundamental del metamorfismo y distinguía los minerales de esfuerzo (stress minerals), los minerales de anti-esfuerzo (anti-stress minerals) y los minerales neutros, sea que se originen, se destruyan o no sufran cambios durante la acción de la presión orientada, respectivamente.

Los minerales de esfuerzo se encontrarían en las rocas deformadas, como los esquistos y gneises, siendo los más importantes el cloritoide, la distena o cianita, la clorita, la albita, la epidota y los anfíboles. Cabe aclarar, sin embargo, que a excepción de los dos primeros, los demás minerales no están limitados a las rocas deformadas.

Los minerales de anti-esfuerzo se hallarían únicamente en rocas que no presenten deformación, como las corneanas y las rocas ígneas intrusivas, como en el caso de los feldespatoides, la andalucita, la cordierita y la anortita. No obstante, muchos de estos minerales se presentan en regiones de alto grado de metamorfismo regional, como las granulitas, en donde se suponía que actuaba la presión orientada.

El fracaso en la fabricación de la epidota, moscovita y estauroлита sintéticas en los tiempos de Harker fue presentado por este autor como prueba de que son esencialmente minerales de esfuerzo, incapaces de cristalizar en sistemas que no han sido sometidos a la acción de la presión dirigida.

Sin embargo, y como ya se estableció anteriormente, en la década que se inició en 1950 se sintetizaron la mayoría de los minerales característicos de los esquistos sin la acción de una presión dirigida por lo que la hipótesis de los minerales de esfuerzo y anti-esfuerzo fue decayendo gradualmente.

Dachille y Roy (1960, 1964) han demostrado experimentalmente que el campo de estabilidad de las asociaciones mineralógicas no está influenciado por la presión dirigida; el único efecto observado es un incremento considerable en las velocidades de reacción que conducen, como una regla, a la formación de asociaciones estables. Este aspecto puede ser importante en investigaciones experimentales pero es insignificante en la formación de asociaciones minerales naturales, debido al largo intervalo de tiempo disponible para que dichas reacciones tengan lugar.

Muchos petrógrafos piensan que la presión dirigida puede contribuir a un aumento apreciable de la presión hidrostática efectiva. Así, Clark (1961) ha acuñado el término "sobre presión tectónica" y piensa que es posible la creación de una sobrepresión de 1 a 2 kb. Flinn (1965) establece que: "la magnitud de la sobrepresión que puede existir en las rocas depende sobre todo del intervalo de tiempo que tiene la presión para actuar ; a mayor sobrepresión, menor será el tiempo que transcurra antes de su relajamiento por flujo (deformación). Para períodos cortos son posibles las sobrepresiones hasta alcanzar la resistencia a la ruptura de la roca a condiciones apropiadas de temperatura y presión confinante". Además añade que "una roca que está sufriendo metamorfismo estará en una etapa más favorable a la deformación que antes o después del mismo".

Winkler (1974) señala que el metamorfismo tiene lugar durante largos períodos de tiempo, los necesarios para que se mantenga la temperatura y esté presente la fase gaseosa que coexiste con los minerales de neoformación; por tanto las sobrepresiones tectónicas parecen ser muy improbables y, además, las evidencias experimentales señalan que, a temperatura y velocidades de deformación geológicamente razonables, las resistencias de las rocas no favorecen la creación de sobrepresiones tectónicas. En presencia de una fase fluida acuosa las resistencias de las rocas y, en consecuencia las sobrepresiones tectónicas, son despreciables, aún en el caso de rocas cuarcíferas tales como algunas areniscas.

En resumen, e independientemente de la mayor o menor importancia que se atribuya a la presión orientada, se puede decir que su acción influye en:

- a) El incremento de la energía libre de los cristales, actuando como catalizador.
- b) El aumento de la permeabilidad, lo que facilita la circulación de fluidos.
- c) La remoción constante de las superficies de contacto de los cristales, es decir, "agita" al material.
- d) El aumento de la temperatura del sistema por medio de la fricción.

Por tanto, se puede concluir que la presión dirigida  $P_d$  es un sumando más de la presión total  $P_T$ , o sea:

$$P_T = P_h + P_f + P_d$$

## VI. ACCION DE LOS AGENTES QUIMICOS

Se denomina "metasomatismo" a las modificaciones en la composición química de una roca, mediante las cuales se produce un intercambio de materia, es decir introducción de ciertos elementos químicos y eliminación de otros; en otras palabras se trata de un proceso aloquímico, es decir, un metamorfismo con aportes.

Anteriormente se pensaba que el metasomatismo desempeñaba un papel muy importante en el metamorfismo, pero en la actualidad se le considera como un fenómeno de importancia local, pues cada vez se encuentran evidencias de que el metamorfismo es un proceso isoquímico. No obstante, los componentes altamente volátiles constituyen las excepciones.

La diferenciación metamórfica, es decir las transformaciones metamórficas a escala limitada, es un proceso aloquímico que implica transferencia de componentes que puede operar sólo si prevalecen condiciones muy especiales, específicamente cuando se trata de composiciones de rocas muy diferentes.

a) El agente químico más importante es el agua, en particular el agua salada, que interviene como solvente y catalizador durante el metamorfismo regional; en el caso del metamorfismo de contacto, el agua actúa también de esas dos maneras, acompañada de otras emanaciones de los cuerpos intrusivos, como el anhídrido carbónico y los ácidos bórico, clorhídrico y fluorhídrico. El agua controla además la cristalización de minerales hidratados, como las micas y los anfíboles.

Los compuestos simples de los metales alcalinos son relativamente solubles en el agua, dando lugar a procesos metasomáticos alcalinos como la formación de mirmekitas y pertitas en rocas metamórficas de grado intermedio a alto y la génesis de ortoclasa en las rocas de la clase pelítica, a partir de moscovita o clorita.



b) En la actualidad se piensa que el anhídrido carbónico com  
pite en importancia con el agua pues, por ejemplo, reacciona  
con la anortita para producir meionita  $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$ ,  
que es una escapolita que se puede desarrollar en la facies  
granulita. También controla la cristalización de los carbo-  
natos; aquí es importante señalar que así como la sílice des-  
plaza fácilmente el  $\text{CO}_2$  de los carbonatos a temperaturas mo-  
deradas y altas, muchos silicatos se convierten con igual fa-  
cilidad en carbonatos, a baja temperatura, por reacción meta-  
somática con soluciones que contengan  $\text{CO}_2$  o carbonatos solu-  
bles; este es el caso de los feldespatos, piroxenos y olivino.

c) El metasomatismo cálcico produce silicatos de calcio co  
mo el diópsido, la grosularia, idocrasa y escapolita en los  
contactos entre mármoles y rocas silicatadas, como las anfi-  
bolitas.

d) El metasomatismo de los silicatos de hierro y magnesio  
da lugar a skarns o tactitas formados en la zona de contac-  
to por reacción entre las calizas y las soluciones o gases  
con hierro y sílice, procedentes de cuerpos intrusivos áci-  
dos; los skarns provenientes de calizas puras contienen con  
frecuencia andradita y hedenbergita, mientras que el diópsi-  
do, la tremolita y la flogopita pueden aparecer cuando la  
roca original es dolomítica.

e) El oxígeno controla la formación de los minerales ferro-  
magnesianos, entre los que destacan en importancia por su  
sensibilidad las epidotas y la andradita.

f) El metasomatismo con introducción de boro produce turma-  
linización. Si la introducción es de F, Sn y Li, gréiseni-  
zación (moscovita y topacio que sustituyen el feldespato po-  
tásico, con cuarzo, casiterita y lepidolita); el flúor contro-  
la, además la cristalización de la apatita, flogopita, humi-  
tas y algunos anfíboles. El cloro conduce a la escapolitiza-  
ción de las plagioclasas con la formación de los términos  
ricos en marialita  $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ . El azufre contro-  
la la formación de sulfuros y sulfatos, en especial  
la anhidrita que aparece en la facies granulita, así como

las escapolitas y también la propilitización (cuarzo, clorita, epidota, albita, zeolitas, actinolita y piritita). La sílice y la alúmina conducen a la caolinización y sericitización. Obsérvese la similitud entre estos procesos y los fenómenos hidrotermales y neumatolíticos de la teoría magmática.

## CAPITULO IV FACIES Y GRADOS DE METAMORFISMO

### I. CONCEPTO DE ZONAS DE PROFUNDIDAD

Las asociaciones mineralógicas de las rocas metamórficas pueden ser consideradas como productos de un acomodo químico, parcial o total, a condiciones físico-químicas determinadas.

Puesto que las principales condiciones físicas que rigen el metamorfismo son la temperatura y la presión y éstas pueden variar con la profundidad, desde hace tiempo se consideró que existe una relación entre la composición mineralógica y la profundidad. Sederholm (1891) fue el primero en emitir la idea de que metamorfismos diferentes tienen lugar a profundidades diferentes".

Basándose en esta idea Becke (1903) formuló una repartición de las rocas metamórficas en zonas de profundidad, cada una de ellas caracterizada por asociaciones de minerales "tipomorfos", es decir, minerales que se encuentran en equilibrio químico entre ellos.

El concepto de zonas de profundidad en el metamorfismo fue desarrollado por Grubenmann (1904-1910) y modificado por Niggli (1924). Estos autores definen tres zonas de profundidad:

a) Zona superior o Epizona, caracterizada por un metasomatismo que da lugar a silicatos hidratados, temperatura y presión hidrostática bajas, en general, y presión orientada con frecuencia alta, aunque puede faltar. Los minerales tipomorfos son: sericita, clorita, cloritoide, brucita, actinolita, plagioclasa sódica, epidota, calcita, dolomita y magnesita.

b) Zona intermedia o Mesozona, en la que actúa principalmente el metamorfismo químico; la temperatura y la presión hidrostática son más altas que en la epizona; la presión

orientada puede ser muy elevada o nula. Como minerales tipomorfos consideran a la moscovita, estauroлита, distena, antofilita, cummingtonita-grunerita, biotita, actinolita, hornblenda, almandino, epidota, plagioclasa sódica, calcita y brucita. La Mesozona es una zona de transición pues se caracteriza por la aparición simultánea de algunos de los minerales de la epizona y de la catazona.

c) Zona inferior o Catazona, caracterizada por recristalización química de larga duración, acompañada con frecuencia de deformación que da lugar a silicatos anhidros, por temperatura y presión hidrostática muy altas, por lo general y por presión orientada nula o menos intensa que en las otras dos zonas. La composición mineral semeja a la que resultaría de la cristalización directa de un magma apropiado y los minerales tipomorfos son: sillimanita, feldespato potásico, andalucita, piroxenos, olivino, cordierita, granates, espinelas, plagioclasa cálcica, vesubianita, escapolita, periclasa, humitas, biotita y hornblenda.

Algunos minerales son tan insensibles a las variaciones de temperatura y de presión que se les encuentra constantemente en todas las zonas. Estos minerales, denominados "cosmopolitas", son anhidros y de composición muy simple y entre ellos se encuentran el cuarzo, rutilo, esfena, magnetita, calcita y albita.

Grubenmann y Niggli insisten en el hecho de que la clasificación en zonas es esencialmente una repartición de acuerdo con las condiciones de temperatura y presión, y variará con las condiciones químicas según valores absolutos. Y como el metamorfismo en la corteza depende de condiciones anormales, la sucesión natural puede invertirse.

Finalmente, los productos del metamorfismo de contacto de la zona interna de la aureola, así como los fenómenos neumatolíticos y de inyección, fueron incluidos dentro de la catazona por Niggli (1924), independientemente de la profundidad real y, por tanto, de la presión. Igualmente, los productos del metamorfismo de contacto de baja temperatura, cerca del borde externo de la aureola, así como las rocas afectadas por procesos hidrotermales, fueron consideradas dentro de la epizona.

## II. ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO (FIGURAS IV.1, IV.2 y IV.3).

Diez años antes de que Becke propusiera la repartición de las rocas de metamorfismo regional en zonas de profundidad, Barrow (1893) había introducido una clasificación de ese tipo de rocas al estudiar las Highlands de Escocia, de acuerdo con los llamados "minerales índices". Las conclusiones de Barrow, ampliadas y comprobadas por Tilley (1925) y otros geólogos británicos pueden resumirse de la manera siguiente: Las rocas de las Highlands son sedimentos asociados a rocas piroclásticas de un geosinclinal, todas ellas afectadas por metamorfismo regional; las variaciones mineralógicas son función de las variaciones de temperatura y, en menor grado, de la presión, durante el metamorfismo. Si se va de un área de rocas sin metamorfizar a otra de rocas con metamorfismo cada vez más alto, cada zona de metamorfismo progresivo estará definida por un mineral índice, cuya primera aparición señala el límite exterior de la zona en cuestión.

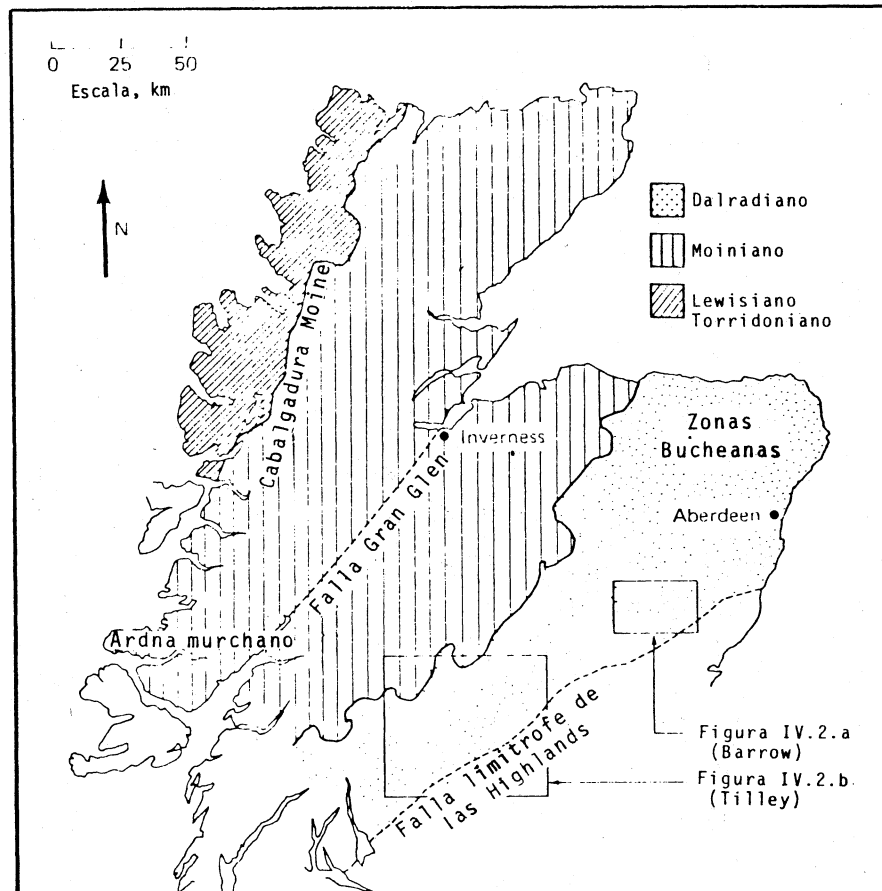
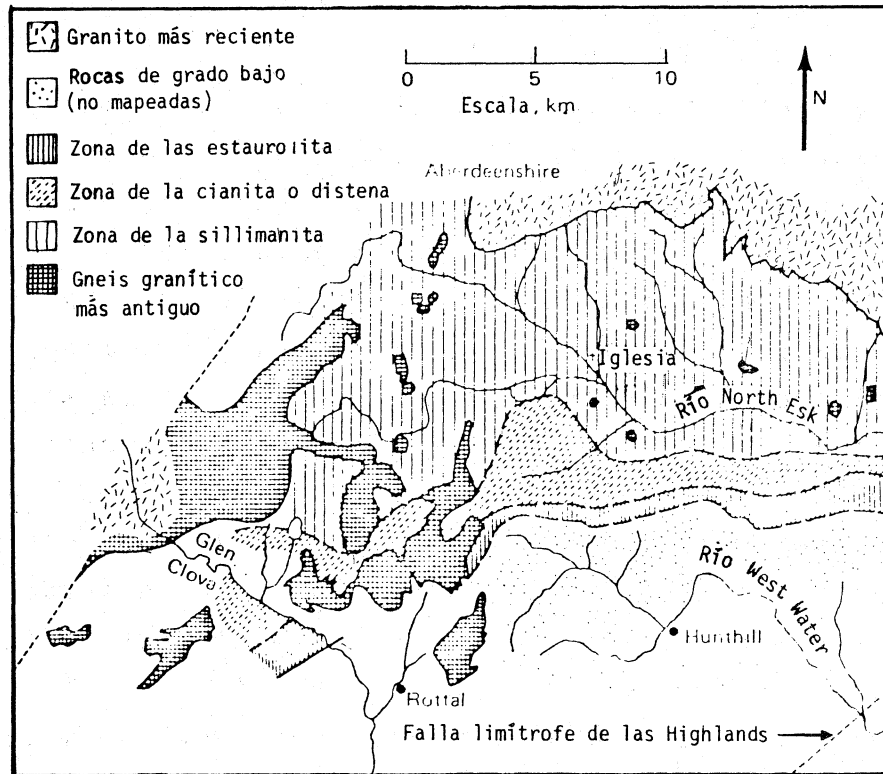
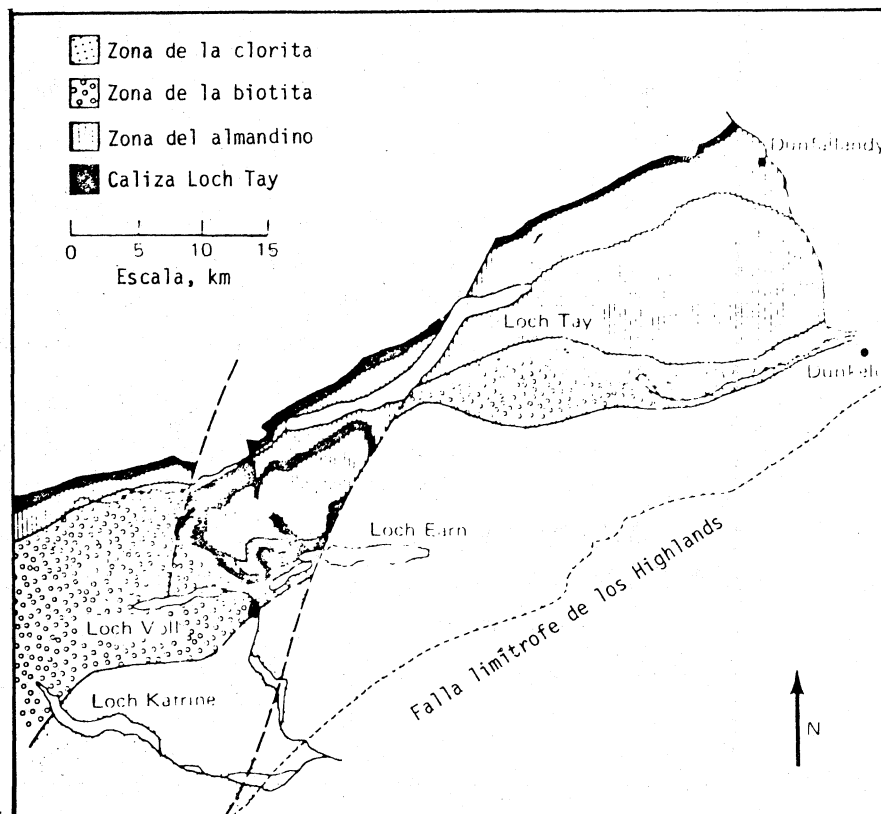


Figura IV.1 Mapa simplificado que muestra la distribución de las unidades metamórficas principales en las Highlands de Escocia.



(a)

Figura IV.2 Zonas de metamorfismo regional progresivo en una porción del Dalradiano en la parte sureste de las Highlands de Escocia (mapeado por G. Barrow, 1983).



(b)

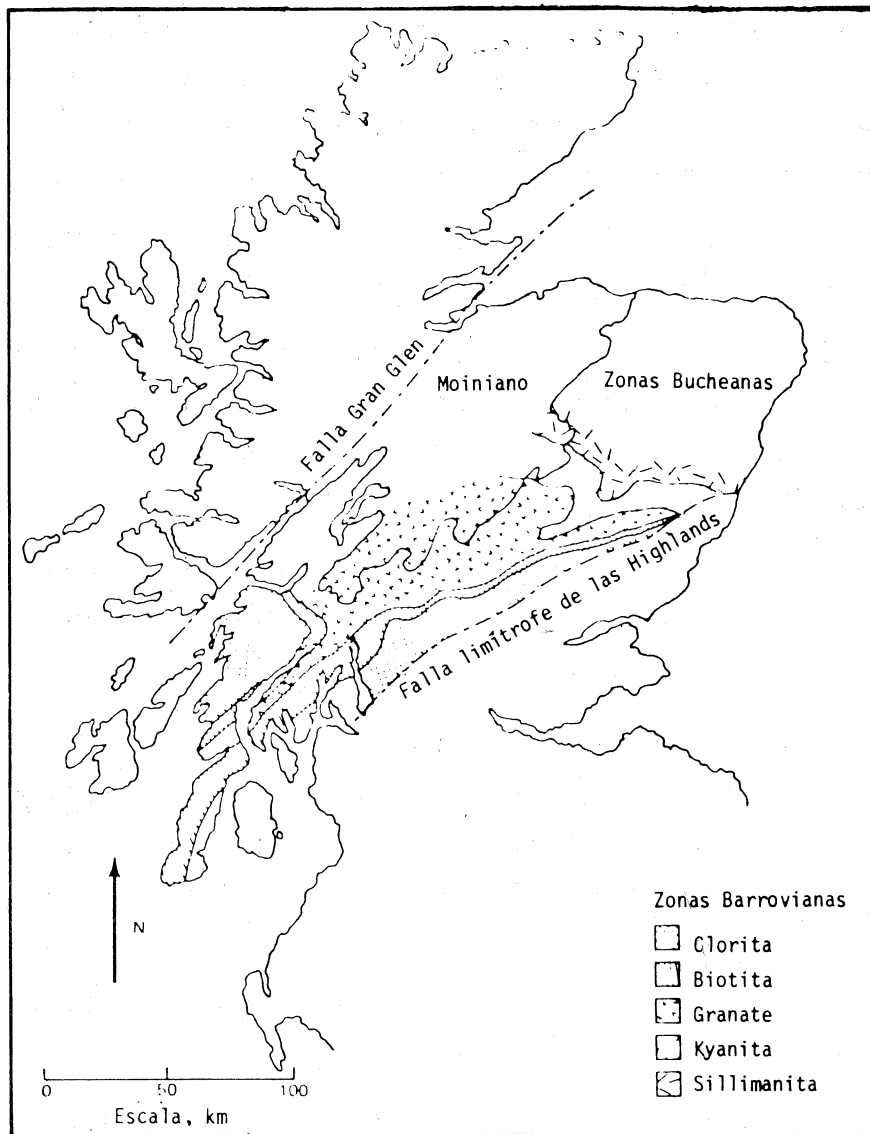


Figura IV.3 Zonas metamórficas barrobianas del Dalradiano en la parte sur de las Highlands de Escocia (basado en información de W.O. Kennedy y M.R.W. Johnson).

Así, la secuencia de minerales índices en rocas pelíticas con metamorfismo progresivo es:

clorita → biotita → almandino → estaurolita → cianita → sillimanita

Tilley propuso, además, el término de "isograda" para una línea de rangos definidos de temperatura y presión, es de cir, determinada por un mineral índice, la cual es susceptible de dibujarse en un mapa. En realidad, las isogradas son superficies y las líneas dibujadas son las intersecciones de dichas superficies con la superficie de la Tierra.

Basándose en el mismo principio de zonas de metamorfismo regional progresivo, Jung y Roques (1952) establecieron una

clasificación en zonas basada en la estructura y mineralogía de los esquistos y gneisses. Estas zonas fueron cartografiadas por primera vez en el Macizo Central Francés, formado por una serie pelítica monótona y son las siguientes:

- a) Zona de lutitas y pizarras, formada entre cero y 4 km de profundidad, sin metamorfismo claro.
- b) Zona de los micaesquistos superiores, entre 4 y 7 km de profundidad, caracterizada por la presencia de sericita, clorita y moscovita. Las rocas típicas de la zona son los esquistos de clorita y sericita.

El paso de la zona de esquistos sericitícos a la de esquistos de dos micas está representado por la reacción:

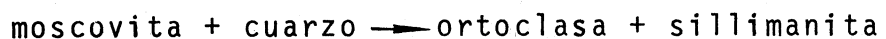


- c) Zona de los micaesquistos inferiores, de los 7 a los 10 km de profundidad, caracterizada por la asociación biotita-moscovita, acompañada a menudo por granate, estaurolita y distena. Las rocas típicas de la zona son los esquistos de dos micas.

Las dos zonas anteriores de micaesquistos se denomina también "zonas sin feldespatos".

- d) Zona de los gneises superiores, cuya profundidad oscila entre 10 y 14 km y cuyos minerales índices son biotita, moscovita y feldespatos. Las rocas de esta zona son los gneises de dos micas, con grano más grueso que los micaesquistos correspondientes; la esquistosidad es alternante: capas claras con cuarzo y feldespatos, capas oscuras, con micas.

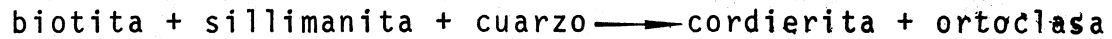
La transición de los gneises superiores a la de los inferiores la proporciona la reacción:



- f) Zona de gneises inferiores con gneises de biotita, granate y sillimanita formados entre 14 y 20 km de profundidad.
- g) En 1956, Roques añadió una nueva zona, descubierta en el sur de Madagascar y más tarde en los Vosgos. Esta zona es la de gneises ultra-inferiores, formada a profundidad de más de 20 km y se caracteriza por la desaparición de la biotita y la aparición de ortoclasa y cordierita, dando lugar



a los gneises de ortoclasa y cordierita, de acuerdo con la reacción:



### III. PRINCIPIO DE LAS FACIES MINERALES

Goldschmidt (1911) fue el primero en emplear la teoría del equilibrio químico en las rocas metamórficas al estudiar las corneanas de la región de Oslo, Noruega, y así pudo probar que para esas rocas la composición mineralógica ha alcanzado un equilibrio químico, modificándose según reglas precisas al cambiar las condiciones de conjunto.

Más tarde, en 1915, estudiando las rocas metamórficas de la región de Orijärvi, Finlandia, Eskola encontró series análogas en composición mineralógica a las de Oslo, pero con ciertas diferencias, como la presencia de anfíboles en lugar de piroxenos, como se muestra en la Tabla IV.1.

OSLO	ORIJÄRVI
FK + Andalucita	= Moscovita
FK + Cordierita	= Biotita + Moscovita
FK + Hiperstena + Anortita	= Biotita + Hornblenda
Hiperstena	= Antofilita

Tabla IV.1 Asociaciones mineralógicas químicamente equivalentes de las áreas de Oslo, Noruega y Orijärvi, Finlandia.

Esas diferencias las atribuyó a condiciones diferentes de temperatura y presión durante el metamorfismo, estableciendo el principio siguiente:

"En una formación metamórfica que ha alcanzado un equilibrio químico bajo condiciones idénticas e inmutables de temperatura y presión, su composición mineralógica depende únicamente de su composición química global".

A partir de este principio se estableció el concepto de facies metamórfica que enuncia: "pertenecen a una facies metamórfica dada, aquellas rocas que para una composición química global idéntica presentan una repartición mineralógica idéntica; esta repartición varía con la composición global de acuerdo con reglas fijas". Cada facies metamórfica estará definida por consiguiente, por un conjunto de minerales constantes.

En 1921 Eskola generalizó el principio anterior extendiéndolo a las rocas plutónicas s. st., puesto que se reveló que pueden ser estudiadas desde el mismo punto de vista que las rocas metamórficas. Así, un granito puede tener la misma composición mineralógica que un gneis, un gabro de hornblenda puede estar formado por las mismas especies minerales que una anfibolita, etc. La repartición en facies, a las que denominó "facies minerales", es por consiguiente independiente de la génesis de los minerales asociados, sea magmática o metamórfica. El único criterio de pertenencia a una facies mineral dada es que la composición mineralógica sea idéntica para una composición química idéntica.

Ramberg (1952) precisa: "Pertenecen a la misma facies mineral aquellas rocas formadas o recristalizadas dentro de ciertas condiciones de temperatura y presión, limitadas por la estabilidad de ciertos minerales críticos de composición definida".

A partir del principio de facies mineral, Eskola estableció una clasificación de las rocas metamórficas, la cual se funda en dos hipótesis:

- a) Las asociaciones mineralógicas de una roca metamórfica corresponden a factores físicos y químicos; si estos varían variarán aquéllas.
- b) Las asociaciones de minerales ideales que constituyen una facies indican condiciones de equilibrio alcanzadas durante el metamorfismo.

En apoyo de estas hipótesis existen valiosas pruebas geológicas, pues es difícil explicar, con cualquier otra base, la regularidad de las asociaciones en el mundo y la firme relación entre las composiciones mineralógica y química.

#### IV. NOMENCLATURA DE LAS FACIES MINERALES

Las diferentes facies minerales fueron denominadas por Esko la según una roca particularmente característica de ella y que contenga en lo posible minerales críticos, tal como se muestran en la Tabla IV.2. En dicha tabla los lugares de los nombres de las facies indican las condiciones de temperatura y presión de las diferentes facies. Para las facies metamórficas sanidinita, corneana de piroxeno y anfibolita se citan también las facies magmáticas paralelas y casi idénticas del punto de vista mineralógico, como las facies diabasa, gabro y gabro de hornblenda.

PRESION CRECIENTE ↓	TEMPERATURA CRECIENTE →			
	Formación de Zeolitas		Sanidinita (Diabasa)	
	Esquistos Verdes	Anfibolita de epidota	Anfibolita (Gabro de hornblenda)	Corneana de Piroxeno (Ga bro)
				Granulita
		Esquistos de Glaucofana	Eclogita	

Entre paréntesis se señalan las facies magmáticas equivalentes de algunas de ellas.

Tabla IV.2 Las ocho facies minerales de Eskola, en función de la temperatura y presión.

Fyfe, Turner y Verhoogen (1958) modificaron y ampliaron el esquema anterior, considerando cuatro facies del metamorfismo de contacto y seis del metamorfismo regional.

Facies del metamorfismo de contacto. El metamorfismo de contacto se produce a presiones hidrostáticas relativamente bajás, (entre 100 y 3000 bars) y a temperatura elevada (entre 300 y 1000°C) en el contacto de cuerpos intrusivos. La gama de temperaturas está limitada hacia abajo por la cinética de reacción y hacia arriba por la fusión.

Las cuatro facies del metamorfismo de contacto, enumeradas para una presión hidrostática constante, según una temperatura creciente (o presión hidrostática decreciente para una temperatura constante) son las siguientes:

- Facies corneana de albita-epidota
- Facies corneana de hornblenda
- Facies corneana de piroxenos
- Facies sanidinita

Facies del metamorfismo regional. En el metamorfismo regional intervienen la presión, sobre todo la litostática y la temperatura.

Las facies del metamorfismo regional, enumeradas aproximadamente según la temperatura creciente, tal como lo indican las relaciones de campo y los datos sobre la estabilidad de los minerales críticos en las zonas de metamorfismo progresivo, son las siguientes:

	Presión	Temperatura
1. Facies Zeolítica	2000 a 3000 bars	200 a 300°C
2. Facies Esquistos Verdes	3000 a 8000 bars	300 a 500°C
-Subfacies de clorita		
-Subfacies de biotita		
-Subfacies de almandino		
3. Facies Esquistos de - - Glaucofana	4000 a 10000 bars	300 a 400°C
4. Facies Anfibolita de Al <u>mandino</u>	4000 a 8000 bars	500 a 750°C
-Subfacies de Estaurolita		
-Subfacies de Distena		
-Subfacies de Sillimanita-moscovita		
-Subfacies de Sillimanita -ortoclasa		

5. Facies Granulita -Subfacies de hornblenda -Subfacies de piroxeno	10 000 bars	700 a 800°C
6. Facies Eclogita	13 000 bars	> 700°C

## V. REVISION DEL CONCEPTO DE LAS FACIES METAMORFICAS

Debido a que algunas de las modificaciones realizadas al concepto de facies de Eskola por los autores mencionados encontraron una aceptación general pero otras fueron consideradas innecesarias, inadecuadas y provocadoras de confusiones, Fyfe y Turner (1966) emprendieron una revalorización del mismo. Para evitar algunas de las inferencias implicadas en la definición, volvieron a definir las facies de la siguiente manera:

"Una facies metamórfica es un conjunto de asociaciones de minerales metamórficos que se repiten con frecuencia en espacio y tiempo, de modo que existe una correspondencia constante, y por tanto predecible, entre la mineralogía de cada roca y su composición química global"

Tampoco existen límites definidos entre dos facies adyacentes sino que son transicionales, pues contienen minerales diagnósticos de ambas.

Por otro lado, al avanzar las investigaciones petrológicas y descubrirse asociaciones que diferían un poco de las originales, cada autor proponía nuevas facies o modificaba la nomenclatura de Eskola. También, como lo hicieron Turner y Verhoogen y el mismo Winkler en la segunda edición de su libro (1967) se procedió a dividir algunas de las facies en subfacies, pero en realidad, cada una de estas últimas tiene la categoría de una facies. Por tal motivo Fyfe y Turner (op. cit.) propusieron no emplear ya ninguna subfacies, para evitar confusiones en la interpretación de las asociaciones metamórficas y consideran sólo las once facies que se muestran en el diagrama P-T de la Fig. IV.4.

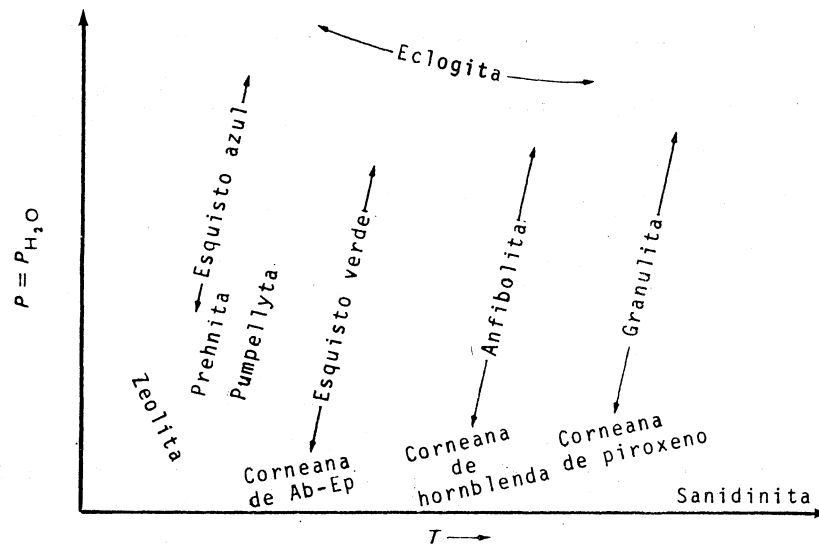


Figura IV.4 Relación esquemática de facies con la temperatura y presión ( $P_{H_2O} = P$ ) (basado en W.S. Fyfe and F.J. Turner).

Miyashiro (1974) conserva las ocho facies de Eskola a las que añade las dos propuestas por Coombs (1961), es decir las facies zeolítica y de prehnita-pumpellyta. Por otro lado aclara que las facies metamórficas fueron definidas en base a las relaciones existentes entre las composiciones químicas y mineralógicas de un grupo de rocas y no a su ambiente geológico. Así, ciertas áreas de metamorfismo regional presentan las mismas relaciones químico-mineralógicas que otras de metamorfismo de contacto, por lo que ambas áreas deberían pertenecer a la misma facies y deberían tener el mismo nombre, independientemente de su emplazamiento geológico. En consecuencia, las facies Esquistos Verdes, anfibolita de epidota y anfibolita se extenderían al metamorfismo de contacto en lugar de utilizar términos como corneana de albíta-epidota o corneana de hornblenda.

Las confusiones que actualmente perduran respecto a la nomenclatura se deben principalmente a diferencias en opinión sobre donde marcar límites arbitrarios entre facies que necesariamente presentan relaciones transicionales entre ellas. Y de este modo se ha llegado a extremos como el que está proponiendo Winkler desde la tercera edición de su libro, que salió a la luz en 1974, consistente en abatir el concepto de facies y sustituirlo por el de "grado de metamorfismo".

## VI. GRADOS DE METAMORFISMO

Winkler divide a todo el campo del metamorfismo en cuatro grandes unidades a las que denomina grados muy bajo, bajo, medio y alto. El paso de un grado a otro está caracterizado por reacciones específicas que cambian una determinada asociación mineralógica a otra estable bajo las nuevas condiciones de temperatura y presión (Figura IV.5).

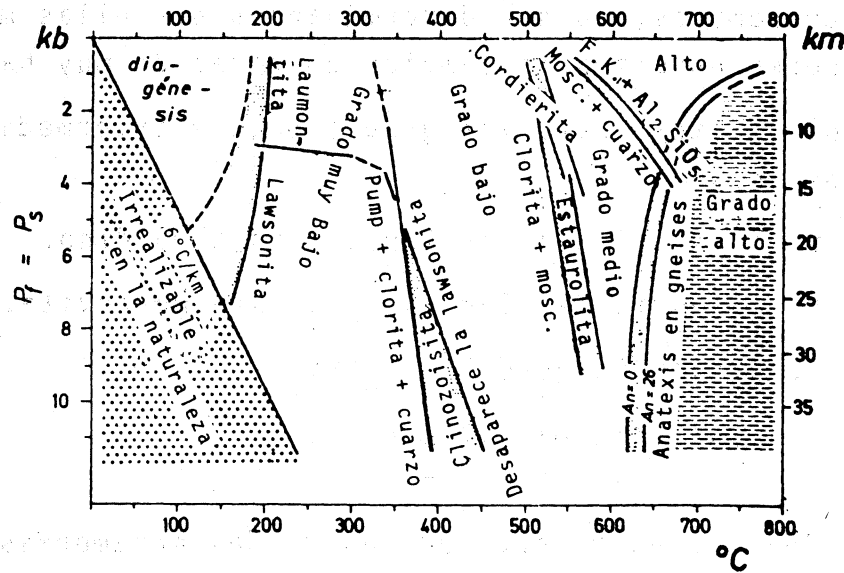


Figura IV.5 Las cuatro divisiones de los grados metamórficos: grado muy bajo, bajo, medio y alto. Las condiciones de presión para los intervalos de  $P$ ,  $T$  mostrados gráficamente son  $P_s \approx P_{H_2O}$ .

Los minerales diagnósticos del metamorfismo de muy bajo grado son la laumontita, prehnita, pumpellyta, lawsonita e illita con cristalinidad imperfecta (valores Kubler mayores de 4). La glaucofana y la jadeíta como tales no están restringidas a este grado, pero cuando coexisten con la lawsonita sí lo están.

El paso del metamorfismo de muy bajo grado al de bajo grado se determina por:

- La desaparición de la lawsonita y la formación de zoisita o clinozoisita.

- La desaparición de la pumpellyta por reacción con la clorita y cuarzo, produciendo clinozoisita y actinolita.
- A presiones por debajo de 2.5 kb, en donde no se puede formar la lawsonita, la pumpellyta se transforma a prehnita y ésta a su vez a clinozoisita y actinolita.
- Buena cristalinidad de la illita, con un valor Kubler de 4.

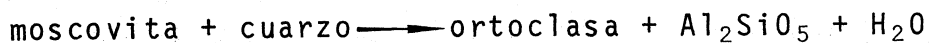
Los minerales característicos del metamorfismo de bajo grado son la zoisita y la clinozoisita así como el cloritoide. La clorita, actinolita, moscovita, albita y epidota, aunque muy comunes, no son determinantes por ellas mismas, ya que pueden encontrarse también en rocas de muy bajo grado.

Los límites entre los grados bajo e intermedio están definidos por:

- La presencia de cordierita sin almandino.
- La ausencia de clorita si existe moscovita.
- La presencia de estaurolita.
- La ausencia del cloritoide.

No existe un mineral exclusivo del metamorfismo de grado intermedio. Minerales comunes, pero que pueden aparecer en asociaciones de menor grado son la moscovita, la biotita, el almandino y otros que aparecen en asociaciones de alto grado, como la plagioclasa con  $An > 17$ , hornblenda, estaurolita, distena, almandino, cordierita, sillimanita y diópsido.

Winkler escoge la descomposición de la moscovita en presencia de cuarzo y plagioclasa para definir el cambio del metamorfismo de grado intermedio a alto, de acuerdo con la reacción:



a presiones hidrostáticas menores de 3.5 kb. A presiones mayores, tiene lugar la anatexis de los gneises, fenómeno al que también considera como el inicio del metamorfismo de alto grado.



Se pueden presentar dos casos diferentes:

- Metamorfismo de alto grado en el que la presión del agua es igual a la presión de carga. Ejemplos de rocas formadas bajo estas condiciones son las anfibolitas y los gneises de biotita.
- Metamorfismo de alto grado en el que la presión del agua es muy pequeña o inexistente y la presión de carga es intermedia a alta. A este caso pertenecen las granulitas y las eclogitas, razón por la cual no se pueden representar en la Figura IV.6.

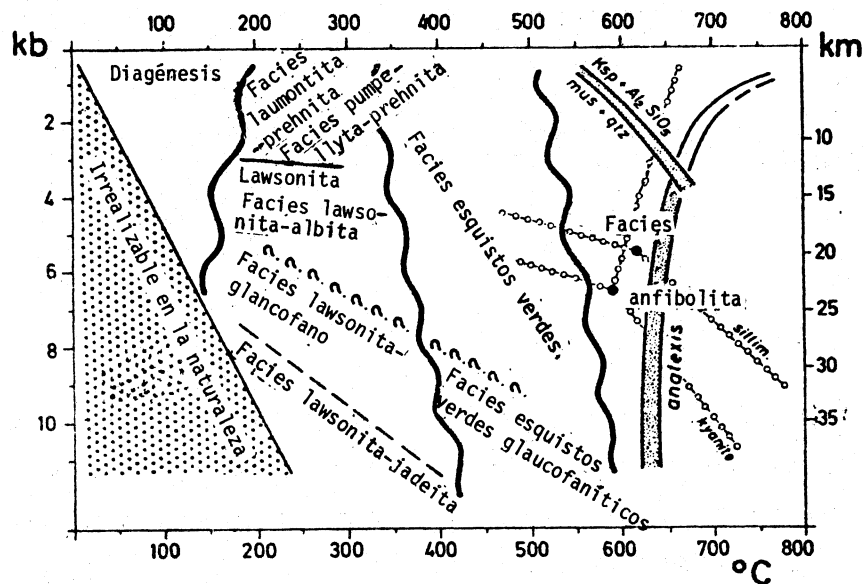


Figura IV.6 Las facies metamórficas como se han usado hasta ahora. Las condiciones de presión son siempre de  $P_s = P_f$ . No se considera el caso cuando  $P_s \gg P_{H_2O}$ , por tanto no se pueden representar en el diagrama las facies granulita y eclogita.

Para delimitar los cuatro grandes grados de metamorfismo Winkler ha utilizado reacciones dependientes de la temperatura y muy poca influencia de la presión. De modo que no resiste la tentación de dividir a cada grado en diversos campos, de acuerdo con la presión. Y es así como presenta el cuadro siguiente:

Temperatura Creciente →

Presión creciente ↓	Muy bajo grado de laumontita o wairakita	Bajo grado	Grado intermedio de cordierita	Alto grado de cordierita
	Muy bajo grado de Lawsonita	Bajo grado de almandino	Grado intermedio de cordierita y almandino	Alto grado de cordierita y almandino
	Muy bajo grado de lawsonita--glaucofana	Bajo grado de clinozoisita --glaucofana	Grado intermedio de almandino	Alto grado de almandino
	Muy bajo grado de jadeíta-cuarzo			

Tabla IV.4 Resumen de los grados de metamorfismo y sus divisiones dependientes predominantemente de la presión.

Esta clasificación dista mucho de haber sido aceptada mundialmente y el mencionado autor para situarse siempre hace referencia a las facies. Así, por ejemplo, el grado intermedio corresponde a grosso modo a la facies anfibolita, el grado bajo a la facies esquistos verdes, etc. Por tanto, en el presente curso se seguira utilizando el concepto de las facies metamórficas, esencialmente el de Eskola.

## CAPITULO V. ESTRUCTURAS Y TEXTURAS DE LAS ROCAS METAMORFICAS

### I. DEFINICIONES

Al igual que en la Petrología Ignea, los términos estructura y textura de una roca metamórfica se refieren al aspecto (tamaño, forma, distribución y orientación) y relaciones que existen entre sus componentes mineralógicos, observables a escala del afloramiento en el primer caso, y a la escala del ejemplar de mano o de la sección delgada, en el segundo. Sin embargo como en la práctica no existe un límite definido entre ambos y en Europa tienen el sentido opuesto al utilizado en Norteamérica, algunos autores recomiendan el empleo de la palabra "fábrica" (Gefüge) que engloba a estructura y textura. El término "Petrofábrica" se refiere al aspecto descriptivo del estudio de las fábricas y por lo general, aunque no siempre, se implementa con un análisis tridimensional con la ayuda de la platina universal de Fedorov.

La fábrica puede ser primaria o secundaria. La primera es la que se desarrolla durante la formación inicial de una roca por procesos magmáticos o sedimentarios. La segunda resulta de la deformación de rocas preexistentes durante períodos de esfuerzos, íntimamente asociados en tiempo con episodios de metamorfismo regional, cabalgaduras, etc.

### II. ESTRUCTURAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas pueden presentar estructuras sin orientación y estructuras orientadas lo cual puede tener una implicación genética. En efecto, la mayoría de las rocas formadas por metamorfismo de contacto pertenecen al primer grupo, mientras que la mayoría de las rocas de metamorfismo regional y cataclástico son del segundo orden.

Todas las estructuras paralelas que aparecen en las rocas metamórficas pueden relacionarse a planos o líneas o a alguna combinación de ambos, cuya posición se puede medir y representar en un mapa del mismo modo como se miden y representan la estratificación, el fallamiento y fracturamiento. Las observaciones se dibujan con el símbolo del rumbo e inclinación modificado, es decir con una línea en la dirección del primero y una punta de flecha indicando la inclinación, con un número que señala el valor, como se ilustra en la Figura V.1. Si la estructura es lineal se señala con una flecha que apunta su dirección y acompañada de un número que registra su ángulo de inclinación.

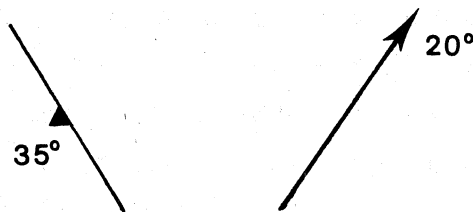


Figura V.1 Estructuras y texturas de las rocas metamórficas.

Aquellas estructuras en las que los constituyentes mineralógicos muestran una tendencia a disponerse en ciertas direcciones, es decir poseen una orientación preferente, se conocen como "foliación" y "lineación".

La foliación es la estructura en la cual los elementos de la fábrica, por lo general los cristales, se disponen en planos paralelos. Dicho de otra manera, la foliación es una estructura planar. Se conocen tres tipos principales de foliación ( Fig. V.2):

- El crucero pizarroso, en el que existe un arreglo en planos paralelos de cristales pequeños de filosilicatos como la sericita, moscovita y clorita. De este modo la roca se rompe fácilmente en dirección de ellos, dando lugar a capas delgadas de esa composición.

-La esquistosidad, desarrollada en rocas de grano más grueso, también filosilicatos. Debido al espesor de los granos y a que el paralelismo no es tan perfecto, las capas obtenidas con el rompimiento son menos planas y más gruesas.

-El bandeamiento gnéisico o estructura gneisoide en donde alternan capas ricas en minerales ferromagnesianos con capas de cuarzo - feldespáticas. Los constituyentes minerales son aún más gruesos que en los esquistos y el rompimiento en planos es más difícil.

### RELACIONES DE CAMPO DE LAS ROCAS METAMORFICAS

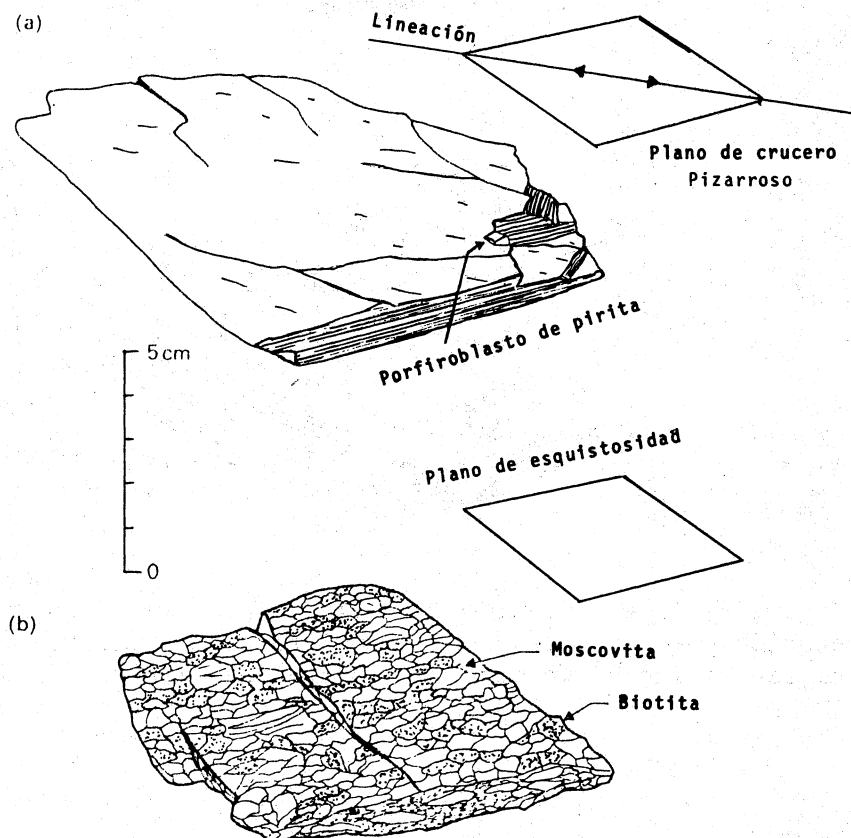


Figura V.2 Dibujos de ejemplares de mano de: (a) pizarra y (b) esquistos, para ilustrar la foliación y lineación en pizarras y esquistos. En estos últimos se indican las laminillas individuales de moscovita y biotita. El espécimen de pizarra proviene de Ballachulish, Avgyll; el esquistos de Loch Stack, Sutherland, Gran Bretaña.

La lineación es una estructura en la cual se observa una orientación preferente de minerales alargados, prismáticos o aciculares, o bien porfidoclastos más o menos paralelos unos a otros y a una línea que descansa en el plano de foliación ya que, con frecuencia, ambas estructuras se hallan asociadas (Fig. V.3).

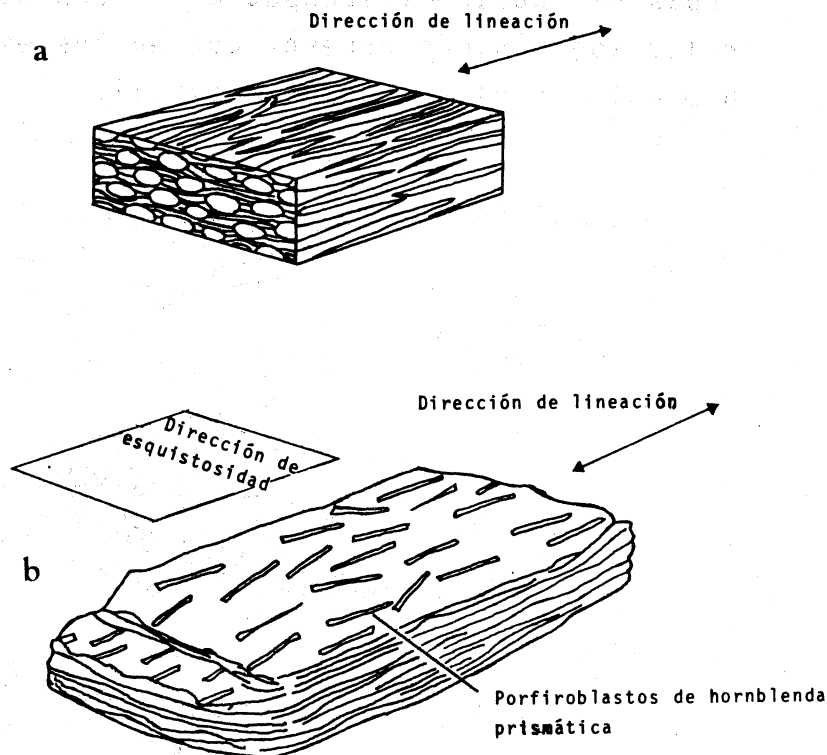


Figura V.3 (a) Granito Bregalia, Alpes Italianos, una roca con una lineación predominante. (b) Esquistito Furuland, Sulitjelma, Noruega, roca con foliación (esquistosidad) y lineación combinadas.

En los trabajos de Geología Estructural Sander (1948) acuñó el término de superficies "S" (S-flachen) definiéndolas como el conjunto de superficies paralelas que se pueden observar fácilmente, como son la estratificación y la foliación. En el curso de una deformación y un metamorfismo progresivo se generan con frecuencia nuevas superficies, a las que se designa como  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ , ...  $S_n$ , siendo " $S_0$ " la estructura original (por ejemplo, la estratificación o la fluidez) y  $S_n$  la superficie que se superpone a todas, es decir, la última en formarse.

Weiss (1955) distingue dos tipos de superficies "S":

- Superficie S sensu stricto, que son planos separados, visibles y más o menos continuos, tales como la estratificación, la foliación y el bandeado de segregación.
- Plano S, que son rasgos invisibles en ejemplar de mano pero definidos estadísticamente por la orientación preferente de uno o más constituyentes minerales.

En la práctica existen todas las graduaciones entre ambas, por lo que es preferible utilizar el término "Estructura S", siguiendo a Whitten (1966), las cuales pueden ser pre-, para- o post-metamórficas.

Mason (1978) señala una relación crucial entre estratificación y foliación que consiste en que cuando los sedimentos han sufrido plegamiento y han adquirido un crucero pizarroso durante el mismo episodio de deformación, la dirección de la foliación por lo general es paralela o coplanar con las superficies axiales de los pliegues (Fig.V.4). Esto puede permitir la correlación entre el tiempo de crystalización de una asociación particular de minerales metamórficos en las hojuelas de las pizarras con el episodio de deformación que dió lugar a los pliegues, empleando técnicas estratigráficas y radiométricas. La relación mostrada en la figura se encuentra comúnmente en rocas metamórficas de bajo grado, como las pizarras. En rocas cuya intensidad de metamorfismo es mayor, tales como los esquistos y gneises, aparentemente la foliación es a menudo paralela a la estratificación. Para ello debe realizarse una investigación cuidadosa que puede mostrar que este es el caso en muchas localidades y en otras no sucede así, sino que corta a la estratificación. Ello revela la presencia de pliegues que se formaron durante e inclusive antes del metamorfismo y es un resultado importante para el estudio tectónico y metamórfico de las rocas.

En regiones de deformaciones múltiples la foliación puede plegarse y fallarse debido a una deformación post-metamórfica. En este caso las lineaciones deformadas son muy útiles para su estudio, y las técnicas empleadas caen en el dominio de la Geología Estructural.

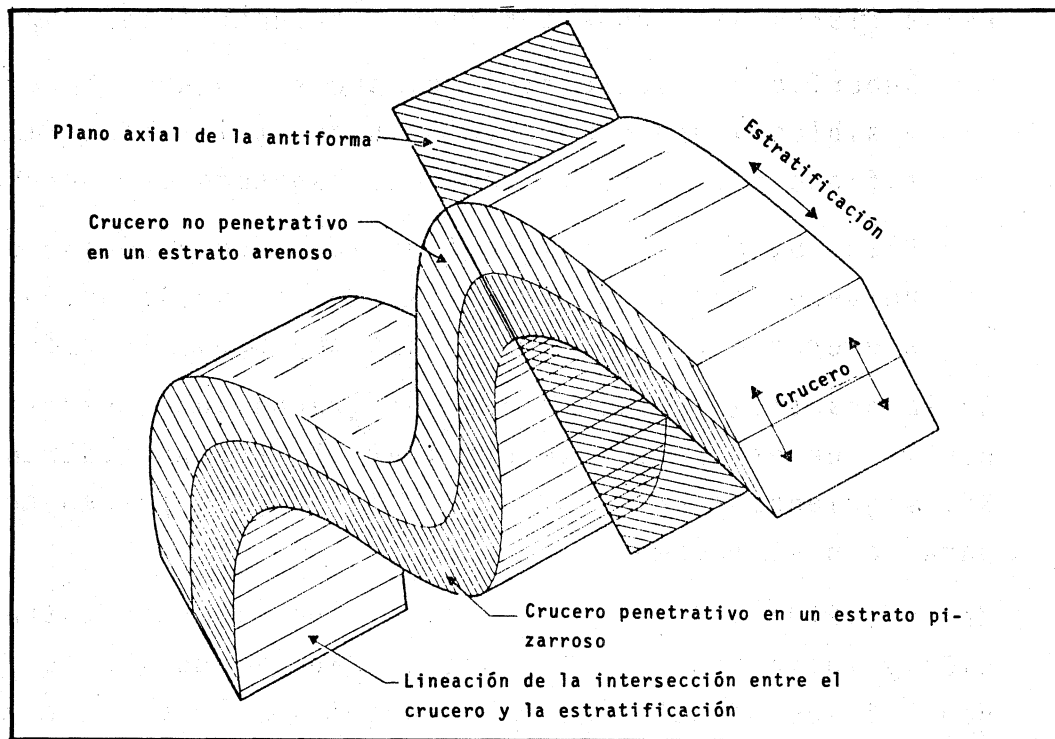


Figura V.4 Ilustración de las relaciones geométricas entre la foliación paralela al plano axial y la estratificación.

### III. TEXTURAS METAMORFICAS

Las texturas de la mayoría de las rocas metamórficas difieren de las que presentan las rocas ígneas y sedimentarias detríticas fundamentalmente en la manera como se acomodan los constituyentes mineralógicos (Fig.V.5). Así, en las rocas ígneas intrusivas los minerales cristalizan de acuerdo a una secuencia más o menos ordenada de modo que los últimos en formarse ocupan los espacios que les habían dejado los primeros en cristalizar, dando como resultado que aquéllos sean anedrales y estos euedrales, pero, en todo



Figura V.5 Comparación entre las texturas del granito, arenisca y esquistos; cada una consiste esencialmente de: cuarzo (claro), feldespatos (ligeramente punteados), y mica (plumeado). A la izquierda, el granito presenta cristales entrelazados; al centro, los granos de arena se hallan en contacto tangencial (el área punteada es la matriz o cementante); a la derecha, mosaico de cuarzo, feldespato y cristales de mica subparalelos.



caso, los contactos son por lo general lisos y planos. En sedimentos clásticos, rocas ígneas extrusivas y piroclásticas, los constituyentes mineralógicos presentan un contacto menos íntimo y el espacio entre ellos está ocupado por una matriz que los une. En cambio en las rocas metamórficas los minerales están entrelazados de una manera irregular, sin que sus contactos sean planos y sin que exista una matriz o pasta de enlace.

El origen de las texturas se entiende más fácilmente como función de tres variables: cristalización, deformación y tiempo. El proceso de cristalización incluye la recristalización de minerales preexistentes y la génesis de nuevos minerales, es decir, se trata de un proceso positivo mediante el cual se forman o transforman los minerales a condiciones de menor energía. En cambio, la deformación es un proceso negativo porque los cristales preexistentes se ven sometidos a esfuerzos que los deforman o rompen, convirtiéndolos a condiciones de mayor energía. El factor tiempo es extremadamente importante porque tanto la cristalización como la deformación son procesos que operan lentamente, de modo que los minerales y las texturas pueden persistir en forma metastable a través de diversos episodios metamórficos.

La textura de una roca metamórfica puede contener tres posibles elementos:

- Relictos, es decir, rasgos originales que no han alcanzado a ser modificados por el metamorfismo (Figura V.6).
- Cristaloblásticos o tipomorfos, o sean los rasgos característicos producidos por el metamorfismo (Figuras V.7 y V.8).
- Superpuestos, que son aquellos caracteres texturales debidos a eventos posteriores al metamorfismo.

Las rocas metamórficas que han sufrido deformación y cristalización pueden mostrar diversas relaciones cronológicas, es decir, la cristalización de un mineral puede ser pre-, sin- o post-tectónica, si acaeció antes, durante o después de la deformación, respectivamente.

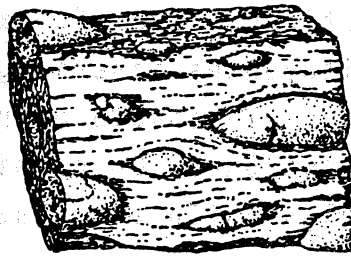


Figura V.6 Metaconglomerado en donde se observan restos de fragmentos de cuarzo en una matriz esquistosa. Aunque los fragmentos se han transformado a formas fusiformes irregulares muchos de ellos conservan sus antiguas superficies suavemente redondeadas.

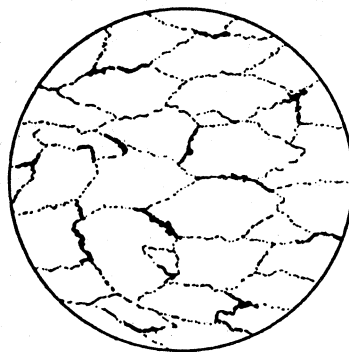


Figura V.7 Metacuarcita. La recristalización ha oscurecido las formas de los granos de cuarzo originales y producido una textura de imbricación con bordes íntimamente suturados. Hay suficiente cuarzo alargado para dar lugar a una estructura con foliación burda.

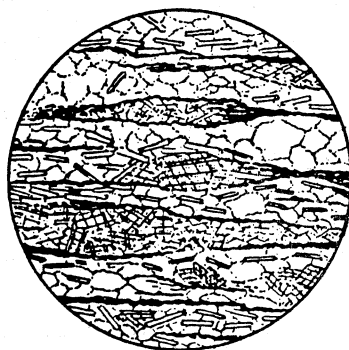


Figura V.8 Esquisto calcáreo. La foliación está controlada por el grafito (negro) y moscovita (laminillas claras). Los otros constituyentes son cuarzo (claro) y calcita (patrón de crucero). El grafito está segregado en franjas delgadas y la calcita en lentes. La roca se formó a partir de una arenisca carbonácea, calcárea y ligeramente arcillosa.

Las texturas que resultan directamente del metamorfismo se describen como "cristaloblásticas". Los minerales limitados por sus propias caras se denominan "idioblásticos" en contraste con aquellos que no presentan su forma cristalina, que son los "xenoblásticos"; estos términos son análogos a los adjetivos euedrales y anedrales de las rocas ígneas, respectivamente, pero no implican un origen similar. Los "porfidoblastos" son minerales en rocas metamórficas notablemente más grandes que el material que los rodea, pero a diferencia de los fenocristales de las rocas ígneas, se forman en una etapa más bien tardía que temprana del desarrollo de la roca; a menudo contienen inclusiones observables a simple vista y orientadas paralelamente a las estructuras de las rocas encajonantes; los porfidoblastos pueden interrumpir abruptamente la textura de una roca o los minerales que los rodean pueden alabearse alrededor de ellos como si hubiesen sido empujados hacia afuera (Figura V.9).

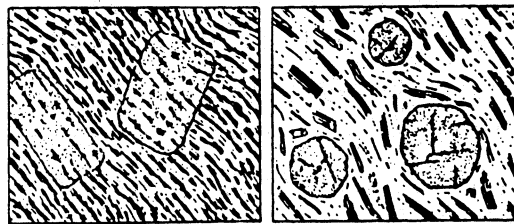


Figura V.9 Porfidoblastos. A la izquierda, porfidoblastos desarrollados sin afectar la esquistosidad, pues sus inclusiones delinean la estructura paralela original. A la derecha, la mica ha sido desplazada por el crecimiento de cristales de granate.

La raíz griega "blastos" se emplea de dos maneras:

-Como sufijo, "blasto" o "blástico" se refiere a una genuina textura metamórfica. Así, la textura porfidoblástica es aquella que contiene grandes cristales formados durante el metamorfismo. La textura granoblástica es aquella en la que los cristales son más o menos del mismo tamaño, y la textura poikiloblástica consiste en grandes cristales con numerosas inclusiones sin orientar que les imprimen un aspecto esponjoso. Dichos términos corresponderían, respectivamente, a las texturas porfídica, equigranular y poikilítica de las rocas ígneas, pero sólo desde el punto de vista descriptivo.

-Como prefijo, "blasto" se refiere a una textura relictiva, modificada por el metamorfismo, pero aún reconocible como tal, como es el caso de los términos blastoporfídica, blasto-ofítica y blastosamítica, que señalan respectivamente, texturas originales porfídicas, ofíticas y areníticas.

Las tres clases principales de texturas cristaloblásticas, típicas del metamorfismo, en términos descriptivos son:

-Granoblástica y porfidoblástica.

-Foliada.

-Cataclástica y porfidoclástica.

Los términos granoblástica, porfidoblástica y foliada ya fueron definidos, diferenciándose este último de los dos primeros en la presencia de una orientación preferente. Las palabras "cataclástica" y "porfidoclástica" se refieren a un metamorfismo dinámico o cataclástico y en principio indican una fragmentación mecánica sin recristalización, pero tal proceso ideal es raro desde el punto de vista geológico, ya que la mayoría de las rocas de ese origen muestran evidencias de una recristalización, incipiente o considerable, en sus matrices de grano fino.

Algunas rocas como las peridotitas y eclogitas se encuentran como inclusiones tectónicas, es decir, como fragmentos en un ambiente que le es extraño y al cual llegaron por emplazamiento tectónico. Las rocas que los contienen, pues, tienen una textura "in situ" mientras que la de las inclusiones es "transportada" o "en tránsito".

Las texturas debidas a los diferentes tipos de metamorfismo serán tratadas en los capítulos correspondientes y las clases texturales en el capítulo relativo a clasificación.

## CAPITULO VI. CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS

### I. INTRODUCCION

El procedimiento para denominar las rocas metamórficas no es tan sistemático como los empleados para las rocas ígneas y sedimentarias pues se basa sobre todo en caracteres texturales o estructurales; éste es el caso, por ejemplo, de los términos esquisto, gneis o corneana. A menudo, el nombre de la roca va acompañado por un adjetivo que señala un aspecto importante de la textura, v.g. augen gneis, uno o más minerales presentes, ordenados de acuerdo con su abundancia como esquisto de clorita-epidota-albita, en donde de los tres minerales esenciales la clorita es la más abundante y la albita la menos abundante. Sólo un pequeño porcentaje de nombres se refiere al mineral predominante, por ejemplo, cuarcitas y serpentinitas o está relacionado con las facies a la que pertenece, como granulita o eclogita. Cuando es posible reconocer la roca original se usan los prefijos orto-, para- y meta- que indican, respectivamente una procedencia ígnea o sedimentaria como ortogneis y paragneis, o bien una roca de cualquier tipo con señales de metamorfismo, como es el caso de los metavolcánicos (metabasalto), metasedimentos (metagrauvaca) y metaplutónicas (metadioritas).

### II. CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS SEGUN EL METODO DE ESKOLA, MODIFICADO POR TURNER Y VERHOOGEN

Turner y Verhoogen (1951) clasifican a las rocas metamórficas tomando en cuenta diferentes criterios geológicos elegidos por su significación genética; dichos criterios son el modo de yacimiento, la textura y estructura, la composición química y las asociaciones mineralógicas.

Las condiciones de yacimiento aclaran el tipo de metamorfismo y la naturaleza y causas finales de los gradientes de temperatura y presión que gobiernan el metamorfismo.

La estructura y textura son testimonios de las condiciones físicas del metamorfismo; particularmente útiles son las texturas relictas que pueden señalar la naturaleza de la roca madre.

Los análisis químicos proporcionan los datos más completos acerca de la naturaleza de la roca madre y la medida en que ha sido afectada por el metasomatismo.

Las asociaciones mineralógicas indican la facies metamórfica, es decir las condiciones de temperatura y de presión a las que se formó la roca, así como la composición química de la roca madre y la naturaleza y grado del metamorfismo.

Se han seleccionado los caracteres texturales y mineralógicos de manera que agrupen, en lo posible, rocas de parentesco similar metamorfoseadas bajo condiciones similares. Es necesario recordar que dos rocas metamórficas de composición mineralógica similar pueden derivarse de rocas muy diferentes; por ejemplo, la asociación plagioclasa-hornblenda-epidota-cuarzo, típica de las anfibolitas, puede desarrollarse, bajo condiciones que caracterizan la facies anfibolita, a partir de rocas tan variadas como rocas volcánicas básicas, sedimentos calcáreos impuros y areniscas tobáceas; en este caso, las texturas relictas pueden ser determinantes.

En lo que respecta a las facies metamórficas debe recordarse que cada facies ha sido denominada por alguna roca metamórfica común que le pertenezca. Así la facies esquistos verdes toma su nombre de los esquistos de albita-clorita epidota-actinolita y de albita-epidota-clorita-calcita formados bajo condiciones de baja presión y temperatura moderada. Pero esta facies comprende también rocas que no son esquistos verdes; es el caso de ciertas lutitas metamorfoseadas, que en la facies esquistos verdes están representadas por esquistos de moscovita-clorita-cuarzo, y de las calizas magnesianas representadas por mármoles de tremolita. La facies anfibolita comprende no sólo a estas rocas, sino a rocas que contienen estauroлита y distena y que carecen

de anfíboles. Es decir, la facies está definida en términos de temperatura y presión, independientemente de la composición.

De este modo, los autores mencionados distinguen tres parámetros para clasificar a las rocas metamórficas:

- 1) La clase textural.
- 2) La clase química.
- 3) La facies metamórfica.

A. Clases texturales

a) Por metamorfismo de contacto:

1. Hornfelses o corneanas. Rocas sin esquistosidad, compuestas por un mosaico de granos equidimensionales (textura granoblástica), o bien por porfidoblastos en una matriz granoblástica. Cuando existe esquistosidad, ésta proviene de una condición anterior al metamorfismo (por ejemplo, estratificación). En el caso de rocas calcáreas, se prefiere el término "skarn" o tactita.

2. Buchitas. Rocas hornféllicas parcialmente fundidas que se presentan como xenolitos en rocas volcánicas e hipabisales, principalmente básicas.

3. Pizarras moteadas. Rocas de grano fino con esquistosidad perfecta (textura pizarrosa) pero carentes de bandeo de segregación, con manchas y porfidoblastos de minerales de metamorfismo de contacto (cordierita, andalucita, micas) y ricas en micas incoloras.

b) Por metamorfismo regional

(Enumeradas por el grado de metamorfismo creciente)

4. Pizarras. Rocas con textura pizarrosa sin bandeo de segregación y sin porfiroblastos, y ricas en micas incoloras.

5. Filitas. Rocas similares a las pizarras pero de grano más grueso, resultado de un metamorfismo algo más avanzado;

la moscovita y la clorita presentan un aspecto lustroso en las superficies de exfoliación.

6. Esquistos. Rocas muy esquistosas, por lo general con lineación en las que los granos son lo suficientemente grandes como para permitir la identificación megascópica de sus minerales principales. El bandeo de segregación es prominente por lo general. Los minerales micáceos son abundantes y están muy bien orientados.

7. Anfibolitas. Rocas de grano medio a grueso compuestas principalmente de hornblenda y plagioclasa. La foliación, debida a la alineación de los prismas de hornblenda, es menos clara que en los esquistos.

8. Gneises. Rocas de grano grueso con bandeo irregular, en los que la foliación está muy mal definida debido al predominio de cuarzo y feldespatos sobre las micas.

9. Granulitas o leptinitas. Rocas de grano uniforme, ricas en minerales como cuarzo, feldespatos, piroxeno y granates, y con ausencia de minerales tabulares como micas o anfíboles, por lo que no presentan muy clara foliación. Son productos de metamorfismo regional de grado muy elevado.

10. Eclogitas. Rocas de grano medio que consisten esencialmente del piroxeno onfacita y de un granate por lo general rico en piropo. Son rocas químicamente equivalentes de los basaltos pero más densas. Algunas eclogitas son de origen ígneo.

c) Por metamorfismo de contacto o regional

11. Cuarcitas. Rocas compuestas esencialmente por cuarzo recristalizado, provenientes del metamorfismo de areniscas cuarcíferas.

12. Mármoles. Rocas compuestas de calcita o dolomita, con esquistosidad débil, excepto en los tipos micáceos impuros o en los de tremolita.

13. Serpentinitas y esteatitas. Rocas compuestas principalmente por minerales serpentínicos, talco y clorita, for



mados por metamorfismo de las peridotitas. También se pueden deber a alteraciones deutéricas e hidrotermales (de origen ígneo tardío).

d) Por dinamometamorfismo

14. Cataclasitas. Rocas formadas por deformación y ruptura de rocas madres frágiles, sin reconstitución química. Al aumentar la intensidad de la deformación y desarrollarse una estructura bandeada, con disminución del grano, éstas rocas pasan a milonitas.

15. Milonitas. Rocas bandeadas o listadas, de grano fino, de aspecto pedernalino, muy coherentes, que resultan de la extrema granulación de rocas de grano grueso sin reconstitución química apreciable. Los lentejones u ojos de la roca madre sin destruir pueden conservarse incluidos en la matriz milonítica.

16. Filonitas. Rocas que megascópicamente semejan a las filitas pero formadas por granulación de rocas inicialmente de grano grueso. La reconstitución química es muy avanzada, lo que ha dado lugar a películas sedosas de mica o clorita de nueva cristalización, diseminadas sobre los planos de esquistosidad.

B. Clases Químicas

Cada una de las clases texturales anteriores puede subdividirse de acuerdo con su composición mineralógica, la que refleja la composición química y la facies metamórfica a que pertenece.

La inmensa mayoría de las rocas metamórficas están comprendidas dentro de seis clases químicas principales, a saber:

1. Clase pelítica: Rocas derivadas de sedimentos pelíticos (arcillas y limos).
2. Clase cuarzo feldespática: Rocas provenientes de rocas cuarzo-feldespáticas (areniscas y rocas ígneas y piroclásticas ácidas).
3. Clase calcárea: Rocas derivadas de calizas y dolomías puras o impuras.



La clasificación consiste en dos triángulos dobles que se muestran en las figuras VI.1 y 2. En el primero, que se utiliza para intervalos de bajas temperaturas, sus vértices están ocupados por el cuarzo, carbonatos, minerales arcillosos y micáceos y por la albita y microclina. En el segundo, empleado para temperaturas más altas, dichos vértices los ocupan el cuarzo, carbonatos, micas y feldespatos, sean éstos plagioclasas diferentes de la albita, microclina u ortoclasa o ambos.

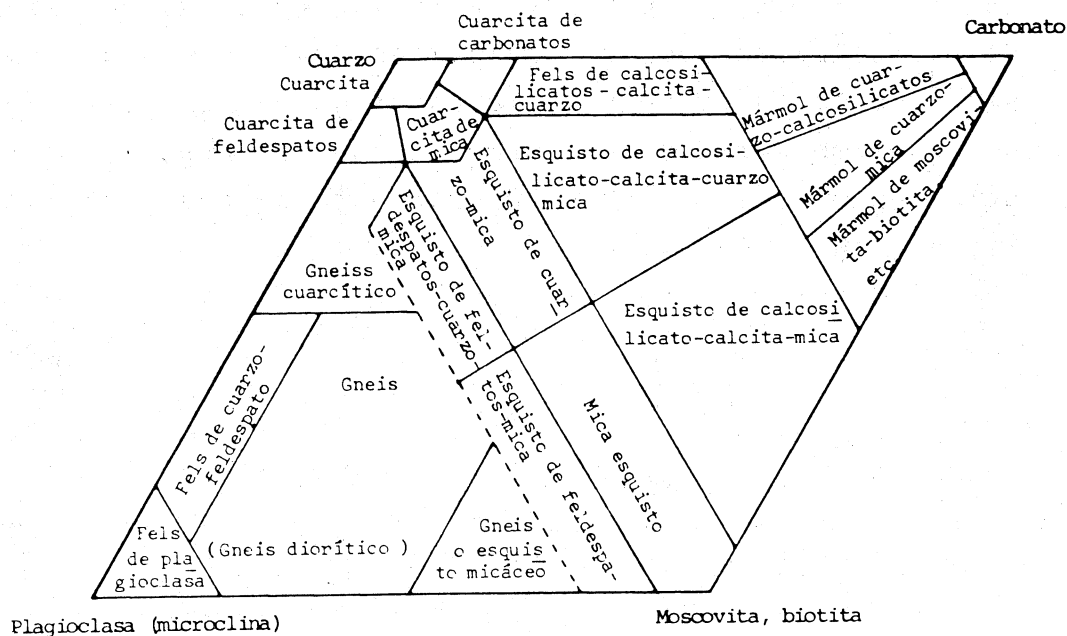


Figura VI.2 Composición de rocas metamórficas de mayor temperatura en términos de ciertos constituyentes principales como se indica en el diagrama.

Aunque la figura se explica por sí misma se requieren ciertos comentarios:

El término "fels" que emplean se refiere a una roca metamórfica masiva sin foliación y que en inglés o español sustituiría al de "roca". Winkler sugiere que en lugar de decir, por ejemplo, roca calco-silicatada se diga fels calcosilicatado.

El límite para designar a una roca como esquisto (o filita) y gneis está colocado, en las dos figuras, en una línea punteada que señala el 20% de feldespatos.

Para denominar una roca como mármol es necesario que contenga más del 60% de carbonatos.

De este modo los nombres de la mayoría de las rocas metamórficas consistiría en dos términos compuestos:

- Un nombre para la categoría de roca de acuerdo con su fábrica, tal como filita, esquisto, gneis, fels.
- Una combinación de los nombres de los minerales constituyentes más característicos.

Por lo general, las rocas con la fábrica típica de los esquistos, filitas y gneises se forman en el campo apropiado de las composiciones mineralógicas, tal como aparecen en ambas figuras, pero no siempre es el caso. De todas maneras, se debe emplear dichos nombres cuando se desarrolle la fábrica en cuestión, independientemente de cuál sea la composición mineralógica.

## CAPITULO VII. REPRESENTACION GRAFICA DE LAS ASOCIACIONES METAMORFICAS (LOS DIAGRAMAS QUEMOGRAFICOS)

### I. LA REGLA MINERALOGICA DE LAS FASES

Como es común la repetición de asociaciones mineralógicas similares en diversas partes del globo, se supone que dichas asociaciones no se formaron bajo condiciones rígidas de temperatura y presión, sino más bien en un amplio intervalo de éstas. Tal situación representa un equilibrio bivalente, es decir,  $P$  ó  $T$  pueden variar independientemente dentro de un determinado campo sin que cambie una asociación mineralógica dada. Dicho de otra manera, para un equilibrio bivalente existen dos grados de libertad en un sistema metamórfico típico y, en consecuencia, la regla de las fases de Gibbs:

$$V = C - F + 2$$

en donde "V" es la varianza o grados de libertad del sistema, "C" el número de componentes y "F" las fases presentes, se transforma en:

$$C = F$$

o, expresándolo con mayor rigor:

$$C \geq F$$

es decir, el número de fases es igual o menor al número de componentes. Si ésto no es así, puede ser que: (1) el conjunto no esté en equilibrio; (2) el conjunto represente un equilibrio invariante o monovariante, o (3) el número de componentes ha sido escogido de modo incorrecto.

La mayoría de las rocas metamórficas se pueden representar en un sistema de seis componentes, debido a que ciertos elementos pueden sustituir a otros en una estructura cristalina. Los componentes serían  $K_2O$ ,  $(Ca,Na_2)O$ ,  $(Al,Fe)_2O_3$ ,  $(Si,Ti)O_2$ ,  $(Mg,Fe,Mn)O$  y  $H_2O$ , si bien en muchas rocas pelíticas se deben separar el  $FeO$  y el  $MgO$ .

Por tanto si existe un equilibrio bivariante y están presentes los componentes señalados, una roca metamórfica promedio consistiría a lo sumo en cinco fases sólidas (minerales) con el desarrollo de una fase fluida más durante el metamorfismo.

## II. REPRESENTACIONES GRAFICAS

Como un sistema de seis componentes no puede ser tratado en forma gráfica, se acostumbra en Petrología Metamórfica considerar a las rocas en función de tres o cuatro componentes, seleccionándolos adecuadamente de acuerdo con su composición química. Aunque a veces ello representa una simplificación del problema real, por lo general dichos diagramas son de gran validez.

Considérese el sistema ternario más simple, constituido por los componentes  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$ , estando representado el 100% de cada uno de ellos por los vértices de un triángulo equilátero, como el de la Figura VII.1. Cada lado del triángulo representará una mezcla de los dos componentes que se encuentran en los vértices correspondientes, mientras que en el interior del triángulo estarán los minerales que tienen los tres componentes. Una línea paralela a una de las caras del triángulo indica una composición constante en el componente que ocupa el vértice opuesto a dicha cara. Otra línea que pase por uno de los vértices representa todas las composiciones en las que dos de los componentes se hallan en la misma proporción; el valor de ésta será dado por el punto en donde dicha línea corte el lado opuesto del triángulo.

De este modo, el cuarzo ocupará el vértice que representa el 100% de  $\text{SiO}_2$ ; la wollastonita, que consiste en los componentes  $\text{CaO}$  y  $\text{SiO}_2$  en proporciones iguales, se encontrará a la mitad del lado correspondiente a ambos; asimismo la grosularia, con una relación molecular  $3\text{CaO} : 1\text{Al}_2\text{O}_3 : 3\text{SiO}_2$ , se localizará dentro del triángulo en la intersección de la línea punteada que representa el 43% de  $\text{CaO}$  con la línea interrumpida que corresponde al 14% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y el 43% restante de  $\text{SiO}_2$  sería una recta paralela al lado opuesto a dicho vértice, que pasa

ría por la intersección de las otras dos rectas. Del mismo modo se ha dibujado en la figura la posición de la anortita, cuya composición molar es  $1\text{CaO}:1\text{Al}_2\text{O}_3:2\text{SiO}_2$ .

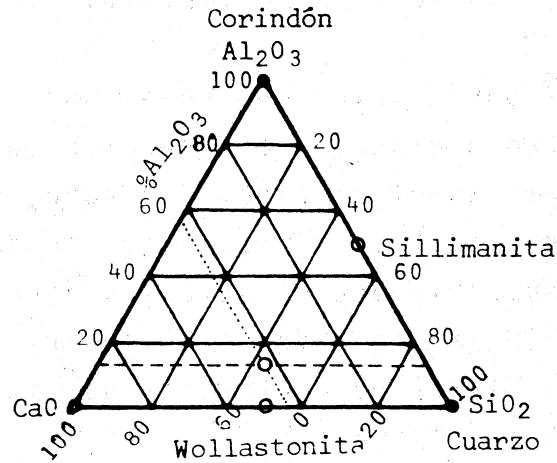


Figura VII.1 Gráfica de composiciones en el triángulo equilátero  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ .

Los minerales presentes, representados por puntos, se pueden unir por medio de "líneas de unión" (tie-lines) formando triángulos irregulares, cada uno de los cuales representa el número máximo de asociaciones existentes de acuerdo con la regla mineralógica de las fases. Así, en la Figura VII.2 se observan cinco asociaciones mineralógicas posibles bajo unas condiciones determinadas de temperatura y presión, que son las siguientes:

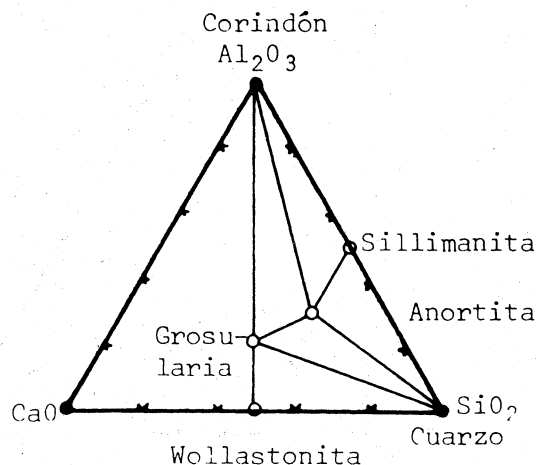


Figura VII.2 Paragénesis minerales coexistentes en el sistema  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$

Corindón-sillimanita-anortita  
 Corindón-grosularia-anortita  
 Sillimanita-anortita-cuarzo  
 Grosularia-anortita-cuarzo  
 Grosularia-wollastonita-cuarzo

La misma figura indica que no es posible la coexistencia, bajo esas condiciones, de minerales que no están unidos por líneas, como es el caso del corindón, grosularia y wollastonita, porque cualquier mezcla que se encuentre a lo largo de la línea corindón-wollastonita dará lugar a la asociación grosularia + corindón o grosularia + wollastonita. Por razones similares no coexisten anortita + wollastonita y grosularia + sillimanita.

No obstante, si las condiciones de temperatura o presión sobrepasan un determinado límite, la pareja grosularia + cuarzo se vuelve inestable; la línea que los une desaparece y en su lugar aparece la que enlaza la wollastonita con la anortita, como se ilustra en la Fig.VII-3. La relación cruzada entre las líneas de unión grosularia-cuarzo y wollastonita-anortita es una de las diversas expresiones gráficas que señalan una reacción química, en este caso la reacción:

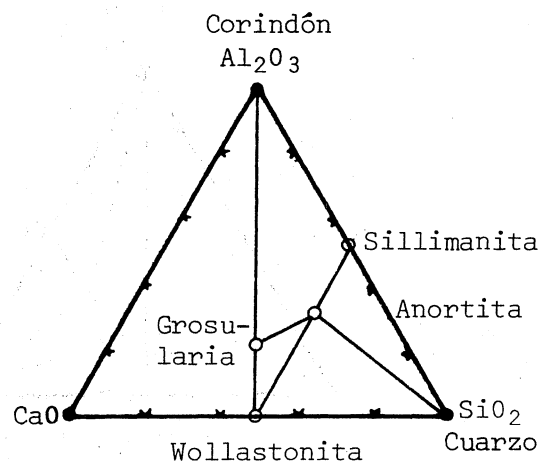
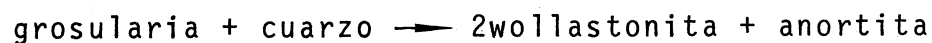
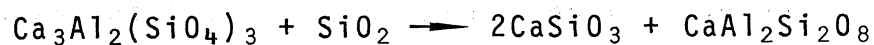


Figura VII.3 Paragénesis minerales coexistentes en el sistema CaO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> a temperaturas mayores que en la figura VII.2.

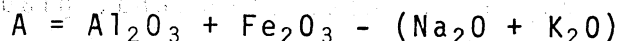


Por tal razón a este tipo de diagramas se le denomina quemogramáticos, palabra que proviene del inglés chemistry (química). En español se debería decir más bien "quimogramáticos".

### III. EL DIAGRAMA ACF

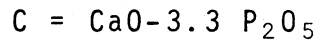
En su obra clásica Eskola (1939) señala que las rocas que pertenecen a una cierta facies la naturaleza y cantidad de sus componentes mineralógicos está determinada de modo preciso por la composición química global. De este modo se puede construir un diagrama para cada facies en donde aparece la constitución mineralógica de toda roca que le pertenezca, haciendo intervenir los resultados de los análisis químicos cualitativos y cuantitativos.

En la proyección tetraédrica se puede representar cuatro constituyentes, pero como es difícil visualizar las relaciones quemográficas al trasladarlas a un plano, Eskola prefiere los diagramas triangulares para explicar la composición mineralógica de las diferentes facies. De este modo no se pueden representar más que tres componenetes. Seleccionando y eliminando los componentes de una manera juiciosa se puede obtener un método que permite representar la mayoría de las rocas metamórficas cuya composición no sea muy rara y que tengan un exceso de sílice porque, en este caso, los minerales pueden formarse siempre con el máximo posible de  $\text{SiO}_2$ ; por tanto la cantidad de sílice no influye en la composición mineralógica y no es necesario que aparezca en el diagrama. Tampoco se consideran al  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ . En un vértice del triángulo designado como A se coloca la cantidad de arcilla que no está asociada al sodio y al potasio, ya que los óxidos de estos elementos se unen a cantidades iguales de alúmina para formar feldespatos, y como el aluminio y el hierro trivalentes se sustituyen en todas proporciones se tiene que:

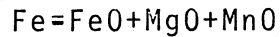


En otro vértice del triángulo denominado C se coloca la cal, a la que se le sustrae  $3.3 \text{ P}_2\text{O}_5$ , porque todo el pentóxido de fósforo se supone que se emplea para formar apatita, debido a que la relación molecular  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$  de ese mineral es

de 10:3, es decir la apatita contiene 3.3 veces más de CaO que  $P_2O_5$ . En consecuencia:



Finalmente, el tercer vértice del triángulo, designado como F, está constituido por:



ya que Fe, Mg y Mn se sustituyen en todas proporciones en las estructuras cristalinas.

Previamente al cálculo de los valores ACF se realizan las correcciones necesarias para los minerales accesorios como la ilmenita, magnetita y esfena de la manera siguiente: Para la ilmenita se sustrae 50% del total de FeO, para la magnetita 70% de  $Fe_2O_3$  y 30% de FeO y para la esfena 30% del CaO total, o bien, de un modo más moderno, calculando los porcentajes de estos tres minerales con la técnica del contador de puntos y removiendo del análisis las cantidades apropiadas de los componentes A, C y F. El método utiliza proporciones moleculares obtenidas dividiendo el porcentaje en peso de cada óxido por su peso molecular. Después de que se han determinado los valores de A, C y F, se recalculan a 100, es decir:

$$A + C + F = 100$$

y en esas condiciones ya es posible graficarlos en el diagrama correspondiente.

En la Tabla VII-1 aparece una lista de la composición química y los valores ACF de los minerales estables en presencia de cuarzo; por tal razón no aparecen la fosterita, corindón, serpentinas, brucita y periclasa. En la Figura VII-4 se ilustra la mayoría de los minerales susceptibles de representarse en el diagrama ACF. Entre los minerales que no se pueden representar convenientemente se encuentran las micas, feldespato alcalino, estilpnomelana, glaucofana y jadeíta, entre otros minerales comunes de ciertas rocas metamórficas.

Es de recomendarse el conocer aproximadamente la posición que ocupa cada mineral en el diagrama porque ayuda a recordar de modo cualitativo las relaciones A:F A:C y C:F de

TABLA VII.1 MINERALES QUE PUEDEN SER REPRESENTADOS EN EL DIAGRAMA ACF

<i>Muy ricos en Al</i>		
Pirofilita	A=100;	$Al_2 [(OH)_2 / Si_1 O_{10}]$
Andalusita, cianita; sillimanita	A=100;	$Al_2 SiO_5$
<i>Ricos en Al y Mg, Fe</i>		
Estauroilita	A=69; F=31;	$4Fe \cdot 0.9Al_2 O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot H_2 O^*$
Cordierita	A=50; F=50;	$2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2 O_3 \cdot 5SiO_2$
Cloritoide	A=50; F=50;	$FeO \cdot Al_2 O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2 O \cdot Fe$ puede ser reemplazado por Mg hasta un 60% molecular, pero normalmente este reemplazamiento es de sólo 5 a 25%.
<i>Ricos en Al y Ca</i>		
Margarita	A=67; C=33;	$CaAl_2 [(OH)_2 / Si_2 Al_2 O_{10}]$
Laumontita	A=50; C=50;	$Ca [Al_2 Si_4 O_{12}] 4H_2 O$
Lawsonita	A=50; C=50;	$CaAl_2 [(OH)_2 / Si_2 O_7] H_2 O$
Anortita	A=50; C=50;	$CaAl_2 Si_2 O_8$ , componente en las plagioclasas
Escapolita	A=43; C=57;	para el extremo más cálcico mejonita $Ca_6 (Cl_2, SO_4, CO_3, (OH)_2)_2 (Al_2 Si_2 O_8)_6$ ; el miembro más sódico es la mariolita $Na_6 (Cl_2, SO_4, CO_3, (OH)_2) (AlSi_3 O_8)_6$
Grupo de la Epidota	A=43; C=57;	$4CaO \cdot 3(Al, Fe^{3+})_2 O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2 O$ ; hasta un tercio del Al puede ser reemplazado por Fe trivalente. La ortozoisita ortorrómbica contiene muy poco o nada de Fe; entre los miembros monoclinicos del grupo de la epidota, la clinozoisita con signo óptico positivo y menos Fe, se distingue de la epidota propiamente dicha (formalmente pistachita) que tiene signo óptico negativo. Esta última tiene de un sexto a un tercio de Al reemplazado por Fe.
Pumpellyta	A=34; C=53; F=13;	similar a la epidota, pero contiene Mg y $Fe^{2+}$ . La composición aproximada es $8CaO \cdot 2(Mg, Fe, Mn) O \cdot 5(Al, Fe)_2 O_3 \cdot 12SiO_2 \cdot 7H_2 O$
Prehnita	A=33; C=67;	$Ca_2 [(OH)_2 / Al_2 Si_3 O_{10}]$
<i>Ricos en Ca</i>		
Grossularita-andradita	C=75; A=25;	$Ca_3 Al_2 (SiO_4)_3 - Ca_3 Fe_2 (SiO_4)_3$ (obsérvese que A comprende la sustitución de $F^{3+}$ por Al)
Idocrasa	C=72; A=14; F=14;	$10CaO \cdot 2MgO \cdot 2Al_2 O_3 \cdot 9SiO_2 \cdot 2H_2 O$
Wollastonita	C=100;	$CaSiO_3$
Calcita	C=100;	$CaCO_3$
<i>Ricos en Mg y <math>Fe^{2+}</math></i>		
Diópsido-Hedenbergita	F=50; C=50;	$CaMgSi_2 O_6 - CaFeSi_2 O_6$
Dolomita	F=50; C=50;	$CaMg(CO_3)_2$

TABLA VII.1 CONTINUACION

Tremolita	F=71.5; C=28.5; $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH})_2/\text{Si}_6\text{O}_{22}$ Hasta un 20% molar de MgO es reemplazada por FeO.
Actinolita	Similar a la tremolita, pero contiene más Fe, y un poco de Mg+Si, es reemplazada por 2Al
Hornblenda	Pertenece al grupo de los anfíboles como la tremolita y la actinolita, pero contiene más Al en cantidades variables. Las composiciones se muestran como un campo alargado en la Figura VII.4, extendiéndose a partir de la tremolita.
Cummingtonita-grunerita	F=100; $(\text{Mg,Fe})_7[(\text{OH})_2/\text{Si}_6\text{O}_{22}]$ ; en la grunerita más del 70% atómico de Mg es reemplazado por $\text{Fe}^{2+}$
Antofilita-gedrita	F=100; similar en composición al anterior pero ortorrómbica en lugar de monoclinica†
Enstatita-hiperstena	F=100; $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6-(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_6$
Talco	F=100; $\text{Mg}_3(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}$
Almandino	F=75; A=25; $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Espesartita	F=75; A=25; $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Piropo	F=75; A=25; $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Clorita	Composición variable; F=90-65; A=10-35; por ejemplo, $\text{Mg}_5(\text{Mg,Al})[(\text{OH})_6/(\text{Al,Si})\text{Si}_3\text{O}_{18}]$ hasta $(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2[(\text{OH})_6/\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$
<i>Minerales que contienen álcalis y que no pueden ser representados en un diagrama ACF.</i>	
Glaucofano, crossita	Anfibol sódico $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Fe})_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_6\text{O}_{22}]$
Jadeita, piroxeno, jadeítico	Piroxeno que contiene $\text{NaAlSi}_3\text{O}_6$ como componente
Estilpnomelana	$\text{K}_{2-1}(\text{Mg,Fe,Al})_{2-1}[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot \text{XH}_2\text{O}$ ; contiene muy poco Al y K
Moscovita	$\text{KAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$
Fengita	Similar a la moscovita pero tiene más Si+Mg y menos Al
Paragonita	$\text{NaAl}_2(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$ ; también como componente en solución sólida con moscovita
Biotita	$\text{K}(\text{Mg, Fe, Mn})_3(\text{OH})_3/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$
Flogopita	$\text{KMg}_3(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$

**Notas:**

\* La composición de la estauroлита, particularmente el contenido de OH, no se conoce exactamente, se ha sugerido que sustituye al  $\text{SiO}_4$ . En la estauroлита el FeO puede ser reemplazado por MgO hasta de un 20 a 30 por ciento molecular.

† Robinson et.al. (1971) da las siguientes composiciones para los dos miembros extremos:  $\text{R}_2^+\text{R}_3^+[(\text{OH})_2/\text{Si}_6\text{O}_{22}]$  y  $\text{Na}_{0.5}\text{R}_2^+(\text{R}_3^+\text{R}_1^+)(\text{OH})_2/\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]$  respectivamente, donde  $\text{R}^{2+} = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca}$  y  $\text{R}^{3+} = \text{Al, Fe}^{3+}, (\text{Ti}_{0.5}^{3+} + \text{Fe}_{0.5}^{3+})$ .

Excepto a temperaturas metamórficas altas, los miembros con contenidos intermedios de Al y Na se disuelven en un intercrecimiento de antofilita-gedrita que frecuentemente sólo puede ser detectado por difracción de rayos X.

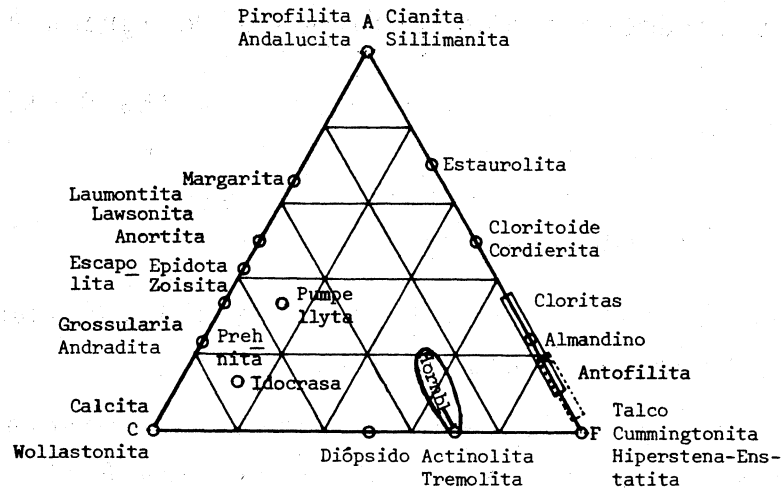


Figura VII.4 Localización de los minerales representables en el diagrama ACF.

Los minerales comunes de las rocas metamórficas y a visualizar, aunque sea de una manera burda, muchas de las reacciones que tienen lugar durante el metamorfismo.

El diagrama ACF es muy útil en el estudio de las asociaciones de minerales ricos en Al, Ca, Mg y Fe, es decir aquellas de las clases calcárea y básica, representadas en la parte inferior del diagrama, debajo de la línea imaginaria que uniría la laumontita con la clorita. La razón estriba en que los minerales formados por el metamorfismo de rocas ricas en alúmina, como son los de la clase pelítica, contienen moscovita o feldespato alcalino en cantidades apreciables los que, como ya se dijo, no se pueden representar en forma adecuada en dicho diagrama.

#### IV. EL DIAGRAMA A'KF

Para el estudio de la clase pelítica Eskola elaboró otro diagrama al que denominó A'KF y en el que se pueden representar los minerales que contienen potasio (feldespato potásico, moscovita, biotita y estilpnomelana, entre los más comunes) junto con los minerales ferromagnesianos, aunque los minerales que contienen calcio no pueden aparecer en el diagrama. La razón para utilizar A' en lugar de A estriba en que tiene un significado diferente que en el diagrama ACF. Dicho componente es el exceso de  $Al_2O_3$  que quedaría después de convertir a feldespato a todo el sodio, potasio y calcio de la roca.

Los parámetros que conforman al diagrama A'KF son:

$$\begin{aligned} A' &= \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) \\ K &= \text{K}_2\text{O} \\ F &= \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} \\ A' + K + F &= 100 \end{aligned}$$

Los minerales que sólo contienen A y F ocupan la misma posición que en el diagrama ACF.

En la Figura VII.5 se ilustran los minerales susceptibles de ser representados en el diagrama A'KF. Se acostumbra utilizar este diagrama junto al ACF en el caso de que estén presentes minerales potásicos.

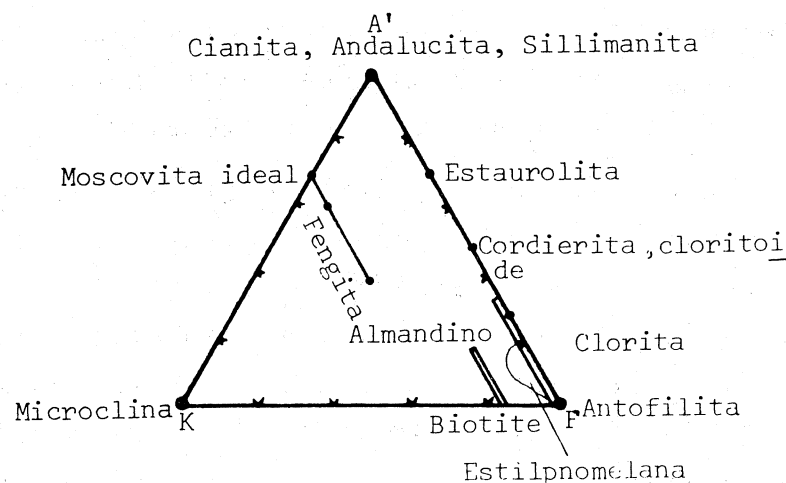


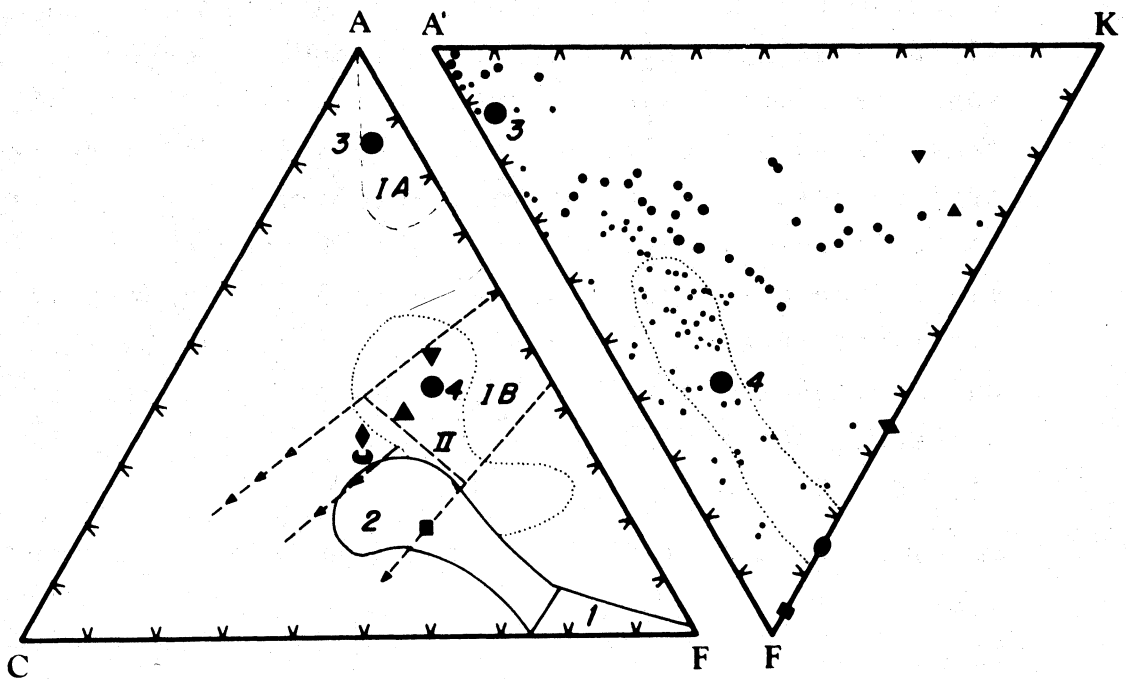
Figura VII.5. Minerales metamórficos comunes representados en términos de los componentes A', K, y F.

Con el fin de comprender lo que sucede a las rocas ígneas y sedimentarias más comunes cuando se les somete al metamorfismo, Winkler las coloca en ambos diagramas como se muestra en la Fig. VII.6 y las compara con diagramas ACF y A'KF correspondientes a la facies anfibolita (Fig.VII.7).

a) Si se considera como ejemplo una lutita rica en aluminio del campo I A del diagrama ACF de la primera figura, el diagrama correspondiente para las condiciones metamórficas indicadas mostrará, para una roca derivada de esa lutita, la asociación siguiente:

andalucita + algo de cordierita + algo de plagioclasa + cuarzo

- (IA) Arcillas y lutitas ricas en AL
- (IB) Arcillas y lutitas libres de carbonatos o que contienen solo hasta 35% de carbonato; entre flechas: mármoles que contienen de 35 a 65% de carbonato.
- (II) Grauvacas
- (1) Rocas ultrabásicas
- (2) Rocas basálticas y andesíticas



- |   |                          |   |  |
|---|--------------------------|---|--|
| ■ | Rocas basálticas         | ○ | Campo de las grauvacas                         |
| ● | Tonalitas                | • | Arcillas                                       |
| ◆ | Granodioritas            | ● | Arcillas continentales de las fajas tropicales |
| ▲ | Granitos calco-alcalinos | ● | Arcillas marinas                               |
| ▼ | Granitos alcalinos       |   | (3 y 4 de RONOY y KHLBNIKOVA)                  |
|   | (todos de NOCKOLDS)      |   |  |

Figura VII.6 Composición química de varias rocas magnéticas y sedimentarias representadas en los diagramas ACF y A'KF. Nótese la considerable variación de los valores de K de las arcillas y lutitas en el diagrama A'FK (Nockolds, 1954; Ronov, Khlebnikova, 1957).

En realidad, la roca tendría esa composición sólo si no tuviera  $K_2O$ , es decir, si el punto que la representa en el diagrama A'KF estuviese en el lado A'F. Pero si ese punto tuviese, por ejemplo, las coordenadas  $K = 10$  y  $F = 15$ , este diagrama indicaría que se habría formado moscovita en una proporción semejante a la de la andalucita. Por tanto, la roca resultante sería compuesta de:

andalucita + moscovita + algo de cordierita + algo de plagioclasa + cuarzo

b) Si se trata de un sedimento de composición granítica, por ejemplo una arcosa, sometido a las mismas condiciones de metamorfismo, su posición en el diagrama ACF en la Fig. VII.6 estaría señalada por el triángulo pequeño que representa la composición de los granitos calcoalcalinos, mientras que en el de la Fig. VII.7 se encontraría dentro del triángulo anortita-cordierita-antofilita y más cerca de los dos primeros minerales. Como ello no corresponde a la realidad, hay que considerar la posición de los granitos calcoalcalinos en el diagrama A'KF, que estaría dentro del triángulo feldespato potásico-biotita-moscovita, más cerca del primero y más alejado de la tercera. Por tanto, la composición de la roca resultante sería:

Feldespato K + algo de biotita + escasa moscovita + plagioclasa + cuarzo

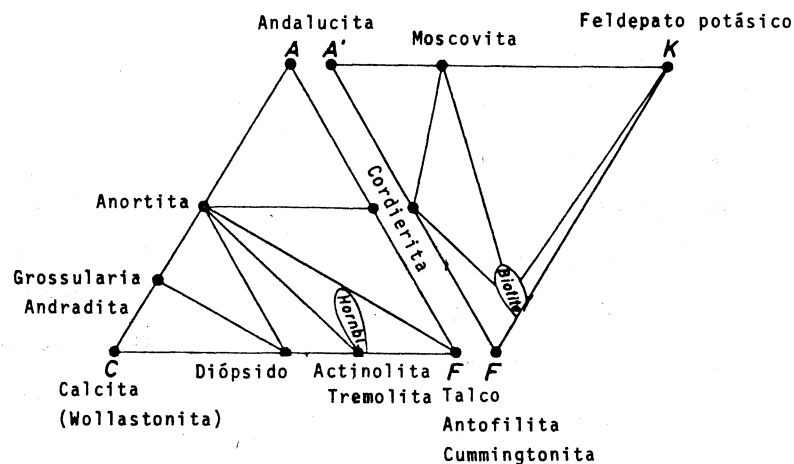


Figura VII.7 Metamorfismo de contacto somero de grado medio. Las paragénesis se muestran en los diagramas ACF y A'FK. (La estauroлита también se pudo haber formado).



## V. EL DIAGRAMA AFM

Un tercer diagrama diseñado por Thompson en 1957 se ha mostrado muy útil para indicar las relaciones mineralógicas de las rocas de la clase pelítica, debido a que en muchas de ellas  $\text{FeO}$  y  $\text{MgO}$  no se comportan como un solo componente y deben ser considerados individualmente.

Para ello Thompson emplea el tetraedro  $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO}$  y la composición de los minerales que aparecen dentro de él se proyecta a su base triangular y a su extensión, dando como resultado el diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO}$  o diagrama AFM (Fig.VII.8).

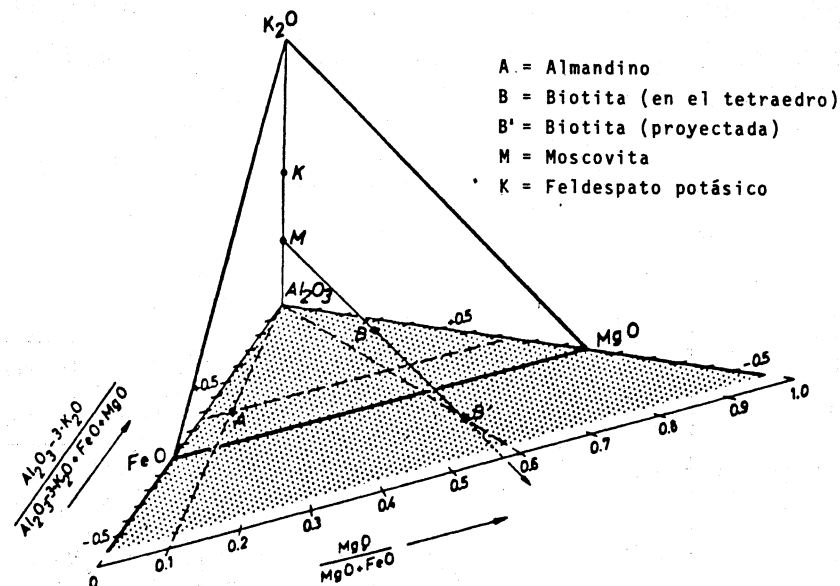


Figura VII.8 El tetraedro  $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO}$  y el plano  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO}$  extendido más allá de la arista  $\text{FeO} - \text{MgO}$ . Todos los puntos dentro del tetraedro están proyectados desde el punto  $\text{M}$  (moscovita) a este plano. El punto  $\text{B}$  está dentro del tetraedro y se proyecta en  $\text{B}'$ . El punto  $\text{A}$  está en el plano  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO}$  y por lo tanto su situación permanece inmutable.

Los minerales que se usan como pivotes de la proyección son la moscovita ( $\text{M}$ ) en el caso de rocas comprendidas entre las facies de menor intensidad de metamorfismo hasta las de la parte superior de la facies anfibolita, o el feldespato potásico ( $\text{K}$ ) para las rocas de la facies granulita, que no contiene moscovita. Tanto  $\text{M}$  como  $\text{K}$  se encuentran en la arista  $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$  del tetraedro.

Si se toma como ejemplo un mineral que se localice dentro del tetraedro, como es el caso de la biotita (B) y si se escoge la moscovita como punto de proyección, la recta MB cortaría la extensión del plano AFM en el punto B' (Fig.VII.8).

En cambio, si se utiliza el feldespato potásico, B' quedaría dentro de los límites de dicho plano.

En la figura VII.9 se muestra el diagrama AFM utilizado en la mayoría de los casos, a excepción de la facies granulita, y en el cual, además de los minerales indicados, se encuentran siempre la moscovita y el cuarzo. Los intervalos comunes de composición de los minerales se presentan por medio de rectas. Como se observa en la Figura VII.8 la recta que iniciándose en M pasa por el punto K intersecta al plano AFM sólo en el infinito; por esta razón en la Fig. VII.9 se ha indicado al feldespato potásico por medio de flechas.

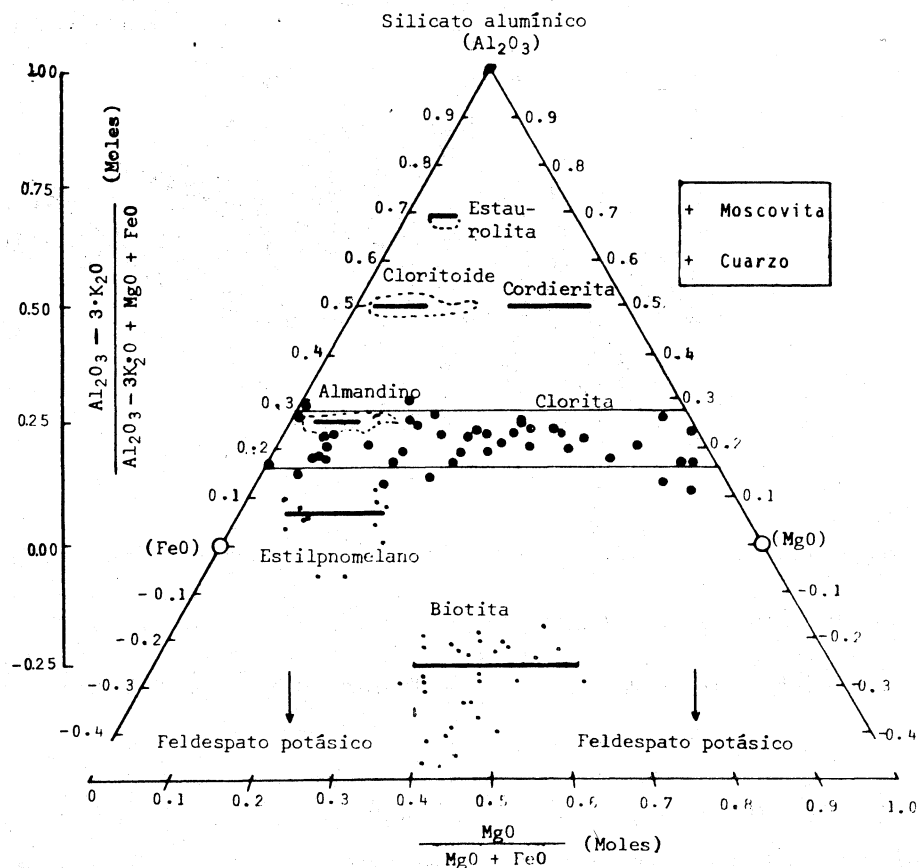


Figura VII.9 Composiciones minerales representadas en el plano de proyección AFM. El intervalo común de composiciones está indicado por una línea (compilado por G.Hoscheck).

En la figura VII.10 se presenta un ejemplo de diagrama AFM modificado por Reinhardt (1968) tal como se utiliza para la facies granulita.

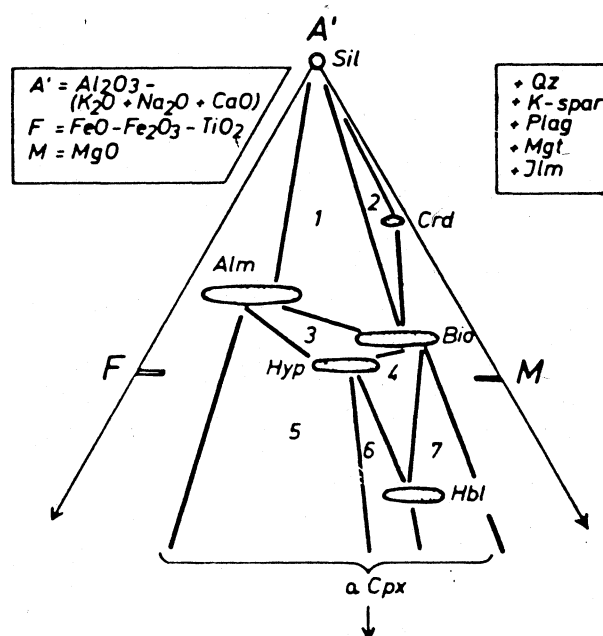


Figura VII.10 Interpretación tentativa de relaciones de fase en granulitas y granoblastitas gnéissicas del área de Westport, Provincia de Grenville; válida para  $P_{H_2O}$ ,  $P_{total}$  y  $T$  constantes. (Tomado de Reinhardt y Skippen, 1970). Cpx = clinopiroxeno. Plag representa plagioclasas de composición casi constante.

11

The original of this report is in the possession of the  
author and is being furnished to you for your information.  
A copy of this report is being furnished to the  
Director, FBI, for his information.



Very truly yours,  
[Signature]

## CAPITULO VIII. EL METAMORFISMO DE CONTACTO

### I. DEFINICION

El metamorfismo de contacto es aquél que se produce en rocas cercanas a cuerpos intrusivos, esencialmente por la elevación de la temperatura que originan éstos. Se trata pues, de un metamorfismo térmico somero que, cuando viene acompañado por aportes químicos, se le denomina metasomatismo de contacto. La presión hidrostática a la que tienen lugar estos fenómenos es baja, variando entre 100 y 1000 bars y, excepcionalmente, podría alcanzar los 3,000 bars, es decir, un máximo de 12 km de profundidad. Esto último lo diferencia fundamentalmente del metamorfismo regional, que se desarrolla entre los 2 000 y 10 000 bars, pues los rangos de temperatura en ambos tipos de metamorfismo son los mismos (del orden de 200 a 800°C).

### II. AUREOLA DE CONTACTO

La zona en donde tiene lugar el metamorfismo de contacto se denomina aureola de contacto o aureola de metamorfismo. Los efectos de este proceso son más evidentes en aquellos lugares en donde rocas sedimentarias, en especial pelíticas y calcáreas, están en contacto con intrusivos félsicos cuya composición varía entre granítica y tonalítica. Se ha considerado desde hace mucho tiempo que la secuencia de cambios mineralógicos observados en una sección transversal a la aureola representa la respuesta de la roca encajonante al gradiente térmico impuesto a rocas relativamente frías por la intrusión.

Los cambios texturales y mineralógicos que acaecen en las aureolas son susceptibles de representarse en un mapa geológico y la secuencia de cambios observables desde la roca encajonante sin metamorfosear hasta la zona de mayor metamor

fismo en el contacto se denomina metamorfismo de contacto progresivo.

Si bien la mayoría de las aureolas se encuentran en contacto con rocas intrusivas félsicas se han descrito, aunque con menos frecuencia, aureolas relacionadas a dioritas, gabros y doleritas, las que, por lo general, son de menor anchura. En lo que respecta a las rocas ultramáficas el único efecto visible que comúnmente se presenta en sus contactos es un metasomatismo local de poca intensidad (albitización o prehnitización) que ha sido interpretado por algunos autores como evidencias de intrusión al estado sólido (Car michael et.al. 1974).

La geometría y tamaño de las aureolas dependen de varios factores:

- a) Composición de la roca encajonante.
- b) Composición del cuerpo intrusivo.
- c) Dimensiones del cuerpo intrusivo (que influye en el contenido del calor).
- d) Factores térmicos.
- e) Condiciones mecánicas de las rocas encajonantes (Porosidad, permeabilidad, fracturamiento, etc.).
- f) Presencia de volátiles.
- g) Profundidad de emplazamiento.
- h) Gradiente geotérmico local.
- i) Tiempo que dura la actividad magmática.

Los tres primeros parámetros se pueden visualizar con la ayuda de la tabla siguiente:

Los modelos posibles de la distribución de la temperatura, en espacio y tiempo, en aureolas que rodean a cuerpos intrusivos se pueden evaluar a la luz de modelos simples propuestos por Lovering (1936, 1955) y elaborados por Jaeger (1957, 1959). La temperatura a cualquier distancia del contacto en un intervalo de tiempo dado depende de: (1) el tamaño y temperatura del intrusivo; (2) conductividad térmica, densidad, calor específico, difusividad de la roca encajonante y magma solidificado; (3) temperatura inicial y contenido

LOCALIDAD	COMPOSICION DEL INTRUSIVO	COMPOSICION DE LA ROCA ENCAJONANTE	AREA DE AFLORAMIENTO DEL INTRUSIVO (Km <sup>2</sup> )	ANCHURA DE LA AUREOLA (en m)
Comrie, Escocia	Diorita	Pizarras	8	500-600
Marysville, Montana	Granodiorita	Lutitas y Dolomías	8	1000-3000
Donegal, Irlanda	Granodiorita	Lutitas y Calizas	400	2000-4000
Suian, Corea	Granodiorita	Calizas y Dolomías	100	500-1000
Santa Rosa, Nevada	Granodiorita	Lutitas	90	1000-2000
Sithean Swaigh, Escocia	Gabro	Filitas	0.1	10
Mt. Wellington, Tasmania	Diabasa	Lutitas y calizas	0.1	20-30
Mt. Kitomi, Japón	Granodiorita	Lutitas, calizas y basaltos	40	3000-5000
Bushveld, Sudáfrica	Dolerita	Lutitas y pizarras	0.2	6

Tabla VIII.1

de agua de la roca encajonante; (4) Temperatura de cristalización y calor latente de cristalización del magma y (5) calor absorbido o liberado por las reacciones metamórficas.

El modelo más sencillo postula una intrusión instantánea de un cuerpo magmático a una temperatura fija  $T_m$  en una roca encajonante con una temperatura inicial  $T_0$ . En el contacto la temperatura se eleva inmediatamente a un valor intermedio  $T_c$ , siendo el principal parámetro gobernante " $\sigma$ "

$$= \frac{k_1 k_0^{1/2}}{k_0 k_1^{1/2}}$$

en donde:

$K_0, K_1$ : Conductividades de la roca encajonante y de la roca ígnea solidificada, respectivamente

$k_0, k_1$ : Difusividades de la roca encajonante y roca ígnea solidificada, respectivamente

Cuando  $\sigma = 1$ , condición aproximada por la intrusión de un magma granítico en una mezcla de lutitas y areniscas y si se desprecia el calor de la cristalización magmática, la temperatura en el contacto es igual a:

$$T_c = 1/2 (T_m + T_0)$$

Sin embargo, el efecto del calor de la cristalización magmática es también importante y si se asume el valor de 80-100 cal/g,  $T_c$  se eleva alrededor de 100° más. Los valores computados por Jaeger con estas bases se dan en la Tabla siguiente:

Composición del intrusivo	Composición de la roca encajonante	$\sigma$	TEMPERATURA °C			
			$T_m$	<sup>a</sup> $T_0$	$T_c$	<sup>b</sup> $T_{c^*}$
Granito	Lutitas y areniscas	1	800	100	560	520-540
Granito	Lutitas y areniscas	1	1000	0	622	573
Granodiorita	Lutitas	2	800	100	685	
Granodiorita	Lutitas	2	800	200	710	
Granodiorita	Areniscas	0.8	800	100	500	
Gabro	Lutitas	1.54	1000	0	750	
Gabro	Areniscas	0.66	1000	0	460	
Gabro	Areniscas	0.66	1000	100	500	

Tabla VIII.2

a: El calor de la cristalización magmática es de 100 cal/g

b:  $T_{c^*}$  se ha computado para una roca encajonante saturada en agua con porosidad de 0.2



Las temperaturas de las aureolas para un sistema intrusivo dado son función del tiempo y de la distancia  $X$  al contacto. En cualquier punto la temperatura se eleva desde el momento de la intrusión, alcanza un valor máximo (menor que  $T_c$ ) y desciende gradualmente hasta  $T_0$ . La Figura VIII.1 muestra los gradientes temperatura/tiempo en las aureolas de dos intrusivos granodioríticos de 10 y 4 km de diámetro, respectivamente, que generan una temperatura máxima en el contacto  $T_c = 540^\circ\text{C}$  en una roca encajonante inicialmente a  $T_0 = 100^\circ\text{C}$ . En la figura VIII.2 se presentan gradientes de temperatura máxima respecto a la distancia  $X$  al contacto para intrusivos graníticos de diferentes dimensiones,

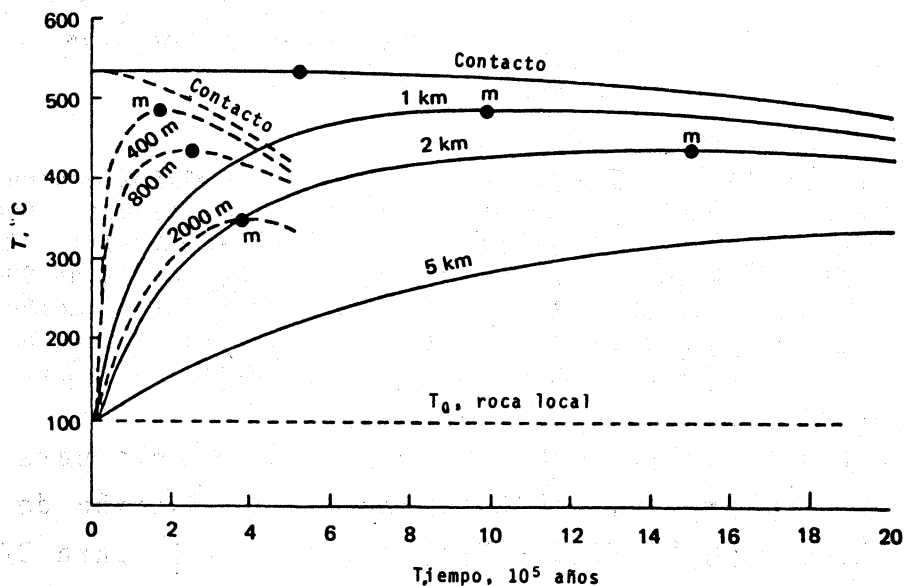


Figura VIII.1 Gradientes de temperatura en el tiempo a distancia especificadas de los contactos con plutones granodioríticos. Las líneas continuas para plutones de 10 km y las discontinuas para plutones de 4 km de diámetro. La temperatura inicial de la roca encajonante es  $100^\circ\text{C}$ ; temperatura magmática inicial  $800^\circ\text{C}$ ; calor de cristalización  $80 \text{ cal g}^{-1}$  (obtenido de Jaeger. 1957 p. 311, Fig. 1).

Se observa que el factor principal para cada tipo de gradiente es la dimensión  $D$  del plutón normal al contacto; la temperatura máxima a una distancia  $X$  es función de  $D/X$  (Fig. VIII-2). Así, cuando  $D = 1 \text{ km}$  y  $X = 300 \text{ m}$  ( $D/X = 3.3 \text{ m}$ ), se alcanza una temperatura de  $400^\circ\text{C}$  (Punto A), mientras que la misma temperatura se alcanza cuando  $D = 10 \text{ km}$  y  $X = 3.1 \text{ km}$  ( $D/X = 3.2 \text{ km}$ ). Las historias térmicas, sin embargo, son

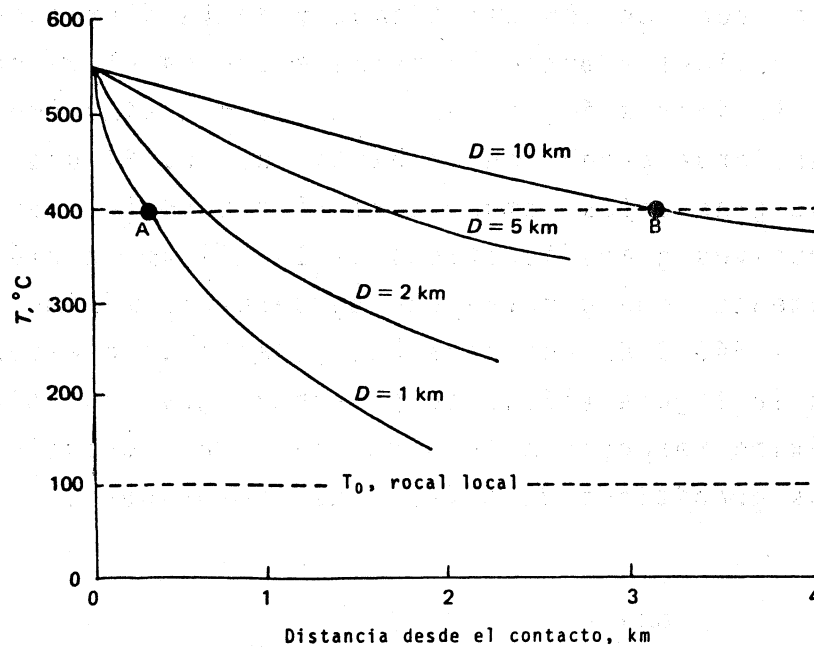


Figura VIII.2 Gradientes de temperatura máxima contra distancia del contacto para plutones de diámetro  $D$  especificado. Los sistemas intrusivos son muy similares a los de la figura VIII-1: El magma granodiorítico que estaba inicialmente a una temperatura de  $800^{\circ}\text{C}$  (intervalo de cristalización  $800 - 600^{\circ}\text{C}$ . Calor de cristalización  $800 \text{ calg}^{-1}$ ) se emplazó en sedimentos saturados con agua ( $T = 1$ ) que estaban inicialmente a  $100^{\circ}\text{C}$  (obtenido de Jaeger 1959, pp.46 y 47, Fig. 1).

muy diferentes porque el tiempo necesario para alcanzar una temperatura dada ( $D/X$  constante) es función de  $D^2$ . Esto se ilustra en la figura VIII.1 en la cual, para  $D/X = 5$ . ( $D = 4 \text{ km}$ ,  $X = 0.8 \text{ km}$ ,  $D = 10 \text{ km}$ ,  $X = 2 \text{ km}$ ) la temperatura alcanza  $400^{\circ}\text{C}$  en el tiempo  $t = 0.006 D^2$  (en m.a.), siendo de  $6 \times 10^5$  para el intrusivo mayor y de  $10^5$  para el menor. En ambas curvas se alcanza el valor máximo a  $0.015 D^2$  m.a. ( $1.5 \times 10^6$  y  $0.24 \times 10^6$ , respectivamente). El máximo en las curvas de  $1 \text{ km}$  ( $D = 10 \text{ km}$ ) y  $400 \text{ m}$  ( $D = 4 \text{ km}$ ), que es de  $490^{\circ}\text{C}$ , se alcanza respectivamente a  $10^6$  y  $0.16 \times 10^6$  años, es decir  $0.01 D^2$  m.a.

En general, se puede decir que el tiempo en que se mantienen las temperaturas máximas para cualquier diámetro en cualquier punto está dado por  $t$  (años) =  $0.01D^2$ . Así si  $D = 1 \text{ m}$ ;  $t = 0.01$  año = 3 días; para  $D = 10 \text{ m}$ ,  $t = 10^2 \times 0.01 = 1$  año; si  $D = 100 \text{ m}$ ,  $t = 100$  años; si  $D = 1000 \text{ m}$ ,  $t = 10\,000$  años y si  $D = 10,000 \text{ m}$ ,  $t = 1 \text{ m. a.}$ , y así sucesivamente.

Se sabe que la mayoría de las reacciones metamórficas son muy lentas pues sus velocidades disminuyen exponencialmente con el descenso de la temperatura. Suponiendo que la temperatura de metamorfismo en cualquier punto de la aureola es tá cerca del máximo alcanzado en ese punto, es interesante calcular el intervalo de tiempo implicado en el calentamiento y enfriamiento a través de un pequeño intervalo a cada lado del máximo.

Primero, para un valor dado de  $D/X$ , las temperaturas se mantienen cercanas al máximo (dentro de un rango de  $20^{\circ}\text{C}$ ) para un tiempo que es función de  $D^2$ . Si en la Figura VIII.1, tomamos  $D/X = 10$  ( $D = 10 \text{ km}$ ,  $X = 1 \text{ km}$ ,  $D = 4 \text{ km}$ ,  $X = 0.4 \text{ km}$ ), las temperaturas permanecen entre  $470$  y  $490^{\circ}\text{C}$  para  $t = 0.012 D^2 \text{ m.a.}$  ( $1.2 \times 10^6$  años en el mayor y  $0.19 \times 10^6$  en el menor).

Segundo, en una aureola dada ( $D$  constante), las temperaturas se mantienen cercanas al máximo para intervalos de tiempo que aumentan ligeramente con  $X$ . Así, la Figura VIII.1 muestra que para  $D = 4 \text{ km}$ , las temperaturas permanecen a  $20^{\circ}\text{C}$  del máximo respectivo a  $400$  y  $2000 \text{ m}$  del contacto para  $1.9 \times 10^5$  y  $2.6 \times 10^5$  años, respectivamente. Pero el mayor intervalo de tiempo disponible a  $X = 2000 \text{ m}$  es excedido en importancia por la disminución exponencial de la velocidad de reacción a  $350^{\circ}\text{C}$  comparada con la de  $490^{\circ}\text{C}$ . La efectividad del metamorfismo debe disminuir, pues, hacia el exterior.

Tercero, considérese un desarrollo alternativo de las asociaciones mineralógicas A y B, estables respectivamente a  $400-450^{\circ}\text{C}$  y  $450-500^{\circ}\text{C}$ , para diferentes valores de  $X$  en la aureola del intrusivo de  $4 \text{ km}$  de diámetro de la Fig. VIII-1.

a) A  $800 \text{ m}$  del contacto, las temperaturas para que se desarrolle la paragénesis A se mantienen durante  $4 \times 10^5$  años.

b) A  $400 \text{ m}$  del contacto, se requieren sólo  $30000$  años para cubrir todo el campo de estabilidad de A. Después, por los siguientes  $240000$  años, las temperaturas permanecen entre  $450$  y  $490^{\circ}\text{C}$  en el campo de B para volver de nuevo al de A.

c) A alrededor de 20 m del contacto, el calentamiento es tan rápido, que el tiempo de permanencia en el campo de estabilidad de A es geológicamente despreciable; por tanto, las temperaturas exceden  $450^{\circ}\text{C}$  por más de 300 000 años.

Los modelos de Jaeger son por lo general consistentes con las inferencias aceptadas obtenidas a partir de la mineralogía y química de las aureolas. En algunos casos, ponen límites cuantitativos a ellas; en otros dan una explicación plausible de lo que de otro modo parecerían aspectos anómalos de tiempo y temperatura en metamorfismo. A continuación se señalan algunas aplicaciones geológicas:

a) Las temperaturas máximas en el contacto son de varias centenas de grados inferiores a las de los magmas intrusivos. Valores razonables para muchas situaciones son de  $500-700^{\circ}\text{C}$ .

b) Muchos de los ejemplos clásicos de metamorfismo de contacto son aureolas generadas por intrusivos postcinemáticos emplazados un poco después de alcanzado el clímax del metamorfismo regional de la roca encajonante. Dos factores se combinan para hacer que el metamorfismo sea notable bajo esas condiciones. Las temperaturas de las rocas encajonantes a profundidades de unos 10 km probablemente exceden los  $200^{\circ}\text{C}$ , por lo que se eleva la temperatura de contacto  $T_c$  por encima de los valores mostrados en la Tabla VIII.2. Las dimensiones de los intrusivos, por lo común de varios kilómetros de diámetro, son apropiadas para el desarrollo de amplias aureolas (Fig. VIII.2). Un flujo de agua proveniente del plutón puede producir los mismos efectos pero los isótopos de oxígeno en algunas aureolas sugieren un sistema circulatorio inverso.

c) Los gradientes de temperatura-tiempo (Fig. VIII.1) ofrecen una explicación de lo que parece ser un fenómeno general del metamorfismo de contacto: una derivación virtualmente directa de las asociaciones mineralógicas de la zona interna de la aureola a partir de la roca encajonante reconstruida en forma incipiente, sin que intervenga la formación de asociaciones y texturas que aparecen actualmente en zonas más distantes del contacto. El factor que lo controlan

debe ser la cinética de las reacciones de la zona externa pues se ha visto que el tiempo de permanencia del intervalo de temperatura de metamorfismo efectivo es varias veces mayor en la zona externa que en la interna. Es obvio también que las reacciones en las cercanías de 400°C deben ser excesivamente lentas, quizá siendo muy poco efectivas en periodos calculados entre 5000 y 10 000 años. Una lectura cuidadosa de la Fig. VIII 1 también sugiere que una vez formada una asociación metamórfica puede sobrevivir con escasos cambios por períodos prolongados de enfriamientos post-metamórficos, pues han permanecido dentro de los 200°C de temperatura de metamorfismo durante períodos medibles en cientos de miles de años.

En algunas situaciones naturales, el metamorfismo de contacto se produce bajo condiciones muy alejadas de los modelos de Jaeger. Los xenolitos completamente sumergidos en el magma básico de flujo rápido pueden alcanzar temperaturas cercanas a las del magma mismo. Los modelos resultantes de cambios mineralógicos, en algunos casos acompañados por fusión parcial, se han denominado "pirometamorfismo" (p.ej.: la facies sanidinita).

### III. TEXTURAS

Las rocas formadas por metamorfismo de contacto por lo general no presentan estructuras o texturas orientadas, siendo sus productos típicos los hornfels o corneanas y los skarns o tactitas, con textura granoblástica o porfidoblástica, resequivalente de las texturas equigranular y porfídica, respectivamente, de las rocas ígneas; cuando llegan a tener alguna orientación, ésta no se debe al metamorfismo, sino que es un vestigio de la estructura o textura original, por ejemplo estratificación o líneas de fluidez. Sin embargo, también existen rocas producidas por este fenómeno que han desarrollado una foliación y a este caso pertenecen los esquistos y pizarras moteados o manchados.

Entre las texturas formadas por este proceso, Spry (1969) distingue las siguientes (Figura VIII.3).

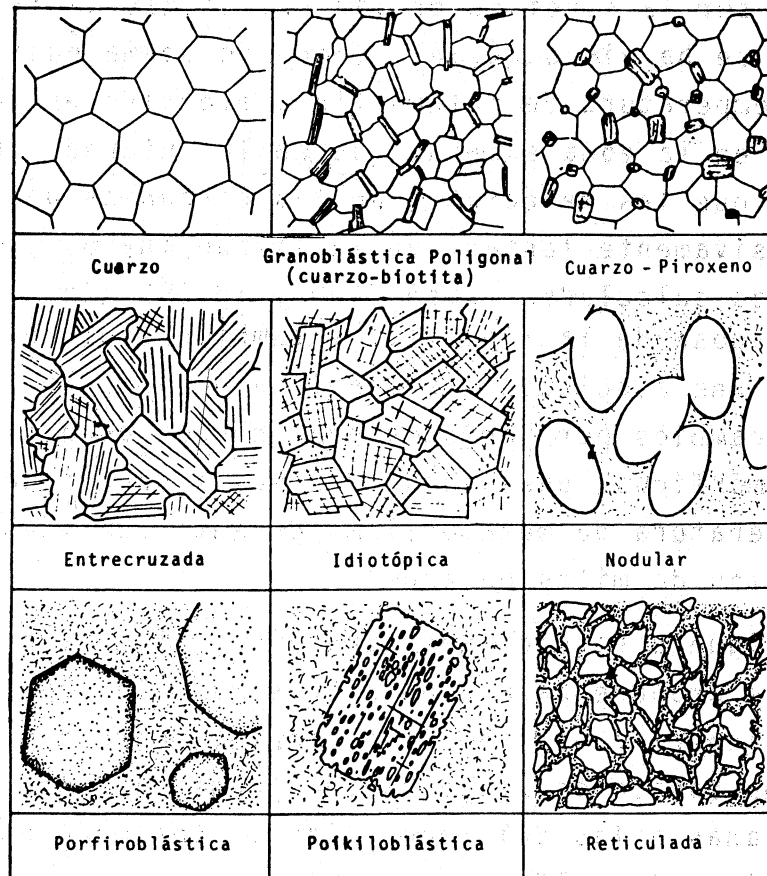


Figura VIII.3 Texturas metamórficas comunes, principalmente de contacto.

- a) Granoblástica, que está constituida por cristales equidimensionales, por lo general xenoblásticos.
- b) Poligonal, que contiene cristales de forma poligonal, muchos de ellos de cinco o seis lados, y con límites bastante rectos que se encuentran en puntos triples. Muchas coronas, mármoles y cuarcitas presentan una textura granoblástica poligonal.
- c) Entrecruzada, textura granoblástica en la que los cristales tienden a ser subidioblásticos y prismáticos.
- d) Idiotópica, en la que la mayoría de los cristales son idioblásticos.
- e) Porfidoblástica, formada por porfidoblastos en una matriz más fina.

f) Nodular, producida por porfidoblastos ovoides poco espaciados, a veces intersectándose entre ellos, sobre todo de cordierita o escapolita.

g) Poikiloblástica, término análogo al poikilítico de las rocas ígneas, en donde un porfidoblasto contiene numerosas inclusiones pequeñas sin orientación, que le confiere una apariencia esponjosa.

h) Reticulada (Web), compuesta de abundantes cristales angulares rodeados por una matriz, común en las buchitas derivadas de rocas silíceas.

i) Finalmente si se puede reconocer la textura original de la roca, solamente se le antepone el prefijo blasto; por ejemplo blasto-ofítica, blastoporfídica, blasto-amigdaloidal, blastosefítica, blastosamítica, blastopelítica, etc.

#### IV. METAMORFISMO DE CONTACTO DE LAS ROCAS CALCAREAS

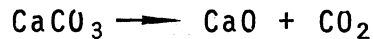
En virtud de que las rocas de las secuencias calcárea, pelítica y básica proporcionan la mejor información acerca de la temperatura y naturaleza de los fluidos reaccionantes, serán tratadas con más detalle que las de las secuencias restantes. Las reacciones que se producen en las rocas calcáreas impuras son muy sensibles a los cambios de temperatura, por eso serán tema en este capítulo, mientras que las de las clases pelítica y básica lo son a la temperatura y presión y por tanto se estudiarán en el capítulo relativo al metamorfismo regional. Sin embargo, la inmensa mayoría de las conclusiones obtenidas son aplicables a ambos tipos de metamorfismo.

##### a) Metamorfismo de las calizas y dolomías puras

Si una caliza está constituida casi exclusivamente por calcita pura, al ser sometida al metamorfismo dará lugar a una caliza recristalizada, si éste es de poca intensidad, o a un mármol, cuando es mayor; los únicos cambios observados son texturales, pues los cristales de calcita se vuelven ca

da vez más grandes en función directa del aumento de la temperatura y con frecuencia presentan un acomodo granoblástico poligonal o entrelazado.

En la mayoría de los casos la temperatura del metamorfismo no es lo suficientemente alta para producir la disociación de la calcita. Esto puede ocurrir sólo en la parte superior de la facies sanidinita, obteniéndose portlandita (cal natural) con escape de bióxido de carbono, de acuerdo con la reacción:



Esta reacción ha sido producida experimentalmente y según Deer, Howie y Zussman (1966) tiene lugar a 894.4°C y 1 bar de  $\text{P}_{\text{CO}_2}$ , pero aumenta a 1100°C a 30 bars de  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  (Ernst, 1976).

En la naturaleza la portlandita ha sido reportada en inclusiones de calizas en las lavas subsaturadas del Vesubio y en México (Ortega-Gutiérrez, comunicación personal) se encuentra en el Cañón de Lobos, Morelos.

En las rocas formadas por metamorfismo regional de alta presión la calcita se puede transformar a aragonita bajo las condiciones de la facies esquistos azules.

Las curvas de equilibrio calcita-aragonita han sido investigadas por diversos autores (Fig.VIII.4) y oscilan entre los valores siguientes:

T (°C)	P (kb) CO <sub>2</sub>
150-180	5
250-300	7
400-450	9

Tabla VIII.3



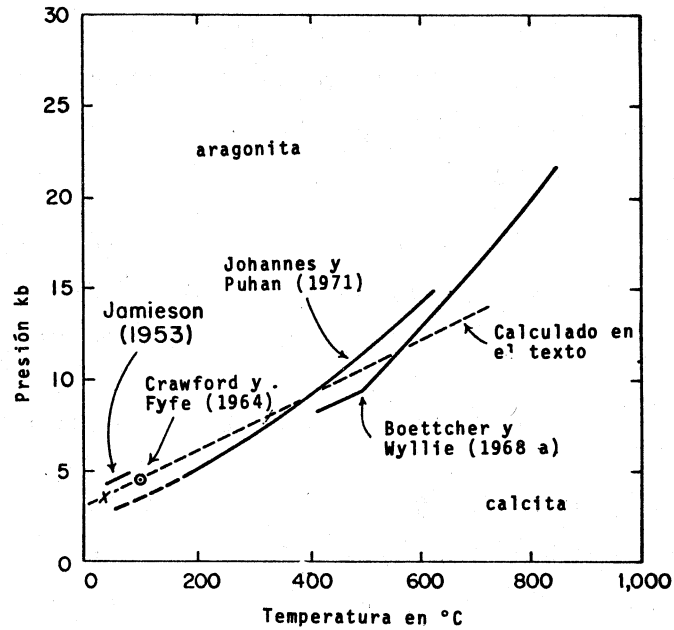
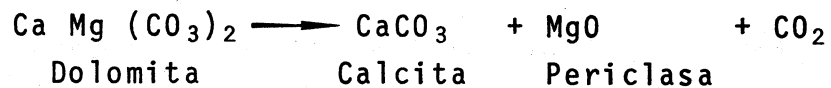


Figura VIII.4 El equilibrio aragonita-calcita establecido experimentalmente por varios autores.

Si una caliza contiene calcita y dolomita pero no cuarzo, el metamorfismo descompondrá primero a la dolomita, de acuerdo a la reacción:



Esta reacción, estudiada por Harker y Tuttle (1955) tiene lugar bajo las condiciones siguientes:

T (°C)	P <sub>CO<sub>2</sub></sub> (Bars)
720	300
740	400
755	500
820	1000

Tabla VIII.4

Por tanto, la disociación de la dolomita acaece a unas cuantas centenas de grados por debajo de la de la calcita, dentro de la facies corneana de piroxeno y, en consecuencia, ambos minerales pueden coexistir en las facies de menor temperatura.

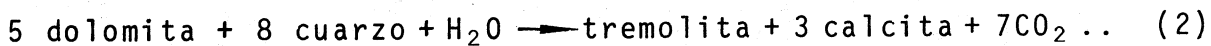
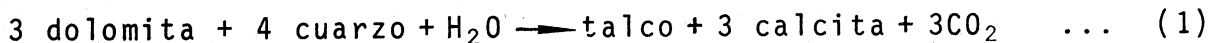
Casi siempre la periclasa sufre hidratación transformándose a brucita,  $Mg(OH_2)$ . La roca que contiene a estos minerales, junto con la calcita, se denomina predazzita.

#### b) Metamorfismo de las calizas y dolomías impuras

En la mayoría de los casos, las rocas calcáreas contienen impurezas como sílice y alúmina. En el primer caso se generan minerales como la tremolita, diópsido-hedenbergita, forsterita, humitas, talco, wollastonita y minerales raros de la facies sanidinita como la espurrita, monticellita, larnita, merwinita, akermanita y tilleyita. En el segundo caso, la roca puede contener granate rico en grosularia, hornblenda, plagioclasa cálcica, epidota y escapolitas.

Las rocas calcáreas silíceas se pueden visualizar dentro del sistema  $CaO - MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$ ; si se hace abstracción de los dos últimos componentes, las transformaciones que sufren se pueden estudiar utilizando el diagrama quemográfico  $CaO - MgO - SiO_2$ .

Las asociaciones típicas de la facies corneana de albita epidota (o esquistos verdes) están dadas por las reacciones siguientes, que dan lugar a la formación de talco y tremolita.

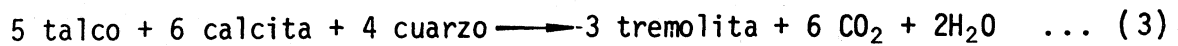


La reacción (1) se produce a temperaturas menores y presiones del  $CO_2$  mayores que la reacción (2) y tiene lugar bajo las siguientes condiciones:

$P_f$ (kb)	T (°C)	Concentración de $CO_2$ en el fluido ( $X_{CO_2}$ )	Concentración de $H_2O$ en el fluido ( $X_{H_2O}$ )
1 (Metamorfismo de contacto)	380	0.2	0.8
	420	0.5	0.5
5 (Metamorfismo regional)	520	0.2	0.8

Tabla VIII.5

Una elevación de la temperatura hace que el talco se transforme a tremolita de acuerdo con la reacción:



Los campos de estabilidad de estas reacciones y las subsecuentes a 1 kb de presión se muestran en la Figura VIII.5, mientras que las asociaciones típicas de las facies menciona

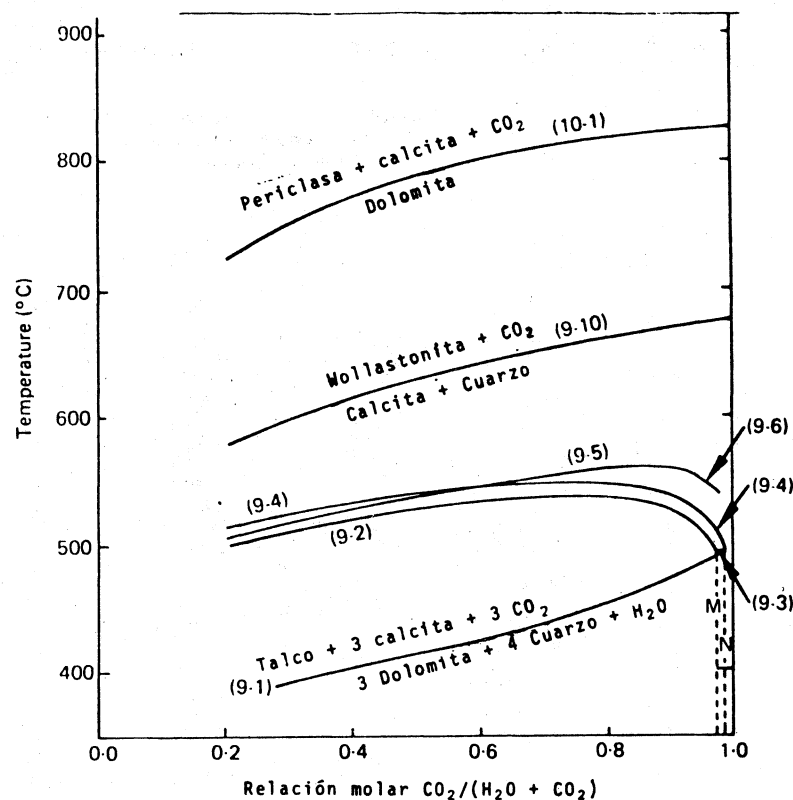


Figura VIII.5 Curvas de equilibrio isobárico para relaciones metamórficas progresivas en calizas en la presencia de un fluido que consiste de  $CO_2$  y  $H_2O$  a una presión total de 1 kbar.

da se observan en los diagramas quemográficos de la Figura VIII.6. En el último de éstos es decir la parte superior de la facies se observa que puede formarse forsterita por reacción del talco o la tremolita con la dolomita de acuerdo con los siguientes esquemas:

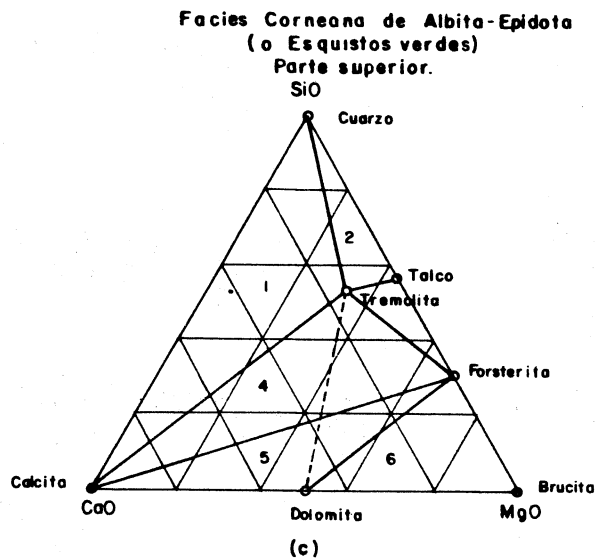
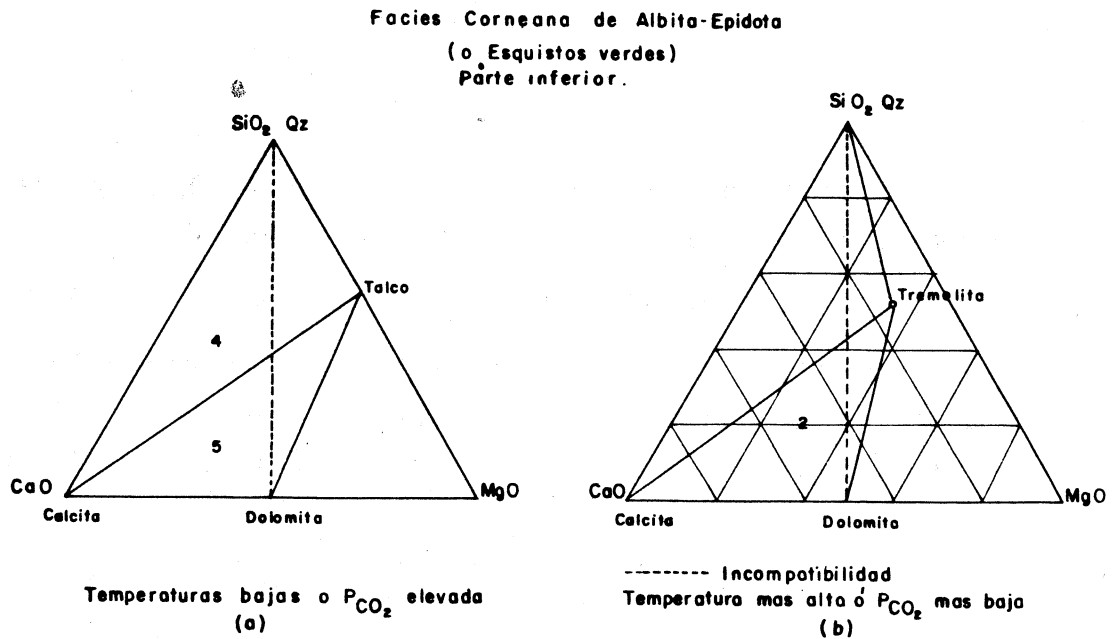
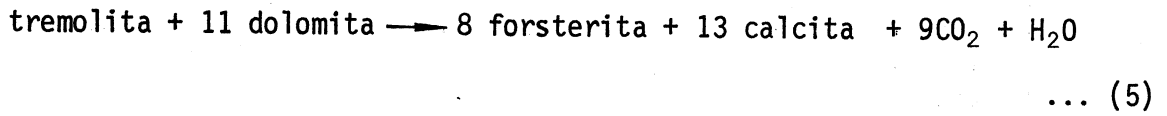
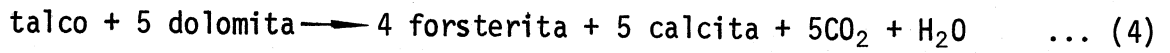
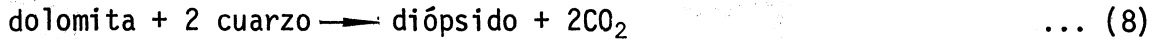
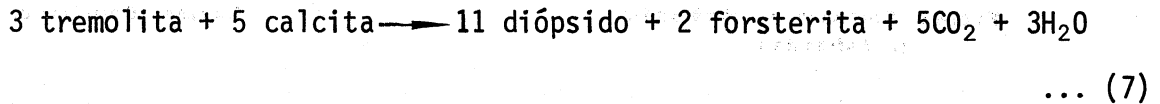
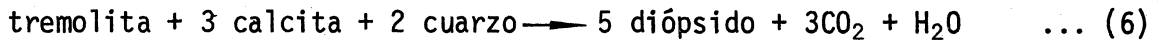
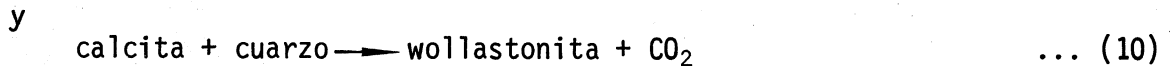


Figura VIII.6

El inicio de la facies anfibolita (o corneana de hornblenda) está señalado por la aparición del diópsido, el cual se puede formar de varias maneras, como se muestra a continuación:



La parte superior de la facies se caracteriza por la reacción del diópsido con la dolomita para generar forsterita y por la formación de la wollastonita:



De acuerdo con Greenwood (1962, 1967) la última reacción tiene lugar, para un amplio intervalo en la relación  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  en el fluido coexistente, bajo las siguientes condiciones:

Pf(kb)	T (°C)	X $\text{CO}_2$
1	580	0.25
	630	0.50
	660	0.75
	670	1.00
2	610	0.25
	670	0.50
	715	0.75
	730	1.00

Tabla VIII.6

En los diagramas quemográficos de la Figura VIII.7 se observan varias asociaciones típicas de la facies anfibolita (o corneana de hornblenda) y la facies corneana de piroxeno.

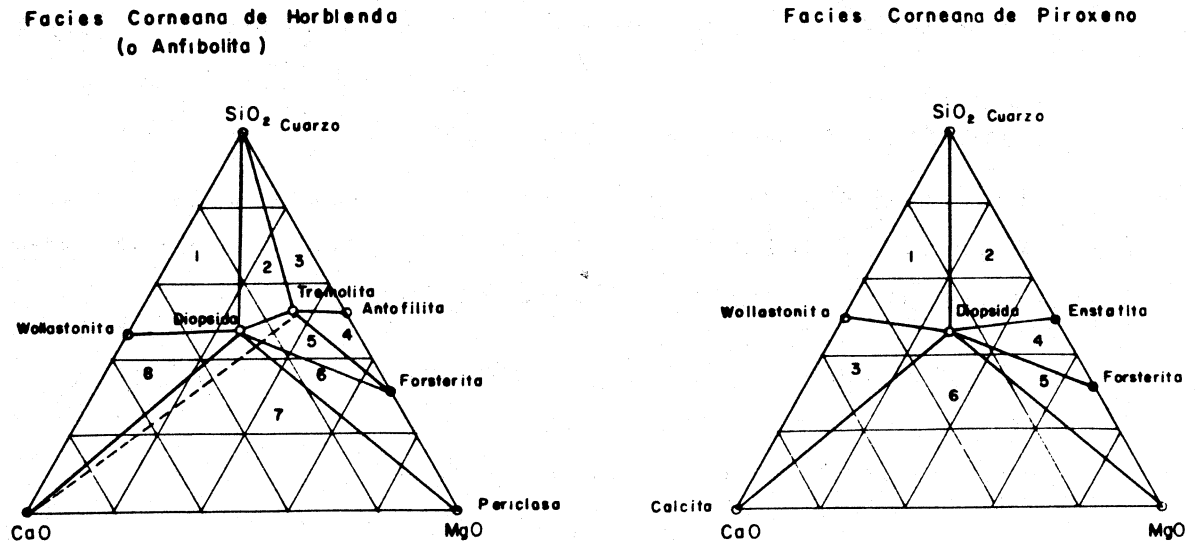
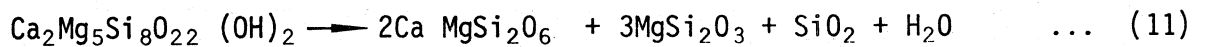


Figura VIII.7

La wollastonita, forsterita, diópsido y periclasa persisten en la facies corneana de piroxeno. Un mineral característico de esta facies es la enstatita que se forma por la descomposición de la tremolita según la reacción siguiente:



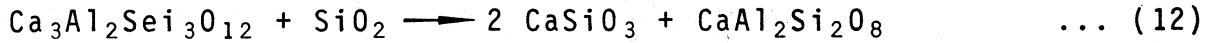
Tremolita                      Diópsido    Enstatita                      Cuarzo

la cual, de acuerdo con Boyd (1959) tiene lugar bajo las siguientes condiciones:

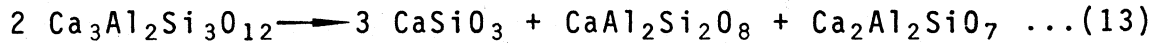
P <sub>f</sub> (kb)	T (°C)
1	830
2	860

Tabla VIII.7

Las rocas calcáreas silíceas que contienen además alúmina se pueden estudiar con el diagrama quemográfico  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ , como los de la Figura VIII.8. Una reacción típica de la facies anfibolita (o corneana de hornblenda) es la siguiente:



Grosularia      Cuarzo      Wollastonita      Anortita  
y de la facies corneana de piroxeno:



Grosularia      Wollastonita      Anortita      Gehlenita ita

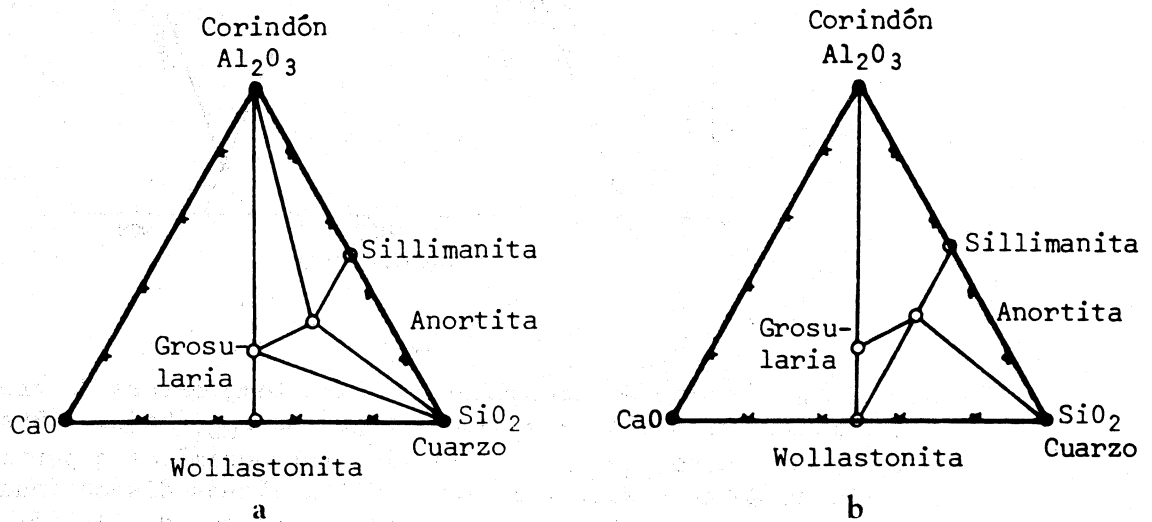


Figura VIII.8.a Paragénesis minerales coexistentes en el sistema  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . Figura VII.8.b. Paragénesis minerales coexistentes en el sistema  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  ; a temperaturas mayores que en la figura anterior.

En la Figura VIII.9 se observan los campos de estabilidad de ambas reacciones.

Una roca calcárea sometida a condiciones especiales de metamorfismo de contacto de muy alta temperatura y presiones muy bajas puede dar lugar a la formación de silicatos de calcio o de calcio y magnesio bastante raros, unos dentro de la parte superior de la facies corneana de piroxeno y otros en la facies sanidinita. Dichos minerales son la monticellita, akermanita, espurrita, melilita, merwinita, larnita, tilleyta y rankinita.

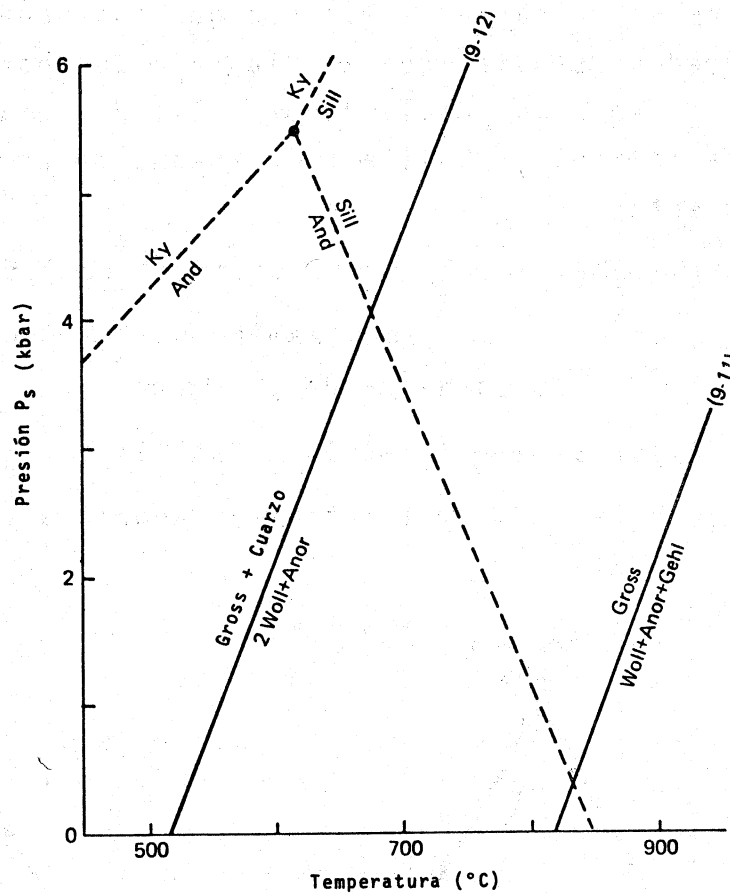
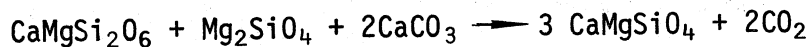


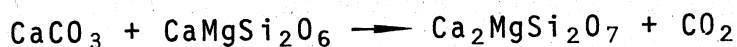
Figura VIII.9 Límite de estabilidad a alta temperatura de grossularia y la asociación grossularia + cuarzo bajo una  $P_{CO_2}$  baja. (Basado en Newton, 1966; Storre, 1970, y Cálculos termoquímicos a partir de las constantes de Robie y Waldbaum, 1968). Las líneas discontinuas representan los campos de estabilidad de los minerales de  $Al_2SiO_5$ .

La monticellita es el primer mineral en formarse a 1kb de presión, 755°C de temperatura y una concentración del  $CO_2$  en el fluido ( $X_{CO_2}$ ) de 0.1, por medio de la siguiente reacción:



Diópsido    Forsterita    Calcita                    Monticellita

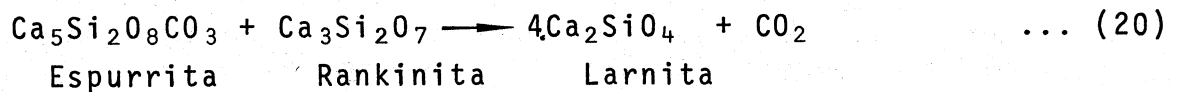
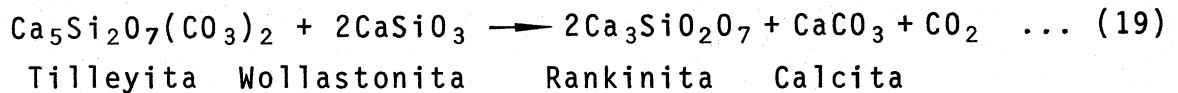
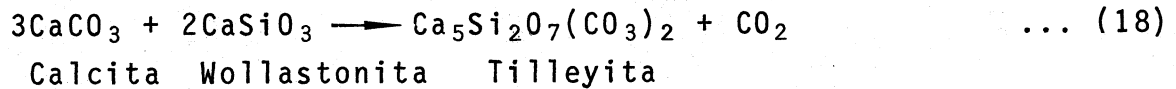
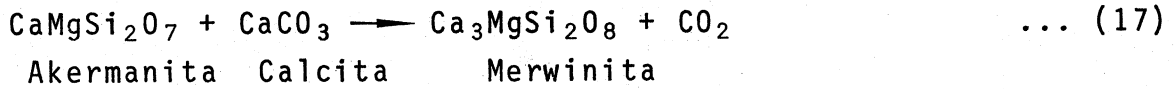
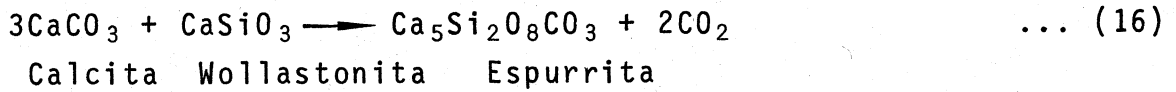
Después le sigue la akermanita, bajo las mismas condiciones de presión y  $X_{CO_2}$ , pero a 790°C, a partir del diópsido y la calcita, del modo siguiente:



Calcita    Diópsido                    Akermanita



Exclusivas de la facies sanidinita son las reacciones que se indican a continuación:



Reacciones que se producen bajo las siguientes condiciones:

Reacción	T (°C)	P <sub>CO<sub>2</sub></sub> (bars)
16	850	40
17	890	1000
18	990	500
19	1100	500
20	1000	250

Tabla VIII.8

En el diagrama quemográfico de la Figura VIII.10 se indican algunas asociaciones típicas de la facies sanidinita

## V. METASOMATISMO

Uno de los aspectos interesantes del metamorfismo de contacto es que, con frecuencia, es metasomático, pues se genera una gran movilidad de diferentes elementos como el boro,

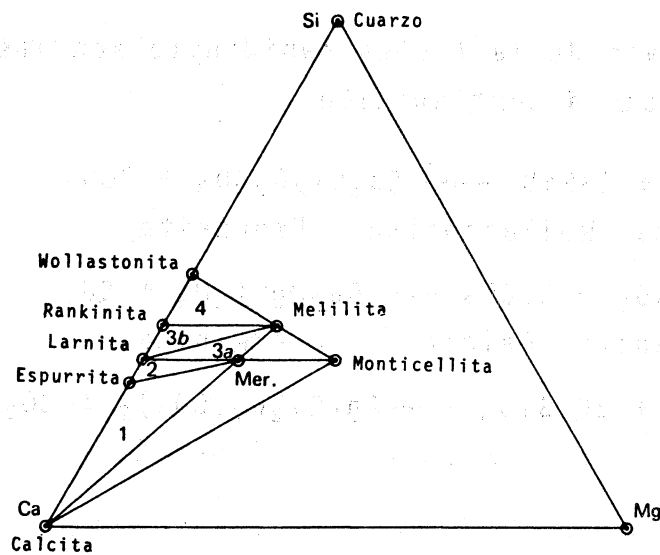


Figura VIII.10 Facies de sanidinita. Asociaciones minerales formadas por la reacción entre Nódulos de pedernal y la calcita que los contiene (creta), Seawt Hill, Irlanda (basada en C.E. Tilley, 1942), en el contacto con una intrusión de diabasa.

flúor, cloro, hierro, azufre, sodio, potasio y silicio. Este fenómeno es muy espectacular en las rocas calcáreas y pelíticas. pero en las demás clases químicas es prácticamente inexistente.

En la Tabla VIII-9 se ilustran los minerales metasomáticos característicos de las rocas calcíticas, dolomíticas y pelíticas.

## VI. EJEMPLOS MUNDIALES

a) Región de Oslo, Noruega. V.M. Goldschmidt (1911) en su estudio clásico sobre la región de Oslo, examinó un grupo de rocas del Paleozoico de las secuencias pelítica, cuarzo-fel despática, calcárea y básica que fueron sometidas a metamorfismo de contacto por la intrusión de stocks y lacolitos de essexitas, sienitas y granitos. La importancia de esta zona radica, entre otras cosas, en que fue ahí donde Eskola (1915) definió la facies de corneana, denominada actualmente corneana de piroxeno. En la mayoría de las aureolas las asociaciones de esta facies están confinadas a la aureola interna, la cual pasa gradualmente a la aureola externa, caracterizada por las asociaciones de la facies corneana de hornblenda (o anfibolita, según la terminología de Eskola).

ELEMENTO	ROCAS CALCITICAS	ROCAS DOLOMITICAS	ROCAS PELITICAS
Boro	Axinita Datolita Damburita		Turmalina Dumortierita
Flúor	Fluorita Cuspidina, Custerita Idocrasa Fluorapatita	Humitas Clinohumitas Condrodita	Topacio Apofilita
Cloro	Cloropatita Marialita		
Hierro	Andradita Pistachita, Hedenbergita, Oxidos y Sulfuros diversos	Diópsido Actinolita	
Azufre	Sulfuros diversos Escapolitas		
Sodio	Nefelina	Anfíboles y piroxenos sódicos	Albitización Propilitización
Potasio	Fenitización	Fenitización	Sericita. Adularia. Greisenización. Fenitización
Silicio	Cuarzo Wollastonita Silicatos diversos	Silicatos diversos	Cuarzo

Tabla VIII.9

A pesar de su amplio intervalo en composición, las corneas de la aureola interna tienden a ser mineralógicamente simples, pues contienen cuatro o cinco fases abundantes, observándose además que ciertas parejas de minerales, tales como hiperstena + anortita aparecen con frecuencia, mientras que parejas químicamente equivalentes a ésta, tales como diópsido + andalucita, no se encuentran. Ambos factores (correlación de las asociaciones mineralógicas

con la composición química de las rocas así como su simplicidad) condujeron a Goldschmidt a suponer que las rocas habían alcanzado un equilibrio durante las condiciones físicas en las que se desarrolló el metamorfismo.

Goldschmidt distinguió 10 clases de corneanas a las que denominó de acuerdo con sus minerales típicos y que se ilustran en el diagrama quemográfico de la Fig. VIII.10. Las cuatro primeras corresponden a las clases químicas pelítica y cuarzo-feldespática. Las tres siguientes a la secuencia básica y las tres últimas a la calcárea, y son las siguientes:

- Clase 1. Andalucita-cordierita
- Clase 2. Andalucita-cordierita-plagioclasa
- Clase 3. Cordierita-plagioclasas
- Clase 4. Cordierita-plagioclasa-hiperstena
- Clase 5. Plagioclasa-hiperstena
- Clase 6. Plagioclasa-diópsido-hiperstena
- Clase 7. Plagioclasa-diópsido
- Clase 8. Plagioclasa-diópsido-grosularia
- Clase 9. Diópsido-grosularia (-idocrasa)
- Clase 10. Diópsido-grosularia-wollastonita(-idocrasa)

La ortoclasa y el cuarzo son miembros posibles de todas las asociaciones. No obstante el porcentaje de cuarzo disminuye a medida que crece el número de la clase y por lo general está ausente en las clases de la secuencia calcárea (8 a 10); en su lugar aparece la calcita, como era previsible de acuerdo con la regla de las fases. En las clases de la 1 a la 7 a menudo se encuentra la biotita como mineral tipomorfo mientras que la moscovita aparece como mineral de alteración.

De las evidencias estratigráficas dedujo Goldschmidt que el metamorfismo de la región de Oslo acaeció a profundidades someras, correspondientes a un intervalo comprendido entre 400 y 1000 bars.

De acuerdo con Turner y Verhooogen (1951, 1960) las presiones de este orden parecen ser las típicas de la facies corneana de piroxeno, mientras que el campo probable de temperatura, para valores de  $P_{H_2O}$  y  $P_{CO_2}$  entre unos cuantos centenares y 1500 bars, como se muestran en la Figura VIII.11, estarían en los alrededores de los 600 a 700°C para el inicio de la facies, dado por la descomposición de la moscovita (curva M):

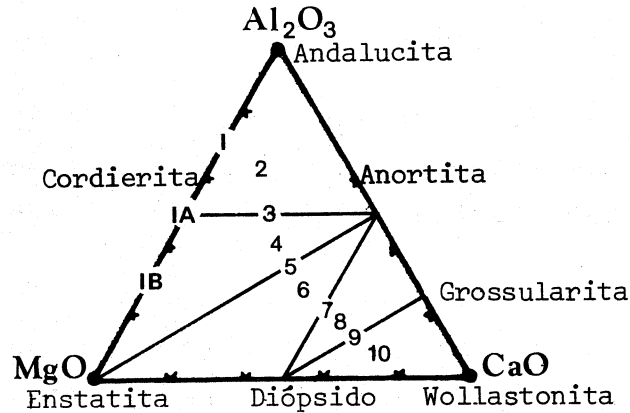


Figura VIII.11.a Diagrama que muestra las asociaciones de las corneanas de Olso, Noruega, distinguidas por Goldschmidt.

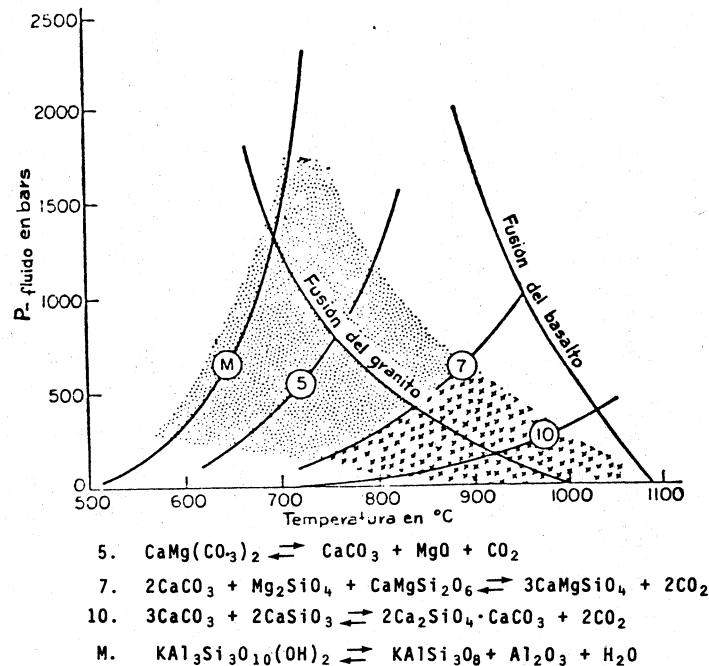
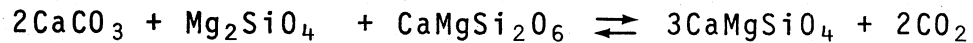


Figura VIII.11.b Condiciones físicas de la facies de las corneanas piroxénicas (puntos) y la facies de las sanidinitas (cruces). Las curvas del equilibrio univariante son: Para 5, 7 y 10  $P_{CO_2} = P_{fluido}$ ; para M y las dos curvas de fusión  $P_{H_2O} = P_{fluido}$ .



Moscovita                      Ortoclasa      Corindón

y el límite superior de la facies entre los 700 y 900°C, -  
de acuerdo con la reacción 7 de Bowen:



Calcita      Forsterita      Diópsido      Monticellita

que indica la aparición de la facies sanidinita.

b) Aureola de Beinn an Dubhaic, Isla de Skye, Escocia. Basándose en los estudios de Tilley realizados en 1951, Mason (1978) y Turner (1981) describen esta aureola del modo siguiente:

En el área de Bradford, el granito de Beinn y Dubhaic, de unos 5 km<sup>2</sup> de afloramiento desarrolló una aureola de contacto en una roca cámbrica cuya composición varía de caliza dolomítica a dolomía y que contiene nódulos de peder<sub>na</sub>l, a menudo concentrados en capas paralelas a la estratificación (Fig. VIII.12).

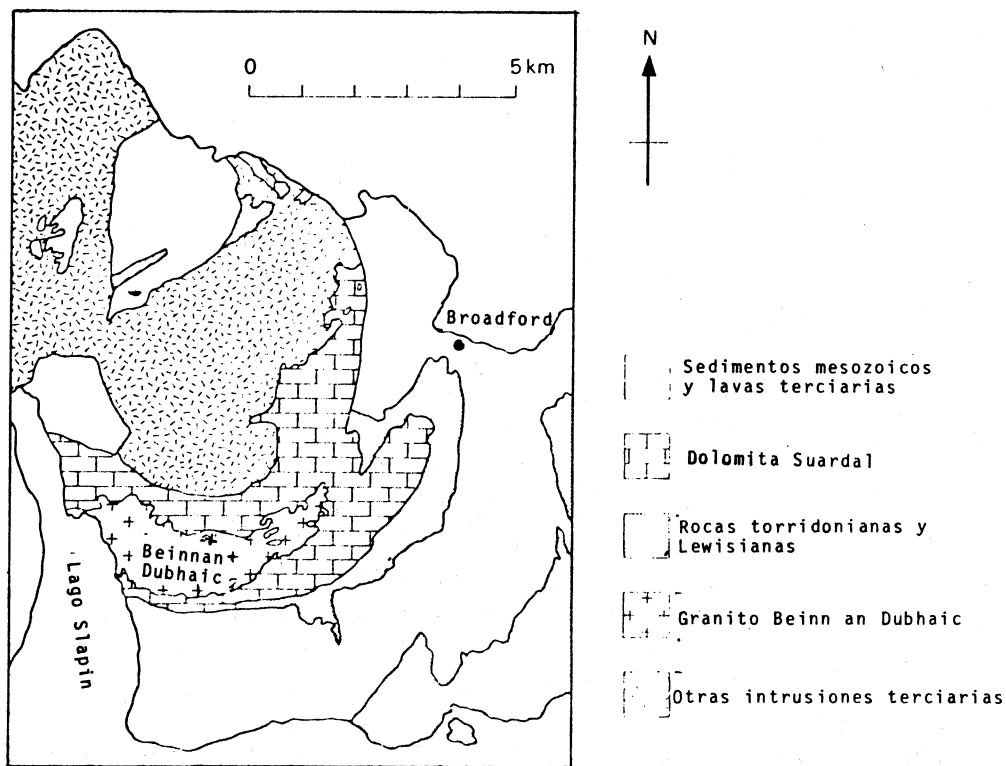
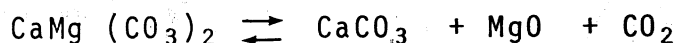


Figura VIII.12 Bosquejo geológico de parte del centro ígneo terciario de la Isla de Skye, que muestra el granito Beinn an Dubhaic. Basado en Stewart (1965).

En las cercanías de su contacto con el granito la dolomita se alteró del modo siguiente:



Dolomita                  Calcita                  Periclasa

A esta reacción de descomposición de la dolomita con escape de bióxido de carbono Harker la denominó de dolomitización. La periclasa no es estable bajo condiciones superficiales y se hidrata a brucita.

Los nódulos de pedernal reaccionan con la dolomita dando lugar a talco en la parte externa de la aureola, mientras que cerca del contacto con el granito se originan capas alternas de diópsido y forsterita. La secuencia de minerales existentes en función directa del aumento en la intensidad del metamorfismo son: talco, tremolita, diópsido, forsterita, periclasa y wollastonita, los que aparecen con frecuencia como bordes de reacción individuales rodeando a los nódulos de pedernal a excepción de la periclasa que sólo se encuentra en la roca dolomítica.

Los cambios en las asociaciones mineralógicas estables posibles se resumen en la Fig. VIII.13. La roca dolomítica con sus nódulos de pedernal se pueden estudiar en el sistema cuaternario  $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO-CO}_2$ . Los triángulos de la figura son proyecciones de puntos dentro del tetraedro en la cara  $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ . Los cambios involucrados al aumentar la intensidad del metamorfismo implican una descarbonatación progresiva, es decir un escape gradual de  $\text{CO}_2$ . Las partes sombreadas de los triángulos representan asociaciones en las que este componente ha desaparecido por completo.

#### VII. EJEMPLO MEXICANO: DISTRITO MINERO DE CONCEPCION DEL ORO, ZACATECAS (Mapes et.al. 1968)

a) Localización. El distrito se encuentra en el extremo NE del Estado de Zacatecas, a 115 km al SW de la Ciudad de Saltillo, Coah., próximo a los límites con la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (Fig.VIII.14).

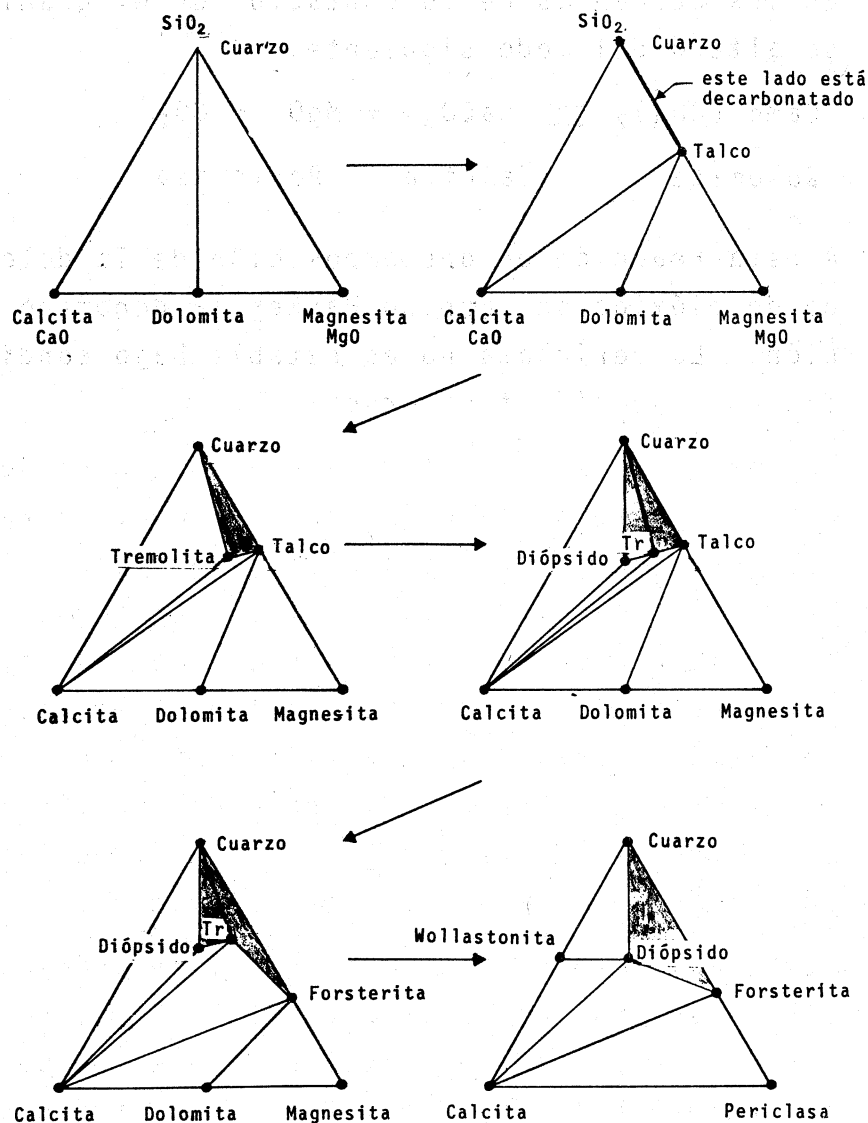


Figura VIII.13 Secuencia de diagramas triangulares  $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - \text{MgO}$  para ilustrar la decarbonatación progresiva de las dolomitas silíceas en la Aureola Beinn en Dubhaic. Las partes sombreadas de los triángulos representan asociaciones que están completamente decarbonatadas.

b) Estratigrafía. La secuencia estratigráfica está constituida por facies marinas cercanas a la costa, formadas por una serie de calizas con menores cantidades de lutitas calcáreas, que varían concordantemente desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, con espesores de varios miles de metros. La columna es la siguiente:



SERIE	PISO	FORMACION	CARACTERISTICAS	ESPESOR EN m
CRETACICO SUPERIOR	Santoniano	Parras	Lutitas calcáreas negras con algunas capas de areniscas.	1 300
	Coniaciano	Caracol	Lutitas grises oscuras interestratificadas con areniscas calcáreas pardas, localmente con lentes de calizas.	800
	Turoniano-Cenomaniano	Indidura	Calizas arcillosas grises interestratificadas con lutitas pardas.	180
		<i>¿Discordancia?</i>	?	
CRETACICO INFERIOR	Albiano	Cuesta del Cura	Calizas azules oscuras con abundantes lentes de pedernal.	310
	Aptiano	La Peña	En la cima: Argilitas y bandas de pedernal. En la parte media: Capas delgadas de caliza arcillosa gris. En la base: Calizas grises en estratos gruesos.	± 120
			<i>¿Discordancia?</i>	?
	Barremiano	Cupido	Calizas grises claras con estilolitas y nódulos de pedernal gris, con concreciones de pirita	± 340
		<i>¿Discordancia?</i>	?	
JURACICO SUPERIOR	Hauteriviano-Valanginiano	Taraises	Calizas grises pardas en estratos gruesos, con lentes y nódulos de pedernal negro y gris crema, con delgadas intercalaciones de lutitas.	± 140
			<i>¿Discordancia?</i>	?
	Titoniano-Kinmeridgiano	La Caja	Estratos delgados de argilita, lutita, caliza arcillosa y caliza con colores que varían de amarillento a gris y negro. Abundante pedernal negro en la parte superior.	40 - 150
	Oxfordiano Sup. (Argoviano)	Zuloaga	Estratos gruesos de calizas grises claras a oscuras, con intercalaciones de capas arcillosas amarillentas y líneas estilolíticas.	± 400

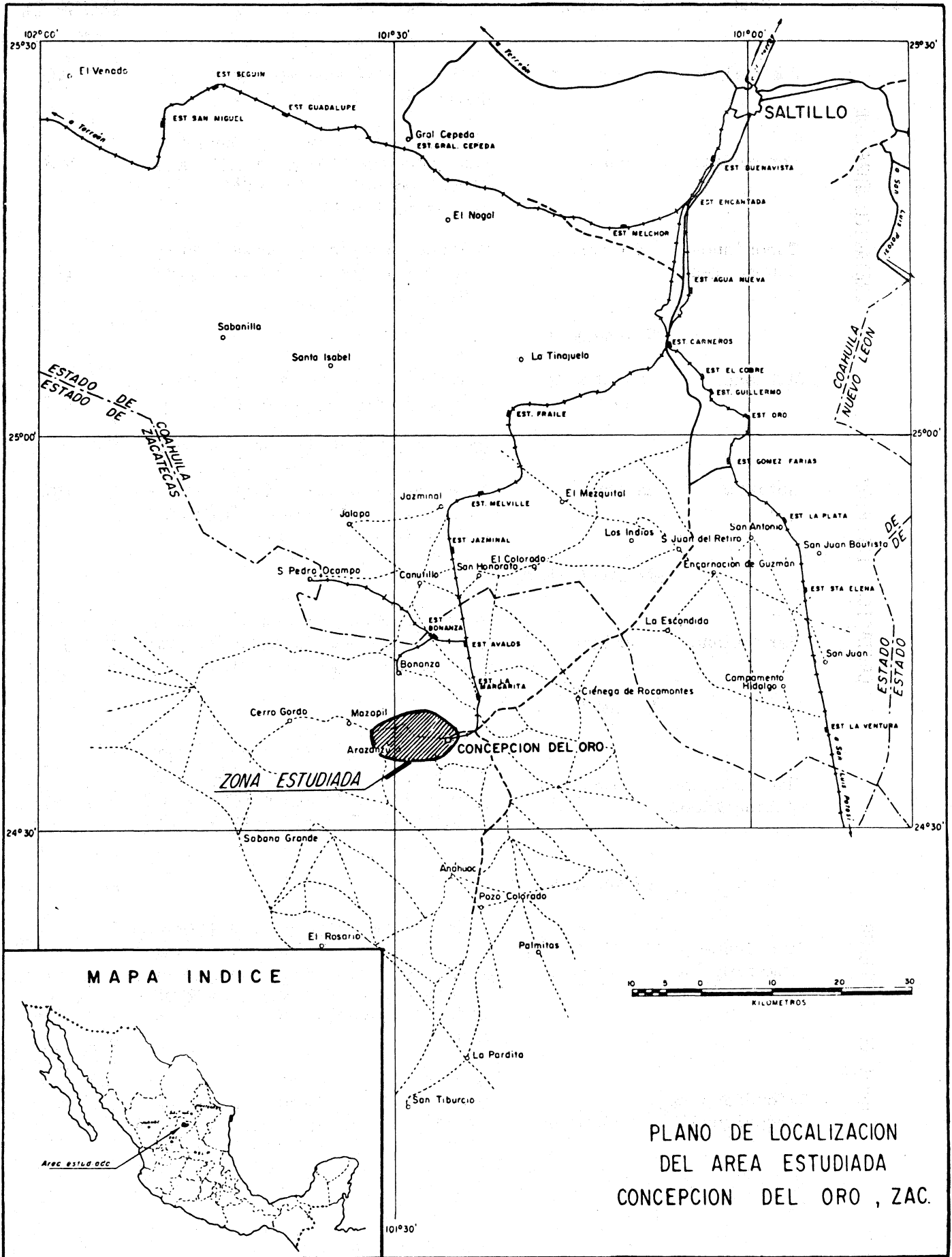


Figura VIII.14

c) Rocas intrusivas. Las rocas ígneas más antiguas del distrito y también las más importantes desde el punto de vista económica son dos "stocks" de granodiorita, separados por una franja de 150 m de Caliza Zuloaga, por lo que es muy probable que se unan a profundidad, toda vez que su composición es muy parecida. El "stock" de Concepción del Oro tiene una superficie aproximada de 9 km<sup>2</sup>. (Fig.VIII.15). Estos cuerpos ocupan principalmente los núcleos de los grandes pliegues anticlinales y afectan a toda la secuencia sedimentaria mesozoica, por lo que son posteriores a ella.

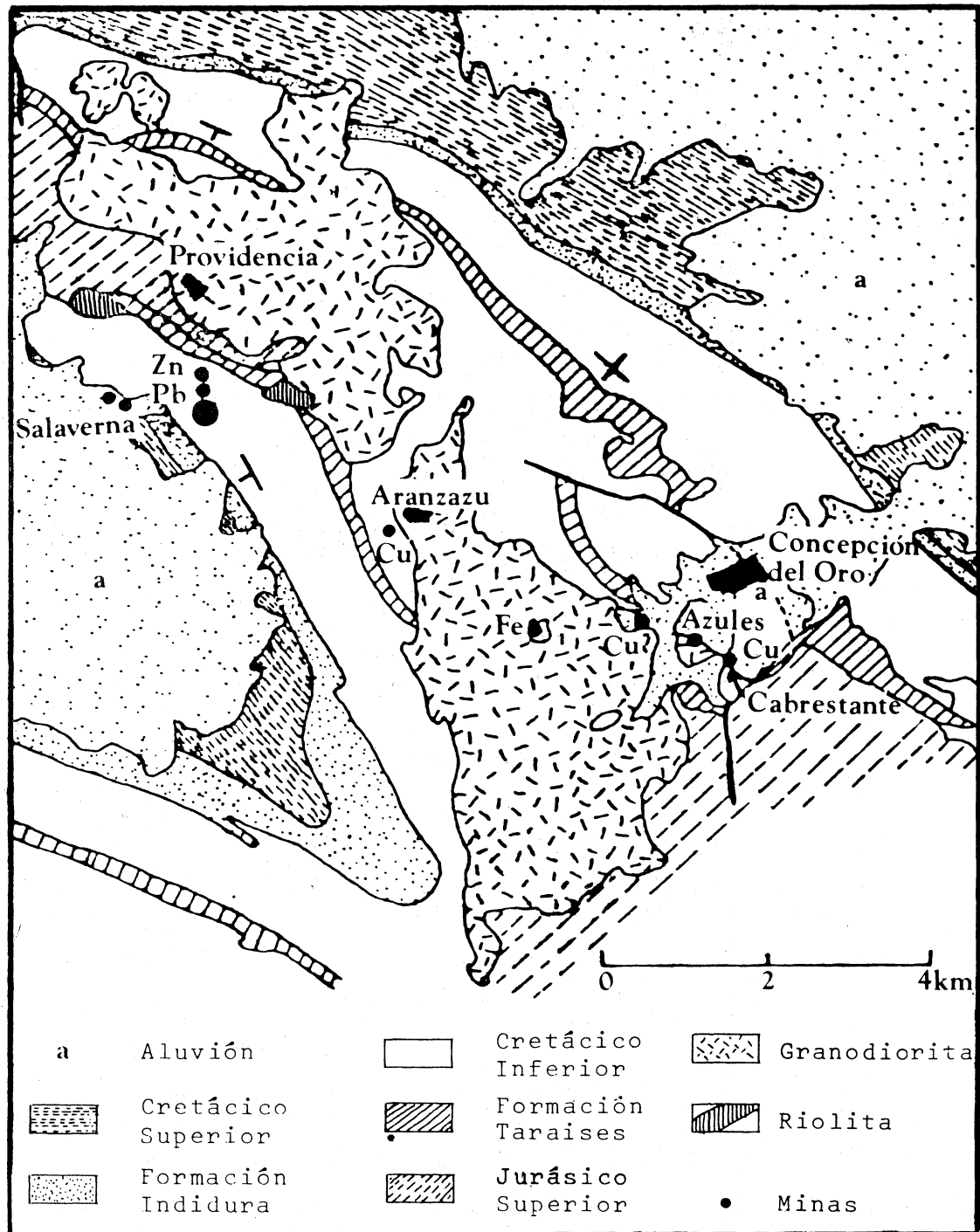


Figura VIII.15

Los contactos de los intrusivos son por lo general fuertes, en promedio de  $72^\circ$  y cortan abruptamente a menudo a los estratos de los sedimentos, pero otras veces son concordantes en grandes extensiones con los flancos de los anticlinales (Fig.VIII.16).

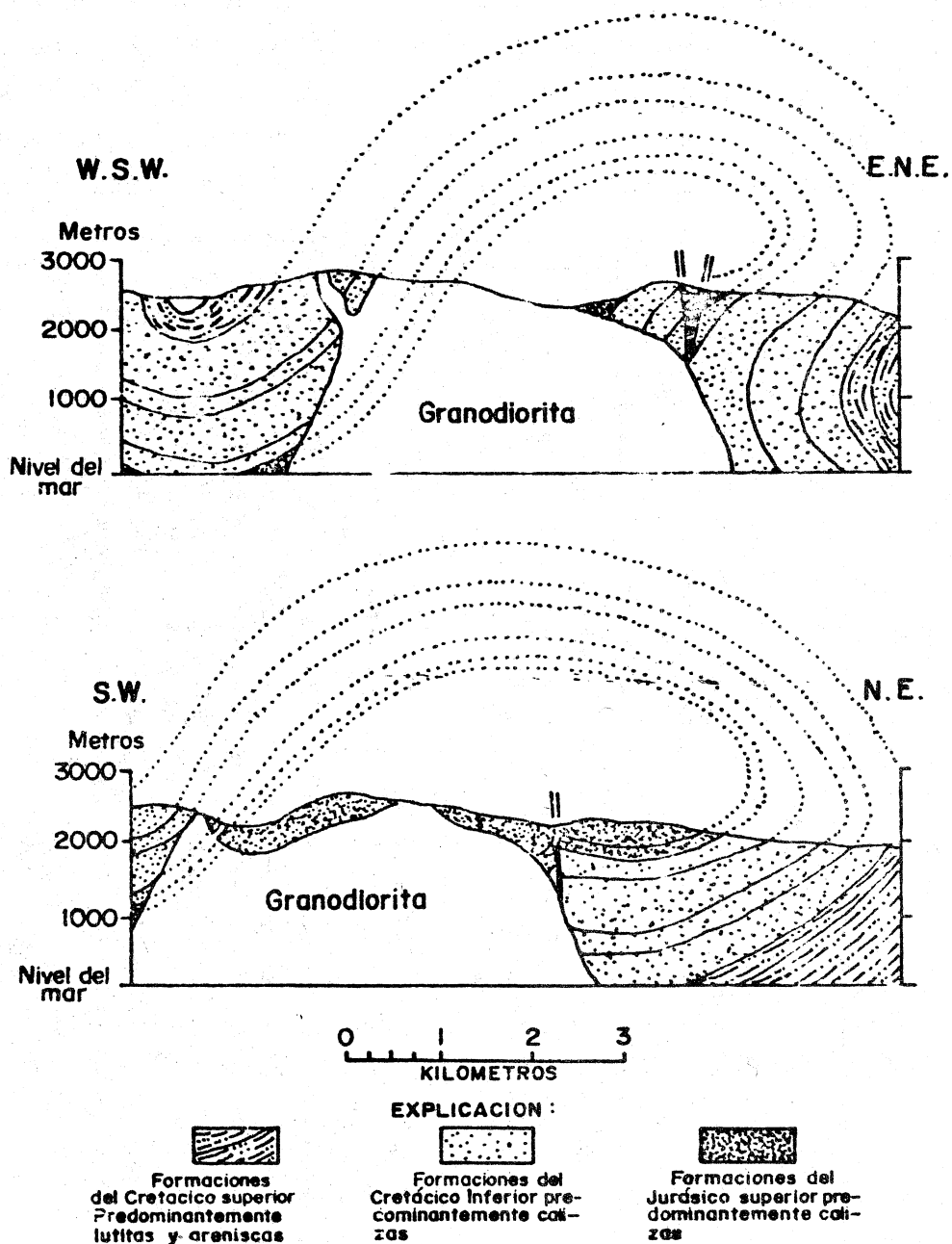


Figura VIII.16

Estos cuerpos muestran un notable sistema de fracturas que se supone se desarrollaron por esfuerzos de tensión originados durante su período de enfriamiento. Los dos sistemas

principales poseen, uno rumbos de 10 y 15° al NW, con echados prácticamente verticales o ligeramente dirigidos al SW, y el otro de rumbo NS y echados fuertes hacia el E. Algunas de las fracturas están rellenas de turmalina o granate y más raramente con rocas de composición alaskítica o aplítica granítica. Otras de ellas contienen mineralización económica (Fig. VIII.17).

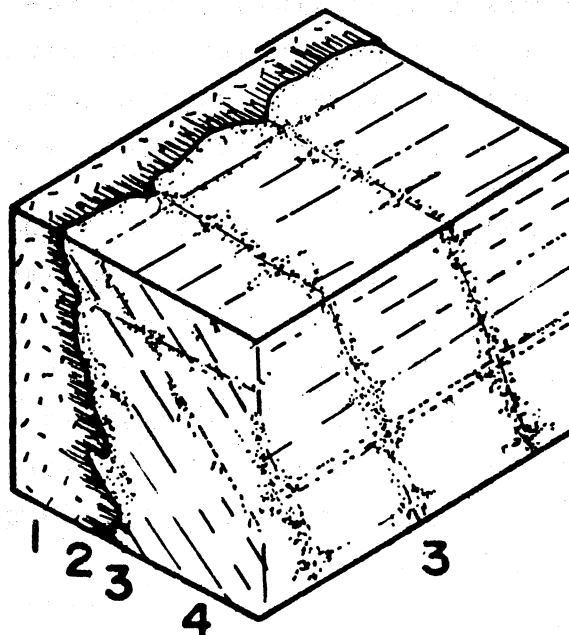


Figura VIII.17

La composición de los stocks es principalmente granodiorítica, pero puede variar en forma local a granítica, cuarzomonzonítica, cuarzodiorítica y diorítica. Estas variaciones se han interpretado como debidas a asimilación de grandes porciones de las rocas sedimentarias, porque se manifiestan sobre todo en las cercanías de los contactos con éstas,

La granodiorita fresca es frisácea, tornándose verde rojiza por intemperismo, y su textura es generalmente porfirítica de grano medio, con fenocristales subedrales de plagioclasa como de un centímetro de longitud, rodeados de granos más pequeños de cuarzo y máficos que a su vez se encuentran embebidos en una matriz más fina constituida sobre todo de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa. Los minerales máficos más abundantes son biotitas y clinopiroxeno (diópsido), mientras

que la hornblenda es relativamente escasa. Los minerales accesorios son magnetita, ilmenita, apatito y zircón. En las cercanías de los contactos con los sedimentos aumenta considerablemente la cantidad de magnetita y aparecen especularita, epidota y cuarzo.

Existen, además, infinidad de cuerpos más pequeños asociados a la granodiorita tales como apófisis en forma de chimeneas de la misma composición, cercanas al contacto y que penetran en los sedimentos, así como diques y "sills" (diquestros) fundamentalmente riolíticos, aunque pueden variar en composición a cuarzolíticos y dacíticos.

d) Rocas volcánicas. La única roca volcánica dentro del distrito es una riolita que aflora en las cercanías de la Mina San Marcos en forma de corrientes, productos piroclásticos y posiblemente cuellos volcánicos. Fuera del área se observan también dacitas. Ambas son posteriores al tiempo de emplazamiento de la granodiorita, pues se depositaron sobre una superficie de erosión que afectó a ésta.

e) Estructuras regionales. Las fuerzas de compresión originadas por la Revolución Laramide actuaron en dirección más o menos perpendicular a los bordes de las antiguas penínsulas de Tamaulipas y Coahuila, o sea de oeste a este en la zona oriental y de sur a norte en la parte norcentral. Lo más sobresaliente de la deformación es el cambio abrupto en el rumbo tectónico general de la Sierra Madre Oriental. En consecuencia, el Distrito Minero de Concepción del Oro se encuentra en una zona muy importante de flexión, lo que quizás sea de gran interés para la localización de la mineralización (Figura VIII.18).

Diferentes características de esta área, por lo que respecta a plegamientos, fallamientos y distribución de las rocas intrusivas y su mineralización asociada, sirven como base para su división en tres provincias geológicas (Rogers et.al. 1961), que, de norte a sur son:

Faja de Sierras y Valles

Faja de Sierras y Llanuras

Faja Mineral

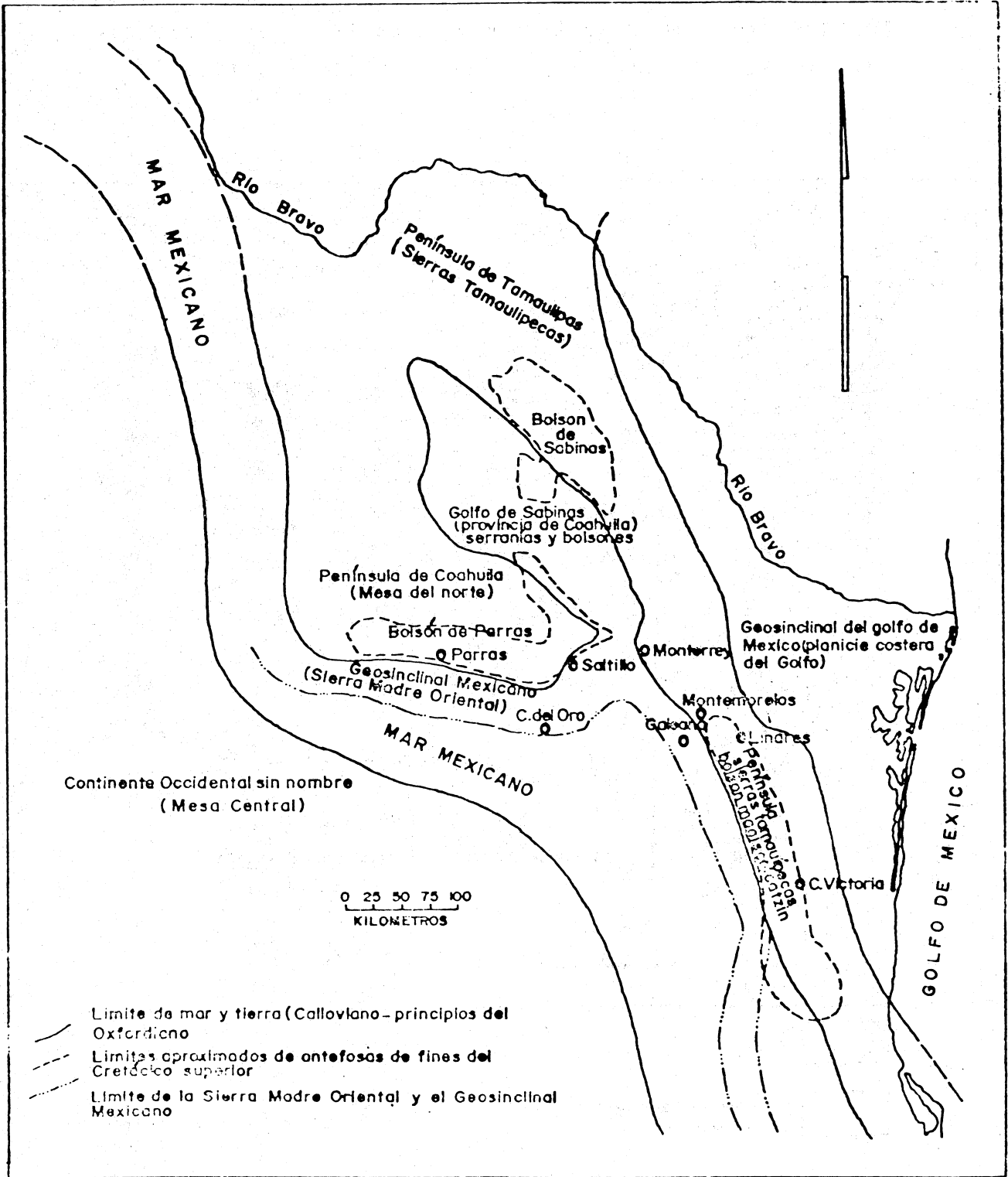


Figura VIII.18

En la última de ellas es donde se localiza el distrito en cuestión y se produjo un intenso fallamiento y actividad ígnea que dio como resultado que esta faja, a diferencia de las otras, esté bien mineralizada (Figura VIII.19).

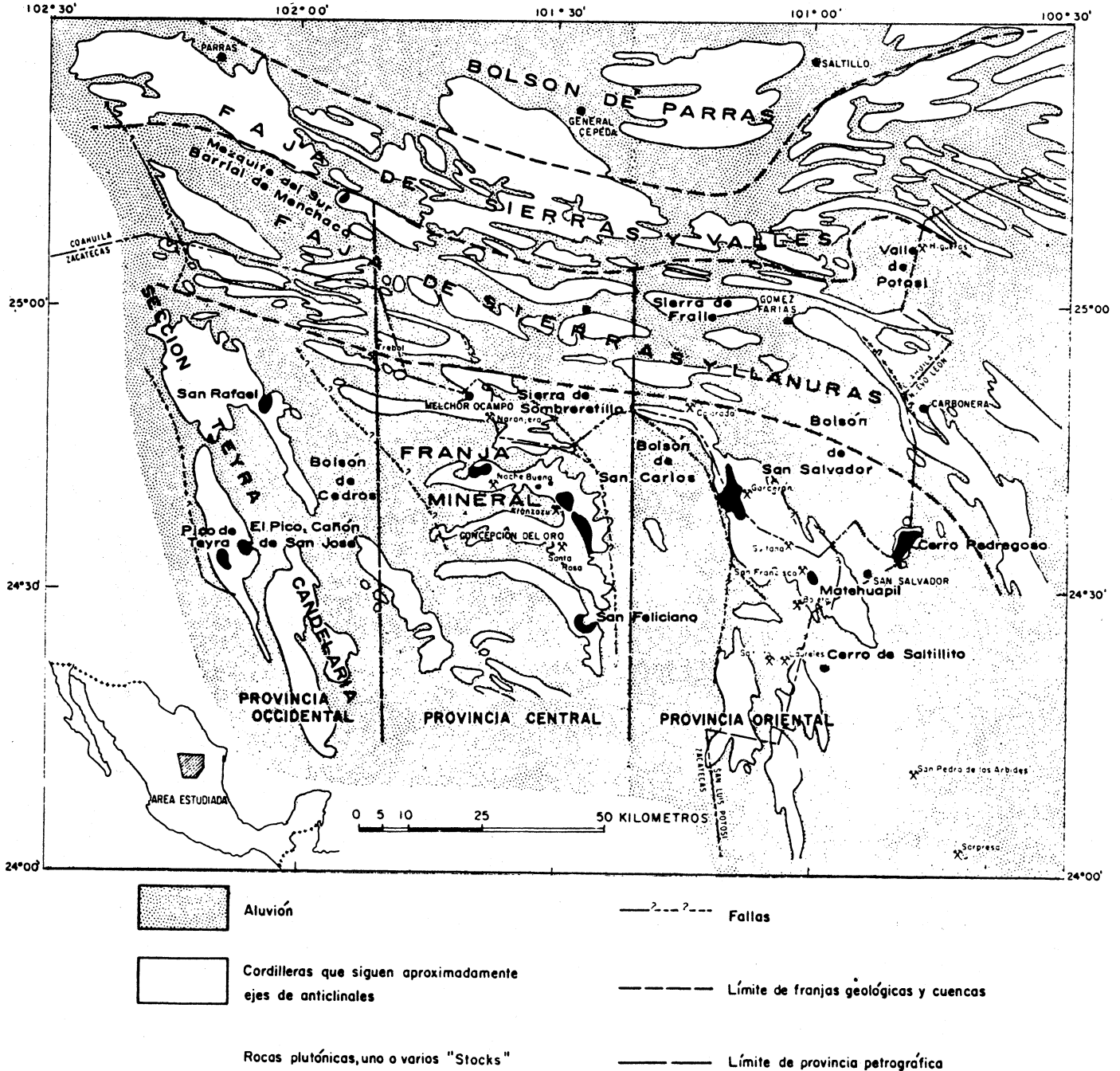


Figura VIII.19 Rogers, C.L., Z. de Cserna, E.Tavera, R.Van Vloten y J. Ojeda (1961). "Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí". Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Vol. 56, pp.32-38.



f) Estructura del distrito. El Distrito de Concepción del Oro se encuentra incluido en la estructura anticlinal de la Sierra de La Caja, la cual es una de las cuatro cordilleras anticlinales de la región, separadas entre sí por valles angostos de estructura sinclinal. En las inmediaciones de Concepción del Oro, el anticlinal es recumbente a recostado. Los stocks fueron emplazados en forma discordante en el núcleo de éste, provocando fallamiento en algunos lugares.

g) Relaciones de la estructura y la mineralización. Los yacimientos minerales del distrito están íntimamente asociados al contacto de la masa intrusiva principal o de sus apófisis con las formaciones sedimentarias adyacentes.

Puede decirse que existen manifestaciones minerales en casi todas las formaciones del Jurásico y Cretácico; sin embargo, los grandes cuerpos minerales muestran una marcada afinidad por la Caliza Zuloaga y en mucha menor escala con las formaciones que se hallan encima de ella, en particular La Caja y Taraises. La causa se puede atribuir a controles físico-químicos y estructurales; los primeros debidos a que dicha caliza es bastante pura, de grano grueso y porosa; los segundos, a que por ser la formación más antigua del distrito, está en contacto con el intrusivo por grandes extensiones.

Existen en el distrito muchos controles de la mineralización que son:

- Los contactos de los intrusivos con los sedimentos
- Fallas y fracturas
- Capas y contactos sedimentarios favorables
- Flexiones horizontales orientados hacia afuera de los anticlinales o áreas de menor presión.

h) Metamorfismo. Los efectos provocados en los flancos de los intrusivos son de tres tipos:

- Endomorfismo de la granodiorita
- Aureola interna de metamorfismo de alta temperatura
- Aureola externa de recristalización

El endomorfismo se refiere a los cambios sufridos por el intrusivo por reacciones con la roca encajonante, en este caso por asimilación de la cal de los sedimentos con la formación de granate, diópsido y epidota; en aquellos lugares en donde dicho fenómeno fue más intenso la roca se granatizó a tal grado que no es posible distinguirla de las masas de granate provenientes de los sedimentos. La composición de este mineral es más rica en grosularia que en andradita en el intrusivo, mientras que en las calizas es lo contrario. Esto se ha explicado suponiendo que en las calizas se debió a la introducción metasomática de hierro, mientras que en el granito al predominio de la alúmina. El color del granate varía dentro de amplios tonos de amarillo a verde, presentando a menudo estructura zonal con un núcleo más oscuro y una periferia más clara; al microscopio muestra anisotropía anómala mostrando bandas o zonas más bien definidas. La matriz de la granodiorita porfídica fue sustituida por una mezcla de granate con cuarzo, calcita, apatita, pirita y calcopirita, con diópsido o wollastonita.

En algunos casos es posible observar la textura original intrusiva, así como algunos fenocristales de plagioclasas muy alterados, con ortoclasa, cuarzo y diópsido.

La asociación frecuente de cuarzo con wollastonita en esta zona indica que las condiciones de temperatura sobrepasaron los  $580^{\circ}\text{C}$  pero fueron inferiores a los  $1000^{\circ}\text{C}$ , ya que no se observó tridimita, si es que se trata de cuarzo -  $\alpha$  pseudomorfo de cuarzo -  $\beta$ , cosa que no especifican los autores. Si fuese cuarzo original, andaría en un entorno a la primera temperatura señalada.

La parte de la aureola interna en contacto con el intrusivo tiene un gran interés económico porque en ella se alojan los minerales de mena que son más o menos contemporáneos a los silicatos. Su anchura varía desde unos cuantos centímetros hasta algunas decenas de metros. Los silicatos más abundantes son el granate, la idocrasa y calcita y en menor escala diópsido, escapolita y wollastonita.

El resto de la aureola interna, tiene una extensión muy irregular (de unos cuantos metros hasta varias centenas de metros) y la mineralización resultante depende de la composición de la roca original, como se muestra en la Tabla VIII-10.

ROCA ORIGINAL	MINERALES DE GANGA RESULTANTES
Caliza Zuloaga	Granate <sup>+++</sup> Diópsido, wollastonita, calcita o cuarzo <sup>++</sup> Escapolita <sup>+</sup>
Formación La Caja	Wollastonita <sup>+++</sup> Granate <sup>++</sup> Diópsido, tremolita, calcita, idocrasa <sup>+</sup> Ausencia de cuarzo
Formación Taraises	Wollastonita <sup>+++</sup> Granate, diópsido, calcita y escapolita <sup>++</sup> Tremolita <sup>+</sup>

+++ Muy abundante

++ Frecuente

+ Accesoria

Tabla VIII.10

Debido a su pureza, la Caliza Cupido se transforma a un mármol blanco cuyo grano varía de grueso a fino a medida que se aleja del intrusivo. En la formación La Peña se observa una intensa silicificación y en la Cuesta del Cura aparecen granates con diópsido y cuarzo; es importante hacer notar que en donde hay wollastonita el cuarzo está ausente.

En la aureola externa, cuya anchura varía desde unos cuantos metros hasta un kilómetro, los efectos metamórficos consisten sobre todo en una recristalización o marmorización intensa de la caliza, disminuyendo gradualmente el tamaño de los granos a medida que pasa a la caliza sin alterar, y también en una simple decoloración de los sedimentos. Dentro de ella es frecuente encontrar áreas de silicatos cálcicos diseminados, las que pueden sugerir la presencia de apófisis que aún no han sido descubiertas. El color oscuro de éstos se debe a la presencia de materia carbonosa, que en el caso de la Formación La Caja llega hasta un 21%, y que se halla recubriendo en forma de película a los granos de calcita.

Si el metamorfismo fue muy ligero, la materia carbonosa se transforma en grafito (de hecho, este mineral está reportado en el distrito) pero si es más intenso. la materia car

bonosa desaparece probablemente porque reaccionó para formar  $CO$  y  $CO_2$  que se escaparon produciendo la decoloración de la roca.

Las asociaciones mineralógicas señaladas permiten asignar a la facies corneana de piroxeno o parte superior de la corneana de hornblenda a la porción de la aureola interna más próxima al contacto, al resto de ésta a la facies corneana de hornblenda, mientras que en la aureola externa prevalecieron las condiciones de la facies corneana de albita-epidota.

i) Forma de los yacimientos. Se observan;

- Cuerpos tabulares, sensiblemente paralelos al rumbo de los estratos, a veces lenticulares, alargados en dirección del contacto con el intrusivo. o

- Chimeneas y cuerpos tubiformes, con secciones transversales elípticas, que constituyen la principal fuente de la mineralización del distrito y que han alcanzado áreas de hasta  $500 \text{ m}^2$  y han sido explotadas hasta profundidades de 1000 m. (Figuras VIII.21 y 22).

- Depósitos vetiformes, en general de valor económico escaso o nulo.

j) Mineralización. La mineralización de importancia económica es difernete en la Unidad de Concepción del Oro y en la de Avalos (Providencia). En la primera consiste en magnetita, hematita, specularita, calcopirita, con oro en pequeñas cantidades (menos de 2g/ton) y con proporciones, de insignificante valor económico de Zn, Pb y Ag; los minerales de ganga más abundantes son calcita, cuarzo, granate, idocrasa y wollastonita. En la Unidad de Avalos, en cambio, predominan la esfalerita y la galena; en menores cantidades hay calcopirita, tetraedrita, geocronita y bournonita, así como proporciones variables de plata y oro; la ganga consiste en calcita, con menores cantidades de cuarzo y pocos silicatos cálcicos y fluorita.

La secuencia de deposición se muestra en las Tablas VIII 11 y 12).

CROQUIS ISOMETRICO DE LAS DISTINTAS  
CHIMENEAS EN LAS MINAS PROVIDENCIA  
Y ALBARRADON  
DISTRITO DE AVALOS,  
ZACATECAS.

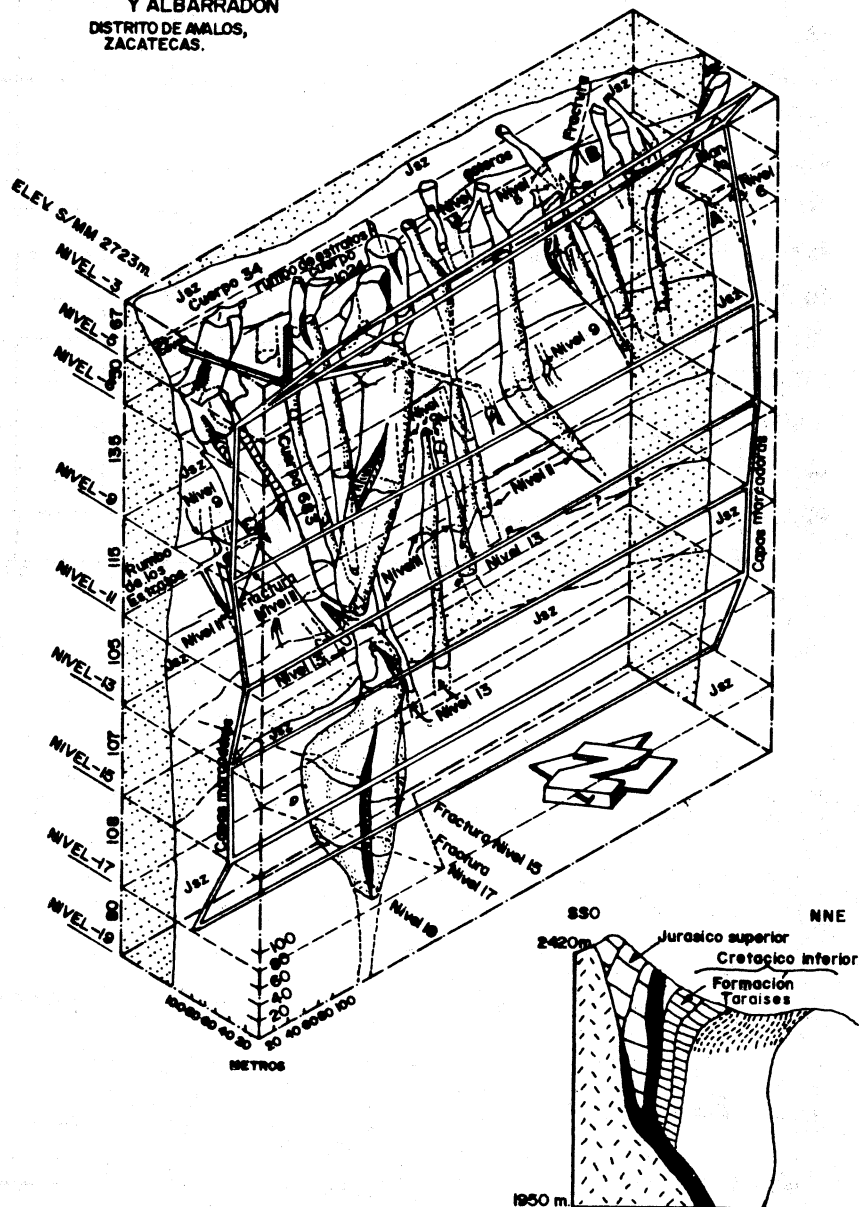


Figura VIII.20

k) Zoneamiento. La disposición de la mineralización hace suponer que la parte sudeste del distrito, es decir la Unidad de Concepción del Oro, corresponde al polo más caliente del intrusivo o bien a que en ésta el nivel de erosión ha sido más profundo que hacia la Unidad de Avalos-Providencia.

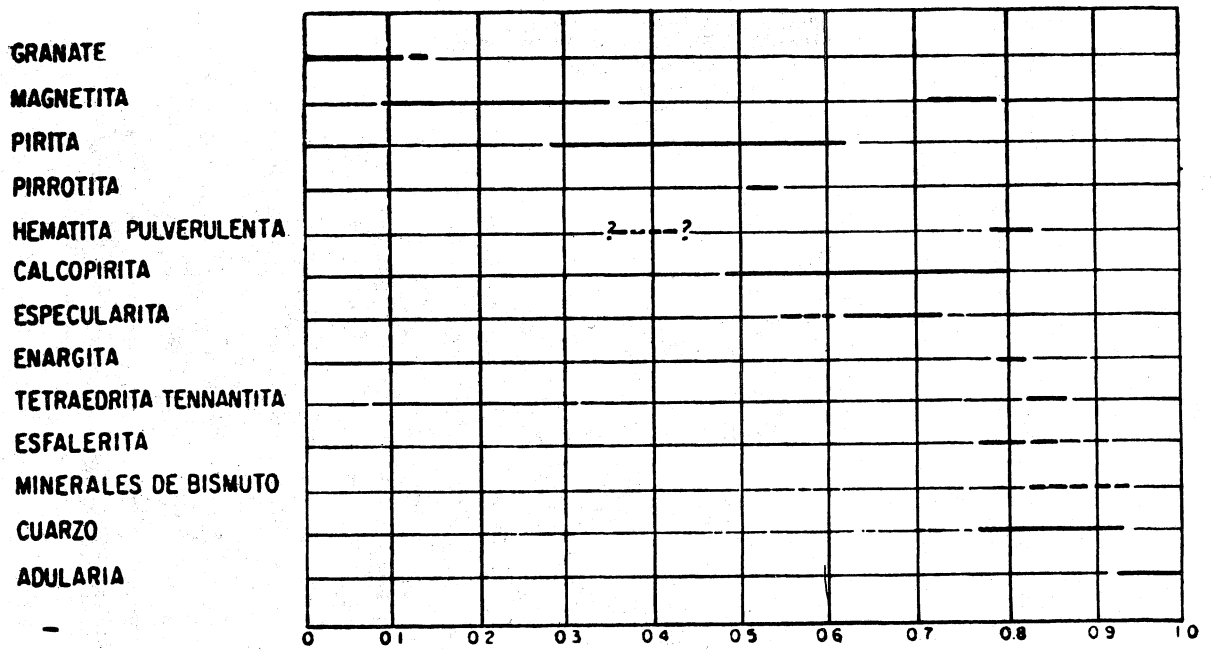


Tabla VIII.11

DESCRIPCIÓN DE LA MINERALIZACIÓN

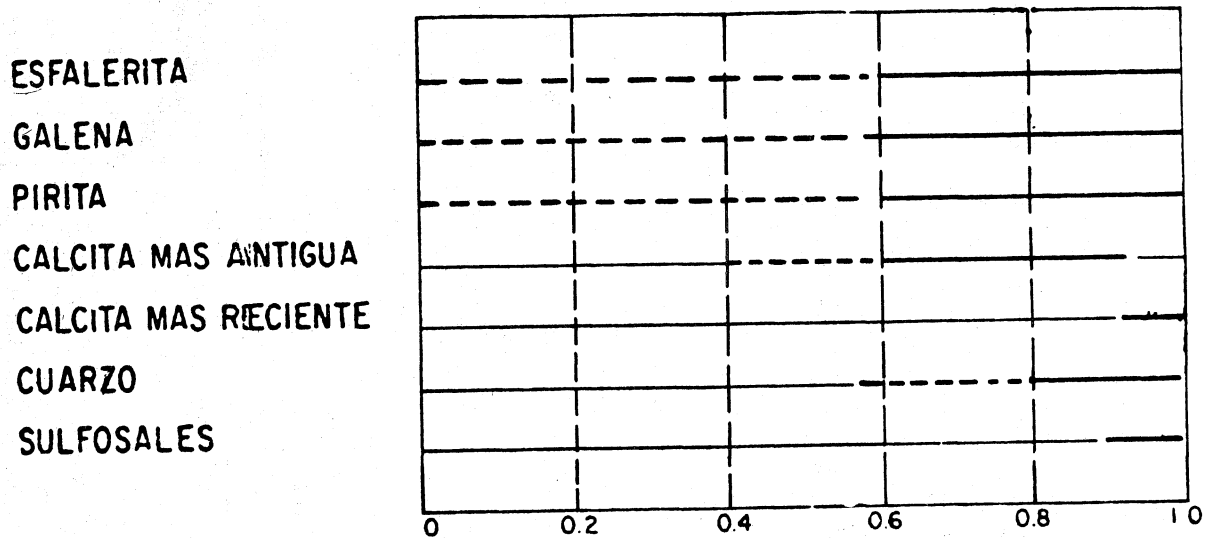


Tabla VIII.12 Diagrama paragenético de los cuerpos minerales Las Animas. Zinc West y Salaverna. Simplificado del de Sawkins (1964).

Todas las mineralizaciones cupríferas se explotan en la Unidad de Concepción del Oro, lo mismo que la ferríferas. En cambio las Zn, Pb y Ag dominan en la Unidad de Avalos Providencia. (Figura VIII.15).

En la primera de dichas unidades de zoneamiento es más bien horizontal, con Fe en la cúpula del intrusivo, Fe-Cu hacia los flancos y Cu-Zn, en la parte más alejada de dicho cuerpo. En cambio, en la Unidad de Avalos predomina el zoneamiento vertical sobre el horizontal; por lo general el contenido de plata disminuye con la profundidad, el plomo decrece gradualmente, mientras que el de zinc aumenta. Según cabría esperar, muchos de los cuerpos minerales terminan hacia abajo por el aumento de pirita; la calcopirita aparece sólo en los niveles inferiores aunque no en cantidades suficientes para que la producción de cobre sea importante.

De lo anterior se deduce que a escala regional, de áreas de alta temperatura a aquellas de más baja temperatura, hay un cambio gradual del cobre y óxidos de hierro, acompañados de un poco de oro a zinc y después a zinc y plomo con algo de plata.

1) Edad del intrusivo y la mineralización. Ohmoto et. al. (1966), analizaron tres tipos de muestras empleando los métodos de potasio-argón y rubidio-estroncio, con el fin de determinar las relaciones entre la granodiorita y la mineralización: 1) cuatro muestras de biotita y una por roca completa de la granodiorita; 2) tres muestras de moscovita intercrecida con sulfuros provenientes de la Mina Providencia, y 3) tres mezclas de albita y adularia provenientes de las últimas vetas del área de Concepción del Oro. Los análisis por K/Ar dieron una edad de 40 millones de años a la biotita, 34 m.a., a la moscovita y 38 millones de años a la adularia, con un error analítico probable de menos de 2 millones de años. Los análisis por Rb/Sr señalaron una edad de 41 millones de años a la biotita. Se concluyó que existe una relación genética entre los cuerpos

Ohmoto, H., S. R. Hart y H. D. Holland (1966). "Studies in the Providencia Area, México II, K-Ar and Rb-Sr ages of intrusive rocks and hydrothermal minerals. "Econ. Geol., v. 61, 1966, pp.1205-1213.

intrusivos, emplazados a fines del Eoceno o inicios del Oligoceno, y la mineralización, y que el intervalo de tiempo transcurrido entre el emplazamiento de la granodiorita y dicha mineralización osciló probablemente entre 1 y 3 millones de años.

m) Temperatura de mineralización. Sawkins (1964) realizó determinaciones de temperatura, por el método de inclusiones fluidas, a diversos ejemplares de blenda, cuarzo y calcita colectados en diferentes cuerpos minerales del área de Providencia. Los resultados obtenidos indican que, cuando menos, el último período de deposición mineral tuvo lugar entre las temperaturas de 205 a 365°C, que la esfalerita masiva se depositó a temperaturas mayores de 350°C, mientras que las del cuarzo y la calcita fueron inferiores, considerándose que el límite máximo para la deposición de la mineralización en Providencia fue de 425°C.

En el área de Concepción del Oro, Buseck (en Mapes et.al. op. cit.) hizo determinaciones empleando el mismo método y obtuvo temperaturas de 355°C  $\pm$  35 para el cuarzo, de donde se deduce que la blenda se depositó a temperaturas mayores; la coexistencia de pirrotita con pirita indica que se formaron a 500°C, de lo que se deduce que cuando menos parte de la mineralización de esa área se depositó a la misma temperatura de los contactos del intrusivo durante su emplazamiento.

n) Tonelaje y leyes. En las tablas VIII.13 y VIII.14 se muestran tonelajes y leyes típicas de dos minas, una de la región de Providencia y la otra en la de Concepción del Oro.

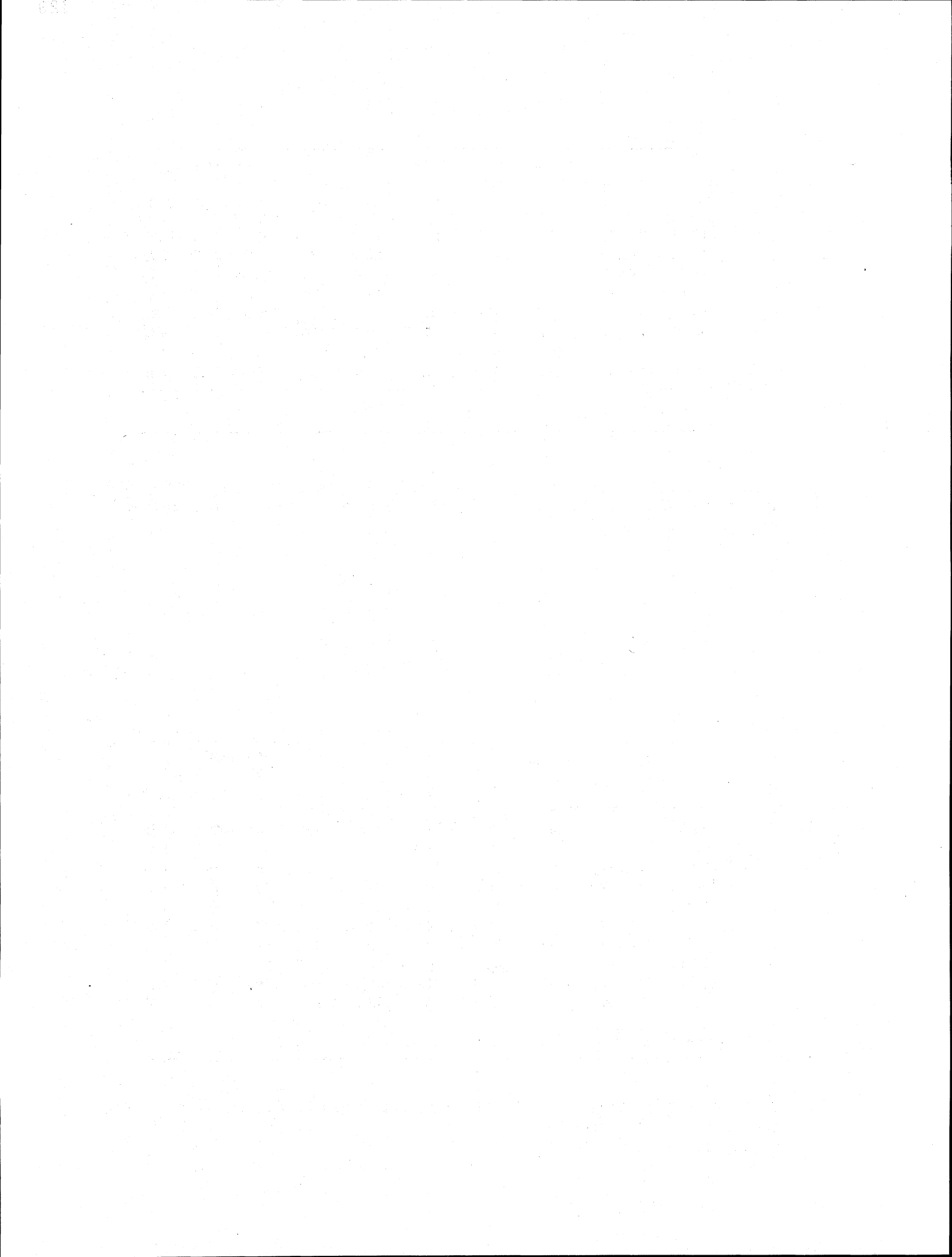


Nivel	Toneladas Métricas	Análisis				Proporciones metálicas			
		Au Gms.	Ag Gms.	Pb %	Zn %	Au/Pb	Ag/Pb	Ag/Zn	Zn/Pb
11-12	10,304	.83	340.8	10.9	20.79	.076	31.2	16.5	1.90
12-13	59,190	.44	240.4	8.16	22.20	.053	29.9	10.8	2.72
13-14	89,269	.31	199.9	6.16	20.9	.050	32.4	9.5	3.40
14-15	88,311	.31	201.4	6.0	19.4	.051	33.6	10.4	3.23
15-16	79,058	.31	195.6	6.6	17.9	.047	29.6	10.9	2.72
16-17	66,882	.30	186.5	5.95	18.7	.050	31.3	9.9	3.15
17-18	41,154	.25	160.5	5.30	17.6	.047	30.2	9.1	3.32
18-19	22,837	.20	163.8	4.51	19.9	.041	36.3	8.2	4.40
Totales: 457,005		.36	211.11	6.69	19.67				

Tabla VIII.13 Tonelajes, análisis y proporciones metálicas. 1936 - 1950 del Cuerpo Mineral Zinc West Mina, Providencia y Demasías del Paraiso (según Triplett, 1951).

Nivel	Toneladas Métricas	Análisis				Proporciones metálicas			
		Au Gms.	Ag Gms.	Pb %	Zn %	Au/Pb	Ag/Pb	Ag/Zn	Zn/Pb
7-8	9,905	1.33	381.1	14.7	18.5	.090	25.9	20.6	1.26
8-9	39,855	1.11	454.6	14.3	19.1	.077	31.8	23.8	1.33
9-10	80,881	.85	357.4	13.3	17.9	.064	26.9	19.9	1.34
10-11	141,963	.69	308.2	13.7	17.1	.050	22.5	18.0	1.25
11-12	109,781	.45	265.8	12.4	16.9	.036	21.4	15.7	1.36
12-13	95,762	.44	210.0	9.4	16.9	.017	22.3	12.1	1.80
13-14	108,401	.42	216.7	10.0	16.1	.042	21.6	13.4	1.61
14-15	147,386	.52	240.7	9.2	16.5	.057	26.1	11.5	1.79
15-16	109,160	.37	323.3	11.0	19.4	.033	29.4	16.7	1.76
16-17	299	.25	321.0	7.7	18.1	.032	42.0	17.6	2.56
Totales: 843,396		.64	308.18	11.57	17.68				

Tabla VIII.14 Tonelaje, análisis y proporciones metálicas. 1936 - 1950 del Cuerpo Mineral Las Animas. Minas La Leona y Nazareno (según Triplett, 1951).



## CAPITULO IX. EL METAMORFISMO REGIONAL

### I. INTRODUCCION

En escudos precámbricos y fajas plegadas fanerozoicas, las rocas metamórficas ocupan miles de km<sup>2</sup>. Por lo general es tán acompañadas de intrusivos félsicos pero ambas manifestaciones son parcialmente independientes de algún amplio disturbio cortical. El emplazamiento de los intrusivos puede ser contemporáneo al metamorfismo o posterior en varias de cenas de millones de años. En muchos casos parecen haberse formado por fusión parcial de la corteza, lo que señalaría la culminación de los procesos metamórficos. Se han recuperado rocas metamórficas del fondo del océano que señalan un metamorfismo reciente sin que se observe una influencia magmática directa.

Los procesos responsables de tales transformaciones de las rocas a gran escala se han denominado colectivamente como "metamorfismo regional", en su sentido más amplio, sin implicaciones tectónicas, estructurales o magmáticas.

### II. CARACTERISTICAS

El rasgo más notable de las rocas con metamorfismo regional es su estructurada orientada (foliada) observable a todas las escalas y que se debe a fluidez bajo esfuerzos no hidrostáticos. Sin embargo, en años recientes se ha vuelto cada vez más evidente que en las áreas típicas del metamorfismo regional existen rocas que no presentan foliación pero que poseen una mineralogía metamórfica característica. De este modo se han acuñado los términos de metamorfismo litostático o de sepultamiento ("burial"), suboceánico (ocean-floor) y geotérmico.

Muchos minerales comunes a las aureolas de contacto aparecen en el metamorfismo regional, como las micas, piroxenos, anfíboles, epidotas y feldspatos. Otros son más comunes

a este último como el almandino y la estauroлита y algunos nunca se forman por metamorfismo de contacto como la glaucofana, jadeíta, pumpellyta, lawsonita y estilpnomelana. Por otro lado, la wollastonita, forsterita, vesubianita y andalucita, comunes en las aureolas, casi nunca son productos del metamorfismo regional.

Las características de campo, estructuras y paragénesis mineralógicas de las rocas formadas por metamorfismo regional varían de un lugar a otro y también dentro de una misma área, es decir, cada caso es único en detalle. No obstante, dentro del rango total de variaciones mineralógicas, se pueden percibir ciertas tendencias y rasgos repetitivos amplios.

Para rocas de una composición dada, y si se exceptúan los constituyentes volátiles ( $H_2O$  y  $CO_2$ ), las proporciones relativas de sus principales óxidos, tal como lo demuestran los análisis químicos, permanecen constantes en toda la gama del metamorfismo progresivo, por lo menos hasta el inicio de la fusión en la zona de migmatitas. Se exceptúa el metamorfismo suboceánico.

En la mayoría de los casos, la temperatura y la presión aumentan simultáneamente al aumentar la profundidad. Sin embargo, el metamorfismo progresivo no implica necesariamente una elevación de ambos parámetros.

Estudios sobre cristalización metamórfica en relación con la estructura y estudios isotópicos señalan que en una área dada las temperaturas y presiones que conducen al metamorfismo se deben haber mantenido durante varios millones de años.

La secuencia zonal de asociaciones mineralógicas en rocas metamórficas de la misma composición general constituye un registro de un gradiente particular de presión-temperatura. Sin embargo, el gradiente metamórfico no es un gradiente geotérmico fósil controlado por la profundidad, pues además de la temperatura y presión influyen: 1) La composición de los fluidos que aparecen en los poros y que intervienen en reacciones de deshidratación y descarbonatación y que puede variar en función del área y del tiempo; 2) La velocidad del flujo de calor, que puede acelerarse en las zonas de al

to grado en relación con las de bajo grado de metamorfismo, y 3) Las dataciones radiométricas señalan que la culminación del metamorfismo no es sincrónica con los extremos del gradiente metamórfico, pues existen intervalos de tiempo de varias decenas de millones de años que permiten levantamientos y erosiones diferenciales que pueden resultar en cambios correspondientes en el gradiente metamórfico.

### III. TEXTURAS

Las texturas sin orientar poligonales o entrelazadas del metamorfismo de contacto y las texturas fragmentadas y milonitizadas del metamorfismo cataclástico se ven reemplazadas por una orientación preferente de los minerales en el metamorfismo regional. Se exceptúan, como ya se estableció previamente, aquellas debidas a los metamorfismos litostático y suboceánico y algunas formadas por metamorfismo de muy alto grado (granulitas, eclogitas y anatexitas).

Es de uso general la utilización de términos típicos de la clase textural para designar la textura de una roca, por ejemplo, esquistosa, gneisoide, pizarrosa, etc. Sin embargo, cuando se quiere ser más preciso se debe emplear una nomenclatura más específica.

Las texturas originales tienden a ser destruidas durante el metamorfismo regional de modo que las texturas relictas son menos frecuentes que en el de contacto, pero cuando son discernibles se utilizan términos similares a los de contacto, por ejemplo, texturas blastosefítica, blastogranítica, blastoporfidica, etc.

De modo similar, se llegan a observar texturas tipomorfas del metamorfismo de contacto como la granoblástica, porfidoblástica y poikiloblástica.

Entre las texturas orientadas comunes de las rocas formadas por metamorfismo regional cabe mencionar las siguientes:

-Textura Lepidoblástica en la que predominan los minerales laminares como las micas y las cloritas (Fig. IX-1 a y b).

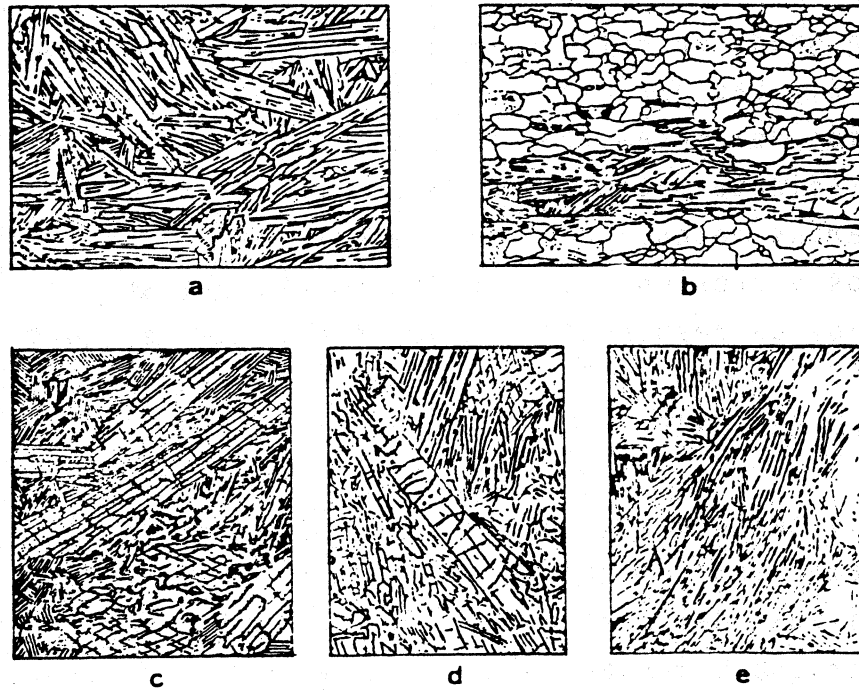


Figura IX.1 Texturas metamórficas

- a) Textura lepidoblástica. Las laminillas de mica se entrecruzan ocupando todo el espacio útil pero con una tendencia a orientarse de modo horizontal. Micaesquisto.
- b) Alternancia de lentes granoblásticos poco orientados formados de cuarzo predominante (blanco) y feldespato (punteado) con lentes lepidoblásticos formados principalmente por láminas de mica. La coexistencia y la alternancia estratiforme de partes granoblásticas y lepidoblásticas es un caso extremadamente común. Paragneiss.
- c) Textura heterogranular diablástica. Fieltro clorítico no orientado atravesado por gruesos individuos de anfíboles. Cloritoesquisto, actinolítico.
- d) Textura nematoblástica. Prismas alargados de anfíboles entrecruzados, indicando una orientación predominante. Anfibolita.
- e) Estructura nematoblástica señalada por el entrecruzamiento orientado de agujas de sillimanita. Gneiss sillimanítico.

-Textura Nematoblástica en la que prevalecen los minerales prismáticos o aciculares como los anfíboles y la sillimanita (Fig.IX.1 d y e).

-Textura Rotacional, en donde ciertos minerales como los granates y la albita fueron girados por movimientos tectónicos al mismo tiempo que se formaban, lo que se deduce por la presencia de superficies internas discontinuas en forma de "S" (Superficies Si) que son la prolongación de la foliación (Fig.IX.2).

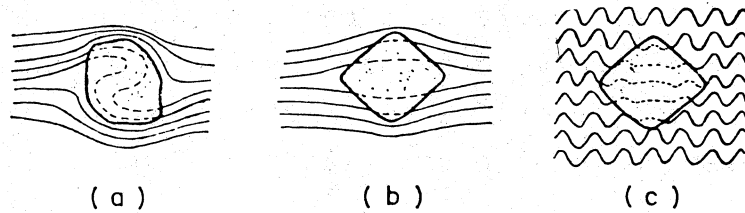


Figura IX.2 Características de los cristales sintectónicos. (a) Granate bola de nieve. (b) Porfiroblasto de andalucita que creció durante el aplanamiento de una foliación preexistente. (c) Porfiroblasto que creció durante el plegamiento de una foliación preexistente (b y c de Zwart, 1961, 1963).

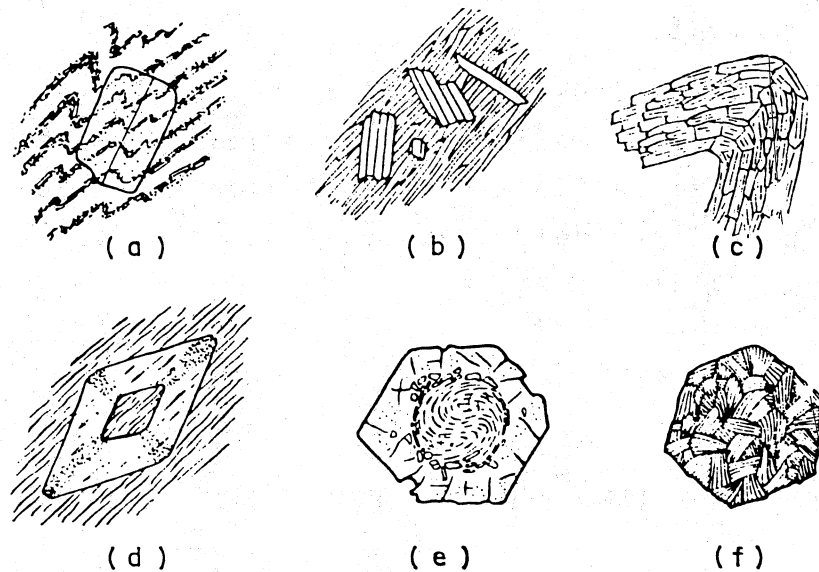


Figura IX.3 Características de los cristales post-tectónicos. (a) Estructura helicoidal en albita. Si (superficie en forma de "S" dentro del cristal) es concordantes con Se (superficie en forma de "S" fuera del cristal). (b) Micas atravesadas. (c) Micas poligonizadas en un pliegue. (d) Quiastolita con estructura helicoidal central y cruzada en los bordes y con límites discordantes con la foliación. (e) Granate con núcleo rotacional post-tectónico y borde idioblástico post-tectónico. (f) Agregado aleatorio de clorita como un seudomorfo multicristalino del granate.

-Textura Helicítica, en donde se observan cristales como los de distena, andalucita y cloritoide que han crecido sobre una estructura preexistente. Este crecimiento post-tectónico, a diferencia del rotacional que es sin tectónico, se deduce del hecho de que la orientación de las inclusiones dentro del cristal (Si) es paralela a la orientación externa (Se) (Figura IX.3).

-Textura en ojos (Augen), propia de muchas rocas feldespáticas, sobre todo gneises (augen-gneises) en donde se observan feldespatos o cuarzo que adoptan esa forma, rodeados de una matriz micácea foliada y cuyo origen puede ser regional o cataclástico (Figura IX.4).

-Textura diablástica en donde cristales afieltrados o entrelazados sin orientar, como los de clorita, están atravesados por cristales alargados y orientados, como los anfíboles (Figura IX.1.c).

-Textura Kelifítica, en donde se forman nuevos minerales a manera de bordes de reacción alrededor de minerales residuales, por ejemplo bordes de clorita en granate (Figura IX.5).

-Texturas de intercrecimiento, similares a las ígneas, como la mirmekítica (plagioclasa y cuarzo vermicular) micrográfica (feldespato potásico y cuarzo cuneiforme) y pertítica (feldespato potásico y sódico), comunes en las migmatitas (Figura IX.6).

#### IV. METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO DE LAS ROCAS PELITICAS

Hasta antes de 1960 se utilizaba mucho el diagrama A'KF para el estudio de las rocas pelíticas. Sin embargo, a partir de los análisis con la microsonda electrónica se encontró que el FeO y el MgO con frecuencia están separados, pues la relación Fe/Mg depende mucho de la fugacidad del oxígeno. Es el caso de los siguientes minerales:



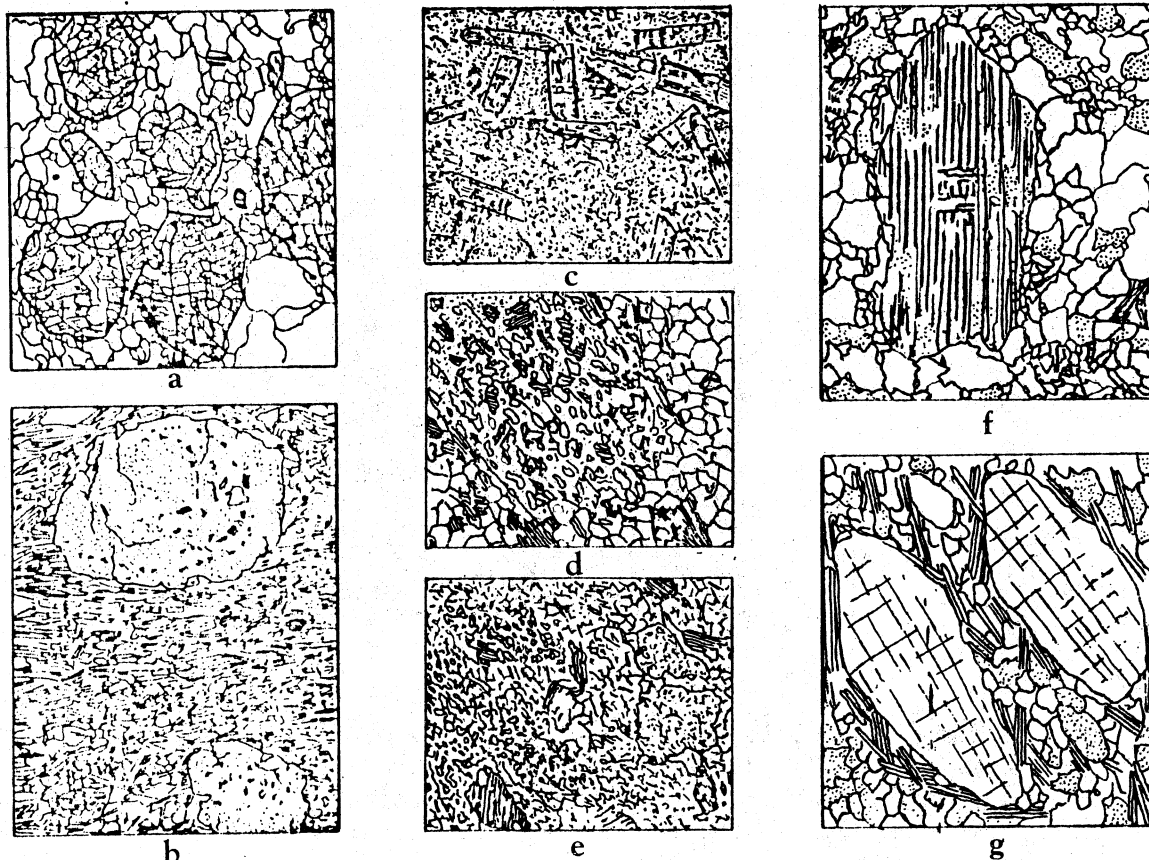


Figura IX.4 Estructura porfidoblástica.

- a) Holoblastos grandes de granate en una matriz más fina de cuarzo con otros minerales más escasos. Granofels granatífero
- b) Grandes fenoblastos de feldespato potásico en una matriz microgranoblástica bien orientada de cuarzo feldspatos y micas: Gneis porfidoblástico.
- c) Cloritoide en cristales idioblásticos en una matriz muy fina, cuarzo sericítica.
- d) Textura poikiloblástica de andalucita (punteada incluyendo cuarzo (blanco), y biotita (laminar). El poikiloblasto andalucítico creció a expensas de la matriz de Corneana.
- e) Estauroilita con fuerte relieve en pequeños porfidoblastos (derecha) y un cristal esquelético de crecimiento prematuro (izquierda) extremadamente poikilítico. Los otros minerales son cuarzo y biotita. Micaesquisto de estauroilita
- f) Gran metablasto plagioclásico en matriz granoblástica de cuarzo, feldespato y escasa mica. Gneiss granitoide.
- g) Textura en ojos ("augen"). Grandes cristales de feldespato, envueltos por micas de cristalización sincinemática en una matriz de cuarzo, feldespato y mica. Augen-gneiss.



Figura IX.5 Eclogita. Roca de composición mineralógica y estructura complejas. Grandes cristales de granate kelifitizados en la periferia y agujas de anfíboles se encuentran diseminados en un fondo de pequeños cristales imbricados de piroxeno verde, de anfíbol incoloro y plagioclasa.

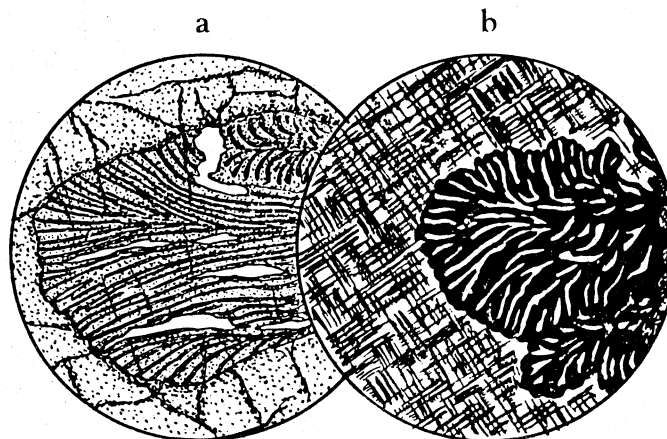
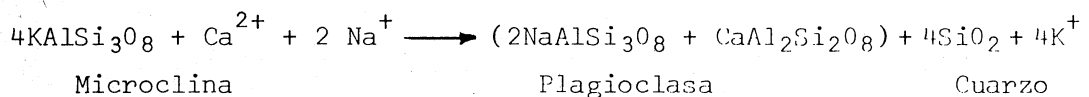


Figura IX.6 Simplectitas; X-50:

a) Intercrecimiento dactilítico (parecido a un dedo) de hiperstena, espinela y cordierita que se formó como un producto de descomposición, a baja presión, del granate; en una granulita de Gangallarpalli, India.

b) Mirmequita, Ardveen, Donegal (nícoles cruzados). Simplectita de plagioclasa y cuarzo que está creciendo de una microclina maclada; la reacción involucra intercambio iónico:



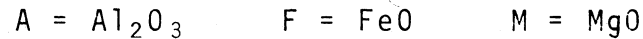
Fe/Mg

↓  
A  
u  
m  
e  
n  
t  
a  
↓

Granate  
Cloritoide  
Estauroлита  
Cloritas  
Biotita  
Cordierita

Por otro lado, en muchos casos la representación es inadecuada por estar juntos la clorita y el granate.

En contraste con los diagramas ACF y A'KF, el MgO y el FeO se tratan como dos componentes en el Diagrama AFM desarrollado por Thompson (1957) en donde:



La composición química común de las rocas de la secuencia pelítica, de acuerdo con D'Amico (1973) se presenta en la Tabla IX.1, mientras que su mineralogía característica en la Tabla IX.2.

	LUTITAS (36)	PIZARRAS (61)	FILITAS (50)	MICAESQUISTOS	PARAGNEISES
SiO <sub>2</sub>	60.6	61.8	60.0	45-70	50-75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.1	19.1	20.7	28-15	20-10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.2	3.3	3.0	10-4	8-3
FeO	3.7	5.4	4.8		
MgO	2.6	2.9	2.9	6-1	5-1
CaO	1.5	1.0	1.2	tr-3	5-1
Na <sub>2</sub> O	1.2	1.7	2.0	0.5-3	4-2
K <sub>2</sub> O	3.7	3.8	4.0	6-3	3.5-1
H <sub>2</sub> O	3.5	n.c.	0.2	4-2	2-1
CO <sub>2</sub>	1.5	n.c.		0-5	0-5

Tabla IX.1 Composición química promedio de las rocas pelíticas.

MICAS	FELDESPATOS	MINERALES RICOS EN ALUMINA	OTROS MINERALES
Fengita	Albita ( $An \leq 5$ )	Pirofilita	Arcillas
Moscovita	Oligoclasa ( $17 \leq An \leq 30$ )	Andalucita	Estaurolita
Biotita	Andesina	Distena	Cloritoide
Paragonita	Bitownita	Sillimanita	Cordierita
Margarita	Anortita		Almandino
Estilpnomelana	Microclina		
Clorita	Ortoclasa		
	Pertitas		

Tabla IX.2 Mineralogía característica de las rocas de la secuencia pelítica.

La secuencia de cambios metamórficos en la clase pelítica que determina los límites de las diferentes facies, de acuerdo con reacciones típicas y las condiciones de temperatura y presión a las que se producen éstas se muestran en la Tabla IX.3 y en la Figura IX.7.

Las asociaciones mineralógicas características de las diferentes facies se representan en los diversos diagramas quemográficos AFM de las Figuras IX.8 a la IX.11.

FACIES	REACCIONES TÍPICAS	CONDICIONES	
		T (°C)	P(kb)
ZEOLITIA Y DE PREHNITA-PUMPELLYTA	a) Límites entre diagénesis y metamorfismo Caolinita + Cuarzo → Pirofilita + H <sub>2</sub> O	325 ± 20	1
	b) Reacción en la Facies de Prehnita-Pumpellyta Glauconita + Cuarzo + Clorita → Estilpnomelara + Microclina + H <sub>2</sub> O	345 ± 10 375 ± 15	2 4
ESQUISTOS VERDES	a) Inicio de la zona de la Clorita a baja presión Pirofilita + Clorita férrica → Cloritoide + Cuarzo + H <sub>2</sub> O	~ 375 - 400	1
	b) Reacción de la zona de la Clorita a alta presión Clorita + Paragonita + Cuarzo → Cloritoide + Glaucofana + H <sub>2</sub> O	500 450	7.5 10
	c) Reacciones que señalan el inicio de la zona de la Biotita Pirofilita → Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> + 3SiO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O	400 ± 15	1
	Andalucita o Distena	410 ± 15 430 ± 15	1.8 3.9
	Estilpnomelana + Fengita → Biotita + Clorita + Cuarzo + H <sub>2</sub> O	430 445 ± 10 460 ± 10	1 4 7
ANFIBOLITA DE ALBITA-EPIDOTA (Facies de Transición)	a) Reacciones que señalan el inicio de la facies: Cloritoide → Almandino + Corindón + H <sub>2</sub> O	540 560	2 4
	Clorita férrica + Moscovita + Cuarzo →	~ 500	4
	→ Almandino + Biotita + Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> + H <sub>2</sub> O	~ 600	5
	Cuarzo + Clorita férrica + H <sub>2</sub> O → Almandino + H <sub>2</sub> O	540 545 555	1 2 3
	ANFIBOLITA	a) Inicio de la zona de la Estaurolita Clorita + Moscovita + Cuarzo →	505 ± 10
→ Cordierita + Estaurolita + Biotita + H <sub>2</sub> O		515 ± 10 525 ± 10 555 ± 10	1 2 4
Clorita + Moscovita →			
→ Estaurolita + Biotita + Cuarzo + H <sub>2</sub> O		540 ± 15 565 ± 15	4 7
b) Inicio de las Zonas de la Distena y Sillimanita Estaurolita + Moscovita + Cuarzo →		575 ± 15	2
→ Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> + Biotita + H <sub>2</sub> O		675 ± 15	5.5
Andalucita o Sillimanita			
Estaurolita + Cuarzo → Cordierita + Sillimanita + H <sub>2</sub> O		560	2
Clorita Mg + Moscovita →		650	3
→ Distena + Flogopita + Cuarzo + H <sub>2</sub> O		631 - 639 634 - 645	7 8
TRANSICION ANFIBOLITA-GRANULITA (GRADO ALTO DE METAMORFISMO DE WINKLER)	a) Inicio del Alto grado Moscovita + Cuarzo → Ortoclasa + Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> + H <sub>2</sub> O	580	1
	Andalucita o Sillimanita	660	3
	b) Inicio de la Anatexis Moscovita + Cuarzo + Plagioclasas + H <sub>2</sub> O →	680	3.5
→ Líquido consistente en los componentes de Ortoclasa + Plagioclasa sódica + Cuarzo + Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> + Algo de Anortita + H <sub>2</sub> O			

Tabla IX.3 Secuencia de cambios metamórficos en la clase pelítica.

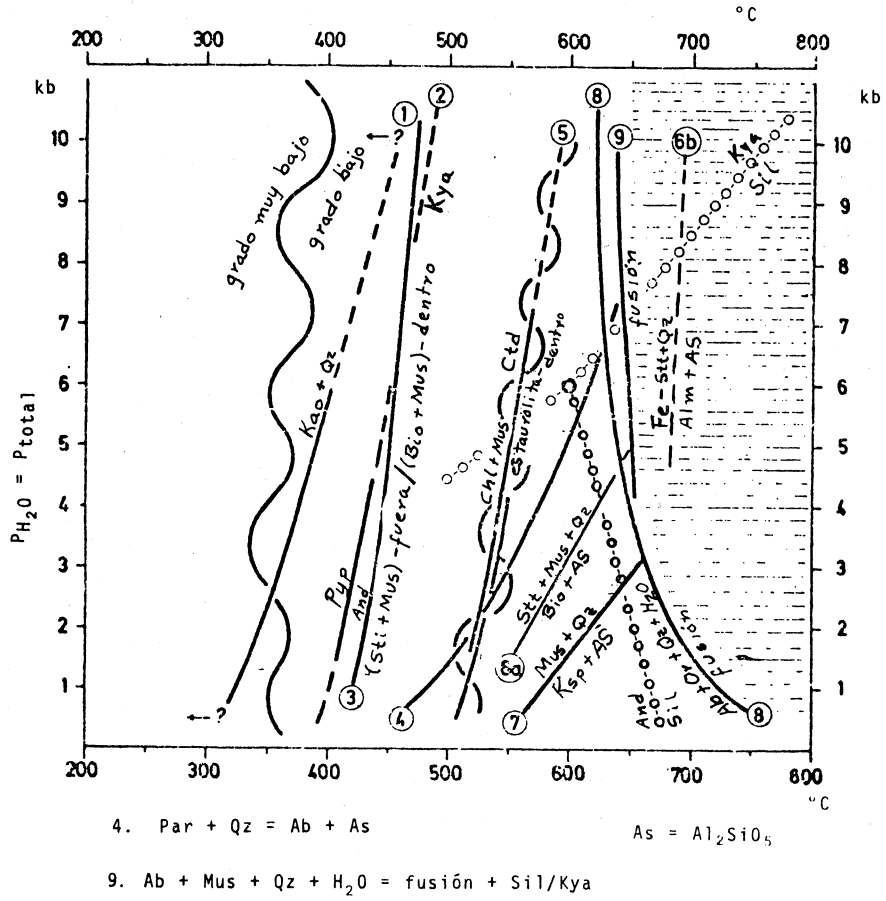
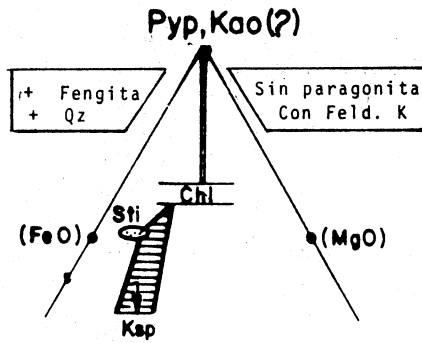
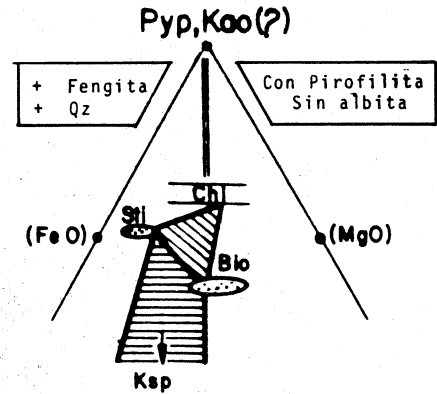


Figura IX.7 Reacciones metam3rficas en rocas pel3ticas.

FACIES ZEOLITICA Y DE PREHNITA-PUMPELLYTA

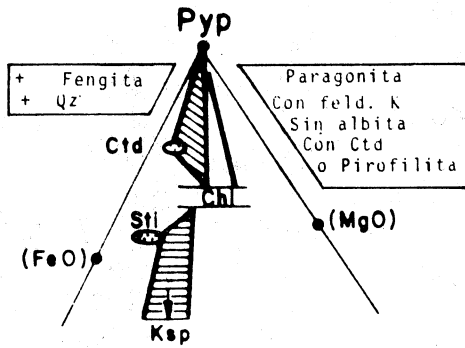


a Grado muy bajo, persistente en grado bajo hasta el inciso (c)

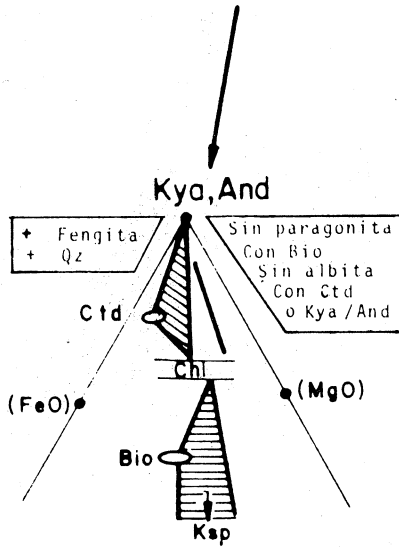


b Grado muy bajo, composición especial, persistente en grado bajo hasta el inciso (d)

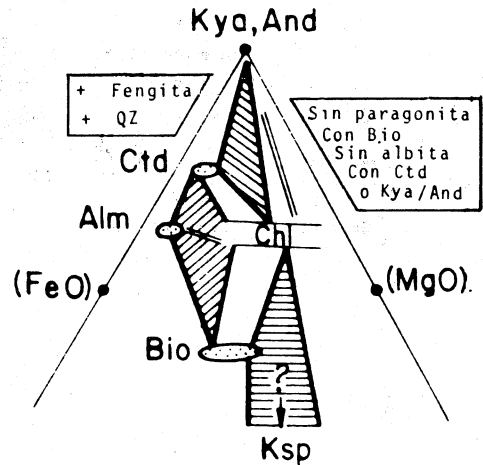
FACIES ESQUISTOS VERDES



c Zona de la clorita Grado bajo, debajo de la isograda de reacción Stl + Mus - fuera/Bio + Mus - dentro



d Zona de la biotita Grado bajo, por encima de la isograda de reacción Stl + Mus - fuera/Bio + Mus - dentro, pero debajo de la estabilidad del almandino



e Zona del almandino Grado bajo - (almandino), o Zona de Almandino + Clorita + Moscovita

Figura IX.8

FACIES ANFIBOLITA  
(Presiones altas)

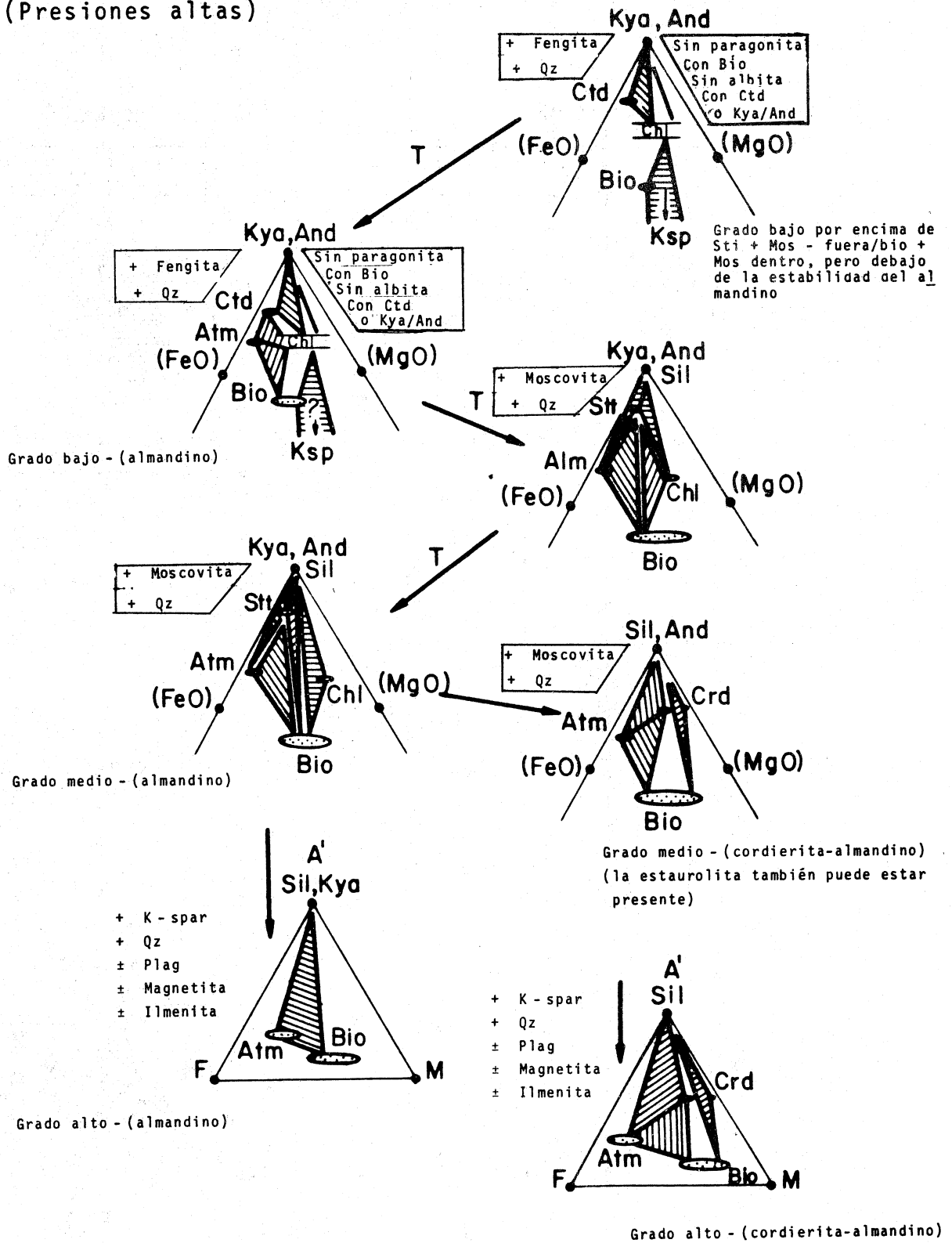
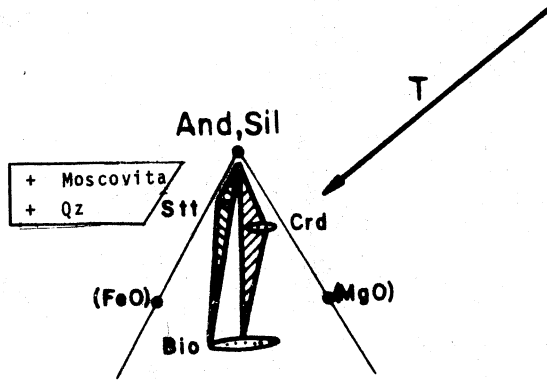


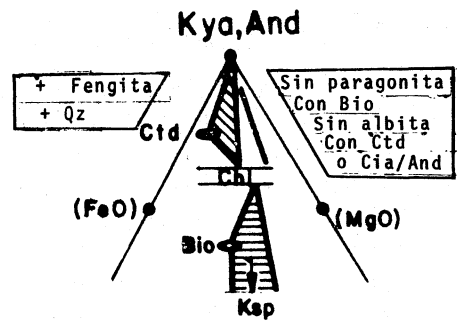
Figura IX.10



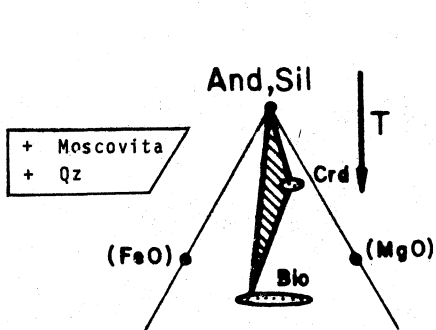
FACIES ANFIBOLITA  
(Presiones bajas e intermedias)



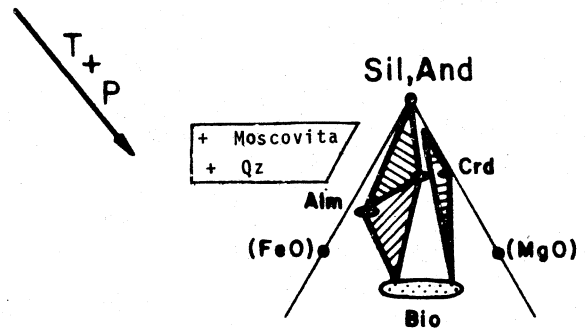
b Grado medio - (cordierita), con estaurólita



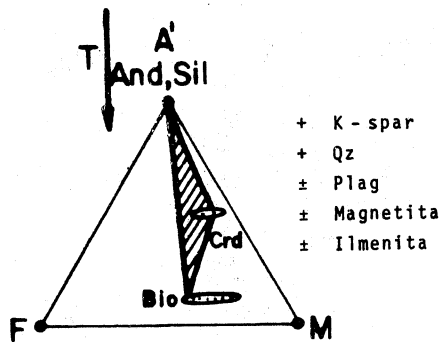
a Grado bajo por encima de Sti + Mos - fuera/Bio + Mus dentro, pero debajo de la estabilidad del almandino



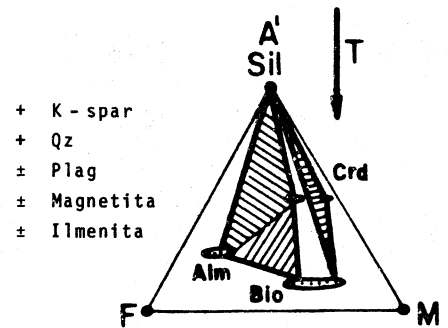
c Grado medio - (cordierita), sin estaurólita



d Grado medio - (cordierita-almandino) (La estaurólita también puede estar presente)



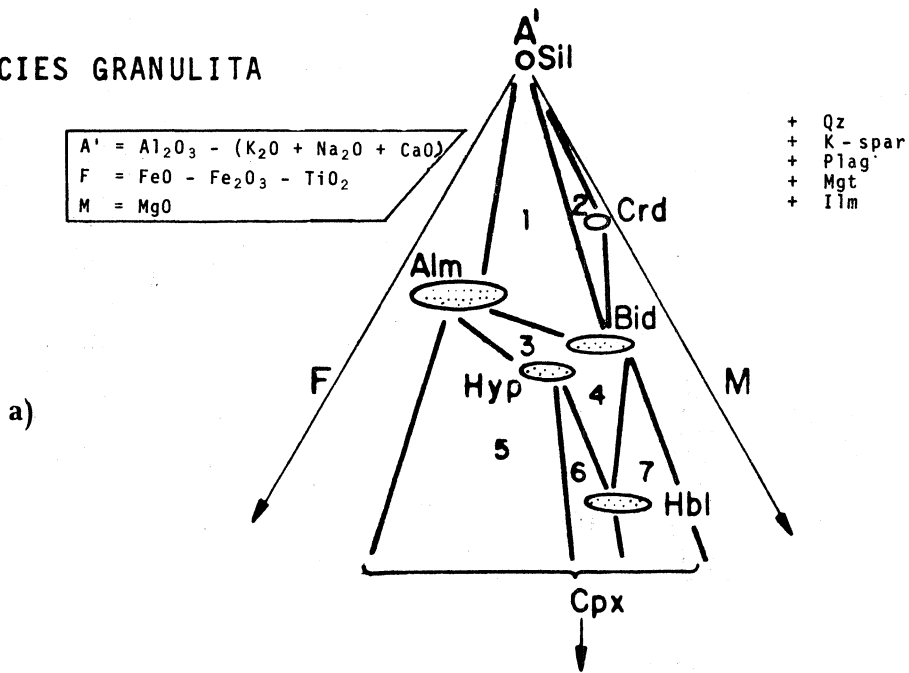
e Grado alto - (cordierita)



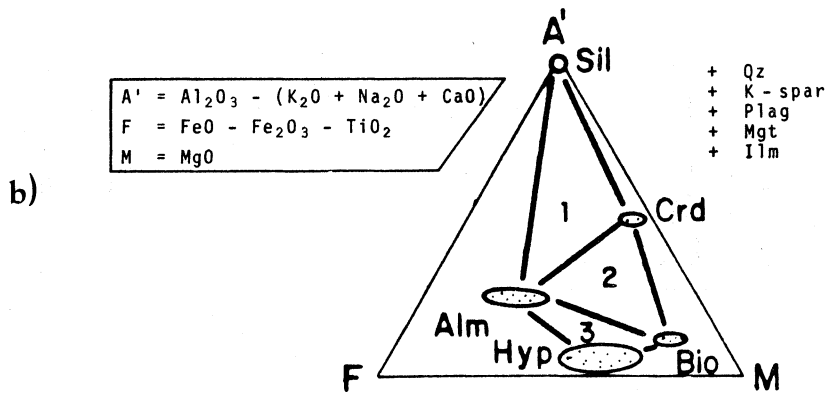
f Grado alto - (cordierita-almandino)

Figura IX.9

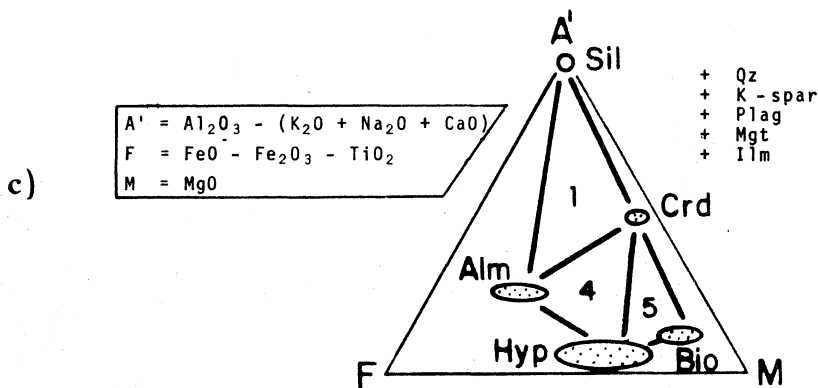
FACIES GRANULITA



Interpretación tentativa de las relaciones de fase en granulitas y grano-blastitas gnéissicas del área de Westport, provincia de Grenville; válida para  $P_{H_2O}$ ,  $P_{total}$  y  $T$  constante. (Tomado de Reinhardt y Skippen, 1970). (px = clinopiroxeno. Plag representa a una plagioclasa de composición casi constante).



Granoblastitas y granulitas que contienen cordierita y almandino y sus rocas asociadas. (Tomado de Reinhardt, 1968).



Granoblastitas y granulitas que contienen cordierita y almandino y sus rocas asociadas en una etapa de mayor grado comparada a la del inciso (b). (Tomado de Reinhardt, 1968).

Figura IX.11

## V. METAMORFISMO REGIONAL PROGRESIVO DE LAS ROCAS MÁFICAS

Las rocas máficas constituyen la mayor parte de la corteza terrestre, volumétricamente 90% de la corteza oceánica y 50% de la continental; sus términos volcánicos predominan con mucho sobre los términos intrusivos. Los basaltos y andesitas son muy abundantes en la mayoría de los geosinclinales bajo la forma de flujos de lava, lavas almohadilladas, horizontes tobáceos, diques y diquestratos. Estas rocas son muy importantes por su sensibilidad a los cambios de temperatura y presión, tal como lo visualizó Eskola al denominar sus facies con rocas de la secuencia básica.

Se pueden distinguir tres casos fundamentales de metamorfismo de las rocas ígneas máficas:

- a) El agua tuvo acceso a las rocas.
- b) El agua no tuvo acceso a las rocas y la presión litosférica no fue muy alta.
- c) El agua no tuvo acceso a las rocas y la presión litosférica fue muy alta.

En el primer caso se forman rocas metamórficas pertenecientes a las facies zeolítica, de prehnita-pumpellyta, esquistos azules, esquistos verdes y anfibolitas. En el segundo caso no sucede nada: La roca máfica persiste tal cual es. En el último caso se forman las granulitas máficas y las eclogitas.

En la Tabla IX.4 están representadas las composiciones químicas promedio de los basaltos y andesitas originales pero los intervalos de variación de todas las rocas de la secuencia básica, de acuerdo con D'Amico se ilustran en la Tabla IX.5, la de las metabasitas de bajo grado en la Tabla IX.6, y las de alto grado en la Tabla IX.7.

Al igual que con la secuencia pelítica hemos elaborado tablas que señalan los minerales que aparecen en la clase química básica (Tabla IX.8) y las secuencias de cambios metamórficos que sufren (Tabla IX.9). Se han graficado algunas

de las reacciones características de acuerdo con la temperatura y la presión ( $P_f = P_{H_2O}$ , figura IX.12) y se muestran las asociaciones típicas de las diferentes facies en los diagramas quemográficos ACF de las Figuras IX.13 a la IX.17.

	BASALTOS TOLEITICOS	ANDESITAS
SiO <sub>2</sub>	50.83	54.20
TiO <sub>2</sub>	2.03	1.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.07	17.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	3.48
FeO	9.00	5.49
MnO	0.18	0.15
MgO	6.34	4.36
CaO	10.42	7.92
Na <sub>2</sub> O	2.23	3.67
K <sub>2</sub> O	0.82	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.28
H <sub>2</sub> O+	0.91	0.86
Número de Análisis	137	49

Tabla IX.4 Composición química de las rocas máficas.

SiO <sub>2</sub> -	40-55%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12-20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	8-15
MgO	4-10
CaO	5-12
Na <sub>2</sub> O	1-6
K <sub>2</sub> O	Tr-2
H <sub>2</sub> O	2-7

Tabla IX.5 Quimismo esquemático de las metabasitas (intervalos de variación).

	ANFIBOLITAS PRASINITICAS	METADIABASAS	CLORITOS - QUISTOS - ALBITICOS	ESQUISTOS DE CLORITA Y ACTINOLITA	ESQUISTOS DE GLAUCOFANA
SiO <sub>2</sub>	46.9 ± 0.5	44.8 ± 0.8	52.6	48.6 ± 3.9	53.8 43.2
TiO <sub>2</sub>	1.5 ± 0.2	1.5 ± 0.1	1.7	2.1 ± 0.7	1.2 3.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.7 ± 0.4	16.9 ± 2.3	18.6	15.2 ± 1.6	15.5 16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.0 ± 0.9	3.9 ± 1.0	4.6	5.7 ± 2.1	4.3 8.0
FeO	6.8 ± 1.9	7.0 ± 0.6	6.5	6.1 ± 1.9	4.3 7.5
MgO	9.1 ± 2.3	8.2 ± 1.0	5.1	6.0 ± 1.6	9.3 6.5
CaO	8.5 ± 4.2	6.4 ± 1.5	0.7	5.2 ± 3.1	2.7 9.2
Na <sub>2</sub> O	3.8 ± 0.3	4.1 ± 0.6	5.2	3.2 ± 0.2	5.9 2.8
K <sub>2</sub> O	0.5 ± 0.2	0.6 ± 0.3	0.4	0.2 ± 0.1	0.3 0.1
P.C.	4.3 ± 0.9	6.4 ± 2.5	4.2	6.8 ± 1.1	2.8 2.8

Tabla IX.6 Ejemplos de composición química de las metabasitas de bajo grado. (De acuerdo con D'Amico, 1973).

	ANFIBOLITAS	ANFIBOLITAS	ANFIBOLITAS	ANFIBOLITAS ECLOGITICAS	ECLOGITAS GLAUCOFANITICAS	ECLOGITAS
SiO <sub>2</sub>	48.6 ± 3.1	48.1 ± 1.4	49.0 ± 4.9	48.1 ± 1.9	49.2 ± 2.7	49.2 ± 3.7
TiO <sub>2</sub>	1.9 ± 1.0	1.5 ± 0.5	1.7 ± 0.9	1.7 ± 0.6	2.0 ± 0.7	1.6 ± 0.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.4 ± 2.4	14.1 ± 1.8	14.9 ± 1.6	17.6 ± 2.0	15.1 ± 1.6	15.8 ± 1.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.0 ± 1.4	1.7 ± 0.1	3.1 ± 2.3	4.1 ± 1.9	3.3 ± 2.3	2.8 ± 0.7
FeO	8.8 ± 1.5	8.3 ± 1.3	9.1 ± 1.7	6.6 ± 1.9	7.3 ± 1.6	8.0 ± 2.6
MgO	6.6 ± 2.1	7.2 ± 0.8	8.5 ± 3.2	5.7 ± 1.1	8.0 ± 2.1	5.3 ± 2.6
CaO	10.1 ± 1.8	10.7 ± 0.9	9.5 ± 1.9	8.9 ± 1.4	8.3 ± 2.2	11.1 ± 2.5
Na <sub>2</sub> O	2.1 ± 1.0	3.0 ± 0.4	1.7 ± 0.9	3.3 ± 0.6	3.8 ± 1.1	4.6 ± 1.3
K <sub>2</sub> O	1.2 ± 0.5	1.4 ± 0.6	0.8 ± 0.4	1.1 ± 0.5	0.6 ± 0.5	0.3 ± 0.3
P.C.	2.2 ± 0.8	3.7 ± 1.6	1.2 ± 0.3	1.8 ± 0.9	16 ± 0.8	0.6 ± 0.2

Tabla IX.7 Ejemplos de composición química de anfibolitas y eclogitas. (Según D'Amico, 1973).

1. PLAGIOCLASAS Albita ( $An \leq 5$ ) Oligoclasa ( $17 \leq An \leq 30$ ) Andesina Labradorita Bitownita Anortita	3. EPIDOTAS Pistachita Zoisita Clinozoisita	5. PIROXENOS Hiperstena Broncita Enstatita Diópsido-Hedenbergita Aegirina Jadefita Onfacita	7. ANFIBOLES Hornblenda Actinolita-Tremolita Glaucofana - Crossita Cummingtonita-Grunerita Antofilita-Gedrita Barroisita
2. FELDESPATOS ALCALINOS Ortoclasa Pertitas	4. MICAS Fengita Moscovita Biotita Clorita Estilpnomelana	6. MINERALES PESADOS Ilmenita Magnetita Hematita Esfena Apatita Rutilo	8. GRANATES Almandino-grosularia-espesartita Almandino-grosularia-piropo
			9. OTROS MINERALES Cuarzo Prehnita Pumpellyta Lawsonita Laumontita Zeolitas calcáreas Calcita

Tabla IX.8 Minerales que aparecen en la clase química básica.

FACIES	REACCIONES CARACTERISTICAS	CONDICIONES	
		T (°C)	P
ALTERACION TIPICA	Olivino+Piroxeno+Plagioclasa+Agua → → Actinolita+Clorita+Albita		
FACIES ZEOLITICA	Analcima+Cuarzo → Albita+Agua (Inicio de la facies)	200 196 + 5 183 - 5	2 3 5
	Heulandita → Laumontita+Cuarzo+Agua (inicio de la facies)	175 (Aproximada)	3
FACIES DE PREHNITA-PUMPELLYTA	Laumontita → Lawsonita+Cuarzo+Agua (Inicio de la facies)	200 250 300	2.8 + 0.2 3.0 + 0.2 3.1 + 0.2
	Heulandita → Lawsonita+Cuarzo+Agua	185 + 25	7
FACIES DE ESQUISTOS AZULES	Calcita → Aragonita	~ 250 ~ 310	6 7
	Albita → Jadefita+Cuarzo	250 - 350	7-8
	Clorita+Albita+Actinolita → Glaucofana/Crossita+Agua	~ 200 ~ 350	5 7
ESQUISTOS VERDES	Pumpellyta+Clorita+Cuarzo → → Clinozoisita+Actinolita+Agua (Inicio de la facies)	345 + 20 350 + 20 370 + 20	2.5 4 7
	Lawsonita → Clinozoisita+Margarita+Cuarzo+ Agua (Inicio de la facies)	345 + 10 385 + 10 430 + 10	4 7 10

Tabla IX.9 Secuencias de cambios metamórficos en la clase básica.

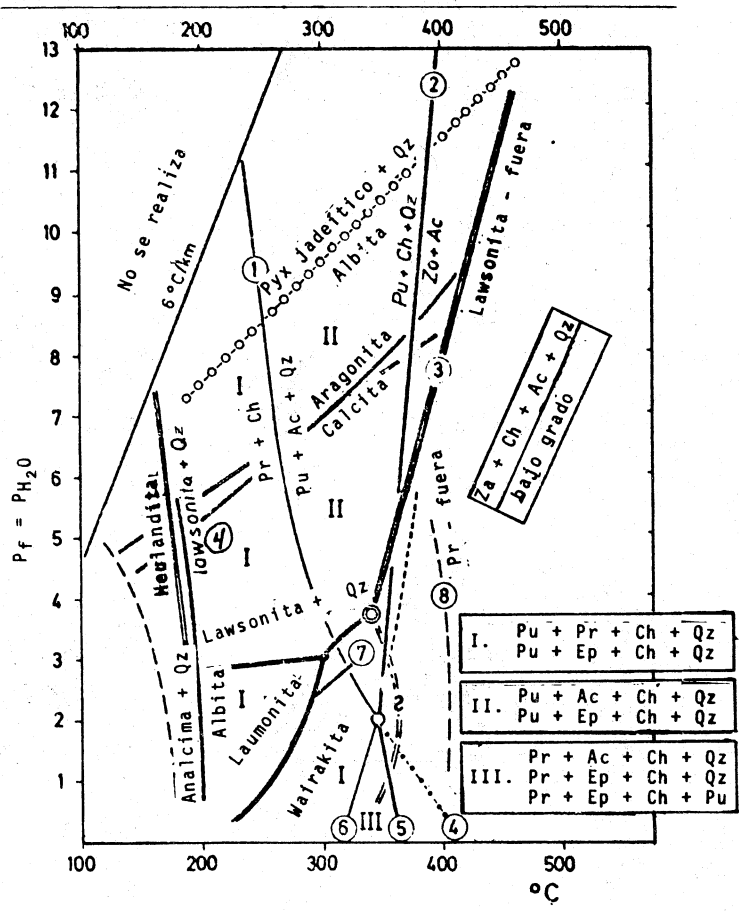
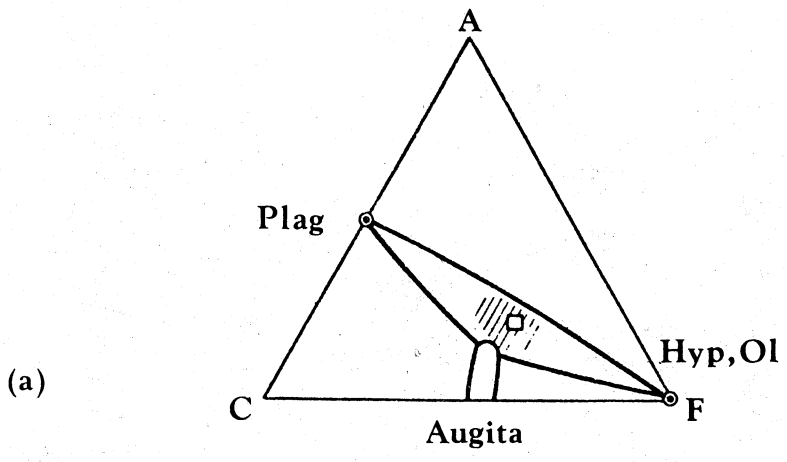


Figura IX.12

a) Rocas basáltico-andesíticas; se indica el valor medio de las toleítas. La plagioclasa normalmente está entre  $An_{65}$  y  $An_{40}$ .

b) Relaciones de fase en metamorfismo de grado muy bajo. La presión de  $H_2O$  es igual a la presión total. Adviértase que el número 3 se refiere a la línea discontinua que está más abajo.

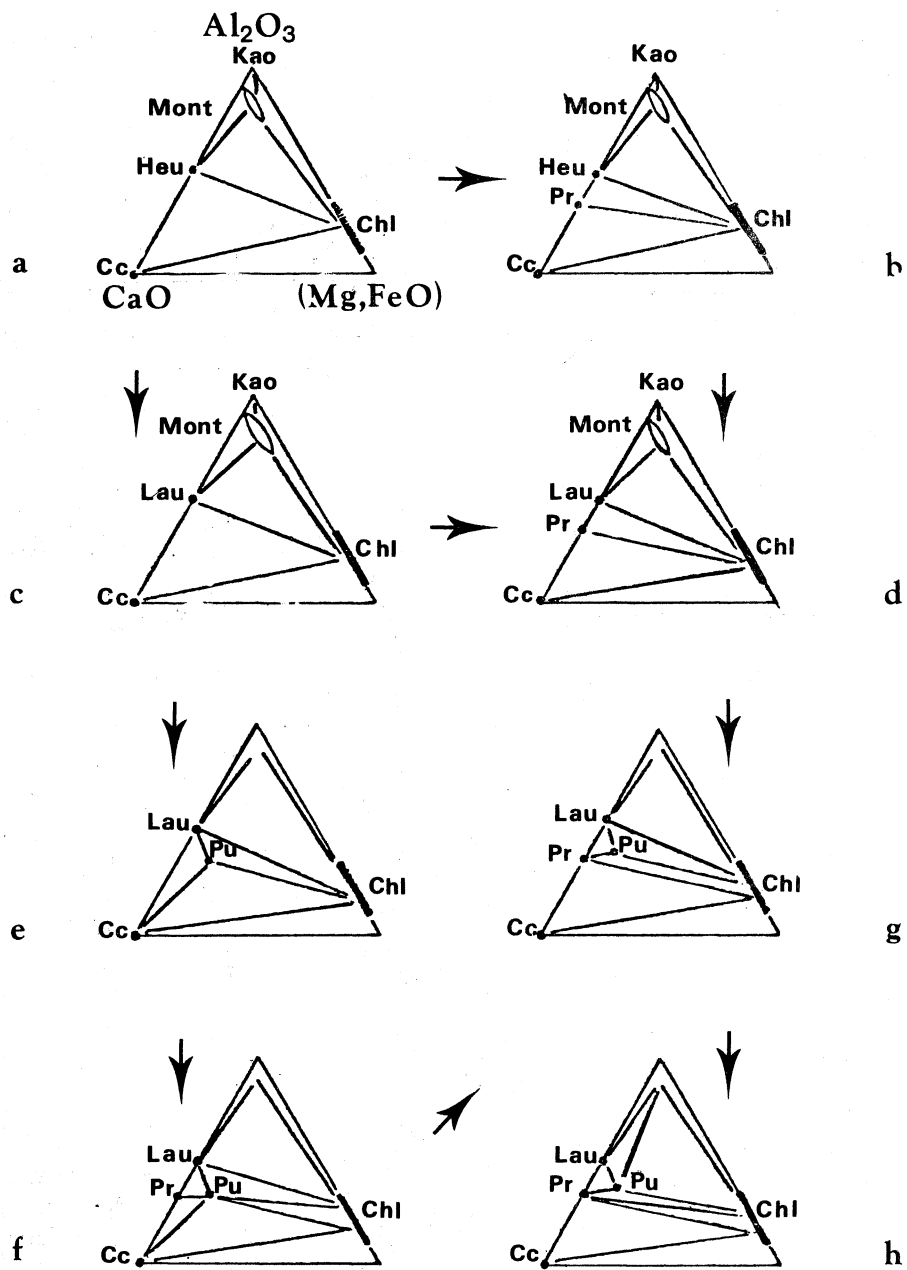
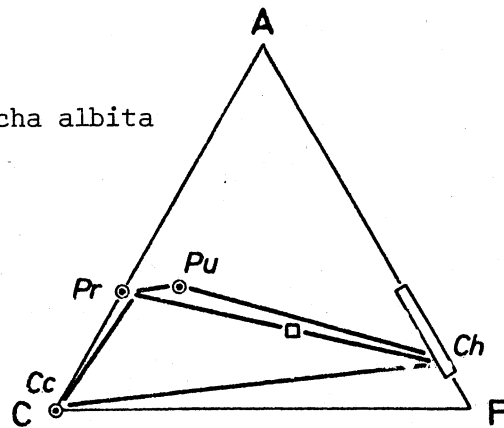


Figura IX.13 Facies Zeolítica, zona de laumontita-clorita, mostrada en los triángulos c. ag. Grado muy bajo; presión baja. La h representa la zona de prehnita pumpellyta-clorita. (La compilación de algunas asociaciones de facies zeolíticas por Coombs, 1971).



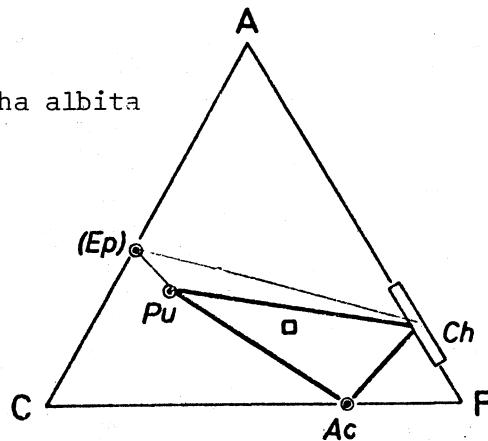
## FACIES PREHNITA-PUMPELLYTA

+ mucha albita



a) Zona de prehnita-pumpellyta-clorita. Grado muy bajo; presión baja. Adviértase que esta zona no necesita restringirse a presiones bajas.

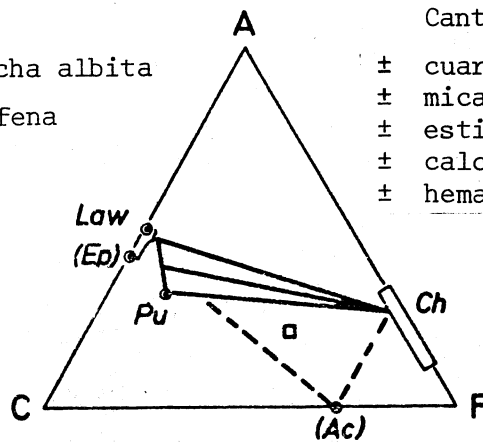
+ mucha albita



b) Zona de pumpellyta-actinolita-clorita. Grado muy bajo, presión baja pero no muy baja.

+ mucha albita

+ esfena



Cantidades pequeñas de:

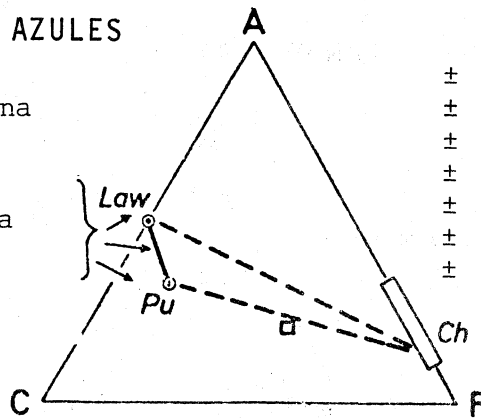
- ± cuarzo
- ± mica blanca
- ± estilpnomelana
- ± calcita
- ± hematita

c) Zona de lawsonita/pumpellyta-albita-clorita. Grado muy bajo; presión de media a alta pero menor a la necesaria para la formación de glaucofana.

Figura IX.14

FACIES ESQUISTOS AZULES

+ esfena  
+ mucha glaucofana  
Crossita



Cantidades pequeñas de:

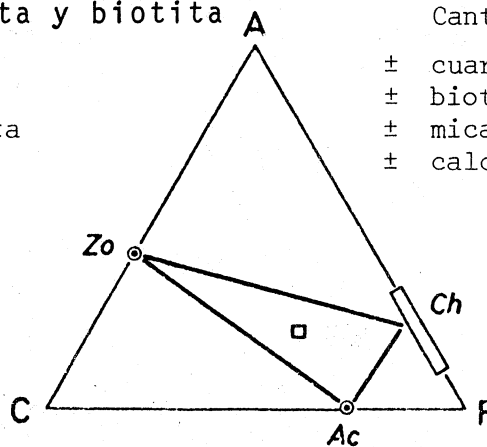
- ± Clorita o albita
- ± cuarzo
- ± mica blanca
- ± estilpnomelana
- ± calcita o aragonita
- ± actinolita
- ± epidota rica en Fe

(a) Zona de lawsonita/pumpellyta-glaucofana. Grado muy bajo; presión alta.

FACIES ESQUISTOS VERDES

Zonas de la clorita y biotita

+ mucha albita  
+ esfena



Cantidades pequeñas de:

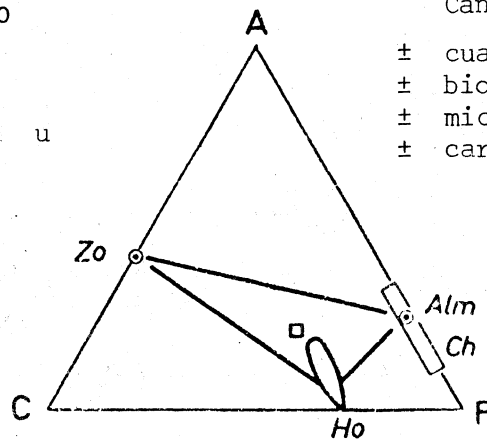
- ± cuarzo
- ± biotita o estilpnomelana
- ± mica blanca
- ± calcita

(b) Zona de albita-actinolita-clorita. Grado bajo; región de temperatura más baja; esquistos verdes máficos.

FACIES ANFIBOLITA DE ALBITA-EPIDOTA

Zona del Almandino

+ mucha albita u oligoclasa  
+ esfena



Cantidades pequeñas de:

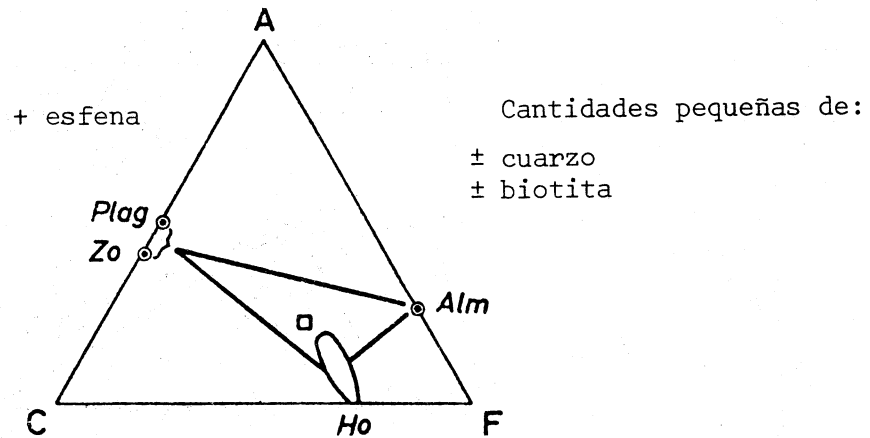
- ± cuarzo
- ± biotita
- ± mica blanca
- ± carbonato

(c) Zona de albita/oligoclasa-anfibolita = zona de albita/oligoclasa-hornblenda-clorita. Grado bajo; región de temperatura más alta.

Figura IX.15

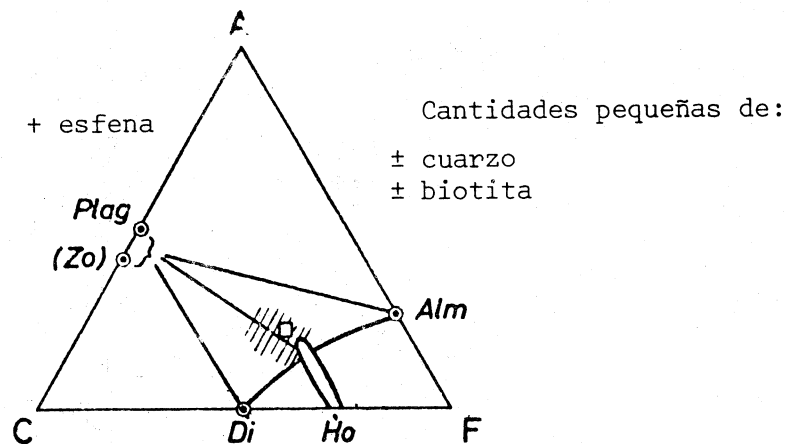
## FACIES ANFIBOLITA

## Zona de la estrauroлита y cianita



(a) Anfibolita de andesina y oligoclasa. Grado medio. El granate y clinzoisita/epidota pueden faltar. Además de la hornblenda, un constituyente adicional común es un anfíbol sin calcio (sobre todo cummingtonita), esto no es obvio en el diagrama.

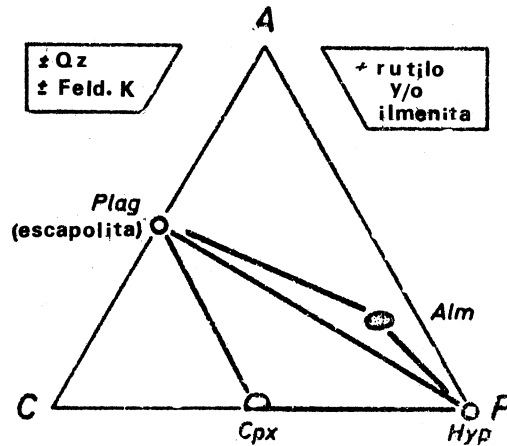
## Zona de la sillimanita



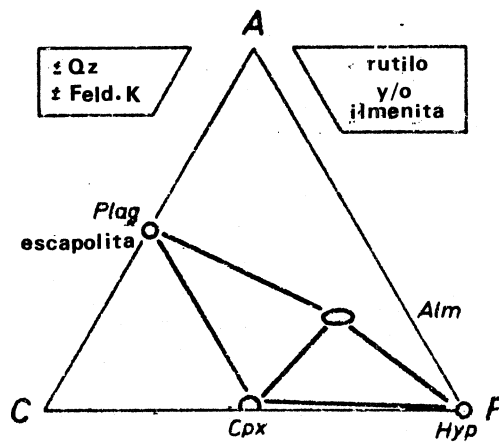
(b) Anfibolita de labradorita/bytownita. Grado alto o porción de mayor temperatura del grado medio y alto, dependiendo de la presión. Hay poco granate y puede no haber clinzoisita/epidota. Además de la hornblenda, un constituyente adicional común es un anfíbol sin calcio (fundamentalmente cummingtonita), esto no es obvio en el diagrama.

Figura IX.16

## FACIES GRANULITA



(a) Subzona granolítica de hiperstena-plagioclasa de la zona de la hiperstena del metamorfismo regional de grado alto. Sólo están representadas las paragénesis de rocas máficas. También puede haber hornblenda y/o biotita.



(b) Subzona granolítica de clinopiroxeno-almandino-cuarzo de la zona regional de la hiperstena. Sólo están representadas paragénesis de rocas máficas. También puede haber hornblenda y/o biotita. Debido a que la unión entre clinopiroxeno-granate-cuarzo se produce por una reacción continua, es común la mezcla que incluye reactivos y productos, por ejemplo, clinopiroxeno+granate+hiperstena+plagioclasa+cuarzo.

Figura IX.17

El inicio de la facies anfibolita en la clase básica está dado por la transformación de la albita a oligoclasa en presencia de epidota, clorita y cuarzo, de acuerdo con la reacción:

epidota + albita + clorita + cuarzo  $\rightleftharpoons$  oligoclasa + hornblenda  
que tiene lugar a 475°C y 2 kb.

Dentro de la facies se produce la descomposición de la epidota, según las reacciones siguientes:

epidota + cuarzo  $\rightleftharpoons$  granate + plagioclasa + magnetita + fluido  
entre 520 y 670°C y 1 a 5 kb, y

epidota  $\rightleftharpoons$  granate + plagioclasa + hematita + cuarzo + fluido  
entre 600 y 750°C y 1 a 5 kb.

Para el inicio de la facies granulita en la clase básica se han deducido varias reacciones, a partir de datos de campo y asociaciones mineralógicas, que implican la formación de hiperstena. Tales reacciones son:

hornblenda + cuarzo  $\rightarrow$  hiperstena + clinopiroxenos + plagioclasa + H<sub>2</sub>O  
hornblenda + biotita + cuarzo  $\rightarrow$  hiperstena + ortoclasa + plagioclasa + H<sub>2</sub>O  
hornblenda + granate + cuarzo  $\rightarrow$  hiperstena + plagioclasa + H<sub>2</sub>O

Desgraciadamente, estas reacciones no han podido ser determinadas experimentalmente.

## VI. DISTRIBUCION DE LAS ROCAS FORMADAS POR METAMORFISMO REGIONAL

Las rocas formadas por metamorfismo regional se localizan fundamentalmente en tres ambientes tectónicos: escudos precámbricos, fajas orogénicas fanerozoicas y fondos oceánicos.

-Los escudos son grandes áreas de rocas precámbricas de dimensiones continentales que fueron sometidas a diversos períodos de orogénesis y metamorfismo en ese eón y se estabilizaron en el Fanerozoico. La mayor parte de las rocas expuestas pertenecen a las facies anfibolita y anfibolita de epidota y en menor escala la facies granulita que, sin embargo, está prácticamente restringida al Precámbrico.

De acuerdo con Miyashiro (1973) la extensión relativa promedio de las rocas de los escudos es la siguiente:

rocas graníticas y gneises cuarzo-feldespáticos	70-80%
otros metasedimentos	10 o un poco más
metabasitas	10 o menos

Es importante señalar que la intensidad o temperatura del metamorfismo no tiende necesariamente a aumentar con la edad en los escudos. Así, la Provincia Superior que es la porción más antigua del Escudo Canadiense, presenta un metamorfismo de menor grado que la Provincia Grenvilliana, más joven.

- Las fajas orogénicas fanerozoicas rodean por lo general a los escudos precámbricos. Tal disposición se vuelve más clara al reconstruir la configuración de los continentes anterior al comienzo de la deriva mesozoica. Algunas de las fajas orogénicas más jóvenes se encuentran en las márgenes continentales y en los arcos insulares. Son comunes las rocas metamórficas de las facies esquistos verdes, anfibolita de epidota y anfibolita, acompañadas de rocas graníticas, pero a excepción de la primera facies, las demás rocas no son tan abundantes como en los escudos. A diferencia de éstas, sin embargo, es muy notable la presencia de rocas de las facies zeolítica, de prehnita-pumpellyta y de esquistos de glaucofana y la rareza de la facies granulita. Es muy posible, pues, que la corteza continental haya crecido por la adición de fajas orogénicas alrededor de los escudos preexistentes, en los cuales el metamorfismo desempeñó un papel importante en la transformación de sedimentos.

-El estudio de las rocas obtenidas de los fondos oceánicos revela la presencia de rocas metamórficas, en su mayoría de origen basáltico. Se trata de rocas comparativamente jóvenes, pues las más antiguas descubiertas son del Jurásico. Es de notar la ausencia de rocas de composición granítica, a diferencia de lo que sucede en los escudos y fajas orogénicas. La composición de las rocas del fondo oceánico y su estructura y tipo de metamorfismo es coherente con la hipótesis de su crecimiento por expansión a partir de las cordilleras meso-oceánicas.

En la figura IX.18 se ilustra, mediante un mapamundi, la distribución global de las rocas formadas por metamorfismo regional de acuerdo con su ambiente tectónico.

Es posible que en la actualidad el metamorfismo tenga lugar a gran escala por debajo de algunas regiones orogénicas activas y de las cordilleras meso-oceánicas. A pequeña escala se sabe de su presencia en algunos campos geotérmicos, como el del Salton-Sea en California.







-  Fondos oceánicos
-  Fajas orogénicas
-  Escudos precámbricos
-  Placas continentales y áreas de plataforma con delgados espesores de sedimentos encima de fajas orogénicas o escudos precámbricos.

Figura IX.18 Mapa de la distribución mundial de los ambientes tectónicos de las rocas metamórficas regionales.

## VII. EJEMPLOS DE MEXICO Y EL MUNDO

a) La Provincia Grenvilliana, porción oriental de Canadá. La Provincia Grenvilliana es una de las siete provincias estructurales en que se ha dividido al Escudo Canadiense, ocupando una franja de alrededor de 2 000 km de extensión en el extremo oriente de éste. (Figura IX.19).

El Escudo Canadiense es una enorme región de rocas precámbricas que abarca casi la mitad de ese país y se prolonga un poco hacia los Estados Unidos en los alrededores del Lago Superior y en las Montañas Adirondack. A excepción de su porción noreste, que se encuentra frente a Groenlandia, el escudo está rodeado por rocas sedimentarias fanerozoicas de poco espesor y sin metamorfismo ni deformación, denominadas Las Tierras Bajas Interiores, en donde a veces llegan a aflorar islotes del basamento precámbrico. El conjunto constituye el Cratón de Norteamérica, el cual está limitado por tres fajas orogénicas: al oriente por los Montes Appalaches del Paleozoico, al norte por la región Innuiciana, también paleozoica, y al oeste por la región Cordillerana, del Mesozoico-Cenozoico (Figura IX.20). Esta disposición sugiere un crecimiento por acreción continental de fajas orogénicas más jóvenes y puesto que la parte más antigua del escudo se encuentra en su centro, es posible que un proceso parecido haya tenido lugar en el Precámbrico.

De importancia capital en el estudio de las orientaciones estructurales es el reconocimiento de cuatro grandes orogénias: Kenorana, Hudsoniana, Elsoniana y Grenvilliana, cuya extensión superficial en relación con las provincias estructurales se muestra también en la Figura IX.19. De acuerdo con Stockwell (1965) las edades promedio de cada orogénia, determinadas por el método del potasio-argón en micas, son las mostradas en la Tabla IX.10.

Nótese que no hubo orogénia a fines del Precámbrico y el contacto con rocas más jóvenes se tiene que trazar a partir de evidencias fosilíferas.



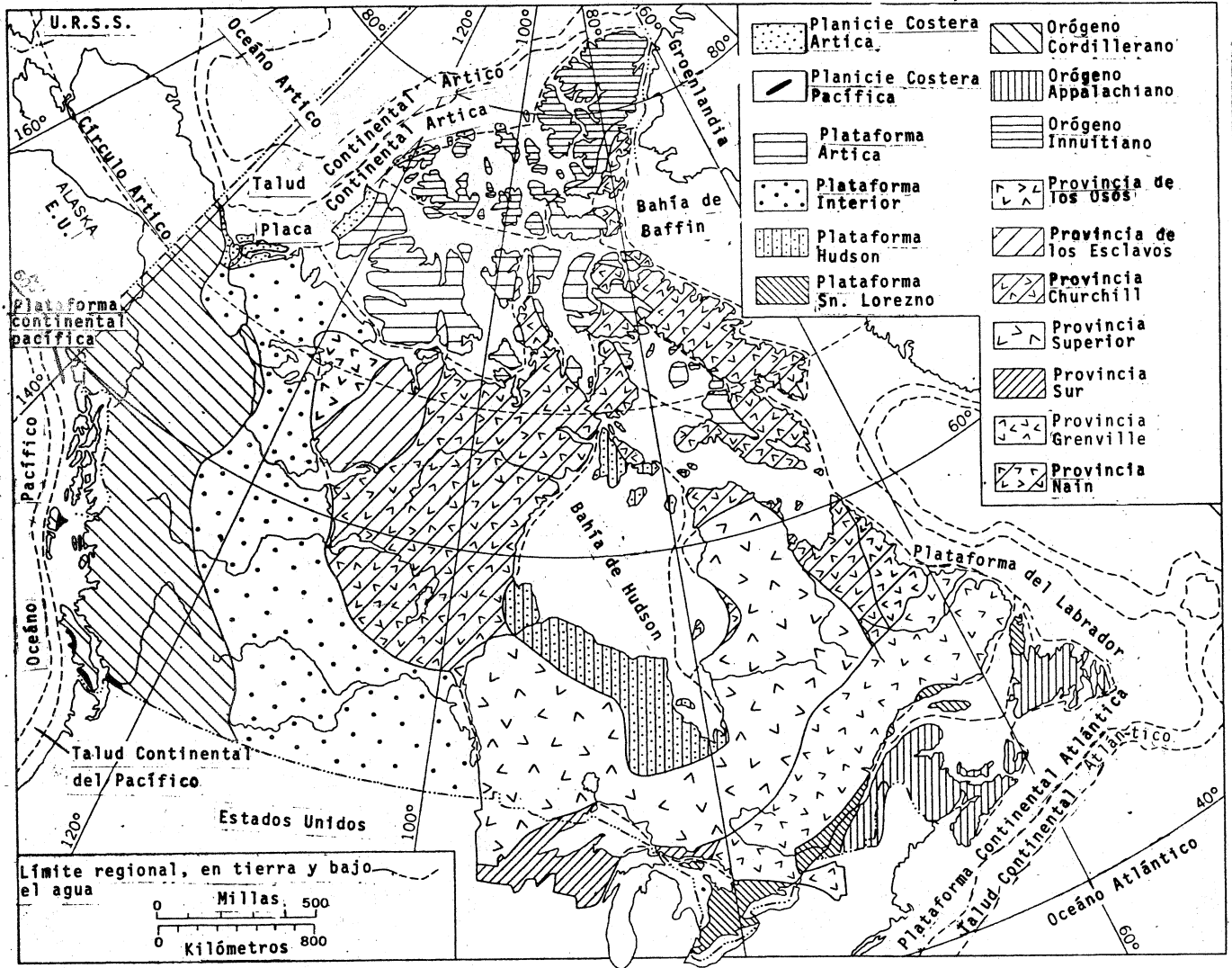


Figura IX.19 Regiones geológicas del Canadá.

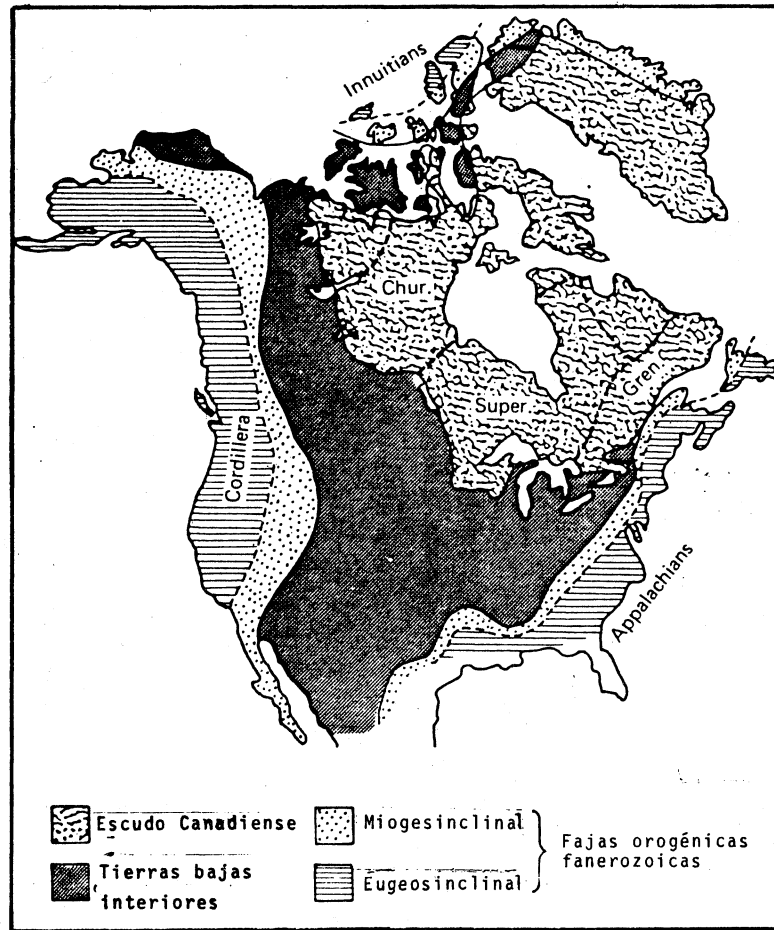


Figura IX.20 Constitución de Norteamérica. Sólo se muestran tres de las provincias del Escudo Canadiense (Superior, Churchill y Grenvillle). (Modificado de Kay, 1951, King, 1959, 1969, y otros).

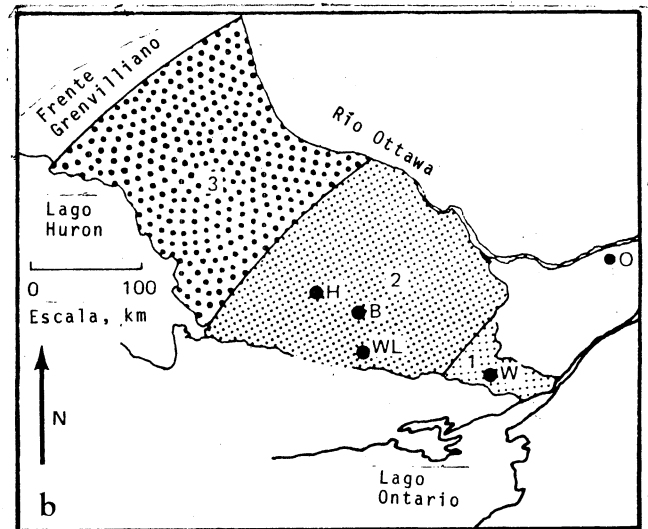
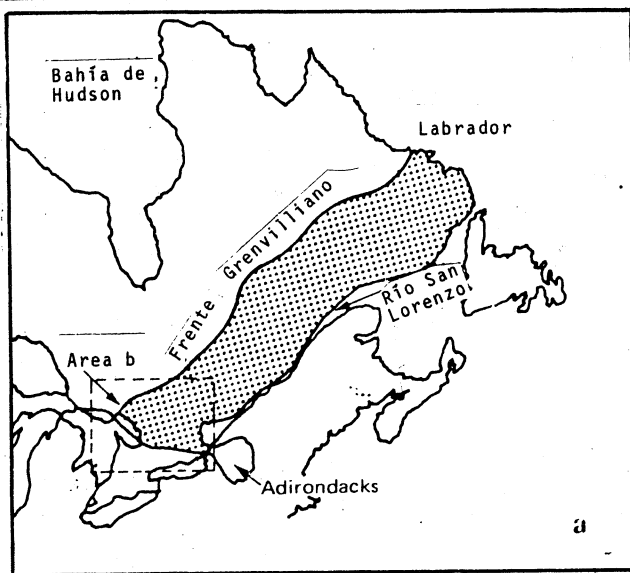


Figura IX.21 (a) Mapa que muestra la localización de la provincia tectónica Grenvilliana (punteada). Escudo Canadiense. (b) Distribución de zonas de presión creciente de 1 a 3 en la faja sur de la provincia Grenvilliana (tomado de W. Chesworth, 1971). (B. Bancroft; H, Harcourt; O. Ottawa; W. Westport; WL. Whetstone Lake).

EON	ERA	SUB-ERA	OROGENIA	EDAD K/A(m.a.)	PROVINCIAS
PROTEROZOICO	HADRINIANA			600	
	HELIKIANA	NEOHELIKIANA	GRENVILLIANA	800	GRENVILLE
		PALEOHELIKIANA	ELSONIANA *	1280	NAIN OCCIDENTAL
	A FEBIANA		HUDSONIANA	1640	CHURCHILL OSOS Y SUR
ARQUEANO			2390	SUPERIOR ESCLAVOS Y NAIN ORIENTAL.	

Tabla IX.10

La parte más antigua del escudo es la Provincia Superior aunque muestra evidencias de la existencia de una corteza anterior como la presencia de cuarzo y feldespatos en areniscas y zircones detríticos que cristalizaron hace 3400 y 3600 m. a. Las condiciones de metamorfismo a la que se vieron sometidas las rocas originales de la provincia (areniscas, conglomerados y volcánicos) son características de la Facies Esquistos Verdes y parte inferior de la Facies Anfíbolita.

La Provincia Grenvilliana contiene no sólo las rocas metamorfoseadas durante la orogenia respectiva, sino también rocas más antiguas modificadas por ésta y se caracteriza por la abundancia de anortositas y rocas metamórficas de las facies granulita y anfíbolita. Está limitada al oeste por una discontinuidad mayor denominada Frente Grenvilliano.

En su porción meridional, que es la mejor estudiada, se distinguen tres zonas de presión creciente hacia el occidente (Figura IX.21):

- Comenzando por su extremo SE, en los alrededores de Westport, se observa una secuencia pelítica en donde son muy abundantes la sillimanita, cordierita, granate y ortoclasa con cantidades accesorias de andalucita y ausencia de estaurolita y distena. Esta mineralogía señala una transición entre las facies granulita y anfíbolita bajo condiciones de baja presión.

- En el área central, que comprende los poblados de Harcourt, Bancroft y Whetstone, se encuentran los tres polimorfos de  $Al_2SiO_5$  asociados a moscovita, biotita, granate, cordierita y estaurolita que señalan condiciones de la facies anfibolita y presiones intermedias.

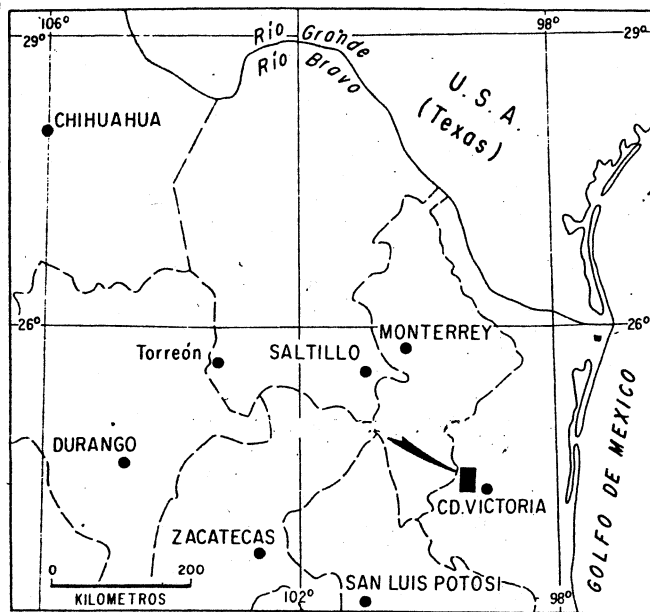
- En el área occidental, considerada como la de mayor presión son muy comunes en las metapelitas la distena, sillimanita, estaurolita y moscovita, notándose una ausencia de cordierita y andalucita, mientras que en las metabasitas aparece la asociación hornblenda-almandino, típicas de la facies anfibolita.

b) Región al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. En México, uno de los islotes precámbricos que parecen ser una prolongación de la Provincia Grenvilliana, que ha sido detectada también en pozos petroleros del área del golfo, se localiza en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, situado en las cercanías y al oeste de Cd. Victoria. Figura IX.22.

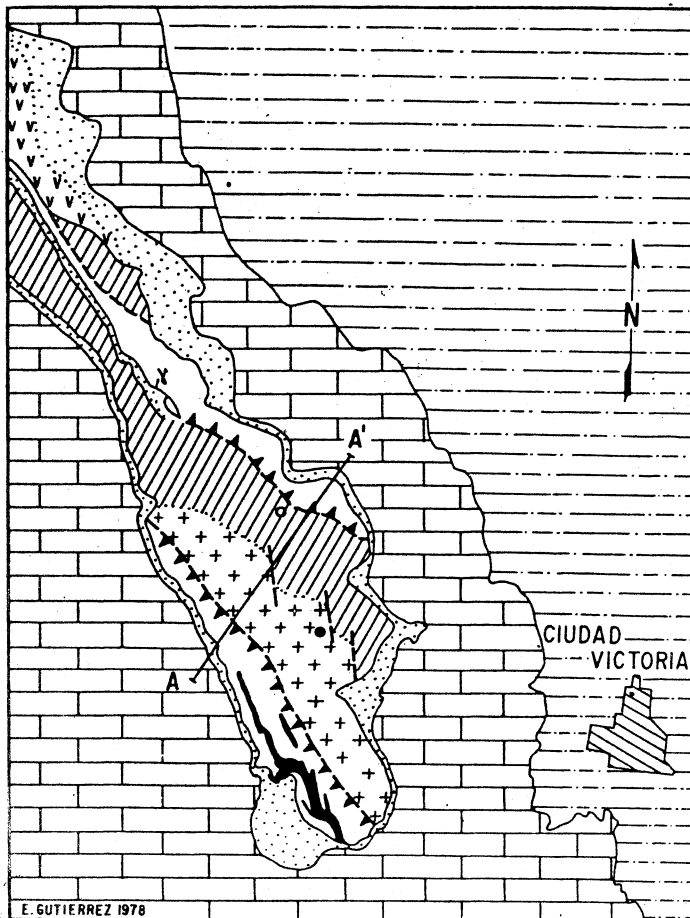
La zona en cuestión fue estudiada por Carrillo Bravo (1961), De Cserna (1971 a y b), De Cserna, Graf y Ortega-Gutiérrez (1977), Ramírez-Ramírez (1978) y Ortega-Gutiérrez (1978), de donde hemos extraído los datos siguientes:

El núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina está formado por gneises, cuarcitas, esquistos, serpentinitas y por unos 1500 m de rocas sedimentarias marinas fosilíferas no metamorfoseadas del silúrico Medio-Pérmico. Existen dos discordancias dentro de la secuencia sedimentaria paleozoica, que indican deformaciones durante el Misisípico Tardío y Pensilvánico Tardío (Fig. IX.23).

La acumulación de 2000 m de capas rojas durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano se efectuó bajo condiciones tafrogénicas, seguidas por leve arqueamiento y erosión. La secuencia sedimentaria correspondiente al Jurásico Superior-Cretácico Superior, cuyo espesor es de unos 2400 m y consiste en gran parte en rocas carbonatadas y sedimentos de tipo Flysch, sufrió deformación principal durante el Eoceno Temprano, produciendo el anticlinorio.



—Localización del área estudiada.



**EXPLICACION**

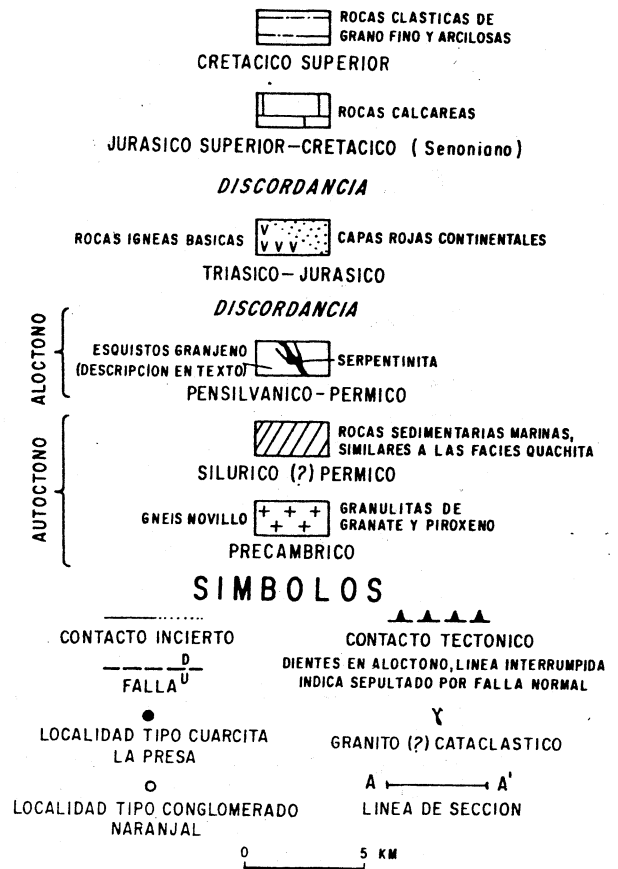
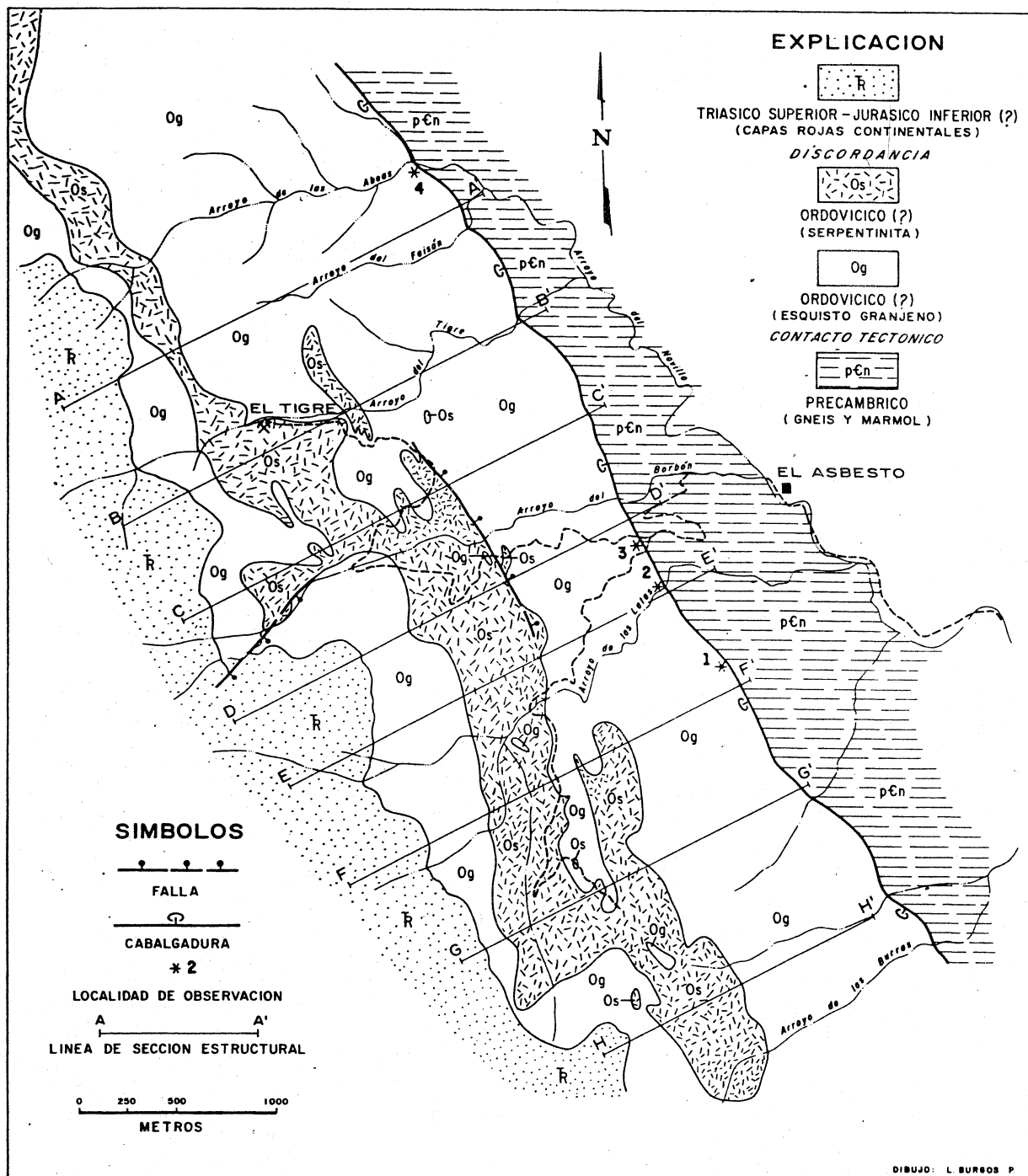


Figura IX.22 Reinterpretación simplificada de la geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina (parte norte). Modificada a partir de los datos de Carrillo-Bravo (1961), Fries y colegas (1962), Ramírez-Ramírez (1974) y de Cserna y colegas (1977).



Figuras IX.23 Mapa geológico generalizado del bloque meridional del alóctono del Esquisto-Granjeno en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. La geología ha sido recopilada por Z. De Cserna de los datos de Ugalde y Sansores (in Salas, 1970), Ramírez-Ramírez y de F. Ortega-Gutierrez (1974).

El Gneis Novillo, cuyas edades con el método K/Ar oscilan entre 740 y 920 millones de años, es decir Precámbrico Tardío, en el Cañón del Novillo consiste de ortogneis gabroide-anortosítico, mientras que en el cercano Cañón de Peregrina aflora también paragneis cuarzo-feldespático con algunas capas de mármol. Las asociaciones características de los tres tipos de rocas que conforman el Gneis Novillo son las siguientes:

- a) Para el ortogneis: plagioclasa-granate-cuarzo-clinopiroxeno-ortoclasa.
- b) Para el paragneis: cuarzo-pertitas-plagioclasa-granate-rutilo, con biotita cloritizada y hornblenda.
- c) Para el mármol: calcita, tal vez dolomítica con flogopita.

El contacto premetamórfico entre los ortogneises y paragneises parece ser intrusivo y el conjunto está en contacto de falla con el Esquisto Granjeno, del Paleozoico, cuyas edades oscilan entre 497 y 262 millones de años, empleando los métodos K/Ar y Rb/Sr. Esta formación consiste de esquistos de cuarzo-moscovita-clorita-albita, esquistos de clorita-epidota-actinolita-albita-serpentinitas y metacalizas. Cuerpos ígneos básicos y graníticos, deformados y algo recristalizados, afectan al Gneis Novillo y tal vez también a los esquistos.

Los gneises tienen un bandeamiento generalmente paralelo a la foliación regional (N52°W, 75°NE en promedio), la cual es axial tanto a pliegues isoclinales como a pliegues más abiertos, cuyos ejes tienen una dirección N 48°W y buzamientos de 28°. Dos fases de deformación posteriores produjeron milonitización paralela al bandeamiento en las cercanías del contacto del gneis con el esquisto y el desarrollo de bandas de cataclasis, hasta de más de 100 m de espesor, paralelamente a las cuales se emplazaron los diques básicos.

Las condiciones del metamorfismo del Gneis Novillo se asignan a la Facies Granulita estimándose, en base a la estabilidad experimental conocida de las asociaciones minerales encontradas en las granulitas básicas, un intervalo de temperatura de 700-800°C y de presión litostática de 8-10 kb,

en presencia de escasos fluidos acuosos. Asociado a la cataclasis tuvo lugar un metamorfismo retrógrado en la zona de la clorita de la Facies Esquistos Verdes. El metamorfismo del Esquisto Granjeno, en bancia, se desarrolló a bajas temperaturas y quizá a elevadas presiones, como lo sugiere la presencia ocasional de estilpnomelana, si bien no se ha confirmado aún que haya glaucofana.

Para explicar la yuxtaposición actual del esquisto con rocas sedimentarias paleozoicas, algunas más antiguas que él, De Cserna (1971) postuló la hipótesis de que el esquisto representaba un alóctono tectónico que había cabalgado desde el oriente sobre el basamento granulítico autóctono, cabalgamiento facilitado por la serpentinita, como se muestra en las Figuras IX.23 y 24. Un fallamiento normal posterior habría puesto en contacto a los esquistos, gneises y sedimentos.

Las edades tan variables que presenta el Esquisto Granjeno podrían indicar, de acuerdo con Denison y colegas (1971), un metamorfismo posterior acaecido en el Pensilvánico-Permiano.

Existen discrepancias acerca de cuando tuvo lugar este emplazamiento alóctono, si en el Paleozoico Temprano, como sugiere De Cserna o en el Paleozoico Tardío, según Ramírez-Ramírez. En la Figura IX.25 se muestra la interpretación de este último.



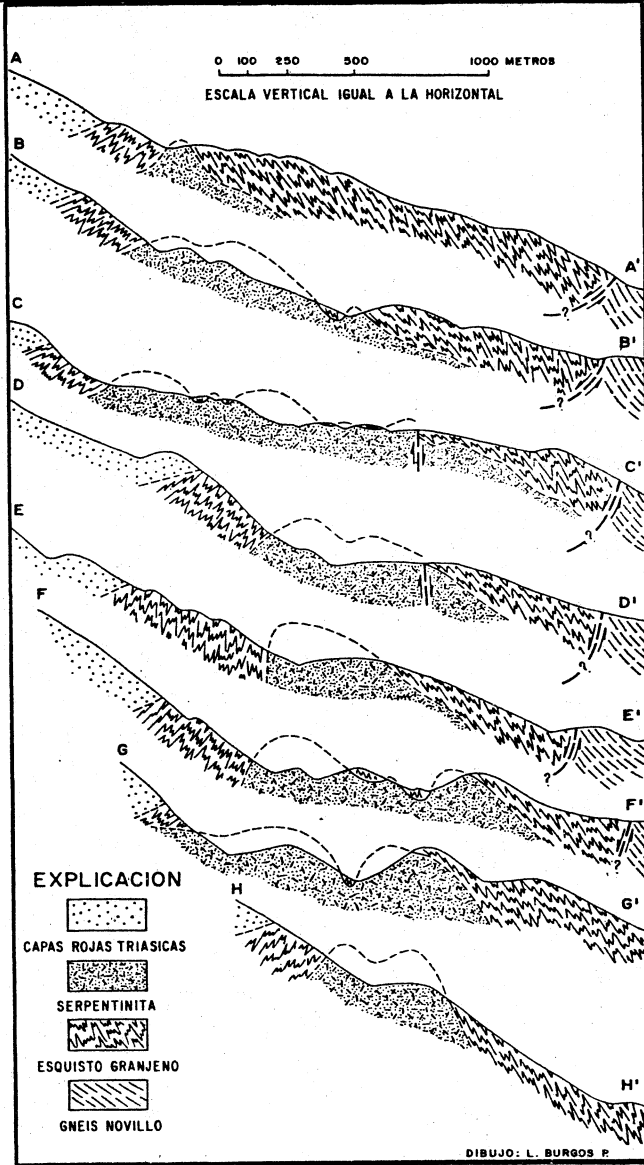


Figura IX.24 Secciones estructurales a través del bloque meridional del alóctono del Esquisto-Granjeno en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Las secciones estructurales han sido construidas por Z. de Cserna de los datos contenidos en la Figura 3, complementados por observaciones de campo.

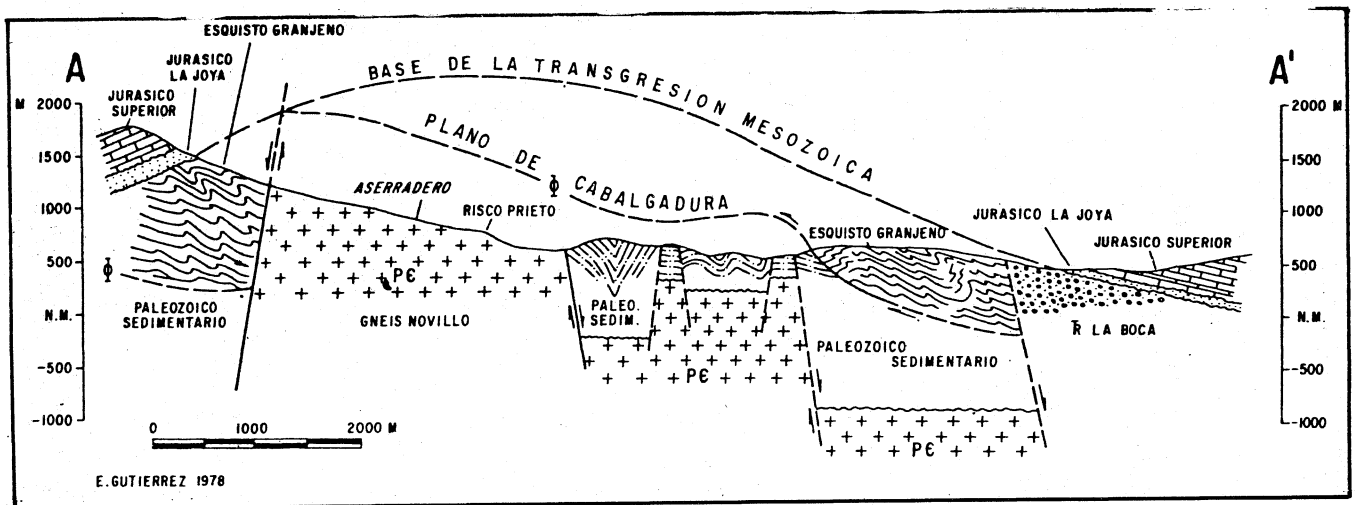
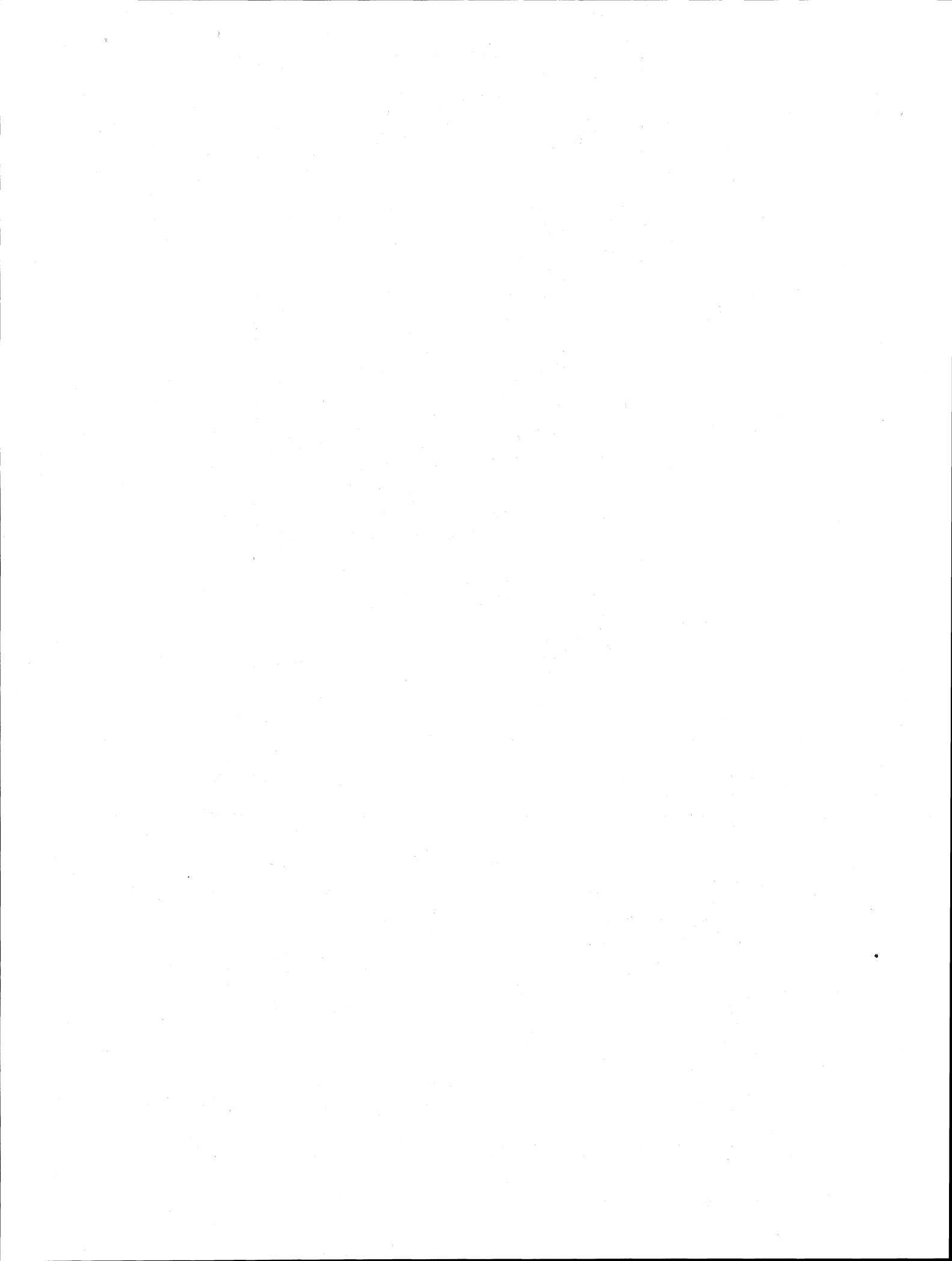


Figura IX.25 Sección geológica interpretativa basada en los datos de Carrillo-Bravo (1961), Ramírez-Ramírez (1974), y las observaciones hechas por Ramírez en 1976 y 1977. Topografía tomada de la sección C-C' de Ramírez-Ramírez (op.cit).



## CAPITULO X. ROCAS FORMADAS POR METAMORFISMO REGIONAL DE ALTO GRADO BAJO CONDICIONES ANHIDRAS

### I. INTRODUCCION

En los capítulos precedentes se ha considerado el metamorfismo producido bajo condiciones en que la presión hidrostática es igual a la presión total que sufre una roca. Sin embargo, existen ciertas rocas que han sido sometidas a condiciones especiales en las que  $P_{H_2O} < P_T$ , como es el caso de las granulitas y eclogitas, que no pueden representarse en un diagrama como el de la Fig. I.1. Mientras que las segundas se pueden originar dentro de un intervalo muy amplio de temperatura, las granulitas aparecen sólo en terrenos de alto grado y en todas ellas se nota la ausencia de moscovita primaria. Procederemos pues a examinar cada una de ellas.

### II. LAS GRANULITAS

#### 1. Definición

En virtud de la notable confusión que existe para la utilización del término "granulita" un grupo internacional propuso una definición que Mehnert (1972) analiza y resume como sigue:

"Las granulitas son rocas metamórficas de grano fino a medio compuestas esencialmente de feldespatos con o sin cuarzo. Los minerales ferromagnesianos son en forma predominante anhidros. La textura es sobre todo granoblástica y la estructura es gneisoide o masiva. Algunas granulitas contienen granos o agregados lenticulares de cuarzo. La granulita es la roca típica de la facies granulita y la composición de los minerales corresponde a las condiciones de ésta."

De la definición anterior se deduce que no todas las rocas de la facies granulita son granulitas. Por tal razón Winkler (1974) propone los términos "granolita" a las rocas que

presentan minerales característicos de esta facies y "granoblastita" a las que, aunque hayan cristalizado en ella, no tienen minerales diagnósticos.

En la Tabla X-1 se señalan las principales características que debe tener una roca para que sea denominada granulita.

<p>1. Rocas metamórficas regionales de alto grado félsicas a máficas de cualquier tamaño de grano. Se excluyen las rocas ultramáficas, rocas de calcosilicatos y los mármoles, anfibolitas, y mica esquistos de biotita.</p> <p>2a. Los feldespatos son componentes mayores (aproximadamente -- 20% o más).</p> <p>2b. No hay moscovita primaria asociada a cuarzo y feldespatos.</p> <p>3. Los minerales máficos con frecuencia son predominantemente anhidros.</p> <p>4. Texturas cristaloblásticas, principalmente granoblásticas y sus variedades, se hacen las distinciones estructurales 4a y 4b.</p>		
(4a) Estructura Masiva, no gneisoide	(4b) Con estructura gneisoide	
Asociaciones minerales diagnósticas de la zona de hiperstena regional	Granolita A, B o C	Granolita gneisoide A, B o C
Asociaciones minerales no diagnósticas de la zona hiperstena regional	Granoblastita X, 4 o 2	Granoblastita gneisoide X, 4 o 2
<p>A ver la figura X-3 para granulitas que contienen hiperstena. A, B y C representan una asociación mineral definida que es -- diagnóstica de la zona regional de la hiperstena; X, Y o Z a -- una asociación mineral que no es diagnóstica.</p> <p>Las granoblastitas X, Y, o Z normalmente se forman por metamorfismo de alto grado en terrenos granolíticos pero ocasionalmente también en metamorfismo de grado alto (zona del almandino).</p>		

Tabla X.1 Rocas Granulíticas vueltas a definir.

## 2. Texturas

Se pueden considerar tres grandes grupos principales (Figura X.1):

a) Textura granoblástica, que consiste de un mosaico de cristales xenoblásticos y que puede ser equigranular, inequigranular o gradual ("seriate"); en este último caso, existe una distribución de la frecuencia en el tamaño del grano a modo que hay una completa graduación desde los más finos hasta los más gruesos.

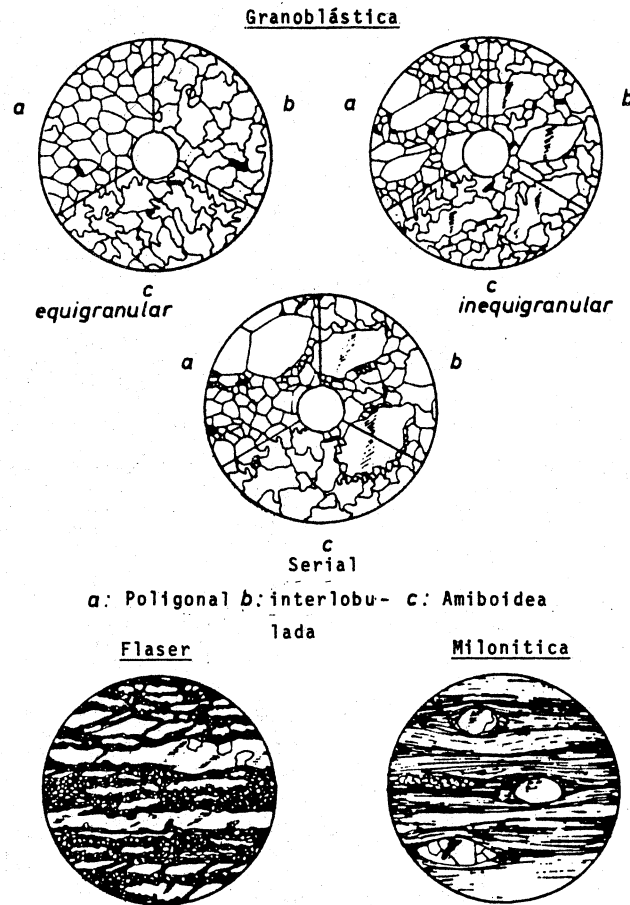


Figura X.1 Texturas de granolitas y granoblastitas (tomado de Moore, 1970).

b) Textura flaser, en donde lentes pequeñas de material granular como el cuarzo están separados por bandas y fajas o vetas ondulantes de material foliado, finamente cristalino, usualmente agregados de escamas paralelas en líneas ondulantes o curvadas.

c) Pseudomilonítica en la que las rocas son de grano muy fino y tienen una laminación muy marcada (estructura de flujo o fluxión); se pueden observar megacristales en donde la laminación se curva alrededor de ellos.

### 3. Mineralogía

La Fig. X-2 es un esquema idealizado de las relaciones químicas entre las fases anhidras comunes de la facies granulita. Los minerales individuales tienen además sus propias características. Por ejemplo, la hiperstena tiene abundante  $Al_2O_3$  y tiende a ser fuertemente pleocroica; el granate es

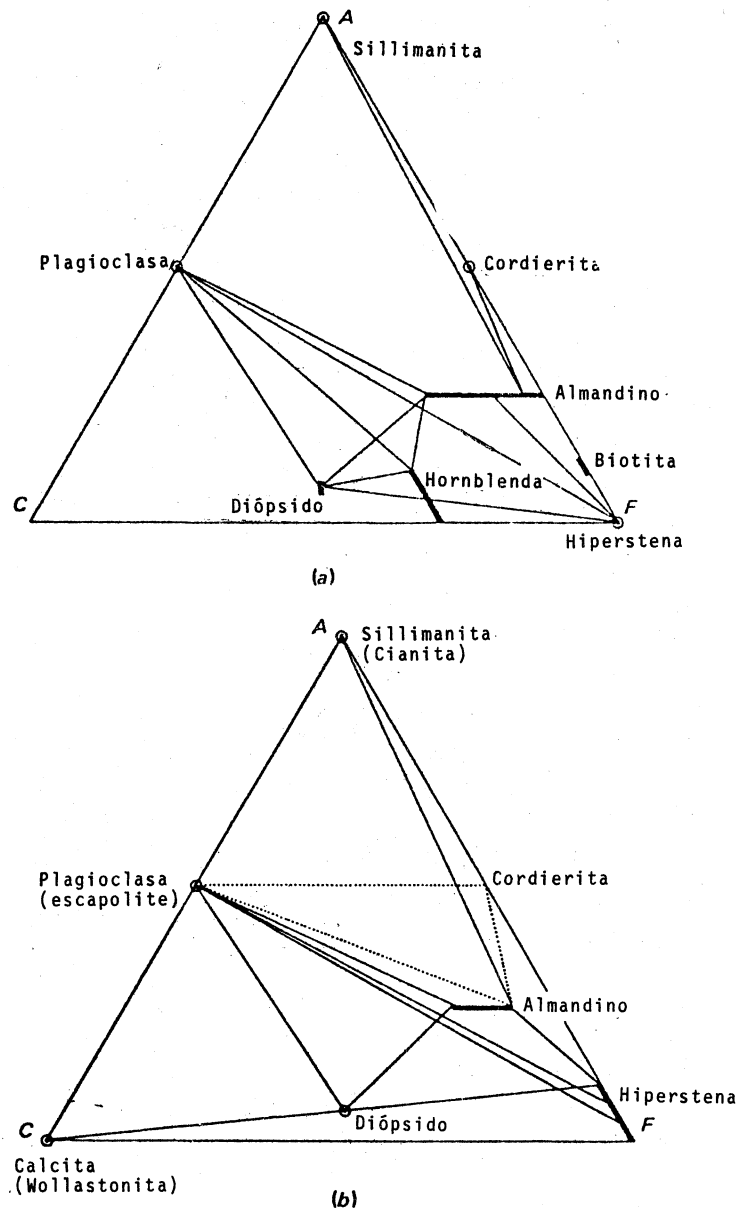


Figura X.2 Facies granulita. Diagramas ACF para rocas con exceso de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ; el cuarzo y feldespato potásico son fases adicionales posibles: (a) Broken Hill, Australia (de datos de R.A. Binns, 1964, 1965); (b) Diagrama generalizado para fases anhidras (tomado de P.Eskola, ligeramente modificado).

almandino con cantidades de piropro y grosularia comprendidas respectivamente entre 20-25% y 15-20%; el feldespato potásico es notablemente pertítico y en ejemplar de mano presenta tonalidades azules y verdes oscuras; las plagioclasas son antipertíticas y pueden estar acompañadas o reemplazadas por escapolitas; la cordierita puede ser abundante; el rutilo y la ilmenita son las fases titaníferas características y nunca la esfena; el olivino, corindón y la espinela

verde pueden ser fases esenciales de las rocas con déficit de sílice, pero la última puede incluso aparecer en asociaciones con cuarzo; aunque la sillimanita es el polimorfo común de  $Al_2SiO_5$ , algunas granulitas contienen distena. Una fase rara pero al parecer característica de asociaciones deficientes en sílice y ricas en Mg y Al es la zafirina  $(Mg,Fe)_2Al_4O_6(SiO_4)$ .

En la tabla X.2 aparecen resumidas estas características.

ASOCIACIONES MINERALES DIAGNOSTICAS DE LA ZONA REGIONAL DE LA HIPERSTENA

(a) Todas las paragénesis tienen hiperstena	
(b) La paragénesis clinopiroxeno + granate rico en almandino + cuarzo.	
CARACTERISTICAS MINERALOGICAS <sup>a</sup>	
Feldespatos alcalinos	Es típicamente perfitico; el contenido de Na normalmente es alto, de tal manera que el contenido de albita puede llegar hasta 50%.
Plagioclasa	Puede ser antiperfitica.
Ortopiroxeno	Es principalmente hiperstena y contiene hasta 10% de $Al_2O_3$ , es pleocroico en colores verdosos, rosáceos y amarillentos.
Clinopiroxeno	Es diópsido - hedembergita ligeramente verde bajo en hierro férrico. Algunos clinopiroxenos pueden ser ricos en Al.
Granate	Normalmente es rico en almandino pero puede contener cantidades apreciables de los componentes piropo y grosularia, p. eje., hasta 55% de piropo y hasta 20% de grosularita. Normalmente, la cantidad del componente espessartita es muy pequeña. El contenido de grosularita es máximo en el granate que coexiste con el clinopiroxeno.
Hornblenda	Es verde olivo a parda debido al contenido relativamente alto de Ti.
Biotita	Normalmente rica en Mg y Ti.
$Al_2SiO_5$	Se presenta como sillimanita o cianita

<sup>a</sup>Para más detalles, ver a Mehnert (1972, p. 148).

Tabla X.2

#### 4. Tipos de granulitas.

Debido a que muchas rocas metamórficas con hiperstena, con frecuencia entremezcladas con otros metasedimentos, tienen composiciones similares a rocas de la serie charnoquítica, que pueden ser ígneas o al menos tener aspecto de ígneas, Winkler (1974) propone la utilización del triángulo superior de la clasificación de Streckeisen y con divisiones similares, para delimitar los diferentes tipos de granulitas, tal como se muestra en la Figura X.3. Se observa que los nombres asignados a los diversos campos no son los mismos que el de la serie charnoquítica de indudable origen ígneo. Recuérdense que una charnoquita es una roca cuervo feldespática, sea granítica, granulítica o gneisoide, que contiene hiperstena como mineral esencial.

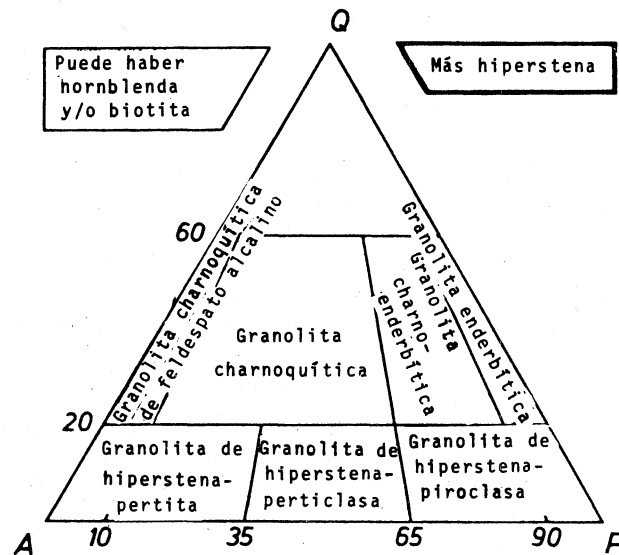


Figura X.3 Rocas metamórficas regionales del grupo de la granulita que contienen hiperstena.

NOTA: Las cuarcitas que contienen hiperstena se localizarían cerca de la esquina Q. Aunque son diagnósticas de la zona de hiperstena regional, no pertenecen al grupo de las granulitas por que no tienen feldespatos como constituyentes principales.



## 5. Localización

Las granulitas y rocas pertenecientes a esta facies se encuentran sobre todo en los escudos precámbricos, si bien no ocupan extensiones considerables; raras veces aparecen en rocas más jóvenes y con frecuencia presentan metamorfismo retrógrado. Tal vez por esta razón se han considerado dos zonas dentro de la facies: una de hornblenda-hiperstena que gradúa a la zona de la sillimanita de la facies anfibolita, y otra con hiperstena sola de mayor temperatura. La primera puede contener hornblenda y biotita, mientras que la segunda se desarrolla más allá de los campos de estabilidad de ambos minerales y se caracteriza por una mineralogía virtualmente anhidra. Ambas zonas pueden presentar o no foliación y alternancia de banda cuarzo-feldespáticas y máficas.

## 6. Origen.

Existen dos teorías fundamentales para explicar el origen de estas rocas, una metamórfica y otra ígnea.

a) La teoría metamórfica se ve favorecida en aquellas áreas en donde:

- Las rocas o bandas entremezcladas son de una composición indudablemente sedimentaria, como son los mármoles y rocas calco-silicatadas, cuarcitas y rocas con alto contenido en cuarzo, rocas con sillimanita y granate o con alto contenido en alúmina y las rocas con grafito.
- Las rocas muestran una amplia variedad de bandas de diferentes espesores y composiciones que no cabría esperar en rocas ígneas más o menos homogéneas.
- Hay concentración de minerales accesorios pesados en los contactos entre algunas capas, que podría sugerir una concentración original de ellas.
- Están presentes granos redondeados de zircón y ausentes las plagioclasas macladas.
- Se puede hacer una correlación con equivalentes menos metamorfoseados de un mismo horizonte en otras partes de la región.
- Se observan vestigios de estructuras amigdaloides en las bandas máficas, que podrían señalar antiguas rocas

volcánicas metamorfoseadas.

- Se puede establecer que la hornblenda cristalizó antes que la hiperstena, lo que no está de acuerdo con la se ries de reacción de Bowen.

- El contenido en Fe de la hiperstena es alto.

b) Las siguientes evidencias pueden señalar un origen ígneo, a partir de un magma subsaturado en agua o por anatexis de las rocas encajonantes:

- Presencia de bordes francos entre la granulita y las rocas encajonantes con menor grado de metamorfismo.

- Los afloramientos son masivos, homogéneos y extensos.

- Presencia de relaciones intrusivas con las rocas que la rodean, como vetas, diques y contactos que cortan la foliación de éstas.

- Textura masiva excepto en las cercanías de los contac tos con las rocas adyacentes.

- Textura ofítica y plagioclasas macladas o con zoneamien to.

- Zircones euedrales, sin trazas de redondamiento.

- Estratificación rítmica gradual en rocas máficas y ul tramáficas.

- Inclusiones angulares o redondeadas de rocas que se en cuentran en la región.

- Presencia de fases pegmatíticas.

### III. LAS ECLOGITAS

#### 1. Definición

Las eclogitas son rocas cuya composición química se aproxima mucho a la de los basaltos pero en cuya mineralogía las pla gioclasas están ausentes, ocupando su lugar como esenciales un clinopiroxeno verde denominado onfacita y un granate rojo

o pardo rojizo que es una solución sólida de piropero, almandino y grosularia en diversas proporciones. La composición de la onfacita es muy compleja pues contiene, también en proporciones diversas, moléculas de jadeíta, diópsido, hedenbergita, tschermakita y acmita.

La gran densidad de estas rocas, cercana a  $3.5 \text{ g/cm}^3$ , comparada con la de otras rocas metabasálticas, condujo a Eskola (1939) a considerarlas dentro de una facies de altas presiones y temperaturas, a la que denominó Facies Eclogita.

## 2. Localización

Las eclogitas son rocas raras que, sin embargo, se hallan distribuidas ampliamente en todo el mundo como xenolitos, masas lenticulares o bloques tectónicos en terrenos que, por lo general, no pertenecen a esta facies, sino a las facies granulita, anfibolita o esquistos azules; aparecen también como inclusiones en kimberlitas y basaltos alcalinos, pero nunca constituyen macizos cartografiables.

## 3. Tipos

En función de los ambientes tan diversos en que suelen econtrarse y tomando en cuenta otras consideraciones Coleman y colaboradores (1965), distinguen los tres grupos de eclogitas; mostrados en la Tabla IX.3.

En virtud del amplio intervalo de condiciones físicas bajo las cuales parecen haberse formado estas rocas, condiciones inferidas por sus asociaciones geológicas, los autores señalados favorecen el abandono del concepto de una facies eclogita. No obstante, su mineralogía, como función de esas condiciones, se puede utilizar para caracterizar el ambiente y, por tanto, las eclogitas son tan valiosas como cualquier otro tipo de rocas metamórficas.

Sin embargo, otros autores como Turner (1981) no están de acuerdo con la eliminación de la facies eclogita, pues comprende rocas (algunas de ellas estrictamente ígneas) que se formaron bajo un amplio rango de temperatura y presiones, que

TIPO DE ECLOGITA	A	B	C
Ambiente geológico	Inclusiones en kimberlitas, basaltos alcalinos y peridotitas	Lentes y cuerpos cilíndricos en gneises y migmatitas.	Bloques tectónicos en terrenos de esquistos azules.
Composición Global	Basalto alcalino	Basalto intermedio	Basalto toleítico
Composición del granate	55% de piropero	30-55% de piropero	30% de piropero
Composición de la onfacita	Diopsídica	Diopsídica	Jadefítica
Minerales accesorios frecuentes	Cuarzo Rutilo Hiperstena Distena	Hornblenda var. Barrosita Zoisita	Glaucófana Epidota
Condiciones físicas inferidas	T muy alta P alta	T moderada P alta	T baja P alta

Tabla X.3

se pueden extender más allá de la corteza terrestre, pero que son compatibles con la definición de Eskola.

#### 4. Datos experimentales

Los experimentos sobre equilibrios de fases de las transformaciones que sufren diferentes asociaciones metabasálticas para convertirse en eclogitas, realizados por diversos autores, llevan a la conclusión de que las primeras están separadas de las segundas, en un espacio p-T variable de acuerdo con ellos, por una zona de transición de anchura considerable, en la que coexiste el granate, el clinopiroxeno y las plagioclasas constituyendo granulitas de piroxeno (Fig. X.4).

Por ejemplo, los experimentos realizados por Ringwood y Green (1966) sobre la transformación gabro-eclogita señalan que las eclogitas deben ser más estables que los gabros o las granulitas en grandes extensiones de la corteza continental normal. Esta conclusión tiene importantes implicaciones tectónicas, en especial la eliminación de la hipótesis de que la Discontinuidad de Mohorovicic en esas regiones se debe a una transformación isoquímica de gabro a eclogita, por las razones siguientes:

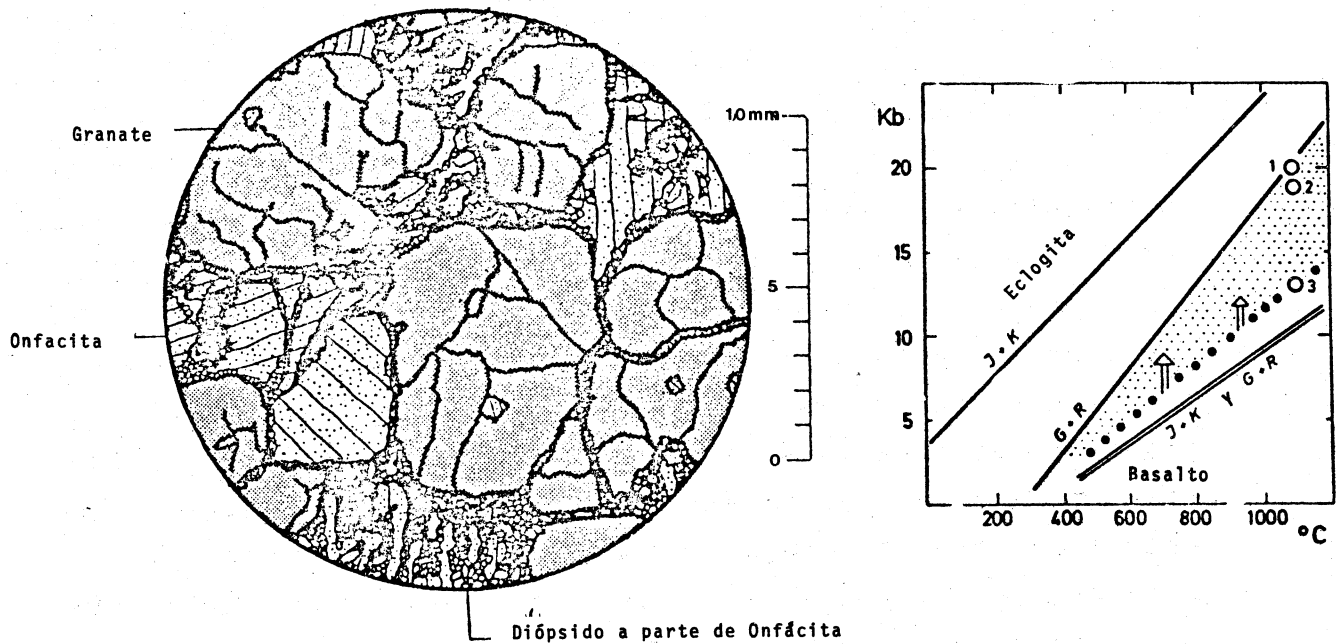


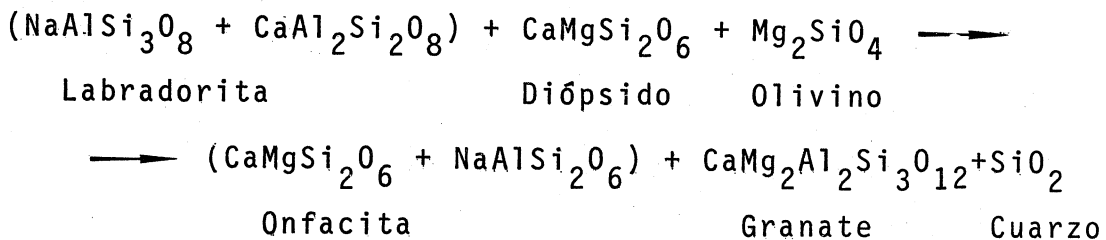
Figura X.4 (a) Sección delgada de un bloque de eclogita de la chimenea de kimberlita de Roberts Victor, Sudáfrica. Línea de escala 10 mm. (b) Extrapolación a temperaturas más bajas de los límites determinados experimentalmente entre eclogita, granolita de granate y gabro (basalto). La presión de agua es cero.

- a) El gradiente de temperatura experimental de la transformación es incompatible con las relaciones geofísicas inferidas entre la temperatura en la base de la corteza y el espesor de ésta,
- b) La transformación no puede explicar la distribución de las velocidades sísmicas de la corteza.
- c) Los cambios menores de composición química afectan sobremanera la presión requerida para la estabilidad de las eclogitas. Ello dificulta la comprensión de la uniformidad del espesor cortical en las áreas continentales estables.
- d) La densidad de las eclogitas es mayor que la del manto superior inferida a partir de métodos gravimétricos.
- e) Un manto superior de composición eclogítica sería inestable desde el punto de vista gravitacional.

Por otro lado, los resultados experimentales obtenidos están en conflicto con la idea de una corteza inferior gabroica, esto es simática, sino que más bien consistiría de rocas de composición intermedia en la facies eclogita.

A pesar de lo anterior, la transformación gabra-eclogita de be desempeñar un papel más importante en áreas tectónicamente activas, en donde la Discontinuidad de Mohorovicic no aparece con claridad (regiones de orogénesis recientes) márgenes continentales, arcos insulares y cordilleras oceánicas, pues podría llegar a ser un mecanismo de gran significado orogénico. Los grandes volúmenes de basaltos, al extravasarse o intrusionarse cerca de la superficie terrestre, pueden transformarse en eclogitas bajo condiciones de enfriamiento apropiadas. Debido a la gran densidad de las eclogitas, tales transformaciones generarían inestabilidad gravitatoria. De este modo, grandes bloques de eclogitas se hundirían en la corteza, arrastrándose a lo largo de una zona de subducción y causando una extensa deformación que se traduciría en plegamiento. Por la misma razón los bloques eclogíticos se hundirían en el manto, sufrirían fusión parcial que generaría magmas andesíticos y granodioríticos que, al ascender, afectarían a la zona plegada.

Desde el punto de vista puramente químico la transformación de gabra a eclogita estaría representada, de modo esquemático, por la reacción:



## 5. Origen

Cualquier hipótesis para explicar el origen de las eclogitas debe tomar en cuenta los hechos siguientes:

- Confirmación experimental de que se forman a altas presiones, en un amplio rango de temperaturas.
- Su composición química semejante a la de basaltos y anfíbolitas.
- Sus diferentes tipos de yacimiento, que varían desde terrenos en las facies esquistos azules, anfíbolita de epidota, anfíbolita y granulita, así como en inclusiones en kimberlitas y peridotitas.

- La variación regular en la distribución del  $Fe^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  entre el granate y la onfacita en todas esas rocas.
- La separación común de las eclogitas respecto de las rocas encajonantes, pero a veces también un entrecruzamiento con éstas.
- Alteración frecuente a minerales metamórficos similares a los de las rocas encajonantes.

En la actualidad parece haber un acuerdo general de que las eclogitas del Grupo A, acompañadas de peridotitas granatíferas representan material original del manto superior, tal vez cristales acumulados por la fusión parcial de las peridotitas granatíferas o de la pirolita, y transportado a la superficie en forma rápida por un tipo de vulcanismo explosivo. Dicho de otra manera, serían eclogitas de origen ígneo.

Las eclogitas del Grupo C son, en cambio, metamórficas y se encuentran estrechamente asociadas a las fajas de esquistos azules. De acuerdo con Fry y Fyfe (1971) se formaron durante el descenso de una placa oceánica bajo las márgenes continentales en donde tendrían lugar reacciones al estado sólido o reacciones en membranas o películas fluidas a una presión parcial de agua muy baja, tal vez soluciones saturadas en el sistema  $NaCl-KCl-H_2O$ . Si existen lavas submarinas, la primera etapa a la eclogitización debe implicar una deshidratación del material original con la formación de minerales hidratados como la lawsonita y la glaucofana de la facies esquistos azules.

El metamorfismo progresivo del conjunto seco-húmedo conduciría a la reducción del porcentaje de eclogita y a un aumento continuo de la relación afibolita-eclogita.

De acuerdo con Hyndman (1972) las eclogitas del Grupo C se formarían por un incremento en la presión de la corteza basáltica que desciende en la zona de subducción, tal como lo sugirió Dickinson (1970). La baja temperatura se explicaría por el descenso rápido de la corteza fría, lo que conduciría a gradientes de temperatura muy bajos, inferiores a  $10^{\circ}C/km$ . Los basaltos se verían sometidos a un metamorfismo seco que produciría eclogitas, mientras que las rocas encajonantes lo

estarían a un metamorfismo húmedo que daría lugar a esquistos azules. Durante la deformación se podrían incorporar a la parte inferior de la corteza continental pequeños fragmentos o inclusiones tectónicas de eclogitas; la separación entre éstas y las rocas encajonantes podría ser el resultado de diferencias en la competencia de ambas durante la deformación que acompaña o prosigue al metamorfismo, que podría también producir alteraciones retrógradas en las eclogitas por acceso de agua en esa etapa.

El origen de las eclogitas del Grupo B está más sujeto a controversias. Algunos autores piensan que representan masas alóctonas, transportadas tectónicamente, y que por tanto no tienen ninguna relación con los gneises o migmatitas circundantes. Otros lo atribuyen a procesos intrusivos en donde prevalecieron condiciones típicas de la facies eclogita pero que debido a su corta duración no permitieron la transformación de las rocas encajonantes. Sin embargo, podría ser que éstas si hayan sido sometidas a las condiciones de la facies eclogita pero su composición original cuarzo-feldespática no haya hecho posible su transformación a eclogitas y no permita por tanto identificarla. Una última posibilidad es que la  $P_{H_2O}$  haya sido más baja en la eclogitas que en los gneises, lo que permitiría la formación de eclogitas en la facies anfibolita o granulita.



## CAPITULO XI. MIGMATITAS, GRANITOS Y ANATEXIS

### I. LAS MIGMATITAS

#### 1. Definiciones

En los terrenos que presentan metamorfismo de alta intensidad con frecuencia se observa un paso gradual de las rocas metamórficas a los granitos de bordes difusos a través de rocas mixtas que presentan caracteres comunes a ambos y que Sederholm denominó "migmatitas" en 1908.

Durante la orogénesis y en las partes profundas de la corteza tienen lugar procesos de fusión total o parcial debido a que las rocas se ven sometidas a condiciones de ultrametamorfismo, es decir, de temperaturas y presiones muy elevadas. Tales procesos los denominó también Sederholm como de "anatexis". Si la fusión es completa, se formará un magma que al enfriarse dará lugar a una roca con caracteres ígneos típicos; si no es así, las rocas obtenidas mostrarán características ígneas en donde se produjo la fusión parcial y metamórficas en donde no la hubo; tales rocas son las migmatitas.

Winkler (1979) distingue las "migmatitas in situ", que son las previamente definidas, de las "migmatitas por inyección", que provendrían de la intrusión de magma granítico, bajo la forma de apófisis o diques en un terreno previamente metamorfoseado; las más comunes serían las primeras, pero con mucha frecuencia sólo la relación de campo puede permitir tal distinción.

#### 2. Estructuras y texturas

Mehnert (1968) reconoce las siguientes partes de una migmatita in situ, las que se ilustran en la Figura XI.1.

1o.) El paleosoma, es decir la porción sin alteración o ligeramente modificada de la roca original, por lo general de naturaleza gneisoide.

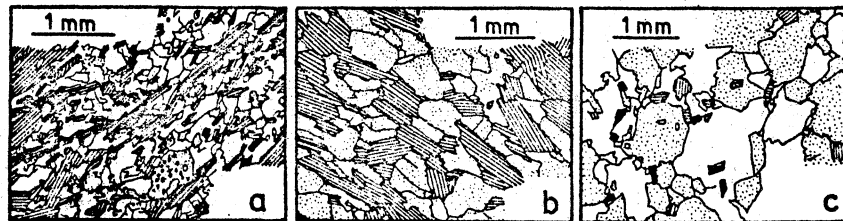


Figura XI.1 Bocetos de migmatitas trondhiemíticas típicas, tal como aparecen en lámina delgada (tomada de Ashwort, 1976); (a) Paleosoma. (b) Melanosoma, (c) Leucosoma. El cuarzo se ve blanco, la plagioclasa punteada y la biotita plumada.

2o.) El neosoma, o sea la porción con neoformación, la cual con frecuencia consta de dos partes: la leucosoma, con minerales claros y sin orientación, y el melanosoma, con minerales oscuros y orientados.

En la Figura IX.2 se ilustran varias estructuras que pueden presentar las migmatitas, observándose que muchas veces es muy difícil distinguir si la roca resultó de una fusión parcial, de inyección, de diferenciación metamórfica o de brechamiento. De acuerdo con su aspecto se han acuñado una numerosa nomenclatura sobre los diferentes tipos de migmatitas (arteritas, nebulitas, agmatitas, epibolitas, etc.) que sólo se mencionan como curiosidad, pues la mayoría son obsoletos.

El paso gradual de las migmatitas al granito de bordes difusos se denomina "frente de migmatitas" (Wegmann, 1935). Muchas veces es difícil distinguirlo pues la transición de rocas graníticas a metamórficas de alto grado puede ser en extremo gradual (Figura XI.3).

Haller (1971) distingue tres porciones en un complejo migmatítico: La masa inferior móvil, que consiste de un núcleo granítico y material metamórfico (migmatitas y gneises) de origen geosinclinal y a la que denomina "infraestructura"; el movimiento de ésta condujo al desprendimiento o separación del material sedimentario suprayacente con metamorfismo bajo a moderado que constituye la "superestructura", dando lugar a una gran variedad de rasgos de deformación en ambas estructuras. Adherida a la infraestructura se encuentra la "zona de desprendimiento" de origen sedimentario y que muestra una deformación extrema, engrosamiento y adelgazamiento de

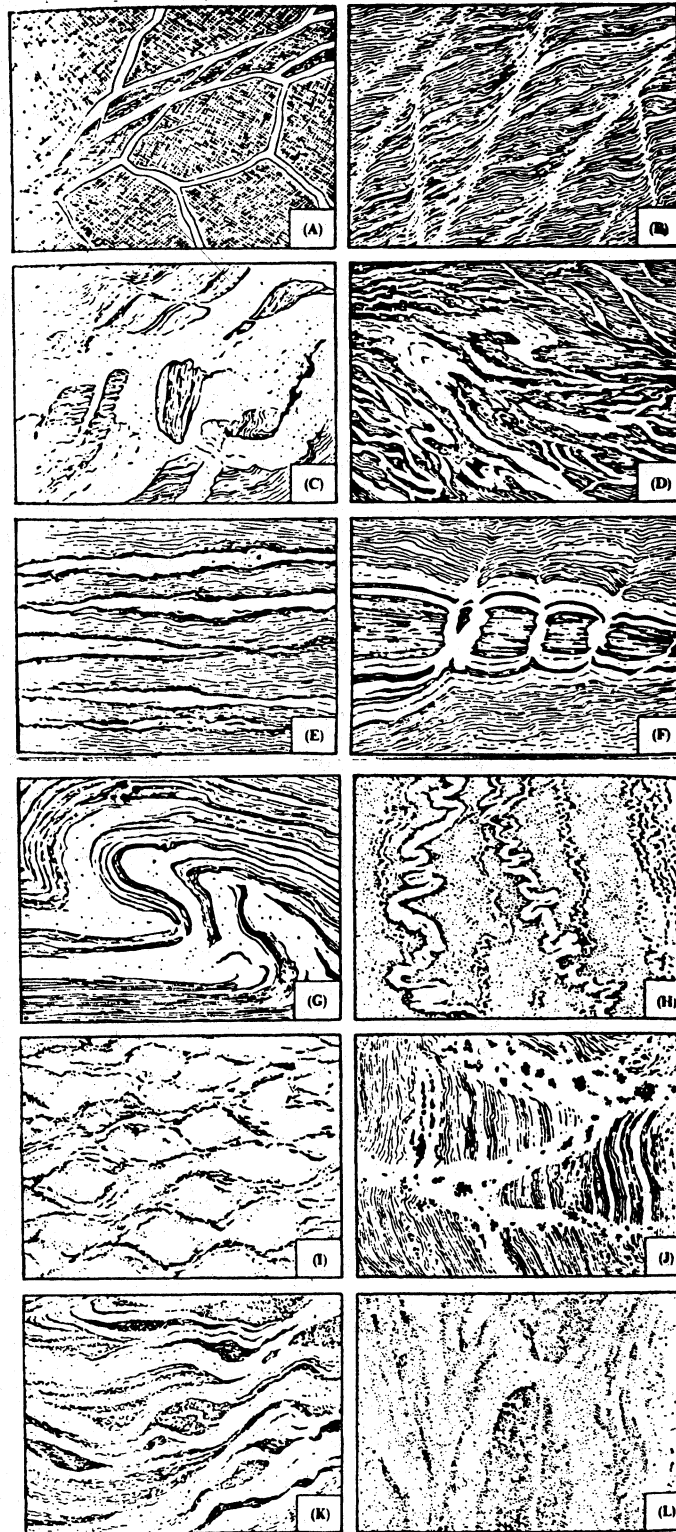
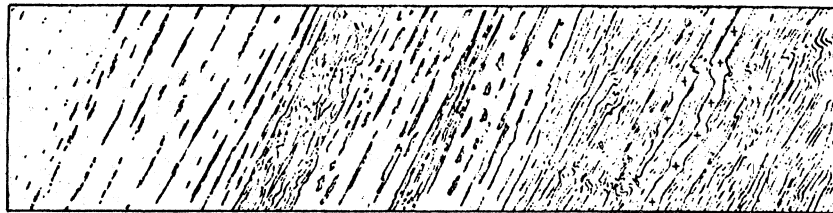


Figura XI.2 Estructuras típicas en migmatitas. Las áreas más claras son ricas en cuarzo y feldespatos; las partes más oscuras lo son en constituyentes máficos. (Tomado en K.R. Mehnert, 1968). Las migmatitas y el origen de las rocas graníticas. (Amsterdam: Elsevier).



0 5 10m

Figura IX.3 Una zona de transición entre un gneis rico en micas y una granodiorita gneisoide de biotita. (Tomado de J. Haller, 1971). Geology of the East Greenland Coledonides (New York: Wiley Interscience).

las capas, plegamiento intenso y estructuras de esfuerzo cor  
tante, siendo su composición principal de micaesquistos y  
migmatitas; en muchas áreas la migmatización ha sido tan in  
tensa que la distribución entre esta zona y el basamento re  
trabajado se ve oscurecida; el material que la compone no  
sería el resultado de una fusión parcial sino que más bien  
sería un frente de migmatitas, con álcalis, alúmina y síli  
ce provenientes de la profundidad y añadidos al basamento y  
a la cobertura sedimentaria transformada (Figura XI.4).

### 3. Origen

Parece ser que las migmatitas se pueden formar por diversos  
mecanismos y en la actualidad existen cuatro hipótesis prin  
cipales para explicarlas:

- Inyección de magma que formaría vetillas graníticas.
- Diferenciación metamórfica.
- Anatexis o fusión parcial.
- Granitización.

#### a) Inyección granítica

En la figura XI.5 se ilustra el primer proceso propuesto. El  
bandeamiento gnéisico sería un vestigio de la estratifica  
ción sedimentaria o del bandeamiento ígneo por segregación  
que ha subsistido durante el metamorfismo; posteriormente se  
produciría la intrusión de material granítico cuyos apófisis  
y vetillas aprovecharían los planos de foliación para inyec

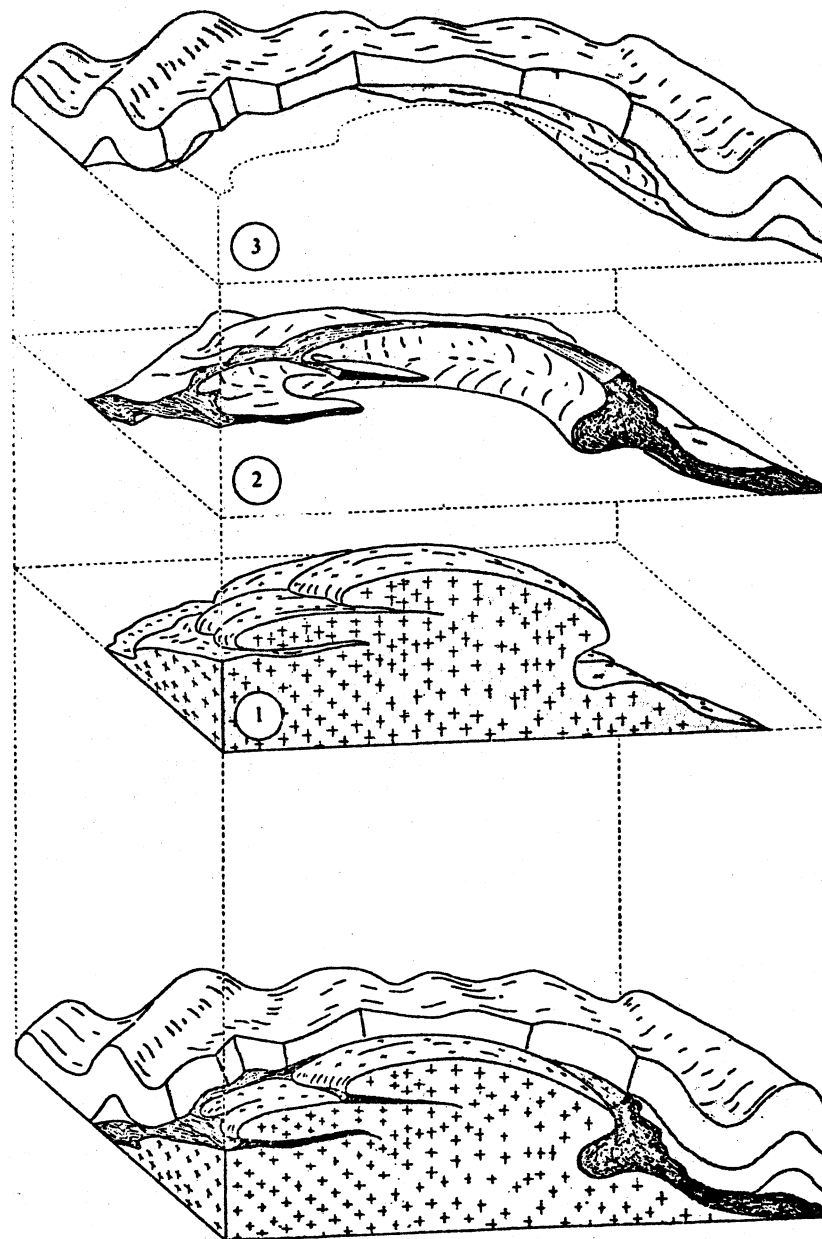


Figura XI.4 Representación en tres dimensiones de un complejo migmatítico. La zona 1 es la parte granítica del basamento de la infraestructura. La zona 2 es la zona de separación, una parte de la infraestructura unida al basamento granítico. La zona 3 es la superestructura sobreyacente, ligeramente deformada y separada. (Tomado de J. Haller, 1971). *Geology of the East Greenland Caledonides* (New York: Wiley Interscience).

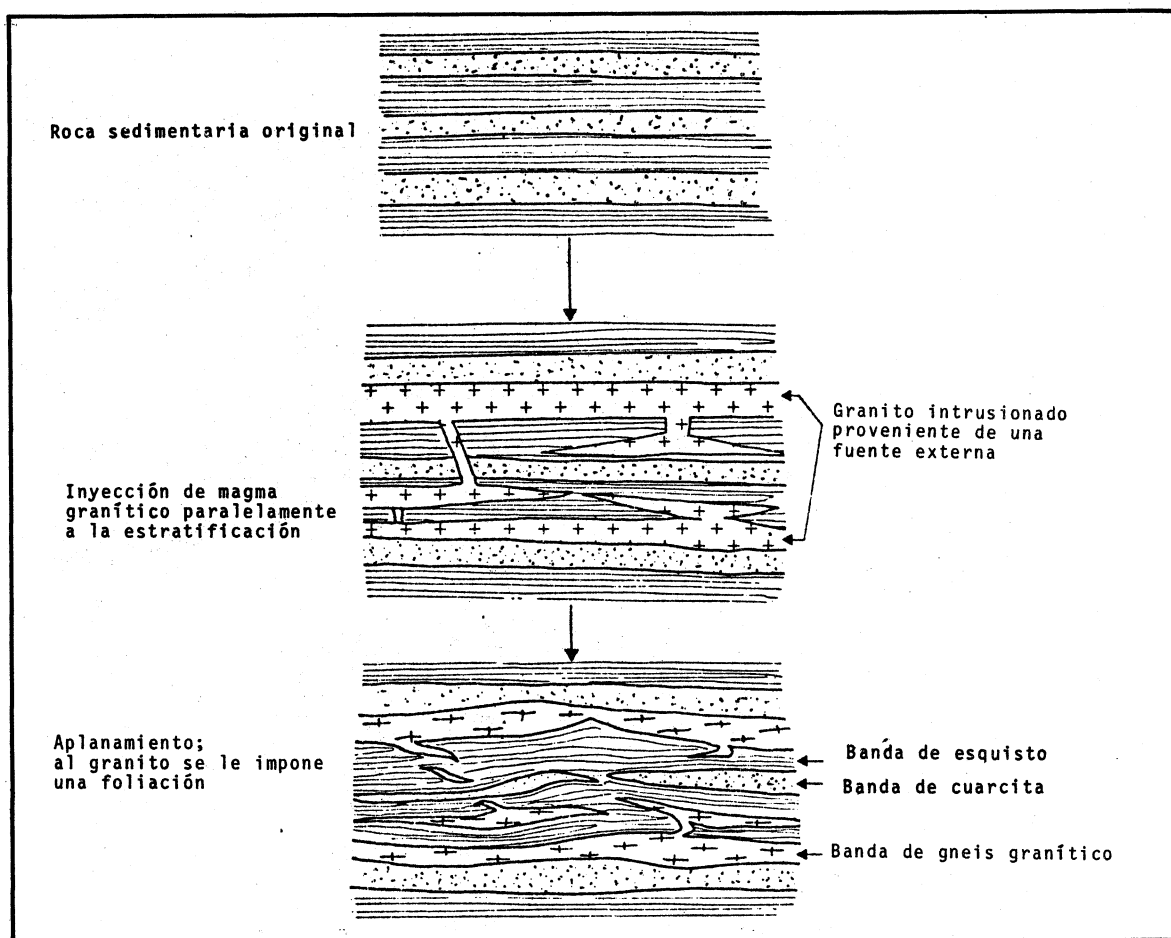


Figura XI.5 Dibujo para ilustrar la formación del bandeamiento gneisoi-  
de por la inyección de un magma granítico.

tarse en los gneises. El bandeamiento gnéisico por lo general es más fino que el de la estructura original, por lo que si procede de ésta, debe haber sido sujeto a un aplastamiento tectónico considerable, normal al de dicha estructura, idea que se ve apoyada muchas veces por la foliación y el plegamiento impuestos al granito.

Esta hipótesis se ve favorecida en aquellas regiones en donde:

- La cantidad de material granítico es tan abundante como para haberse originado por diferenciación metamórfica o anatexis.
- Las vetillas graníticas forman un cierto ángulo con la foliación.
- La presencia de vetillas que se desplazan unas a otras indicando períodos diferentes de emplazamiento (Fig.XI.6).

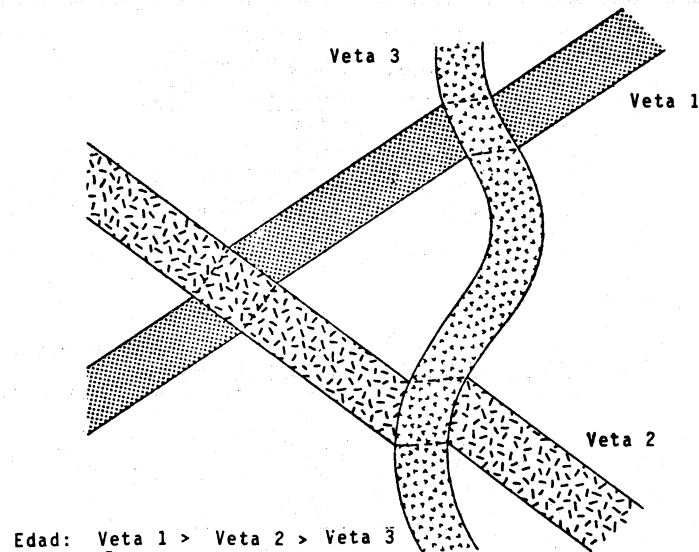


Figura XI.6 Dibujo esquemático de vetas de dilatación. El desplazamiento de las primeras vetas por las siguientes indica la secuencia de intrusión.

- Las vetillas graníticas aparecen en calizas u otras rocas de composición muy diferente, lo que haría muy poco probable otro tipo de mecanismo.
- Los métodos de geotermometría aplicados al material granítico sugieren temperaturas que se generarían dentro del intervalo magmático.
- Presencia de metamorfismo de contacto adyacente a las porciones graníticas.
- Presencia de bordes de enfriamiento en éstas.

#### b) Diferenciación metamórfica

Se entiende por diferenciación metamórfica al proceso mediante el cual tienen lugar migraciones locales de diversos componentes durante el metamorfismo (O'Hara, 1961). De este modo, el potasio, sodio y silicio migrarían hacia las porciones graníticas mientras que el hierro hacia las porciones máficas, lo que daría como resultado que las rocas generadas conservarían la composición original pero las bandas individuales resultantes tendrían una composición muy diferente (Fig. XI.7).

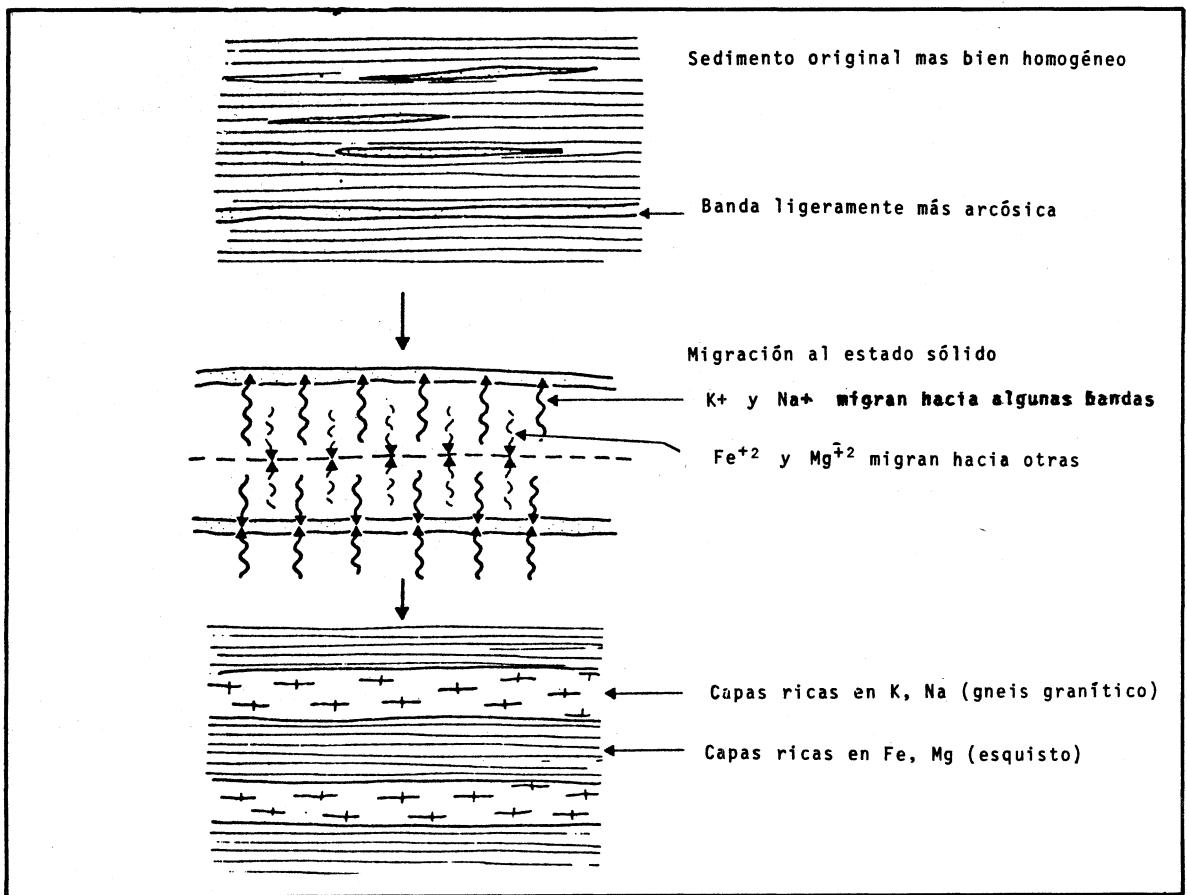


Figura XI.7 Dibujo para ilustrar la formación de un bandeamiento gnéisico por diferenciación metamórfica.

Las migmatitas formadas por diferenciación metamórfica deberían presentar las características siguientes:

- La composición química de la suma de leucosoma y melanosoma es equivalente a la de la roca considerada como original.
- La mineralogía y textura de leucosoma y melanosoma presentan caracteres que hacen suponer un origen metamórfico más que ígneo y una formación bajo condiciones similares de presión y temperatura.
- La geotermometría del material de composición granítica indica temperaturas inferiores a las generadas bajo condiciones magmáticas.
- Continuación de las estructuras orientadas hacia terrenos de menor grado de metamorfismo, más homogéneos o menos deformados.
- Relaciones isotópicas K/Rb y Ba/K en las porciones graníticas más altas que las de las pegmatitas provenientes de la diferenciación de un magma granítico.



c) Anatexis o fusión parcial de rocas preexistentes (Fig. XI.8).

Si las migmatitas se originaron por este proceso presentarían las siguientes características:

- Las porciones ígneas y metamórficas en conjunto deberían igualar la composición de las rocas metamórficas adyacentes.
- Los caracteres del leucosoma debería tener un aspecto ígneo y su mineralogía debería ser compatible con lo esperado a partir de experimentos de fusión parcial realizados en el laboratorio.
- La geotermometría de la roca indicaría temperaturas típicas del intervalo magmático.
- Presencia de porciones aisladas de material granítico.

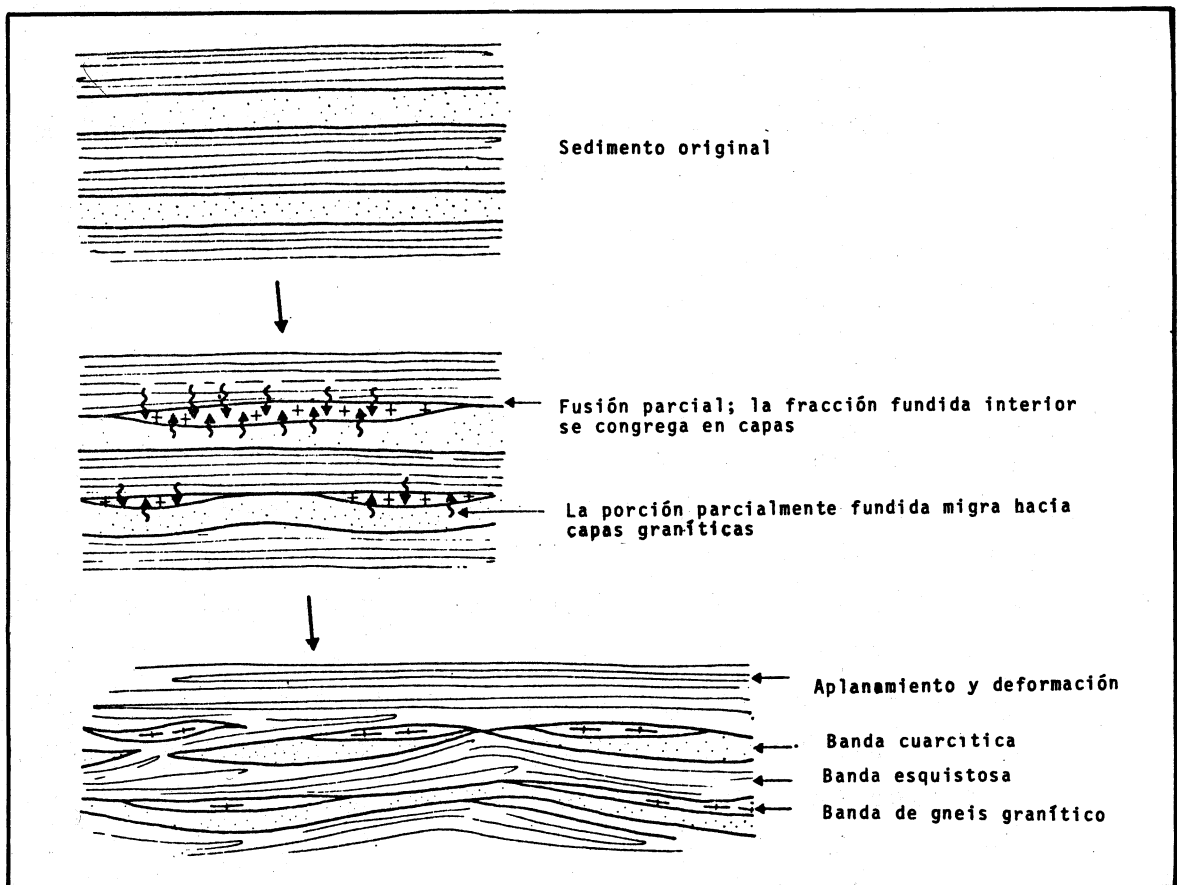


Figura XI.8 Dibujo para ilustrar la formación de bandeamiento gnéisi-co por fusión parcial.

d) Introducción metasomática de álcalis y otros elementos por granitización.

Este proceso se vería favorecido en las áreas en donde:

- El conjunto de las porciones de aspecto ígeno y metamórfico aparece como incompatible con un proceso de diferenciación metamórfica.
- Ausencia de vetillas graníticas que se desplazan unas a otras.
- Los contactos entre leucosoma y melanosoma son graduales.
- Presencia de vestigios o restos de las rocas originales, cuya estructura es compatible con la de las rocas adyacentes.
- La geotermometría del material granítico indica temperaturas inferiores a las producidas por magmatismo o anatexis.
- La mineralogía del leucosoma no concuerda con la esperada por experimentos sobre fusión parcial.

## II. PETROGRAFIA DEL GRANITO

### 1. Definiciones

En virtud de las asociaciones que se encuentran en la naturaleza, el término "granito" será empleado para todas las rocas sobresaturadas, es decir las que contienen 20% o más de cuarzo, además de los feldespatos, comprendiendo al granito sensu stricto, la granodiorita y la tonalita, pudiendo contener además facies sin cuarzo como la sienita, la monzonita y la monzodiorita, así como sus equivalentes cuarcíferos, cuyo contenido en este mineral oscila entre 5 y 20%, de acuerdo con la clasificación de Streckeisen (1967). Dicho de otra manera, el término "granito" en su sentido más amplio no incluye las dioritas, los gabros ni las rocas con feldespatoides.

Por definición, las rocas graníticas son holocristalinas, con textura equigranular o inequigranular, a veces porfirítica, cuyos feldespatos son comúnmente subedrales.

## 2 Composición química y mineralógica

El granito, así definido, tiene la siguiente composición química:

	$\text{SiO}_2$	55 a 75%
	$\text{Al}_2\text{O}_3$	10 a 17%
$\text{Na}_2\text{O} +$	$\text{K}_2\text{O}$	5 a 11%
	$\text{CaO}$	0 a 7%

a) Feldespato potásico. Los granitos están compuestos de feldspatos potásicos, exceptuando las tonalitas. En la mayor parte de los casos la microclina predomina sobre la ortoclasa; cuando la primera no presenta maclas es difícil distinguirla de la segunda, aunque en general el 2V de la microclina es un poco mayor que el de la ortoclasa; de todas maneras se necesitaría el uso de la platina universal o de los Rayos X.

La microclina parece ser una forma de menor temperatura que la ortoclasa (Schaller, 1933\*), dada su presencia en rocas metamórficas que pertenecen a facies de menor grado que las que poseen ortoclasa, si bien la variedad adularia de ésta puede encontrarse en filones epitermales formados a bajas temperaturas. En muchos casos además, sobre todo en los granitos precámbricos, la ortoclasa se ha transformado en microclina.

La ortoclasa de los granitos es a menudo sódica, por lo general con una proporción molecular de albita de 15 a 20%, pudiendo alcanzar 40%; su ángulo 2V crece de 35 a 70° cuando el contenido en albita varía de 0 a 40°. En cambio, las microclinas sódicas tienen un 2V mayor, del orden de 80 a 90° (Tuttle 1952\* , Mackenzie y Smith, 1955\*\*).

Los feldspatos potásicos presentan comúnmente facies pertíticas, es decir, zonas irregulares muy finas más o menos paralelas de albita u oligoclasa; las pertitas, pueden ser primarias o secundarias, en este último caso, debido a la acción de microsoluciones provenientes del exterior.

\*) Schaller, M.T., 1933. Pegmatites, Lindgren Volume, Published by Amer. Inst. Min. and Metallurg. Engineers, New York, p. 144

\*) Tuttle, O. F., 1952 Optical studies on alkali feldspars. Amer. Jour. Science (Bowen Vol.) pp. 553-567

\*\*\*) Mackenzie, W.S. y J. V. Smith, 1955. The alkali feldspars. I. Orthoclase microperthite. Amer. Min. 40, pp. 707-732.

Los feldespatos potásicos se presentan generalmente en forma de cristales anedrales, raras veces subedrales o euedrales; a simple vista están coloreados por lo común en rosa, verde o azul.

b) Plagioclasas. A excepción de los granitos alcalinos, todos los otros granitos contienen plagioclasas; éstas pueden presentar zoneamiento, siendo las zonas interiores más cálcicas que las exteriores, si bien pueden existir excepciones; el zoneamiento indicaría condiciones de desequilibrio.

A partir de los trabajos de Köhler (1941)\* se sabe que cada plagioclasa presenta dos variedades con propiedades ópticas diferentes, una de alta temperatura, propia de las rocas volcánicas y otra de baja temperatura, propia de las rocas metamórficas y de la mayoría de los granitos. Este hecho importantísimo lo interpretan algunos autores como una recristalización final de un feldespato de alta temperatura, mientras que otros lo consideran como un modo de formación de rocas graníticas diferente de la cristalización magmática.

En los granitos calcoalcalinos se encuentran con frecuencia las mirmekitas, que son una asociación vermicular de cuarzo y plagioclasas, generalmente en contacto con feldespato potásico, y que resulta de una reacción entre ambos grupos de feldespatos. Las mirmekitas son una forma de desequilibrio, primario o secundario, si bien la segunda hipótesis es más viable, ya que se las encuentra también en rocas que han sufrido una feldespatización, como las migmatitas.

Los feldespatos potásicos se alteran a caolinita (caolinización), las plagioclasas sódicas en sericita (sericitización) mientras que las plagioclasas cálcicas se transforman bajo las mismas condiciones en una mezcla de cuarzo, calcita y epidota o bien, en condiciones de metamorfismo de bajo grado, en epidota, albita cuarzo, actinolita, a veces acompañadas de éscapolita y calcita, transformación denominada sauseritización.

Megascópicamente las plagioclasas son por lo general blancas o grises y su textura es subautomórfica.

\* Köhler (A) 1941. "Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik von vorangegangenen Wärmeverhalten" Zeitschr. Kristallogr. Min. Ptr. Mitt. Ed. 53, S. 24-49.

c) Cuarzo. Casi siempre el cuarzo se encuentra en cantidades apreciables en los granitos (del 25 al 40% del total de constituyentes) y casi siempre es anedral; sin embargo en los granitos de moscovita y con minerales neumatolíticos, así como en los granitos rapakivis (con textura ovoide de feldespato potásico encerrado en una capa de oligoclasa) el cuarzo con frecuencia es euedral.

El cuarzo contiene con frecuencia inclusiones líquidas, (cloruros alcalinos o  $\text{CO}_2$ ), a veces con una burbuja de gas, posiblemente anhídrido carbónico. De acuerdo con Deicha (1955)\* esas sustancias se encontraban en estado libre en el medio movilizado, en el momento de la cristalización del cuarzo. También, según el mismo autor, es posible calcular la temperatura de formación del granito, a partir de las inclusiones. Parece ser, además, que el cuarzo de los granitos ha cristalizado a temperaturas más bajas que el de las riolitas.

El cuarzo presenta a menudo extinción ondulante, tanto en las rocas metamórficas como en los granitos, lo cual se atribuye a la acción de las presiones dirigidas.

En los granitos de grano fino y en los pórfidos graníticos denominados "granófiros" es común encontrar un intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico, similar al de las pegmatitas, al que se ha denominado "micropegmatítico"; esta textura ha sido interpretada como una corrosión del feldespato potásico por el cuarzo.

d) Minerales accesorios. Los minerales accesorios más comunes de los granitos son las micas, los anfíboles y minerales opacos como la magnetita y la pirita.

La mica más frecuente es la biotita, la cual es más rica en hierro en las pegmatitas y en los granitos afectados por procesos neumatolíticos; el metamorfismo retrógrado, la transforma en clorita. La biotita contiene a veces inclusiones opacas, como la magnetita, y transparentes, como el zircón, la xenotima, el rutilo, la apatita, la alanita y la monazita. En el caso de estos dos últimos y del zircón, se pueden desarrollar halos precroicos, los cuales se utilizan en la determinación de edades absolutas de las rocas.

\* Deicha, G. (1955) "Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides", Masson et Cie., Paris.

La moscovita puede existir sola o acompañada por la biotita y no contiene inclusiones.

El anfíbol más común es la hornblenda, por lo general eudral, y en menor escala, la hastingsita; en los granitos alcalinos pueden encontrarse la riebeckita y la arfvedsonita.

Los piroxenos no son frecuentes en los granitos normales; en los granitos alcalinos pueden existir la aegirina y la augita, y en las charnoquitas, la hiperstena.

Otros accesorios menos frecuentes en los granitos son el zircón, apatita, esfena, fluorita, granates, epidota primaria, turmalina, berilo, topacio y silicatos de metamorfismo como la andalucita, sillimanita y cordierita.

### 3. Variación de las etapas de equilibrio en los granitos

La petrografía del granito señala que se trata de una roca muy compleja, dada la gran cantidad de minerales que puede contener. La petrología señala, por otro lado, que las temperaturas medias para su formación son del orden de 600° y 700°C, más bajas que las de las rocas volcánicas correspondientes, temperaturas que se han mantenido durante períodos de tiempo extremadamente largos.

La serie de Bowen, según la cual al producirse la cristalización fraccionada a partir de un magma fundido, comenzarían a cristalizar minerales como la apatita, zircón, magnetita, olivino y plagioclasa cálcica, seguidos de piroxenos, anfíboles, micas, plagioclasas sódicas y finalmente los feldespatos potásicos y el cuarzo, no debe ser tomada como una ley absoluta, pues sufre numerosas excepciones. Entre éstas se cuentan las inclusiones de cuarzo en los feldespatos y la biotita, las antipertitas (reemplazamiento de feldespato potásico por plagioclasa hasta producir una albitización), los ovoides de feldespato potásico rodeado de plagioclasa en los granitos rapakivis. Por otro lado, el hecho de que los minerales "tardíos" ocupen los espacios dejados por los minerales que cristalizaron primero, que es uno de los fundamentos de la serie de Bowen, puede deberse a otras causas, por ejemplo a que los minerales eudrales posean una "fuerza de cristalización" superior a la de los anedrales y por consiguien

te cristalicen en el seno de estos últimos. Así Fersman (1931)\* coloca en las fases últimas de la consolidación del granito y en el orden indicado, a la turmalina, moscovita, berilo, topacio, casiterita, albita, lepidolita y epidota, minerales que por lo general son euedrales. Dicho autor llega a tales conclusiones por comparación de la cristalización del granito con la de las pegmatitas.

En consecuencia, se piensa que el granito corresponde a una sucesión de etapas de equilibrio y que a menudo es el resultado de una evolución, lo que ha dado lugar a diversas opiniones: unas, que señalan la génesis del granito, sea a partir de un magma granítico original, o bien por diferenciación a partir de un magma basáltico, y otras por metamorfismo regional de rocas, principalmente sedimentarias.

Las etapas de equilibrio darían lugar a la cristalización de un cierto número de minerales que caracterizan los diferentes tipos de granitos. Además, algunas veces los procesos meumatólíticos, en particular la greisenización (feldespatos alterados a cuarzo y mica blanca) son fenómenos espectaculares en ciertas regiones graníticas.

### III. EL GRANITO EN SUS YACIMIENTOS

#### 1 Tipos

De acuerdo con sus relaciones de campo existen dos grandes categorías de granitos: Aquéllos con bordes circunscritos o francos, cuyo paso a la roca encajonante ocupa unos cuantos metros, y los granitos en macizos de bordes difusos, en donde existe un paso gradual a la roca encajonante, por lo general a través de migmatitas cuya extensión se mide a menudo en decenas, centenas o millares de metros.

#### 2. Granitos en macizos de bordes francos

Constituyen macizos individualizados, relativamente homogéneos y que contrastan de modo notable con la estructura y mineralogía de las rocas encajonantes. Sus límites son por lo

\*Fersman, A.E. (1931) "Les pegmatites", Mém. Acad. Sciences, U.R.S.S. Traducción al Francés, Lovaina, 1951.

general claros y precisos y se requieren sólo unos cuantos metros para pasar a la roca encajonante, con cuya estructura pueden tener relaciones concordantes o discordantes.

Según sea su forma, dimensiones y relaciones con las rocas encajonantes se distinguen los siguientes tipos:

- Batolitos, con una extensión superficial mayor de 100 km<sup>2</sup> y desprovistos de substrato visible.
- Stocks o troncos, con afloramientos inferiores a los 100 km<sup>2</sup> y que con frecuencia son apófisis de los batolitos. Si sus manifestaciones superficiales no son irregulares, sino que tienden a ser circulares o elípticas, se las denomina "bosses".
- Macizos estratoides, concordantes con la foliación de las rocas metamórficas adyacentes. Entre ellas cabe mencionar los facolitos, localizados en las charnelas de plegamientos anticlinales o sinclinales y los conolitos, de forma completamente irregular.
- Macizos subvolcánicos, poco profundos, emplazados a pocos kilómetros de profundidad, que han perdido rápidamente sus elementos volátiles y que con frecuencia están asociados al vulcanismo, presentando muchas veces estructuras anulares.

### 3. Granitos en macizos de bordes difusos

Se trata de macizos cuyos límites son difíciles de precisar y están relacionados con rocas metamórficas de alto grado pasando gradualmente a éstas a través de un frente de migmatitas o por una zona que contiene abundantes xenolitos. No constituyen masas homogéneas delimitadas, sino que se mezclan íntimamente durante un gran intervalo espacial a las rocas preexistentes penetrándolas y modificándolas sin destruirlas por completo, pudiendo observarse a veces las estructuras conservadas de las rocas preexistentes.

La estructura y composición de los granitos de bordes difusos puede ser tan homogénea como la de los de bordes francos, de modo que sólo la relación de campo puede resolver de qué tipo de macizo se trata.



Se les encuentra fundamentalmente en los escudos precámbricos, pero pueden aparecer en terrenos de menor antigüedad.

#### IV. ACCIDENTES EN LA HOMOGENEIDAD DEL GRANITO

##### 1. Introducción

Los macizos graníticos, tanto en bordes francos como difusos, pueden presentar una cierta homogeneidad o bien, con más frecuencia, una cierta heterogeneidad. Esta heterogeneidad se traduce a diversas escalas, sea a la del afloramiento, sea a la de una simple muestra observada al microscopio.

Los accidentes en la homogeneidad del granito son (Fig.XI.9):

- La presencia de enclaves o xenolitos.
- Facies marginales, es decir accidentes en los bordes del granito.
- Facies accidentales, particulares a ciertos granitos, que dan lugar a texturas miarolíticas, orbiculares y rapakivis.

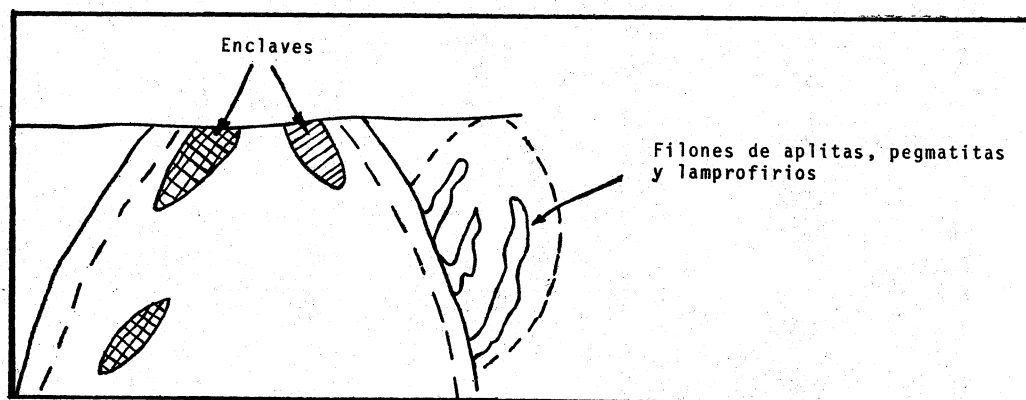


Figura XI.9

##### 2. Enclaves o xenolitos.

Los enclaves o xenolitos son bloques angulosos o redondeados de tamaño variable que provienen de las rocas encajonantes invadidas por el granito y que han sido transformados en mayor o menor grado.

Los granitos de bordes difusos son los más ricos en enclaves, mientras que en los granitos subvolcánicos son raros. La cantidad de ellos es independiente del tamaño del macizo y depende de la composición química de éste y de las rocas encajonantes.

Lacroix (1933)\* distingue dos tipos fundamentales de enclaves:

- Los enalógenos y endopoligénicos, verdaderos xenolitos que provienen de las rocas encajonantes, es decir enclaves, s. st. Figura XI.10.
- Los homogéneos, que son diferenciaciones graníticas que no tienen nada que ver con las rocas encajonantes y que, en realidad no son verdaderos xenolitos.

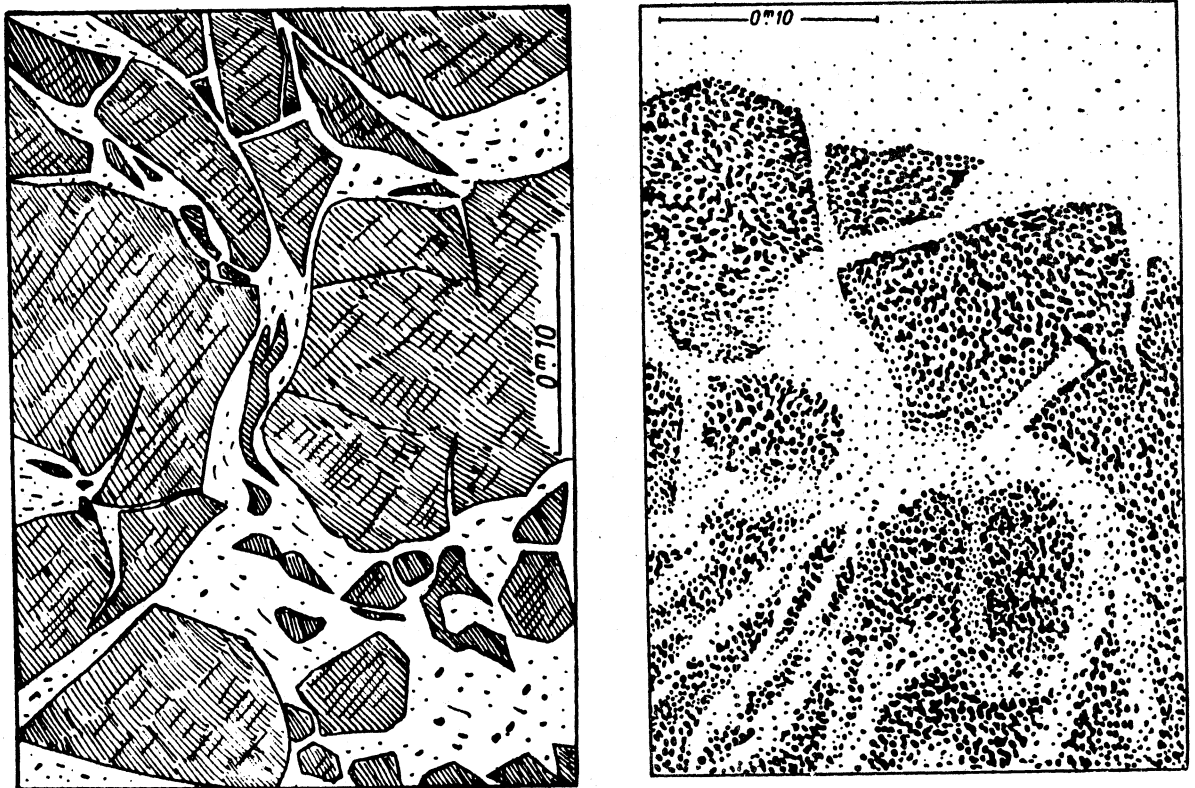


Figura XI.10 Xenolitos Enalógenos. (a) Bloques angulosos de diorita incluidos en el granito. Macizo de Primel (Finisterre). (b) Brecha de inyección en proceso de asimilación según M. Lelubre. Los bloques son de una diorita antigua invadida por el granito. Maciso de Primel (Finisterre).

\*Lacroix, A (1933). "Contribution á la connaissance des roches eruptives de L' Indochine" Bull. Ser. géol. de L'Indochine XX, No.3

Los enclaves enalogénicos son aquellos que conservan el aspecto de la roca encajonante, aunque hayan sido más o menos transformados; es decir, es posible reconocer o inferir la naturaleza de la roca original. Los enclaves endopoligénicos son aquellos que ocupan el lugar de los enalogénicos enteramente digeridos o metasomatizados por el granito y sólo pueden diferenciarse de los enclaves homogéneos por su paso progresivo a los enclaves enalogénicos y por ciertos rasgos que recuerdan su estructura anterior, por ejemplo la esquistosidad.

La naturaleza de los enclaves es extremadamente variable; en principio es posible encontrar todas las rocas de la región con ciertas modificaciones producidas por el granito y muchas veces dichos enclaves presentan un zoneamiento de la periferia al centro, como sucede en los Vosgos (Fig.XI.11). El zoneamiento es más claro en rocas originalmente básicas o calcáreas que en aquellas de composición semejante a la del granito, por ejemplo esquistos cuarzo-feldespáticos (gneisses) y areniscas cuarzo-feldespáticas (arcosas).

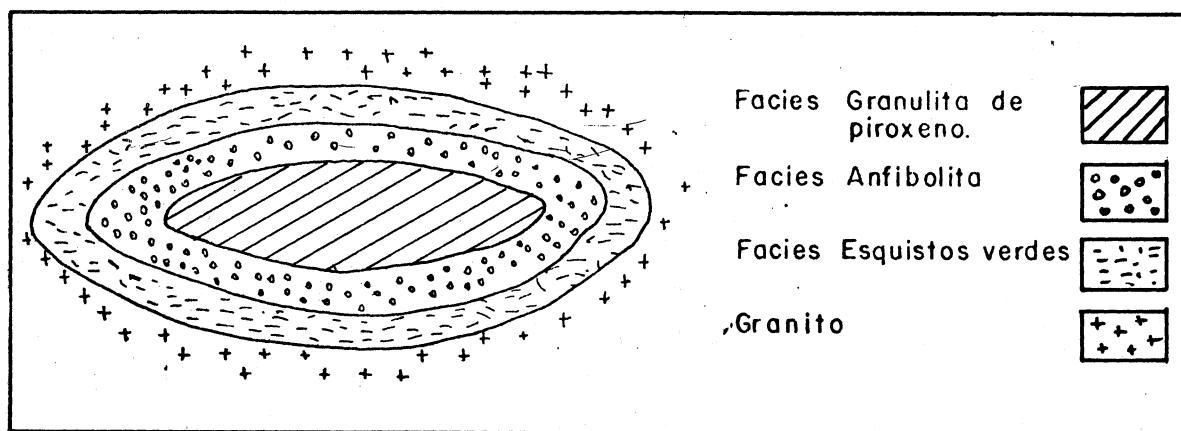


Figura XI.11 Esquema de un enclave zoneado de los Vosgos, Francia.

El problema de los xenolitos es en extremo importante para la petrología del granito, ya que un gran número de los argumentos sobre el origen de éste se apoya en su estudio, en particular determinar si dichos xenolitos han permanecido insitu durante la granitización o han sido movilizados durante el emplazamiento de un medio análogo a un magma fluido o viscoso.

Los magmatistas estiman que los xenolitos son fragmentos de rocas existentes que han caído en el magma granítico por el proceso denominado "magmatic stoping", similar al de los mé todos de hundimiento empleados en explotación minera y que consisten en tumbar poco a poco y desde abajo a los bloques que contienen mineral. Los transformistas, en cambio, al estudiar los enclaves desplazados piensan que el movimiento ha sido en sentido contrario; es decir que los enclaves han sido desplazados de abajo a arriba por diapirismo. En el ca so de los enclaves sin desplazar, es decir que presentan una cierta orientación, residuo de la estructura original, es más poderoso el argumento de una granitización in situ, so bre todo si dicha orientación es paralela a la estratifica ción o esquistosidad de las rocas adyacentes.

La evolución química y mineralógica de los enclaves hacia sus bordes, como la concentración de ferromagnesianos en ellos, dan lugar a un "frente básico" similar al que se for ma en la aureola del granito, aunque en menor escala.

Finalmente, si los enclaves son muy numerosos se produce una verdadera transformación del material granítico, con reac ción recíproca entre ambos, fenómeno que se denomina "endo morfismo" y que en el caso de reacción entre granito y cali zas da lugar a la formación de rocas intermedias y básicas como dioritas, gabros e inclusive peridotitas, como sucede en el macizo de Quérigut, situado en los Pirineos (Fig.XI.12).

Los enclaves homogéneos tienen una textura más fina que el granito que los contiene y en general son más básicos que éste. Niggli y Raguin los consideran como accidentes en la cristalización del granito o como imperfecciones de éste. Algunos de ellos se reducen a milímetros ("schilieren") y no presentan una forma definida. (Figura XI.13).

### 3. Facies marginales del granito.

Estas facies se encuentran en contacto con las rocas encajo nantes y con los enclaves. En los granitos circunscritos son menos abundantes que en los de bordes difusos.

Las facies marginales se pueden presentar de varias maneras, sea un enriquecimiento en enclaves, a veces monumental, que da a la roca un aspecto brechoide, sea por la abundancia de

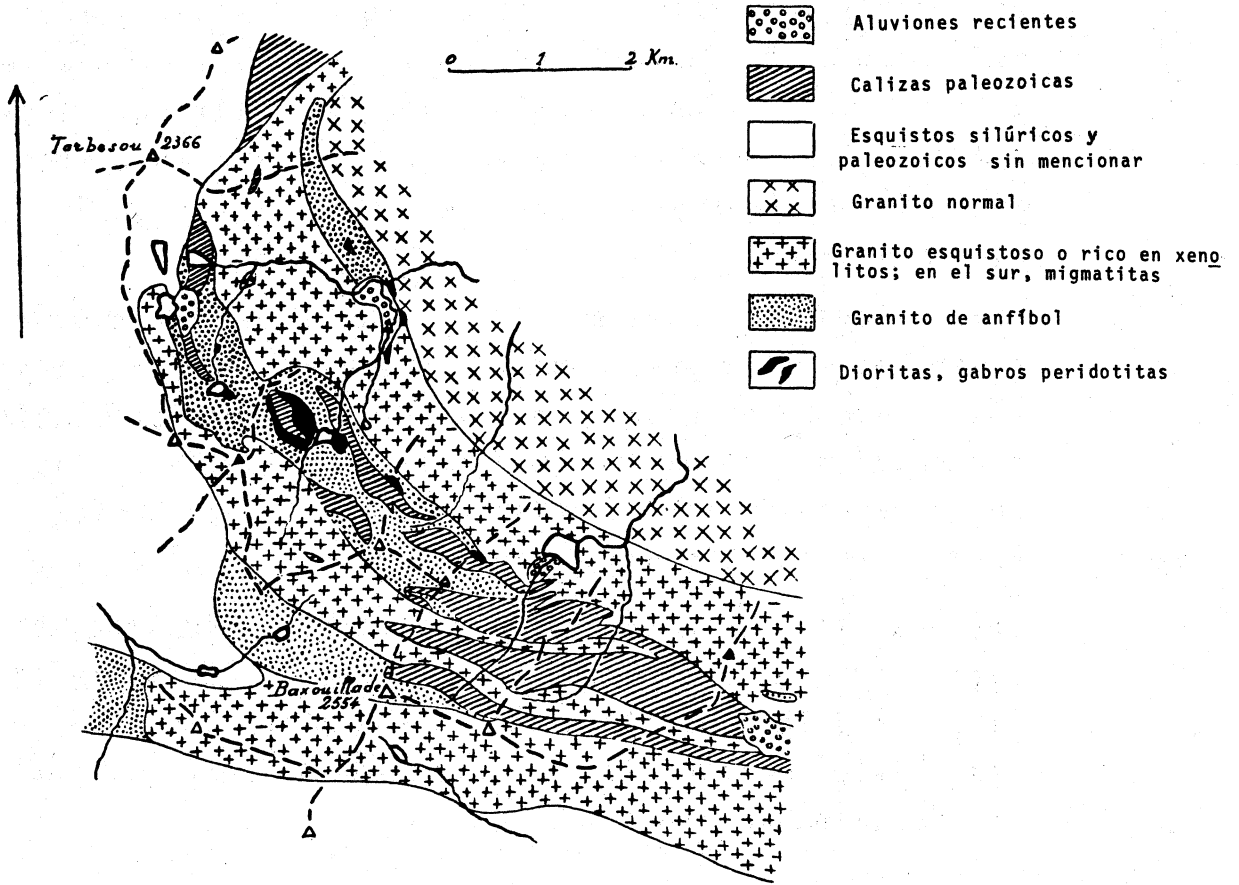


Figura XI.12 Porción occidental del macizo granítico de Quérigut.

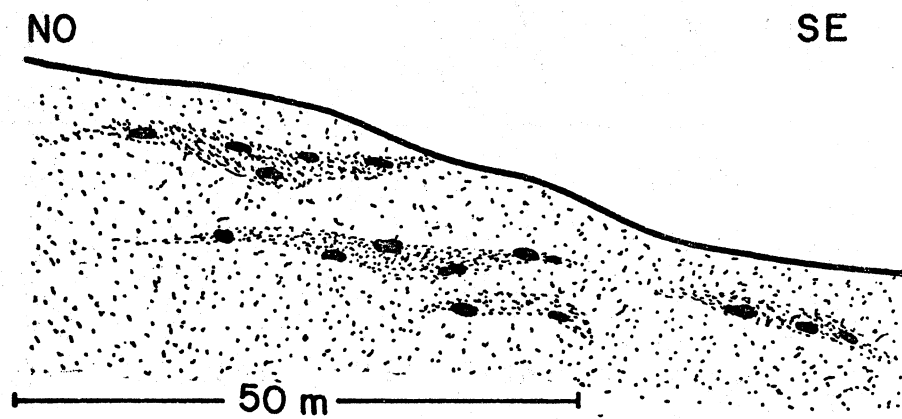


Figura XI.13

una "red filoniana" de aplitas, pegmatitas y lamprófiros que irradian de la periferia hacia la roca encajonante, sea a través de un frente de migmatita, estrictamente locales y marginales en el caso de los granitos circunscritos, y del orden de centenas y millares de metros en los granitos de bordes difusos.

Otros tipos de facies marginales son el enriquecimiento en minerales ferromagnesianos (frente básico de la granitización), que puede ocupar una extensión de varios centímetros a decenas de metros; puede existir también un enriquecimiento cuarzo-feldespático relacionado al frente básico, a manera de aureola. (Figura XI.14).

Los granitos circunscritos, en particular los macizos filonianos, diques o sills, pueden presentar facies marginales de grano fino o porfiríticas, dando lugar inclusive a riolitas. Tales márgenes se han denominado "bordes de enfriamiento" (chilled-margins).

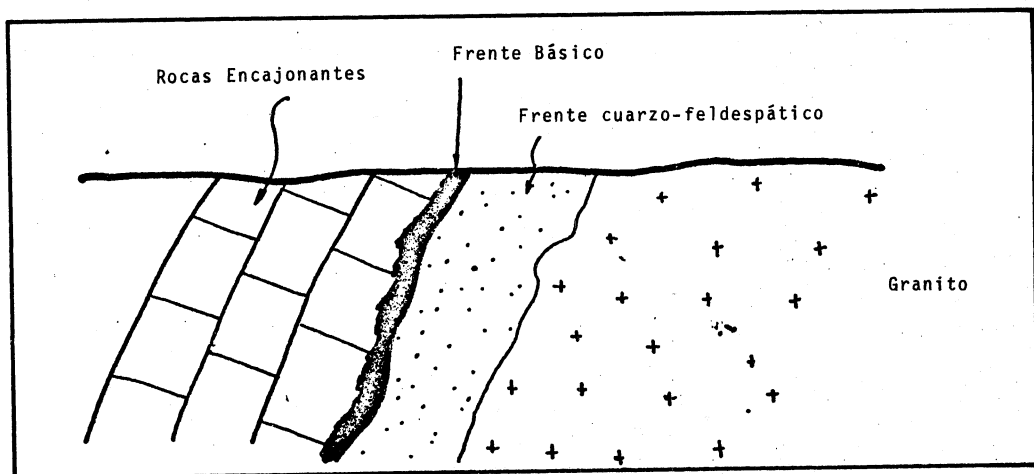


Figura XI.14

#### 4. Facies accidentales del granito

Estas facies corresponden a aberraciones en la cristalización y se describirán a continuación:

Facies miarolítica. Las miarolas son pseudogeodas en donde se desarrollan minerales que no existen frecuentemente en el granito y que pueden ser de gran tamaño y formar cristales

perfectos, como el topacio, fluorita, casiteria, columbita. Esta textura se atribuye a la acción pneumatolítica.

Facies orbicular. Se caracteriza por la existencia de esferoides que alcanzan 30 cm de diámetro y que pueden ocupar el 70% del volumen total de la roca, el resto de la cual está compuesta por un material homogéneo que tiene la misma composición mineralógica, por lo general. Se trata, esencialmente, de un núcleo de plagioclasa sódico-cálcica (generalmente oligoclasa), de granito o diorita, rodeado de capas concéntricas claras (de oligoclasa), a veces con cuarzo y microclina y oscuras (de biotita con o sin anfíboles) (Figura XI.15). Este tipo de textura se encuentra sobre todo en Finlandia. Su origen es enigmático; para algunos autores se trataría de un cierto tipo de metasomatismo.

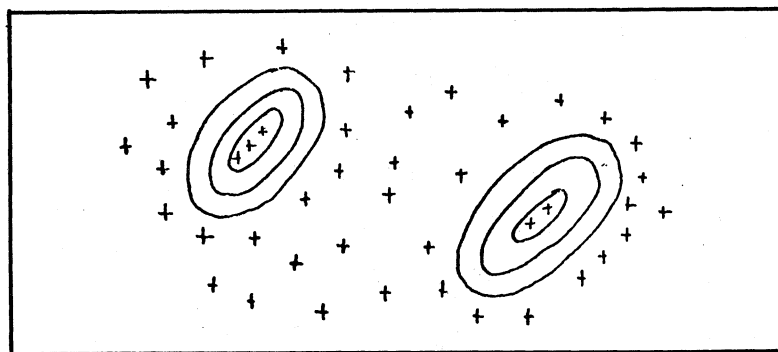


Figura XI.15

Facies rāpakivi. Se observa en los países escandinavos y en la parte meridional de Rusia. Consiste en ovoides cuyo núcleo está compuesto de feldespato potásico y cuarzo, rodeado de oligoclasa, seguida de biotita y hornblenda, muy a menudo con fluorita. Su origen es también enigmático.

## V. RELACION ENTRE EL GRANITO Y LA TECTONICA

### 1. Introducción

Los macizos graníticos no están nunca dispuestos al azar, si no que siempre se hallan relacionados con procesos tectónicos. Se puede estudiar dicha relación desde dos puntos de vista.

a) Estático: Serie de observaciones sobre el terreno y en planos, de las relaciones geométricas entre el granito y las rocas adyacentes. Se distinguen dos tipos:

- Granitos sintectónicos o sincinemáticos = Concordantes
- Granitos post-tectónicos = intrusivos

b) Dinámico: Más complejo y teórico que investiga las relaciones cinemáticas entre el granito y las rocas adyacentes durante una orogénesis. Se distinguen tres tipos:

- Granitos anteorogénicos
- Granitos sinorogénicos
- Granitos post-orogénicos

### 2. Granitos sintectónicos

Se hallan incluidos en formaciones sedimentarias o metamórficas plegados (no existen en series horizontales). Son concordantes, con bordes difusos en los gneises y francos en los sedimentos. Ej.: Sills, facolitos y conolitos.

Su tamaño es muy variable (desde batolitos hasta vetillas), y su estructura por lo general es orientada, concordante con las estructuras regionales.

Se encuentran sobre todo en antiguas cadenas montañosas, principalmente del Precámbrico, aunque también se hallan en cadenas más recientes (Macizos Armoricano y Central en Francia).

### 3. Granitos post-tectónicos

Sus bordes son francos y son claramente intrusivos. Desarrollan una aureola de metamorfismo, muchas veces de gran importancia.



Su tamaño es muy variable (pequeños stocks a enormes batolitos). Sus estructuras y texturas son las normales del granito, sin orientación. Los xenolitos son menos frecuentes que en los sintectónicos.

#### 4. Correspondencia entre los tipos de granitos

Por lo general los granitos sintectónicos corresponden a los sinorogénicos, los postectónicos a los postorogénicos y los de anatexis a los anteorogénicos.

#### 5. Evolución granítica durante la orogenia (Figura XI.16)

a) Fase preorogénica: Sedimentación con vulcanismo geosinclinal, metamorfismo y granitización (Formación de granitos de anatexis).

b) Fase de tectónica activa: Material granitoide que migra desde las profundidades del granito de anatexis, a través de zonas fracturadas y se emplaza concordantemente a las estructuras de las rocas encajonantes: Granito sintectónico.

c) Fase de orogénesis tardía: Emplazamiento de granitos post-tectónicos por diapirismo.

d) Fase post-orogénica: A través de las fisuras se escapa material granítico que da lugar a intrusiones localizadas y macizos subvolcánicos. Se puede producir una intensa milonitización de todos los granitos anteriores.

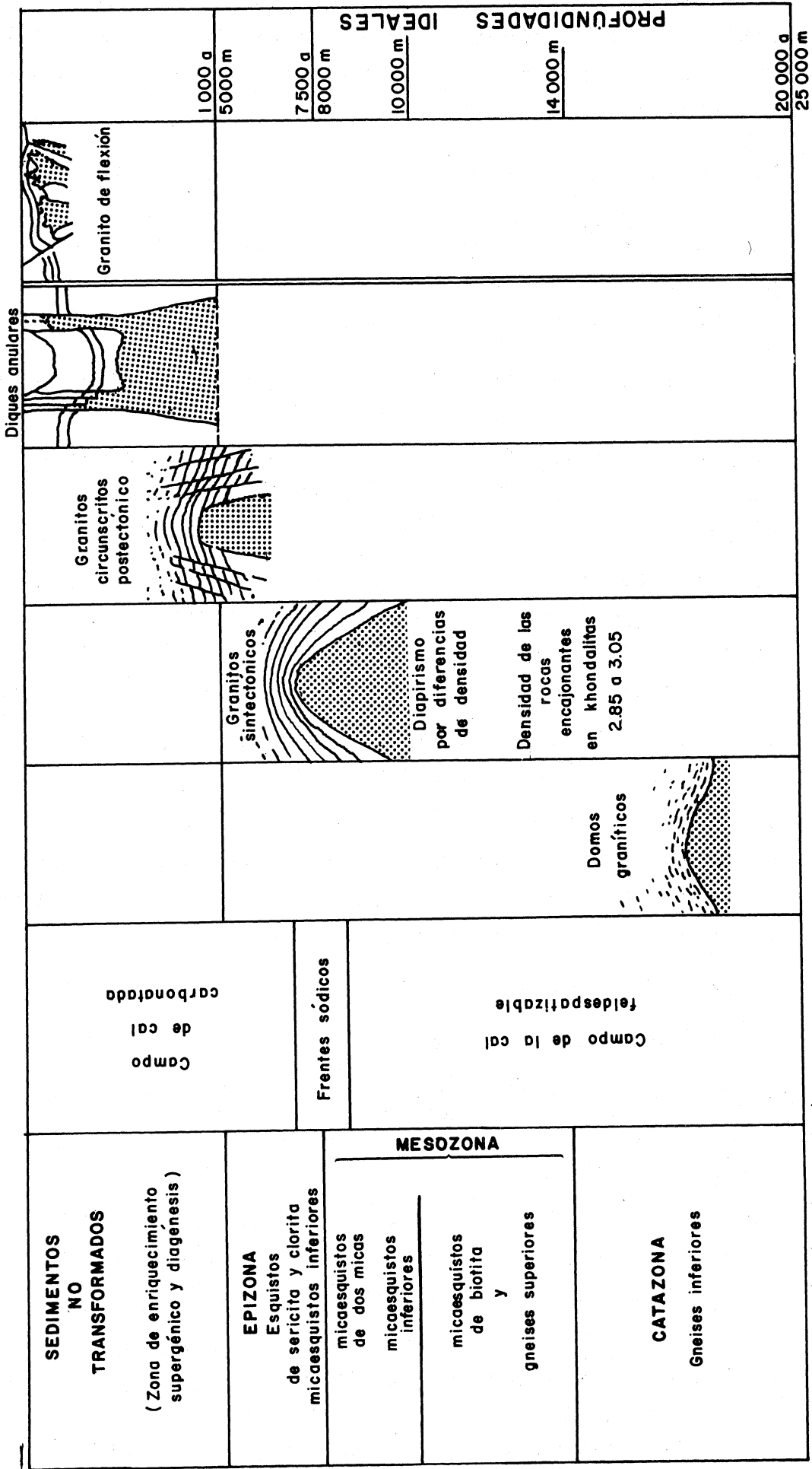
La cadena de los Vosgos presenta las fases precedentes.

#### 6. Profundidad de emplazamiento de los diferentes granitos

a) Granitos subvolcánicos: 1 a 2 km; han perdido gran parte de sus volátiles y su metamorfismo de contacto es por lo general de poca extensión.

b) Granitos post-tectónicos: 2 a 5 km. Los volátiles no han escapado y se puede formar una extensa aureola de contacto, así como abundantes satélites filonianos.

c) Granitos sintectónicos: su profundidad es variable, puesto que han pasado de niveles inferiores a superiores, y por tanto sus asociaciones mineralógicas son variables. Pueden desarrollar extenso metamorfismo de contacto y satélites filonianos.



Granito de anatexis

Figura XI.16

d) Granitos de anatexis. Son sobre todo infracrustales, tienen bordes difusos que invaden los gneises y se desarrollan a partir de las migmatitas, alcanzando más tarde una homogeneización.

## VI. RELACION ENTRE EL GRANITO Y EL VULCANISMO

### 1: Introducción

El paralelismo en la composición química entre las rocas intrusivas y extrusivas de los diferentes clanes ha sido el fundamento de la idea de la génesis de dichas rocas a partir del mismo magma, y la diferencia estribaría en un modo de consolidación diferente.

Sin embargo es necesario anotar, de acuerdo con los análisis químicos realizados a un gran número de rocas provenientes de diversos sitios, que una lava es por lo general un poco más rica en sílice y álcalis y un poco más pobre en ferromagnesianos y cal que la roca plutónica correspondiente del mismo clan. Daly atribuía esta diferencia a la abundancia de gas en las cámaras magmáticas de la base de los volcanes, lo que produciría una disminución en la temperatura de solidificación del magma y una prolongación de la diferenciación, lo que a su vez daría por resultado un aumento de la sílice y álcalis.

Por otro lado, los argumentos de orden geológico relativos a la estructura de los aparatos eruptivos y a la repartición de los productos de los fenómenos eruptivos en el espacio y en el tiempo, son de gran peso. A continuación se discutirán cada uno de ellos.

### 2. Los macizos graníticos subvolcánicos

Hemos visto que estos macizos se localizan en regiones rígidas con grandes fracturas y están relacionados con el vulcanismo fisural de dichas regiones. Estos granitos se han emplazado un poco después que las rocas volcánicas en todos los casos conocidos, es decir el plutonismo seguiría al vulcanismo, pues no se observa una transición entre ambos tipos de rocas en los macizos subvolcánicos.

### 3. Facies volcánicas en los bordes de macizos graníticos

Al hablar de las facies marginales de los granitos se vió que ciertos macizos pasan progresivamente hacia sus bordes una facies microgranítica e inclusive a facies porfiríticas semejantes a las de las lavas riolíticas. Sin embargo, los autores tienden a ver en este caso un fenómeno de convergen  
cia más que un fenómeno realmente volcánico.

### 4. Afinidades volcánicas de los satélites filonianos del granito

Contrariamente a las pegmatitas, que pueden degenerar en fi  
lones hidrotermales pero no alimentar las chimeneas volcáni  
cas, los lamprófiros y microgranitos provenientes de los ma  
cizos graníticos tienen a veces ciertas afinidades volcáni  
cas.

Estos filones cortan a menudo a los macizos graníticos y ob  
servan un cierto paralelismo entre ellos. Es posible que re  
presenten las vías de acceso de un vulcanismo posterior al  
emplazamiento granítico y se relacionen con la fisuración  
del granito en el transcurso de su consolidación; con fre  
cuencia su disposición es transversal en relación al alarga  
miento del macizo granítico, el cual coincide por lo general  
con la dirección tectónica axial del ciclo orogénico corres  
pondiente. Las direcciones transversales a los ejes tectónini  
cos son a menudo las de las fallas importantes, lo que expli  
caría la extensión de dichos filones y hace posible su propa  
gación hasta la superficie del terreno en la época de su em  
plazamiento.

A veces la erosión muestra en el interior de los batolitos  
zonas de granito más ácido poco diferenciado, de modo manifi  
fiesto posteriores a aquéllos, de donde podrían provenir los  
filones micrograníticos, pero todo queda en el terreno de la  
hipótesis. El problema de los lamprófiros es aún más sujeto  
a controversias.

## VII. RELACION ENTRE EL GRANITO Y EL METAMORFISMO REGIONAL

### 1. Generalidades

A partir de los trabajos de Sederholm (1923-1926)\* se distinguen dos categorías de macizos graníticos:

- Macizos que parecen independientes del metamorfismo regional.
- Macizos que parecen relacionados con el metamorfismo regional, que son los más abundantes.

En el segundo caso y admitiendo que dicha relación es progresiva, es posible aplicar los mismos criterios del estudio de las rocas metamórficas al estudio de las rocas graníticas, en particular la clasificación de Eskola. De este modo se observa que la inmensa mayoría de granitos cae dentro de la facies anfibolita (granitos de biotita o de hornblenda), algunos otros dentro de la facies esquistos verdes (granitos de moscovita) y otros más raros dentro de la facies granulita, como los granitos de hiperstena (charnockitas). Esto no es una simple coincidencia, ya que el emplazamiento de la mayor parte de los granitos corresponde a condiciones físico-químicas y termodinámicas específicas (presiones hidroestáticas del orden de 3000 a 5000 bars y temperaturas de 600 a 800°C).

Los granitos de anatexis están directamente relacionados con el metamorfismo regional, dado su contexto geológico; en el transcurso de su evolución, a partir de las zonas profundas han podido alcanzar hasta la zona de micaesquistos inferiores.

Los granitos sintectónicos están relacionados indirectamente con el metamorfismo regional y directamente con la orogenia, si se supone como lo piensan los transformistas, que el plegamiento proviene del metamorfismo regional. Estos granitos emplazados en las series plegadas a profundidades variables, pueden llegar a alcanzar la facies esquistos verdes.

\*Sederholm, J.J. (1923-1926). On Migmatites and associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland, Bull. Comm. geol. Finlande, Part I, No. 38, 1923, Part II, No.77, 1926.

Los granitos post-tectónicos parecen ser independientes del metamorfismo regional, pues se tratan de granitos circunscritos que cortan las formaciones encajonantes y que se encuentran sobre todo en los niveles superiores de la corteza terrestre.

Los granitos subvolcánicos son independientes del metamorfismo regional y se emplazan cerca de la superficie terrestre en las fases postreras de la orogénesis.

## 2 Conclusión

De todo lo anterior se constata que existe una relación entre el metamorfismo regional, la granitización y la tectónica, si bien en momentos y ritmos diferentes. Se puede por tanto suponer que para el desarrollo del metamorfismo y de la granitización los factores son de la misma naturaleza, pero intervienen en proporciones diferentes y con intensidades que no son del mismo orden de magnitud.

## VIII. TEORIAS SOBRE EL ORIGEN DEL GRANITO

### 1. Datos históricos

Desde el nacimiento de la Geología como ciencia independiente en el Siglo XVIII las rocas graníticas fueron consideradas como materiales formados bajo condiciones que no se observan actualmente en ninguna parte de la superficie terrestre. Para Werner, se trataba de rocas sedimentarias formadas en aguas de una composición especial a temperaturas elevadas. Para Hutton, las rocas graníticas serían el resultado de la fusión de rocas preexistentes en las profundidades de la corteza; el material fundido ascendería a niveles superiores en donde, al enfriarse, cristalizarían. Dicho de otro modo, para Werner el origen sería exógeno y las condiciones extraordinarias de formación del granito se colocarían en etapas desconocidas del pasado geológico, mientras que para Hutton, el origen sería endógeno y las condiciones extraordinarias habría que buscarlas en los espacios desconocidos de las profundidades de la corteza.

En la actualidad todos los geólogos están de acuerdo en que los minerales de las rocas graníticas se formaron bajo condiciones de temperatura y de presión elevadas y casi todos relacionan esas condiciones con un origen profundo. La discrepancia fundamental estriba en el estado físico de la materia que originó al granito y en los mecanismos del emplazamiento de dichas rocas.

De este modo surgieron dos escuelas que trataban de explicar ese emplazamiento: la escuela ortodoxa o magmatista, que afirmaba que las rocas graníticas provienen del enfriamiento paulatino y consolidación final de un magma fluido en el interior de la corteza, mientras que la escuela heterodoxa o transformista explicaba la génesis del granito como un proceso del metamorfismo regional.

## 2. Argumentos principales de la escuela magmatista

Los principales argumentos en que se apoya la teoría magmatista sobre la génesis del granito son los siguientes:

10.- La correspondencia química y mineralógica entre las rocas plutónicas y volcánicas. En efecto, para cada roca volcánica existe su correspondiente plutónica. A los basaltos corresponden los gabros, pobres en sílice, a las riolitas corresponden los granitos, ricos en sílice y a las andesitas, rocas intermedias entre basaltos y riolitas, corresponden las dioritas, intermedias entre gabros y granitos. La diferencia más notable entre ambos grupos de roca estriba en la textura, afanítica en las volcánicas y fanerítica en las plutónicas, generalmente porfirítica entre las hipabisales, rocas intermedias entre unas y otras. En consecuencia, es lógico pensar que las rocas plutónicas son los equivalentes profundos de las volcánicas y se han formado por el lento enfriamiento de un magma sometido a gran presión que no ha podido ascender hasta la superficie y por tanto ha tenido tiempo de cristalizar íntegramente.

20.- El emplazamiento de las rocas plutónicas se realizaría por el proceso de "magmatic stoping". La manera como el magma desaloja a las rocas preexistentes al ascender desde las partes profundas de la corteza se realizaría socavando su te

cho, despedazando a las rocas y englutiéndolas; estos grandes bloques, desprendidos del techo y de las paredes de la masa ascendente se sumergen lentamente en el fluido y son licuados, deglutidos y asimilados, desapareciendo finalmente y yendo a formar parte integrante de la masa ígnea o quedando como xenolitos que muestran señales de desplazamiento.

30. Los enclaves desplazados son para los magmatistas una prueba de hundimientos del material del techo dentro de la cámara magmática. Sin embargo, para los transformistas el fenómeno sería inverso; ascensión de los xenolitos desde las profundidades gracias a la ascensión diapírica del granito.

40. Convergencia de ciertas facies que presentan los macizos graníticos (bordes, filones), semejando riolitas. Sin embargo esto contradice la hipótesis de la cristalización del granito a profundidad y la de la riolita en la superficie, ya que el pasaje es lateral y no vertical.

50. La cristalización de los minerales del granito siguiendo las series de reacción de Bowen, obtenidas en el laboratorio a partir de baños silicatados fundidos. Sin embargo, en la naturaleza tal orden de cristalización sufre muchas excepciones.

### 3. Argumentos principales de la escuela transformista

10. La desproporción en las proporciones relativas entre las rocas volcánicas y plutónicas equivalentes. En efecto, existe una curiosa desproporción entre los basaltos, que son las rocas volcánicas más frecuentes y abundantes, y su correspondiente plutónico, los gabros, rocas muy escasas en comparación con los basaltos. Lo mismo sucede entre el granito, roca plutónica que ocupa un 90% entre las rocas emplazadas a profundidad y las riolitas, comparativamente escasas.

Esta desproporción y esta abundancia de basaltos y granitos llevó a la suposición de dos magmas fundamentales, uno basáltico y otro granítico, idea abandonada a raíz de los



trabajos de Bowen sobre la diferenciación magmática, según lo cual sólo existiría el magma basáltico, del cual derivaría por diferenciación en la cristalización todas las rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas. Al ir cristalizando los minerales ferromagnesianos y los ricos en calcio, el magma se vuelve cada vez más rico en sílice y en silicatos alcalinos, es decir alcanza la composición granítica. Si este líquido se ve sometido a esfuerzos de compresión, por ejemplo durante una orogenia, el líquido se separará de la fase sólida, de una manera similar como si se apretara una esponja, y tenderá a desplazarse a lugares de menor presión, es decir hacia la superficie terrestre. Sin embargo, las leyes de la físico-química señalan que la cantidad de granito que se puede derivar de la cristalización fraccionada no debe exceder mucho del 10% del volumen del magma basáltico original. Además, este proceso requeriría cantidades fabulosas de energía, tanto que para el caso de una enorme masa granítica como la de la Cordillera de Patagonia el problema de la energía necesaria se hace realmente agudo, así como el resolver el destino del 90% restante del "magma" basáltico diferenciado, que no aparece en ninguna parte. En la actualidad, con la tectónica de placas, la idea de los dos magmas fundamentales ha vuelto a imponerse, si bien bajo aspectos diferentes.

2o. Problema del espacio vital. El emplazamiento del granito por "magmatic stoping" existe sin duda, pero está localizado a áreas pequeñas. "Stoping" en la enorme escala necesaria para emplazar una masa granítica como la de la Cordillera Patagónica por ejemplo, significaría que un inmenso volumen de rocas preexistentes es deglutido y asimilado por el magma granítico ascendente, que cambiaría fatalmente de constitución química dando origen a numerosos derivados. Por otro lado, estudios realizados en los últimos 50 años, analizando minuciosamente las texturas y estructuras de los cuerpos graníticos -orientación de los cristales, ordenación de los xenolitos, fisuras producidas por contracción durante el enfriamiento final- han demostrado que en la masa consolidada no quedan señales del hundimiento de bloques sino sólo de corrientes ascendentes

del fluido viscoso. Y en un magma viscoso difícilmente podrían hundirse grandes bloques desprendidos del techo, máxime si hacia abajo el granito pasa a magma basáltico, según enuncia la teoría de la diferenciación.

Por tales razones los geólogos transformistas suponen que los granitos son rocas formadas in situ, mediante un proceso de metamorfismo regional denominado "granitización", a partir de sedimentos transformados de tal suerte que su composición primitiva y sus texturas y estructuras originales se han perdido, borrándose por completo hasta que la roca ha adquirido un aspecto homogéneo.

30. Las excepciones a las series de reacción de Bowen.

Las series de reacción de Bowen sufren numerosas excepciones sobre todo en rocas que podrían ser consideradas como magmáticas, por ejemplo el macizo granítico de Kagenfeld, en los Vosgos, asociado a riolitas, en el cual el cuarzo es euedral (Figura XI.17).

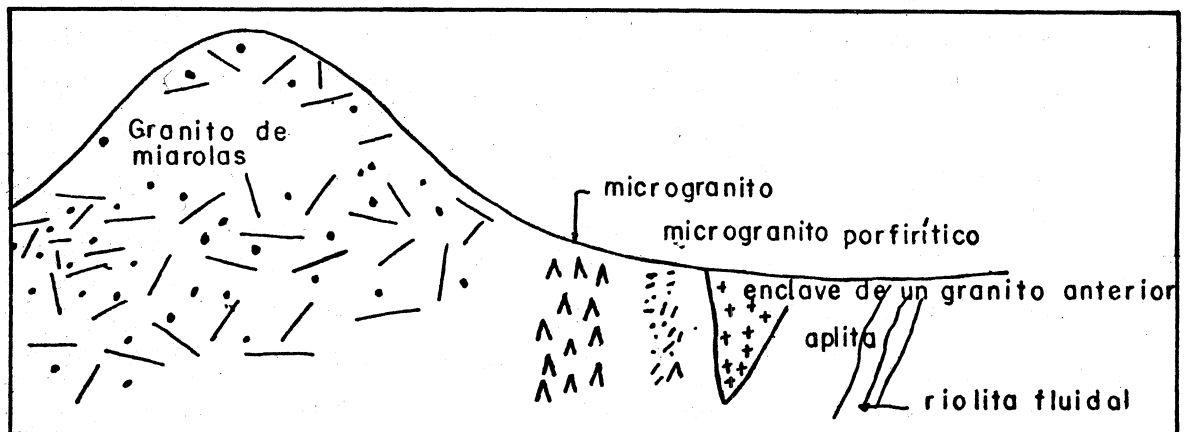


Figura XI.17 Pasaje lateral Granito-Microgranito-Riolita en el macizo granítico de Kagenfeld en los Vosgos, Francia.

El cuarzo se encuentra a veces incluido en los feldespatos y en la biotita y con caras bien formadas en ciertos granitos de moscovita, así como en los granitos rapakivis.

Por otro lado ya desde el siglo pasado se consideró como raro el hecho de que el cuarzo, elemento muy refractario, es decir, muy resistente a ciertas influencias físicas y químicas y especialmente las altas temperaturas, se haya formado en las últimas etapas de la cristalización magmática

Otras excepciones a las series de Bowen son: 1o.) El zoneamiento de las plagioclasas, que si bien en el laboratorio cristalizan como cabría esperar, es decir el núcleo más cálcico que la periferia, en algunos granitos se presenta el fenómeno contrario; 2o.) La ortoclasa rodeada de plagioclasa en los rapakivis; 3o.) La corrosión de los cristales, por ejemplo una plagioclasa por feldespato potásico o por cuarzo, frecuente en las granodioritas, podría señalar que la cristalización de esos minerales no se realizó de una manera progresiva sino rápida y que hubo ajustes y acomodados.

4o.) Los xenolitos sin desplazar. Si los xenolitos presentan una cierta orientación que coincide a grosso modo con la estructura regional de las rocas adyacentes al granito, es difícil concebir que éste se haya formado en una cámara magmática. Además, en muchos casos, los feldespatos en los enclaves y en las rocas adyacentes cercanas a los bordes del granito tienen el mismo aspecto y composición de los feldespatos del macizo granítico, lo que sugiere una feldespaticización.

5o.) Las inyecciones de material granítico en los gneises. Siguiendo la estructura regional y consideradas como inyecciones magmáticas por los magmatistas, serían indicios de una granitización incompleta para los transformistas, toda vez que dicha inyección es contraria a la hipótesis de la viscosidad del magma granítico.

6o.) Los transformistas estiman que todos los granitos se han formado a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre, formación esencialmente metamórfica, y que después han ascendido por diapirismo.

7o.) Los experimentos de Wyart, Sabatier y Saucier, acompañados de los de Winkler apoyan la teoría transformista. So metiendo a minerales arcillosos a un incremento paulatino de temperatura y presión y agregándoles  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{NaCl}$ , al llegar a las condiciones de temperatura y presión necesarias para la génesis del granito obtuvieron resultados formidables: Aparición de minerales metamórficos, aparición de anatexis y separación de una fase líquida con un residuo sólido.

lido por transformación de la arcilla. La fase líquida es a veces granítica, a veces granodiorítica, según sea la naturaleza de las arcillas; el residuo es rico en ferromagnesianos.

En consecuencia, la anatexis es posible y sólo se requiere la introducción de sodio y calcio para formar el granito. La mayoría de los sedimentos son marinos y, en consecuencia, pueden contener una gran cantidad de sodio y calcio provenientes del NaCl y CaCO<sub>3</sub> del mar.

80.) Basándose en las reacciones de la Tierra a los fenómenos sísmicos, los geofísicos están de acuerdo que al menos hasta 700 km de profundidad, es decir, un espesor de alrededor de diez veces mayor que el que se le atribuye a la corteza, la Tierra se comporta como un sólido, y las cámaras magmáticas no aparecen por ningún lado. Sin embargo, el descubrimiento de la zona de baja velocidad de las ondas sísmicas en el manto superior, permite la suposición de que en ella tiene lugar una fusión parcial, en donde se generaría el magma basáltico.

En consecuencia, la petrografía moderna cuenta con nuevos datos; las lavas existen, luego hay magmas, pero es posible que las capas profundas de la corteza sean sólidas y no puedan desempeñar el papel de cámaras magmáticas. Por tanto, se podría considerar, siguiendo a Perrin (1952)\* que las lavas son "magmas sin raíces".

#### 4. Tendencias dentro de la escuela transformista.

En la década comprendida entre 1950 y 1960 la escuela transformista, aunque unida contra la magmatista, presentaba diferentes tendencias, que se agruparon en tres grandes grupos: los fundidores, los húmedos y los secos.

Los transformistas fundidores pensaban que el granito se ha originado por simple fusión de sedimentos u otras rocas preexistentes, dando lugar a una especie de "magma granítico". En realidad esta tendencia se diferenciaba fundamentalmente de la magmática clásica por la ausencia de las cámaras magmáticas y representaría una transición entre ambas escuelas.

Los transformistas o metasomatistas húmedos creían que los granitos se han originado mediante un proceso por el cual las rocas sólidas se convierten en rocas de carácter granítico sin pasar por un estado magmático. Son rocas preexistentes, por lo común sedimentarias, que se han transformado por la penetración de cantidades modestas de emanaciones fluidas a las que Sederholm denomina "icor" es decir "suerro". Estos fluidos se habrían originado en las partes inferiores de la corteza hace muchísimo tiempo, cuando la Tierra se estaba enfriando y en virtud de su alta movilidad procurarían migrar hacia los niveles superiores, lo cual lo facilitarían los geosinclinales por ser zonas inestables de la corteza. Al subir los icores desde las profundidades irían invadiendo lentamente los sedimentos sometidos a altas temperaturas y presiones en la base del geosinclinal, los empaparían y poco a poco los irían transformando por un proceso metasomático hasta convertirlos en granito sin que, en ningún momento, las rocas hayan estado fundidas. Y todo ello con una pequeña cantidad de fluido, quizá del 10% del total resultante. De este modo, los transformistas húmedos redujeron a dimensiones modestas el problema del espacio vital para el emplazamiento granítico.

Finalmente, los transformistas o metasomatistas secos opinaban que todos los granitos provienen de aportes y reacciones al estado seco, por un fenómeno denominado "difusión sólida" que consiste en migración de iones a través de los cristales de la roca que está siendo granitizada.

Los cristales se pueden considerar como espacios vacíos con diminutas partículas cargadas eléctricamente, distribuidas a enormes distancias unas de otras y, en consecuencia, la retícula cristalina nunca es perfecta sino que adolece de defectos debidos al crecimiento inicial rápido de los cristales, a presiones diferenciales y a vibración térmica de los átomos que, teóricamente, sólo están en reposo perfecto a la temperatura de cero absoluto ( $-273^{\circ}\text{C}$ ), y son estos defectos los que permiten la difusión sólida y la entrada de iones dentro del cristal.

De acuerdo con Bugge (1946)\*, los átomos en el interior de la corteza tienden a migrar hacia la periferia siguiendo el gradiente normal de temperatura y presión de la Tierra; los más activos de estos átomos serían los de Al, K, Si, Na y quizás también los de hierro y magnesio. De esta manera se produciría un flujo ascendente de "nubes de iones" que sustituirían a otros en los cristales de las rocas preexistentes y estos iones desplazados descenderían en una corriente de dirección inversa. El resultado final sería la granitización gradual de las rocas por aporte de aquellos iones que ascienden desde la profundidad de la corteza."

Perrin y Roubault (1939)\*\* señalan que los fenómenos de difusión sólida se realizan bajo el efecto de un simple contacto entre ciertas sustancias, como la cal y la sílice en los hornos metalúrgicos y son favorecidos por la temperatura, la deformación o el rompimiento de los cristales y la presencia de catalizadores como los halógenos o el vapor de agua.

La mayoría de los geólogos transformistas pertenecían a la tendencia metasomatista húmeda, señalando que el granito resultaría de la transformación de rocas preexistentes bajo la acción de aportes, en parte líquidos, en parte gaseosos y en parte iónicos. Algunos pensaban que estas rocas no se han fundido y otros que han atravesado por una fase de fusión.

En fin, y como lo señala con justeza Raguin en su "Géologie du granite", el granito es un tipo de convergencia y en consecuencia es la fase final de muchas evoluciones absolutamente diferentes, por lo que es inútil meter en el mismo saco todas las observaciones relativas a no importa cual granito, ya que no hay ninguna oportunidad de que dichas observaciones se armonicen. Lo más probable es que la situación del medio movilizado durante la granitización corresponda a un estado mixto, pues al observar en detalle los fenómenos de evolución del granito se encuentran indicios imprecisos que sugieren la evolución al estado cristalino por ciertos aspectos y la evolución líquida por otros.

\* Bugge, J.A.W., 1946. "The geological importance of diffusion in the solid state". Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, I. Mat. Nat. Kl. 1945, No.13.

\*\* Perrin, R. el Roubault, M. (1939). "Le granite et les réactions a l'état solide. Bull. Sr. Carte géol. Algérie. 5e série, No. 4, 180 p.

## 5. Conclusiones

De todo lo anteriormente expuesto se puede concluir con H. y G. Termier (1956)\*, en primer lugar que el metamorfismo regional y los procesos tectónicos que dan lugar a la formación de las montañas son los fenómenos clave de la formación del granito.

El metamorfismo regional suscita zonas de equilibrio químico-mineralógico que dan lugar a dos fenómenos progresivos: la eliminación del agua de los minerales y la concentración de cationes pesados y básicos en éstos. De esta manera, los elementos más ligeros como los álcalis y el silicio enriquecen las zonas superiores de la corteza, mientras que los más pesados, como el fierro y el magnesio se acumulan en la catazona. Sin embargo, debajo de ésta, el equilibrio pertenece a un nuevo orden de fenómenos y de nuevo se encuentran rocas ligeras, como son los granitos de anatexis, que pasan gradualmente hacia las rocas de la catazona a través de un frente de migmatitas. El aporte de sílice y álcalis para la formación de estos granitos podría deberse a una lenta diferenciación gravitacional del sima subyacente.

De todos modos, debajo de las rocas de la catazona, cuya densidad oscila entre 2.8 y 3 (frente básico) se encuentra una capa de materiales, probablemente en estado plástico, de densidad máxima de 2.75, es decir más o menos igual a la densidad media de los sedimentos superficiales.

Este desequilibrio gravitacional será compensado por movimientos orogénicos o epeirogénicos acompañados de fracturamientos, lo que provocará la ascensión de material ligero proveniente de la zona de anatexis. Este material puede ser movilizado total o parcialmente y, en este último caso, bajo la forma de soluciones, vapores o nubes de iones ricas en sílice y álcalis.

Esta segunda fase de la granitización está marcada, como la primera, por la formación de migmatitas, pero ya dentro de las diferentes zonas del metamorfismo regional. La aparición de estas rocas mixtas, que tienden hacia un equili

\*Termier, H. y G. (1956). "L'évolution de la litosphère" Tomo I. Pétrogénèse, Masson et Cie, Paris.

brio gravitacional, produce un desequilibrio químico-mineralógico de dichas zonas metamórficas, lo que da lugar a que se establezca un balance entre estos dos equilibrios. En particular, los feldespatos de las migmatitas se encuentran en equilibrio con aquellos de las zonas de profundidad en la que cristalizan; así, la albita se instala en la epizona, seguida hacia abajo por la oligoclasa y las plagioclasas más básicas; los feldespatos alcalinos (microclina y pertita) aparecen en la parte inferior de la mesozona y se imponen en la catazona.

Las fases siguientes de la granitización están relacionadas directamente con las fases tectónicas de la orogénesis. Los primeros granitos que se extravasan no se alejan mucho de la zona de anatexis, de la cual sólo hinchan su techo: se trata de los granitos en domo, típicamente migmatíticos. Enseguida, durante las fases de paroxismo se emplazan los granitos sinorogénicos, precedidos de un frente básico que puede dar lugar a zonas de serpentinas. Estos granitos se emplazarían en la mesozona superior y epizona inferior, como lo indica la presencia de plagioclasas sódicas y estarían en equilibrio gravitacional con las rocas metamórficas adyacentes, pues tendrían la misma densidad.

Durante las fases de calma, habiéndose endurecido rápidamente el material plegado, se producen fracturas por donde se intensifican los aportes térmicos y metasomáticos. En los macizos sinorogénicos se individualizan núcleos capaces de refusión o de reomorfismo, esencialmente potásicos, que aprovecharían las fracturas o los bordes del macizo para ascender, ayudado por el diapirismo. Este granito post-orogénico, está constituido por elementos más ligeros que el sinorogénico, lo que facilitaría su ascensión por diapirismo.

Una vez emplazado el granito post-tectónico en la epizona superior o en la zona de cementación y diagénesis que se encuentran encima, se encuentra en desequilibrio químico-mineralógico con las rocas adyacentes. La temperatura del granito y la naturaleza poco o nada metamórfica de las rocas adyacentes, que por tanto están todavía fuertemente hidratadas, dan lugar a la formación de un potente metamorfismo de contacto.



Durante las últimas fases tectónicas, la cadena montañosa se ve afectada por grandes fallas y hundimientos, por los que circulan nuevos elementos metasomatizantes que afectan al granito, tales como agua, álcalis, flúor, boro, cloro, provenientes en gran parte de los sedimentos. Los granitos subvolcánicos así producidos contienen microclina y albita pero raramente plagioclasas más cálcicas, ya que se encuentran fuera del dominio de la cal feldespatizable. El calcio entra entonces en la composición de minerales con flúor (fluorita), con fósforo (apatita) o con titanio (esfena). La riqueza en mineralizadores vuelve a estos granitos sensibles a las acciones explosivas que originan sistemas de fracturas anulares o radiales en las que se emplazan los granitos alcalinos cada vez más móviles, que ofrecen todos los pasajes texturales, desde la granítica hasta la riolítica, pasando por la porfirítica, y que producen los diques anulares. La agresividad de los granitos subvolcánicos no es suficiente para producir una aureola apreciable, a pesar de los mineralizadores que contiene.

La secuencia granítica normal, tal como se ha explicado puede ser modificada por factores insólitos, como fracturamientos que producen texturas cataclásticas, metasomatismo alcalino que desarrolla porfiroblastos de microperitita y granitos muy ácidos con microclina o bien reactivaciones de material granítico antiguo.

## IX. LA ANATEXIS

### 1. Introducción

Desde el año de 1957 las escuelas alemana de Winkler y Von Platen y la francesa de Wyart y Sabatier realizan experimentos para explicar la génesis de los granitos. Dichos experimentos consisten en someter a sedimentos arcillosos y arenosos a temperaturas crecientes y presiones hidrostáticas constantes de 2 kb, lo que corresponde aproximadamente a las presiones reinantes a profundidades de 7 a 8 km, con los resultados siguientes:

a) A partir de unos 500°C se reorganizan las estructuras cristalinas desapareciendo los minerales arcillosos para dar paso a asociaciones típicas del metamorfismo de alto grado: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, con cantidades accesorias de cordierita, minerales opacos y, en muchos casos, sillimanita. La cantidad de calcita presente originalmente en los sedimentos determina el porcentaje obtenido de cordierita y biotita. Esta mineralogía se mantiene constante durante un cierto intervalo de temperatura.

b) Hacia los 700°C se empieza a producir la fusión parcial y el medio se descompone en;

-Una fase líquida de composición constante independientemente de cual haya sido la composición de la roca original.

-Varias fases sólidas representadas por cristales de biotita, sillimanita y cordierita, entre otros.

En la Tabla XI.1 se muestran en forma esquemática, las transformaciones que experimentan tres arcillas de composiciones diferentes A, B y C hasta el producto anatético final de composición 42Q: 8Ab:50 Or, es decir la de un líquido granítico hipersilíceo.

		A	B	C
Composiciones mineralógicas de las arcillas	Cuarzo	15	20	24
	Ilita	35	70	60
	Caolinita	50	10	10
	Diversos	0	0	6
Temperaturas del metamorfismo (°C)		670	665	665
Composiciones de las rocas metamórficas obtenidas	Cuarzo	21	20	28
	Ortosa	20	25	19
	Plagioclasas	poco	poco	5
	Cordierita	—	21	25
	Biotita	4	—	tr.
	Sillimanita	35	10	9
	Diversos	20	24	14
Temperaturas de la anatexia (°C)		695	725	715
Composición de la roca anatética obtenida		42 % cuarzo 50 % ortosa 8 % plagioclasa		

Tabla XI.1

Si se quiere obtener una mezcla más cercana a las condiciones naturales se emplean arcillas enriquecidas en NaCl, pues las rocas sedimentarias contienen inicialmente el ion sodio que proviene del agua de mar. Por ejemplo, a partir de la arcilla C, en presencia de 3% de NaCl se formó una roca metamórfica con más plagioclasas que la anterior (23Q:23 Pla: 22 Or) y el resto formado por 23% de cordierita, 2% de biotita y 7% de otros minerales accesorios. La fusión anatéctica se inició a 670°C apareciendo un líquido granítico calcoalcalino con una composición virtual de 34Q:26.5 Or:31Ab:8.5 An, es decir tiende hacia la composición del mínimo M de la línea cotéctica que une los eutécticos  $E_1$  y  $E_2$  del sistema Q: Ab:Or:H<sub>2</sub>O, analizado por Tuttle y Bowen en 1958, y que se conoce como el sistema granítico.

## 2. El sistema granítico

Aunque rigurosamente hablando se trata de un sistema cuaternario, por razones de simplicidad y por estar el agua en exceso no se la incluye en el diagrama que, de este modo, se reduce a un triángulo cuyos vértices están ocupados por el cuarzo, la albita y la ortoclasa. Las temperaturas de la superficie liquidus se han proyectado en el diagrama. Los eutécticos  $E_1$  y  $E_2$  de los sistemas Q-Or y Q-Ab se unen mediante una línea cotéctica curva que tiene un mínimo M de temperatura; la posición de ambos es función de la presión.

La línea cotéctica divide al diagrama ternario en dos campos: el del cuarzo y el de los feldespatos alcalinos. Si la composición del líquido inicial cae dentro del primer campo, comenzará a cristalizar el cuarzo al alcanzar la superficie liquidus; a medida que continúa la cristalización con el descenso de la temperatura, la composición del líquido migra hacia la línea cotéctica. Al alcanzarse ésta, empieza a cristalizar el feldespato alcalino junto al cuarzo, cristalización que continúa hasta que todo el líquido desaparece. El punto que representa la composición de éste migra hacia M pero por lo general no lo alcanza.

Si se toma como ejemplo la fusión de una roca de composición inicial 50Q:40Ab:10 Or, en la Fig. XI.17 se observa que el primer líquido se generará a una temperatura ligeramente mayor de 700°C y tendrá una composición aproximada 35Q: 50Ab:15 Or.

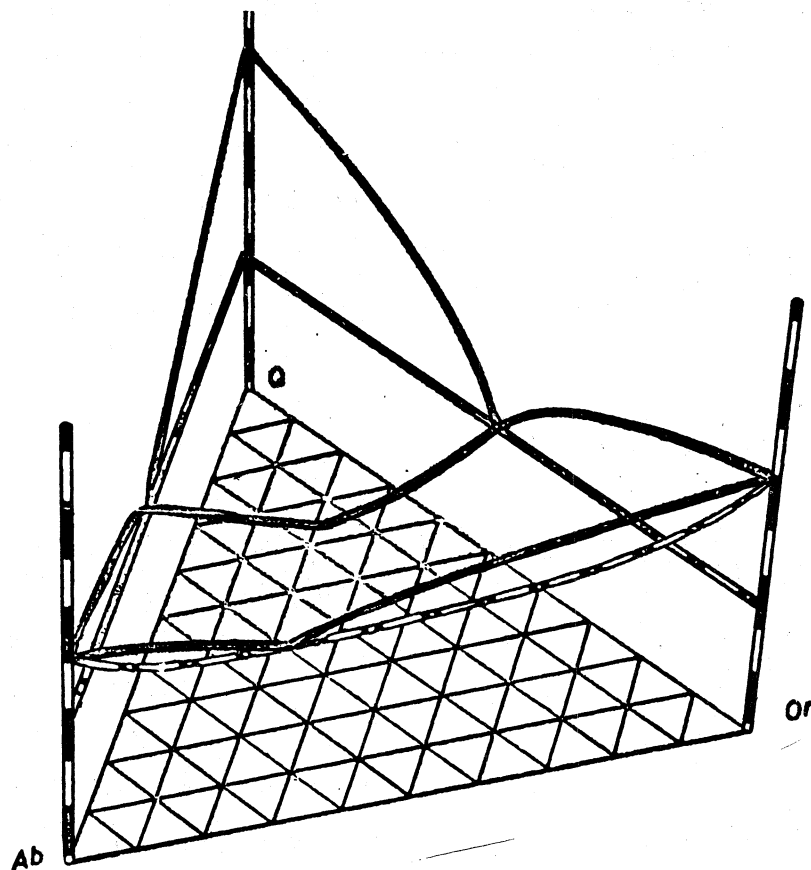


Figura XI.18 (a) Modelo en tres dimensiones del sistema Q-Ab-Or-H<sub>2</sub>O a P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1000 bars; el H<sub>2</sub>O está en exceso. Dirección vertical = eje de temperatura (dibujado en base a la información de Tuttle y Bowen, 1958). Se muestran las superficies líquidas las cuales se intersectan en la línea cotéctica. A lo largo de la línea cotéctica, el cuarzo + feldespato alcalino + mezcla fundida + gas coexistente en equilibrio. Se muestran los tres sistemas marginales, incluyendo sus relaciones solidus. El campo de la Leucita, que existe hasta los 2600 bars y cerca de la esquina Or, no se muestra.

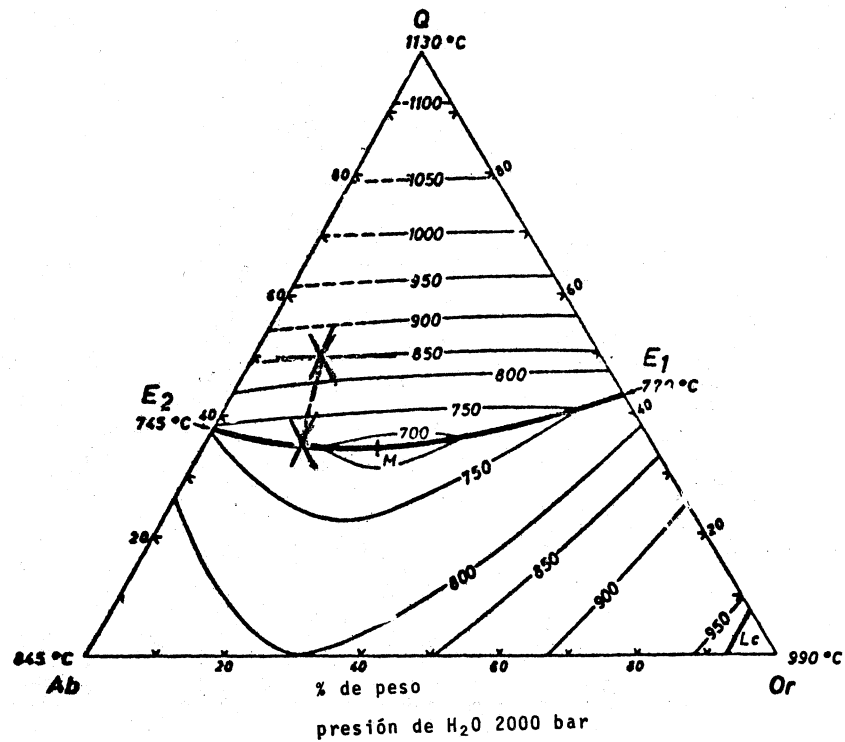


Figura IX.19 (b) Proyección de las isotermas de la línea cotéctica del sistema  $\text{SiO}_2$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{H}_2\text{O}$  a una  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  bars.  $E_1$  y  $E_2$  son puntos eutécticos; M indica la composición a la mínima temperatura sobre la línea cotéctica. Las composiciones están equilibradas en porcentaje en peso (dibujado en base a datos de Tuttle y Bowen 1958 y de Shaw, 1963). Lc-leucita.

Al aumentar la temperatura de 5 a  $10^\circ\text{C}$  se funde todo el feldespato alcalino, junto con una cantidad apropiada de cuarzo para alcanzar una composición cotéctica que será de 30Q: 52Ab: 12 Or. Cualquier fusión adicional de cantidades apreciables de cuarzo, que es la sola fase cristalina remanente, requiere de un aumento considerable de temperatura, que en el caso de la roca escogida como ejemplo es de  $850^\circ\text{C}$ , para provocar su fusión total.

Si se considera una presión diferente, por ejemplo 1 kb, se observa cómo la composición de los líquidos residuales de la cristalización fraccionada, cualquiera que sea su origen, tienden siempre hacia la composición del mínimo M. Bajo esas condiciones, la composición del último líquido remanente es 40Q: 30 Ab: 30 Or (Figura XI.18).

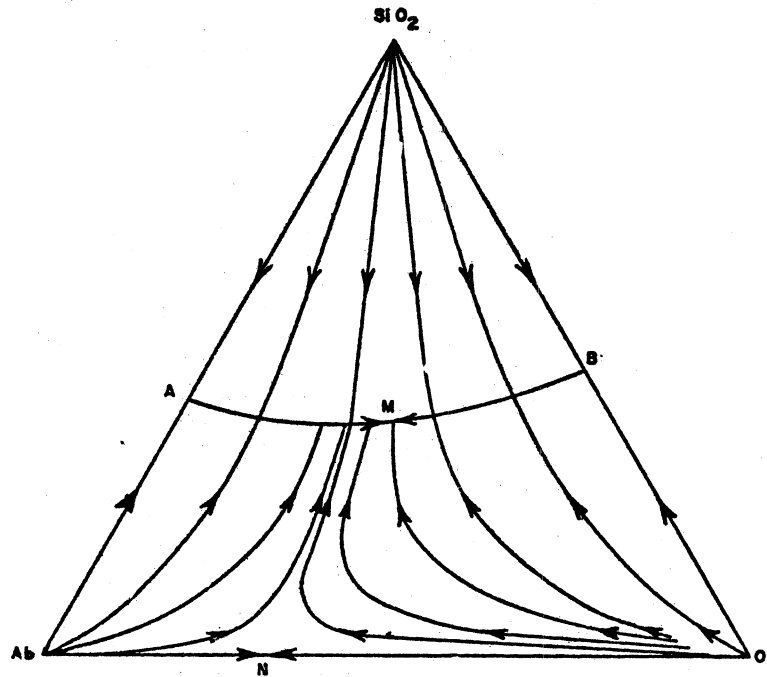


Figura XI.20 Sistema  $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}-\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (según Tuttle y Bowen 1958). Esta figura muestra cómo la composición de todos los líquidos ácidos residuales de la cristalización fraccionada, cualquiera que sea su origen, tiende siempre hacia la composición correspondiente a la del pozo térmico M. Bajo una presión de vapor de agua de  $1000 \text{ kg/cm}^2$ , la composición de este último líquido es:  $40 \text{ SiO}_2 - 30 [\text{Si}_3\text{AlK}]_0 - 30 [\text{Si}_3\text{AlNa}]_0$ . Bien alrededor: Cuarzo  $1/3$ , ortosa  $1/3$  y albíta  $1/3$ .

En resumen, la fusión parcial de antiguos sedimentos pelíticos da lugar a un líquido con la composición del granito. Este líquido conserva una composición casi constante que esfuma las diferencias químicas de las rocas iniciales.

Un tratamiento más riguroso del problema se obtiene con el sistema granodiorítico, es decir, el que considera además al componente anortita. En efecto, las plagioclasas de una roca tienen una influencia notable, no sólo en la temperatura y presión del líquido inicial, sino también en la del líquido desarrollado durante la fusión progresiva. Sin embargo este problema sale de los límites y objetivos del curso pero se puede consultar en el Winkler (1979, p.291-325).

### 3. Implicaciones en la génesis de los magmas

De lo anterior se deduce que a partir de sedimentos comunes y bajo condiciones de temperaturas y presiones bajas a moderadas, se puede obtener en épocas y lugares variados, un granito calcoalcalino común. Por tanto, la hipótesis de un magma granítico juvenil, con raíces en una capa profunda del globo, queda sustituida por la de un magma palíngeo-nético proveniente de la fusión de sedimentos por un proceso ultrametamórfico.

En cambio, el magma basáltico es juvenil, pues asciende por primer vez a la superficie de la Tierra, pero no a partir de la fusión de una capa basáltica o simática inestable a grandes profundidades, sino de las rocas ultramáficas, estables bajo las condiciones de temperatura y presión del manto superior.

La cristalización fraccionada de un magma basáltico toleítico puede engendrar también un líquido progresivamente ácido que puede alcanzar inclusive una composición granítica. De hecho, en las cercanías de las cordilleras oceánicas los basaltos pueden contener vidrio riolítico, lo que explicaría la alternancia de rocas de ambas composiciones, si el líquido riolítico es expulsado por algún proceso como la presión filtrante.

Los dos tipos de líquidos graníticos se pueden distinguir particularmente utilizando las relaciones existentes entre dos isótopos de estroncio. En efecto, se ha comprobado que en el magma procedente de la cristalización fraccionada de un fundido basáltico, la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  está comprendida entre 0.702 y 0.705, mientras que en un magma procedente de la fusión de sedimentos, dicha relación es superior. Sin embargo, como ambos tipos de magmas son miscibles de acuerdo con la proporción de los diversos componentes, un granito dado puede presentar relaciones comprendidas entre ambos valores.

El problema de la abundancia de los granitos y basaltos en relación con los gabros y riolitas se puede explicar por medio de la Fig. XI.19. En ella se observa que las tempe

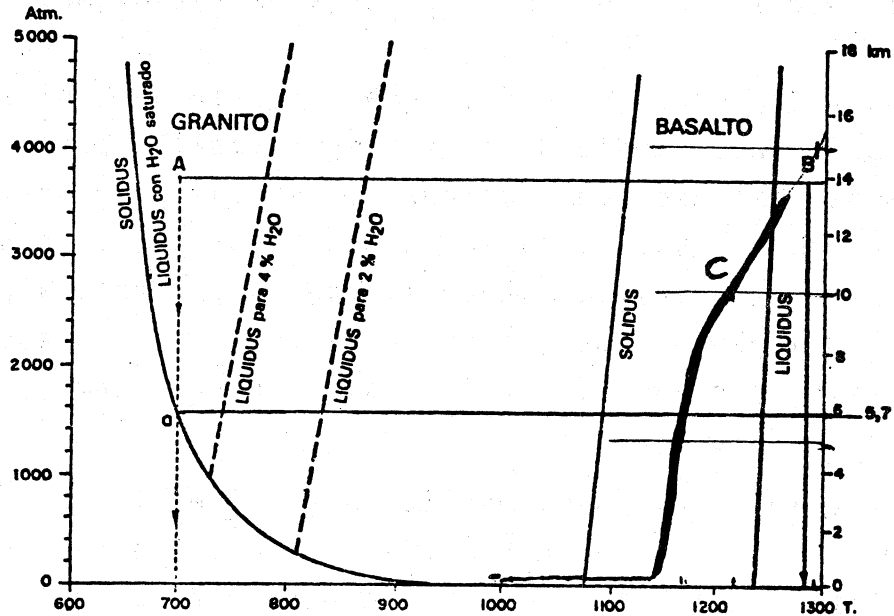


Figura XI.21 Líquidos y sólidos de los magmas graníticos y basálticos (según H. Winkler, 1962). Las curvas del líquido y del sólido del magma granítico son confundidos (línea continua) si el magma está saturado de agua, es decir, si posee más de 4 a 9% de  $H_2O$ . Si el magma no está saturado, el líquido difiere del sólido. Es esto lo que se muestra para 2 líquidos a 2% del  $H_2O$  y 4%  $H_2O$  (línea de trazos fuertes) (curvas relativas al magma granítico según Tuttle y Bowen, 1958 y las relativas al magma toleítico, según Yoder y Tilley, 1956).

raturas del solidus granítico aumentan al disminuir la presión, a la inversa del solidus basáltico. Por otro lado, las curvas solidus-líquido del magma granítico se confunden si están saturadas de agua (más del 4%); en cambio, para el basalto, dichas curvas están separadas.

Sea entonces un magma granítico A generado a 14 km de profundidad a una temperatura de  $700^{\circ}C$ . Al ascender, e incluso si no pierde calor, estará completamente cristalizado al alcanzar la curva solidus a 5.7 km de profundidad; para que tuviera acceso a la superficie debería tener una temperatura superior a  $960^{\circ}C$ , lo que es improbable y aún imposible para un magma anatéctico; sólo un magma recalentado durante su ascenso podría llegar a la superficie, lo que explicaría la existencia de riolitas. Por tanto, un magma granítico cristaliza obligatoriamente a profundidad, siendo ésta mayor cuanto más baja sea la temperatura inicial.

Por el contrario, un magma basáltico asciende a la superfi



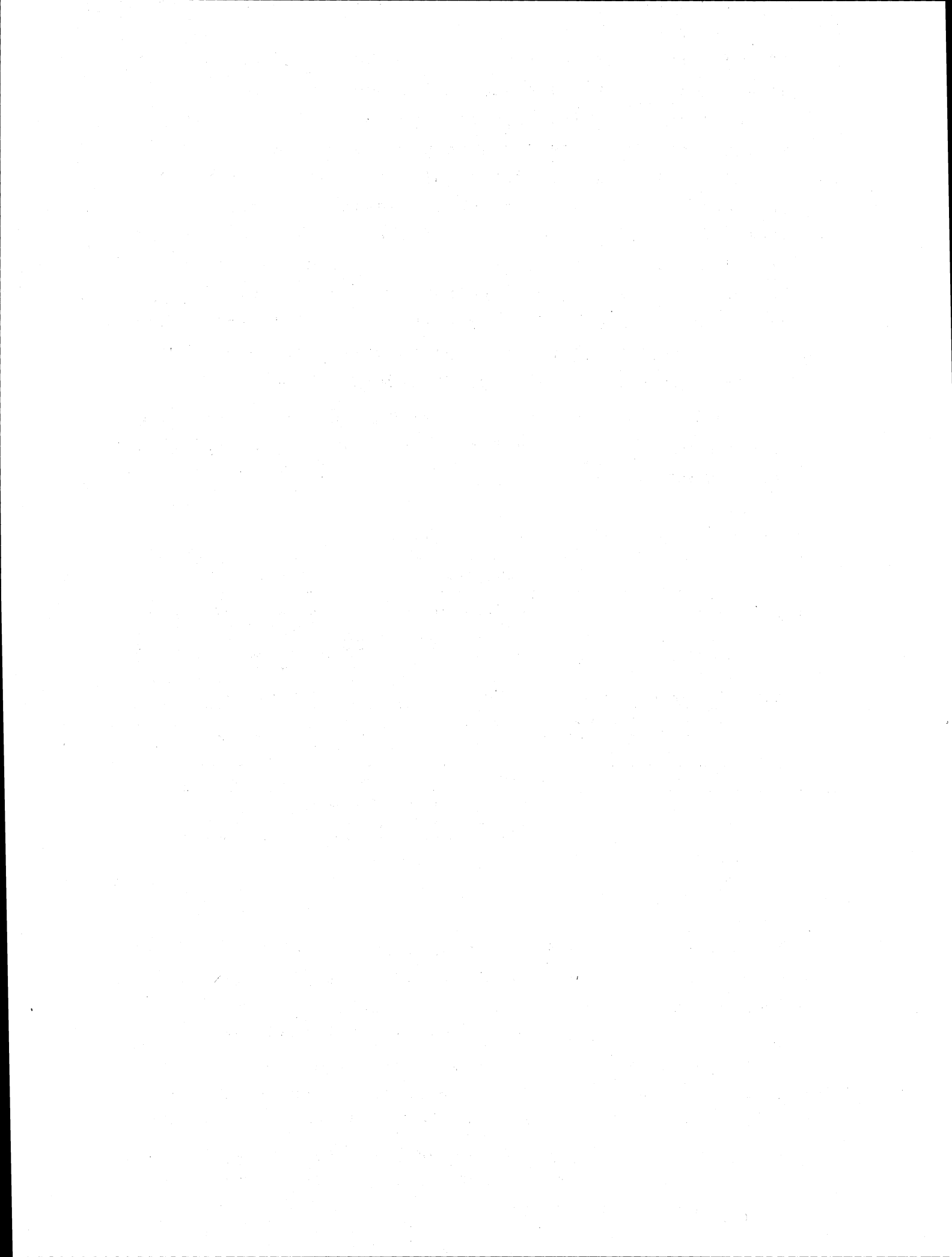
cte sin cruzar jamás el solidus; se pueden tener dos posibilidades: (a) si no cruza el liquidus queda siempre líquido, como se observa con el magma B, o bien (b) puede ser que cruce el liquidus y entonces se forman cristales; como la velocidad de enfriamiento es reducida, adquieren un tamaño considerable (fenocristales); al acelerarse la ascensión, los gérmenes se multiplican y se forman los microlitos. El líquido en el que flotan todos estos cristales no cruza su solidus sino hasta que se alcanza la presión normal, es decir al aire libre o en el fondo del océano; entonces se solidifica rápidamente en forma de vidrio que rodea a los cristales preexistentes (Magma C).

En la tabla XI.3 se resumen las petrogénesis de los dos magmas fundamentales, observándose que son diferentes desde los dos puntos de vista.

	MAGMA BASÁLTICO	MAGMA GRANÍTICO
Quimismo	Básico, huellas de agua disuelta	Ácido, algunos porcentajes de agua: saturación frecuente
Lugares de origen	50 a 200 km	< 20 km, en unión genética con el metamorfismo
Temperaturas	1200 a 1500 °C	550 a 800 °C, raramente más
Cambio de temperatura del sólido en el curso de la ascensión	Descenso	Aumento
¿Superficie alcanzada?	Siempre	Raramente
Expresiones	Basalto muy frecuente, gabro muy raro	Riolita muy rara, granito muy frecuente

Tabla XI.2

A manera de conclusión se podría decir que en el estado actual de las ciencias geológicas la mayoría de las rocas graníticas han pasado por una fase magmática, aunque pueden existir fenómenos accesorios de reacciones al estado sólido o granitización en las etapas finales. Lo que realmente importa es el establecimiento, en cada asociación de rocas graníticas, de aquella parte procedente de la transformación de rocas sedimentarias preexistentes y la debida a una diferenciación de un magma basáltico proveniente de la evolución de la riolita.



## CAPITULO XII. OTROS TIPOS DE METAMORFISMO

### I. EL METAMORFISMO CATACLASTICO

#### 1. Definición

El metamorfismo cataclástico es aquél que tiene lugar en la cercanía de fallas, cabalgaduras y zonas de amplia perturbación tectónica. La modificación principal que produce es una disminución gradual en el tamaño de los minerales constituyentes sin que se formen asociaciones mineralógicas características, como es el caso de los metamorfismos regional y de contacto, debido a que durante su transcurso no acaecen elevaciones importantes en la temperatura. No obstante, los procesos cataclásticos pueden venir acompañados de una recristalización, que unas veces es incipiente y en otros casos es dominante.

#### 2. Localización

El metamorfismo cataclástico, pues, se desarrolla en los siguientes ambientes:

- Fallas de desplazamiento lateral, como las transcurrentes de los continentes y las transformes del fondo oceánico.
- Fallas inversas y cabalgaduras
- Areas volcánicas

Un tipo especial de metamorfismo cataclástico es el metamorfismo de impacto producido por el choque de los meteoritos con la superficie terrestre y que será tratado en la sección siguiente.

### 3. Profundidades involucradas (Fig.XII,1)

Cuando el proceso cataclástico tiene lugar a profundidades someras de la corteza se obtiene una brecha de falla, por lo general de grano tan fino, que no es posible determinar la a simple vista. Esta roca es susceptible a la alteración química debida a la acción de las aguas subterráneas que la atraviesan dando lugar a un material arcilloso, con frecuencia acompañado de fragmentos alterados, al que se le denomina "salbanda" (gouge), susceptible a una erosión rápida, lo que se traduce en una depresión topográfica que permite reconocer la falla con relativa facilidad; sin embargo, la brecha de falla puede sufrir una recristalización que la haga resistente a la erosión, ocasionando un relieve positivo.

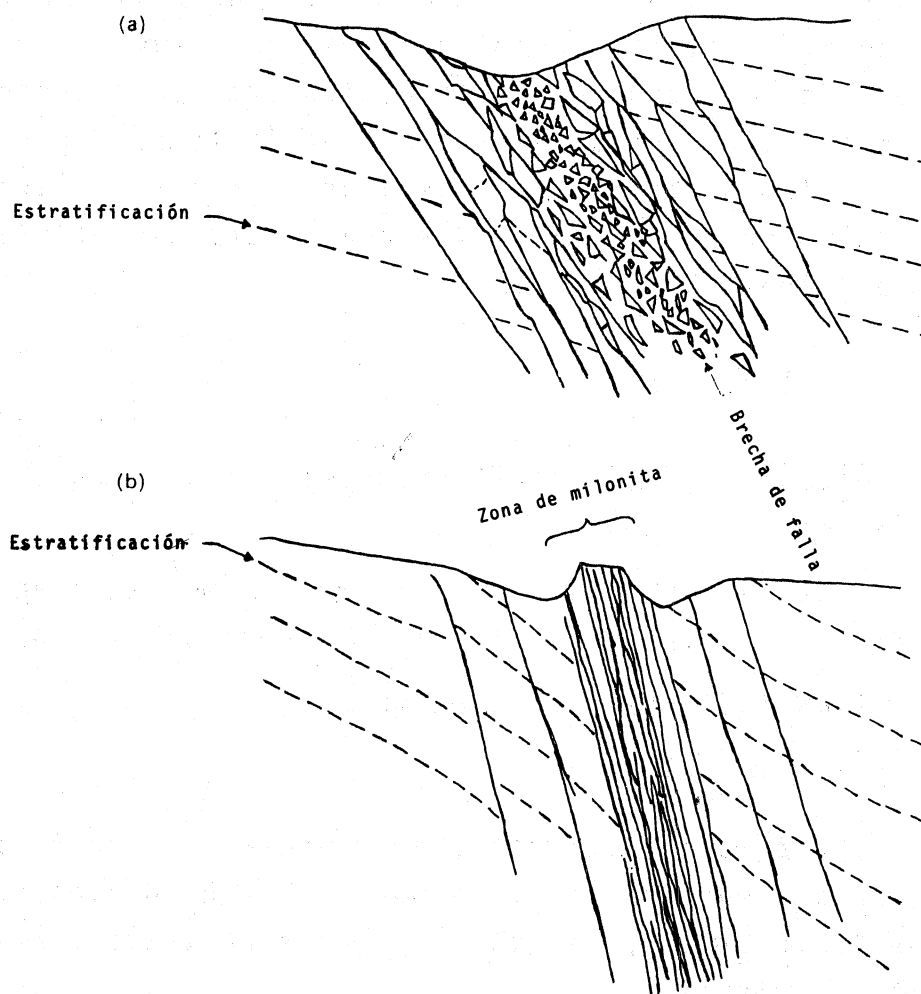


Figura XII.1 (A) Secciones transversales de zonas de fallas en rocas masivas. (a) Zona de falla con brecha de falla, formada a un nivel somero en la corteza terrestre. (b) Zona de falla con milonita, formada a un nivel más profundo.

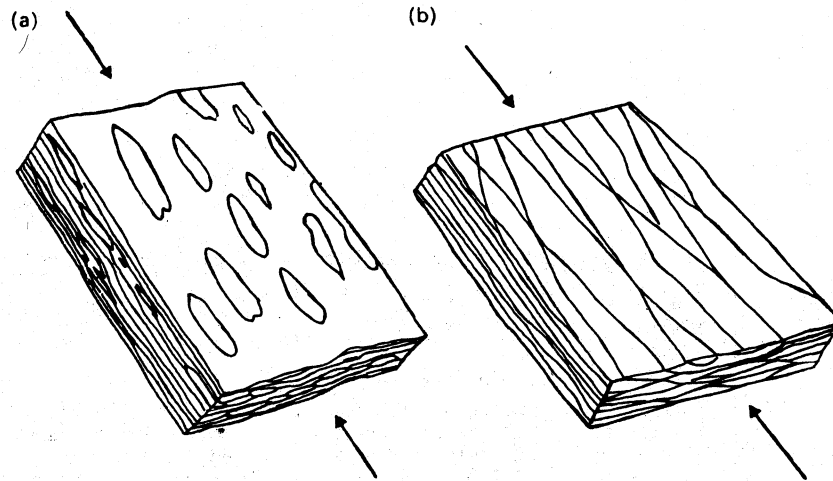


Figura XII.1 (B) Dibujos esquemáticos de ejemplares de mano de: (a) milonita y (b) filonita que presentan foliación y lineación. La lineación en la milonita está definido por la orientación preferencial de los fragmentos lenticulares de roca y en la filonita por la intersección de superficies subparalelas de crucero.

A mayores profundidades, tiene lugar un metamorfismo más intenso, tanto de los fragmentos como de la matriz, originándose se rocas miloníticas fracturadas y recrystalizadas, que consisten de fragmentos lenticulares (porfiroclastos) de la roca encajonante, con una cierta orientación, en una matriz de grano fino, con frecuencia resistentes a la erosión.

#### 4. Clasificación (Fig.XII.2)

Según sea la profundidad a la que tiene lugar la cataclasis y la presencia de recrystalización, ausencia o incipiencia de ésta, Higgins (1971) distingue diferentes tipos de rocas cataclásticas; mostrados en la Tabla XII.1.

#### 5. Confusiones posibles

Megascópicamente las rocas cataclásticas anteriores se pueden confundir con pizarras, filitas, lavas con fluidez, aplitas, cuarcitas, pedernales y grauvacas bandeadas. Sin embargo, la incertidumbre desaparece, en la mayoría de los casos, con la ayuda del microscopio petrográfico.

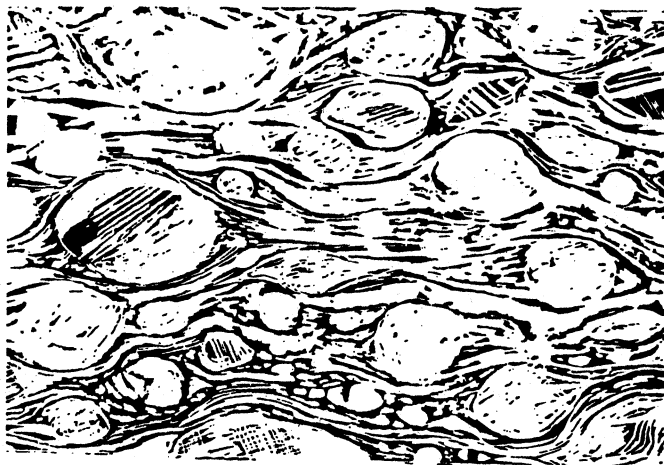
#### 6. Relaciones de campo

Los movimientos de bloques en las cercanías de la superficie terrestre originan planos o zonas de falla angostas

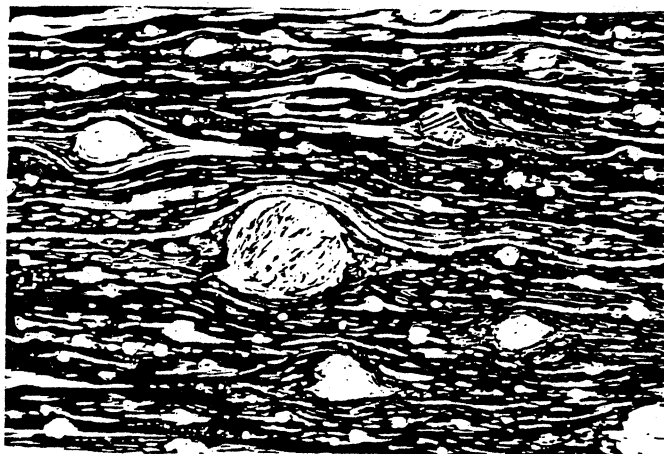
Aumento de la temperatura y presión  $\longrightarrow$

C A T A C L A S I S		RECRISTALIZACION	FUSION
SOMERA	PROFUNDA		
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Aumento del tamaño del grano <math>\downarrow</math></p> <p>SALBANDA Fragmentos visib<u>l</u>es constitu<u>y</u>en menos de<u>l</u> 30%. Los dem<u>á</u>s no son determi<u>n</u>ables a simp<u>l</u>e vista y con ma<u>y</u>or razón la ma<u>t</u>riz.</p>	<p>ULTRAMILONITA Menos del 10% de porfiroclastos de diámetro inferior a 0.2 mm. Los dem<u>á</u>s han sido reducidas a bandas brechoides en una matriz muy fina. Presentan estructura pseudoflu<u>i</u>dal ("fluxion structure").</p>	<p>BLASTOMILONITA Intermedia entre ultramilonita y un esquisto o gneis. Los porfido clastos puede ocupar hasta un 30% de las rocas y su tamaño es inferior a 0.5 mm. Si predominan los minerales arcillosos o mica<u>e</u>os, la roca es una FILONITA.</p>	<p>HALOMILONITA O SEUDOTAQUILITA Roca vítrea comúnmente de hábito in<u>t</u>rusivo, a veces con fragmentos cataclásticos o sin deformación, formada por fusión producida por fric<u>ci</u>ón durante el fa<u>l</u>lamiento de rocas ya calentadas, sobre todo por intru<u>s</u>iones.</p>
	<p>MILONITA Porfidoclastos mayores de 0.2 mm que constituyen entre el 10 y el 50% de la roca. Presentan estructura pseudo<u>f</u>luidal.</p>	<p>ESQUISTO MILONITICO Intermedia entre milonita o protomilonita y esquisto con estructura en ojos ("augen") característica. Porfidoblastos mayores de 0.5 mm. que constituyen más del 30% de la roca.</p>	
<p>BRECHA DE FALLA Fragmentos visib<u>l</u>es que constituyen más del 30% de la roca. Estos pueden ser angulares o mostrar cierto redondeamiento,</p>	<p>PROTOMILONITA Megaporfidoclastos que constituyen más del 50% de la roca. Por lo general son lenticulares y están rodeados de superficies de deslizamiento rellenas de material fino.</p>	<p>GNEIS MILONITICO Intermedia entre protomilonita y gneis, con estructura en ojos ("augen") característica. Se propone este término para diferenciarlos de los "AUGEN GNEISES", la mayor parte de los cuales son cristaloblasticos y esencialmente no cataclásticos.</p>	

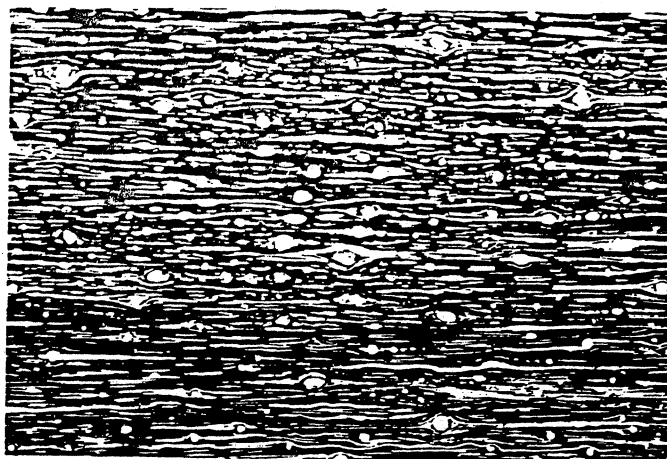
Tabla XII.1 Clasificación de las rocas cataclásticas según sea el proceso dominante.



(a)



(b)



(c)

0 2 mm

Figura XII.2 Desarrollo de la textura milonítica. (a) Proto milonita, (b) Milonita, (c) Ultramilonita. Muchas ultramilonitas son de grano considerablemente más fino que el mostrado. Las áreas blancas representan porfiroclastos (fragmentos resistentes relativamente grandes de minerales o agregados en una roca cataclástica) o rastros de materiales brechados más finos. Las áreas oscuras representan materiales pulverizados finamente y minerales oscuros. Las tres figuras provienen de rocas formadas a partir de la misma roca original, un granito de grano grueso. (Tomado de M.W. Higgins, 1971, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 687).

bien delimitadas, rellenos con rocas cataclásticas incoherentes, es decir, poco consolidadas. A mayores profundidades un movimiento similar da lugar a zonas de falla mal definidas constituidas de rocas cataclásticas bien consolidadas.

Higgins (op. cit.) sugiere que en estas últimas zonas se forman las milonitas en aquellas partes donde el movimiento es particularmente intenso, graduando lateralmente a rocas cataclásticas con recristalización notable tales como las blastomilonitas y los gneises miloníticos, que ocupan áreas más extensas. Estas rocas, a su vez, gradúan a esquistos y gneises comunes. Con frecuencia se observan cataclasitas sin estructura definida en porciones bien delimitadas, que pueden ser paralelas u oblicuas a la zona de milonitas y que han sido interpretadas como posteriores a ésta.

Las rocas cataclásticas aparecen también a lo largo de fallas transformes, tanto en el fondo oceánico como en el continente. Tal es el caso de la Falla de San Andrés, en California y la Falla Alpina de Nueva Zelanda.

## II. EL METAMORFISMO DE IMPACTO O DE CHOQUE

### 1. Definición

Se trata de un metamorfismo que producen los impactos a muy altas velocidades de los grandes meteoritos y otros cuerpos celestes en las rocas que ocupaban originalmente el volumen del cráter resultante y en las que se encuentran inmediatamente adyacentes a éste. (Fig. XII.3)

Cuando los meteoritos de tamaño lo suficientemente grande para poder atravesar la atmósfera terrestre caen en una determinada área del terreno, poseen una velocidad cinética muy grande, de varios km/seg, que se convierten en ondas de choque, que se propagan en el lugar del impacto y regresan al meteorito, originando presiones enormes, que pueden alcanzar hasta  $10^5$  kb; esto, a su vez, da lugar a una brusca elevación de la temperatura, suficiente para fundir la mayor parte del cuerpo celeste y una parte del área circundante.



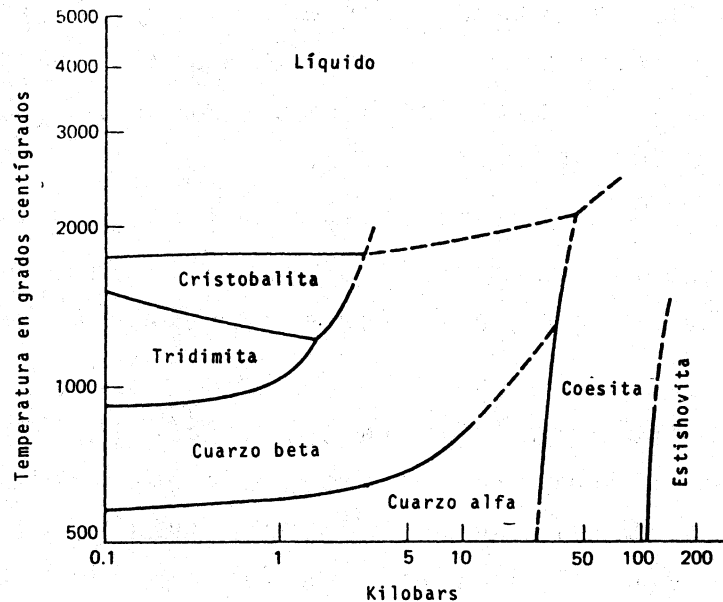
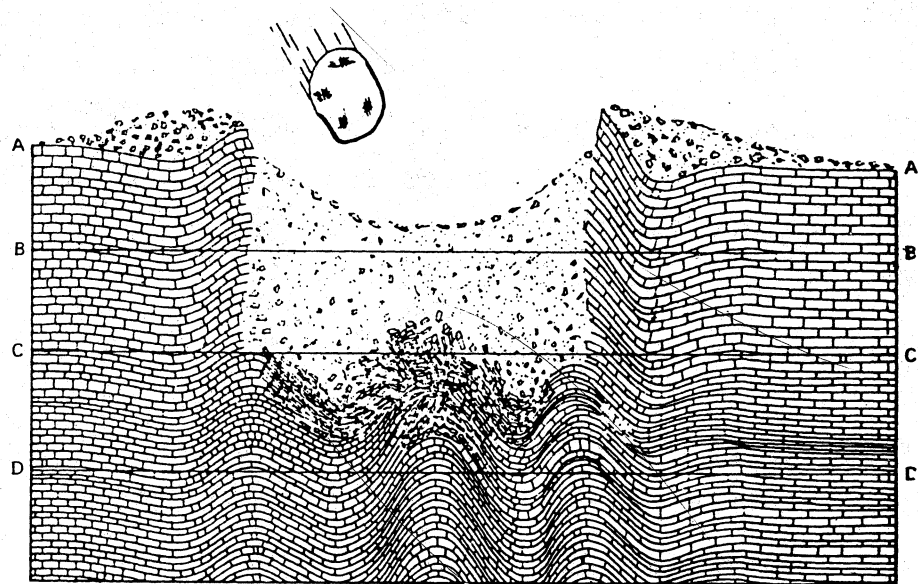


Figura XII.3 (a) Sección hipotética a través de un cráter de impacto meteorítico en rocas sedimentarias con estratificación horizontal. (Según Boon y Albritton, 1937). (b) Diagramas de fases de la sílice que muestra una porción de los campos de estabilidad de la coesita y la estishovita. (Según Ehlers, 1972).

El metamorfismo de impacto fue identificado por primera vez por Merrill en 1907 al describir una "forma peculiar de metamorfismo" en las arenas silíceas del Cráter Meteoro de Arizona. En fechas mucho más recientes y como consecuencia de la exploración espacial se han realizado numerosas investigaciones sobre los efectos producidos en las rocas y minerales por las ondas que originan dichos impactos. Como conse

cuencia de ello se han podido establecer una gran cantidad de criterios diagnósticos del metamorfismo de impacto.

De acuerdo con French (1966) el metamorfismo de impacto es bastante diferente de todos los demás tipos de metamorfismo pues es necesario pensar en microsegundos en lugar de miles de millones de años.

## 2. Criterios diagnósticos

Estos se pueden clasificar en mineralógicos, texturales y estructurales, de acuerdo con King (1976).

### a) Criterios mineralógicos

-Presencia de coesita, polimorfo de  $\text{SiO}_2$  que se forma a presiones comprendidas entre 20 y 150 kb, en función de la temperatura. Se reconoce por su alta densidad ( $2.93 \text{ g/cm}^3$ ), su carácter biáxico positivo y sus índices de refracción de 1.59 a 1.61.

-Presencia de stishovita, polimorfa de  $\text{SiO}_2$  aún más densa que el anterior ( $4.35 \text{ g/cm}^3$ ), uniáxico positivo y "n" de 1.79 a 1.83, que se forma a presiones mayores de 100 kb.

-Presencia de baddeleyita ( $\text{ZrO}_2$ ) que se produce por la descomposición térmica del zircón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) en los intervalos de temperatura comprendidos entre 1720 y 1900°C y una atmósfera de presión; sin embargo no se han determinado experimentalmente cuales son las temperaturas cuando las presiones son mayores.

-Presencia de lechatelierita, vidrio silíceo originado por la fusión de la cristobalita a temperaturas de 1710°C o ligeramente mayores, en un rango de presiones comprendidas entre 0 y 3 kb, o por la fusión del cuarzo  $\beta$  a temperaturas similares (hasta del orden de 2000°C) y presiones de 3 a 50 kb.

-Presencia de vidrio diaplético (del griego "diaplesso", que significa destruir a golpes) formado por destrucción de las redes cristalinas de minerales comunes como el cuarzo y los feldspatos. Se distingue del vidrio ordinario por la ausencia de estructura fluidal y vesículas y densidad e índices de refracción mayores que las del

vidrio ordinario e inclusiones de minerales formadas por impacto. El vidrio diapléctico de las plagioclasas se denominan "maskelinita".

#### b) Criterios texturales

- Presencia de vidrio diapléctico.
- Presencia de elementos planares o láminas de choque, con una o varias orientaciones, en minerales comunes.
- Presencia de bandas de retorcimiento ("Kink bands") en la biotita.
- Extinción ondulante en todos los minerales.
- Presencia de material brechoide.

Todos estos criterios texturales, por sí solos, no indican necesariamente metamorfismo de impacto, pues pueden deberse también a esfuerzos tectónicos. Sin embargo, si están acompañados por rasgos mineralógicos o estructurales confirmarán dicho metamorfismo.

#### c) Criterios estructurales

- Presencia de conos de fragmentación ("Shatter cones") que son estructuras cónicas con estrías ramificadas a manera de cola de caballo y cuyos vértices apuntan hacia el centro del cráter.
- Inversión de la estratigrafía en los bordes del cráter como consecuencia del impacto.

### 3. Secuencia de eventos

Las ondas de choque originadas por el impacto meteorítico pueden dar lugar a una aureola de metamorfismo de impacto alrededor del cráter (Fig.XII.4).

En la parte externa de la aureola se observan conos de fragmentación, estructuras planares en los minerales y flexiones ("kink") en las micas; las fracturas no están rellenas o bien el relleno es de vidrio. Más cerca del cráter aumenta el porcentaje de vidrio y cerca al lugar del impacto se encuentra una roca brechoide compuesta de fragmentos del ma

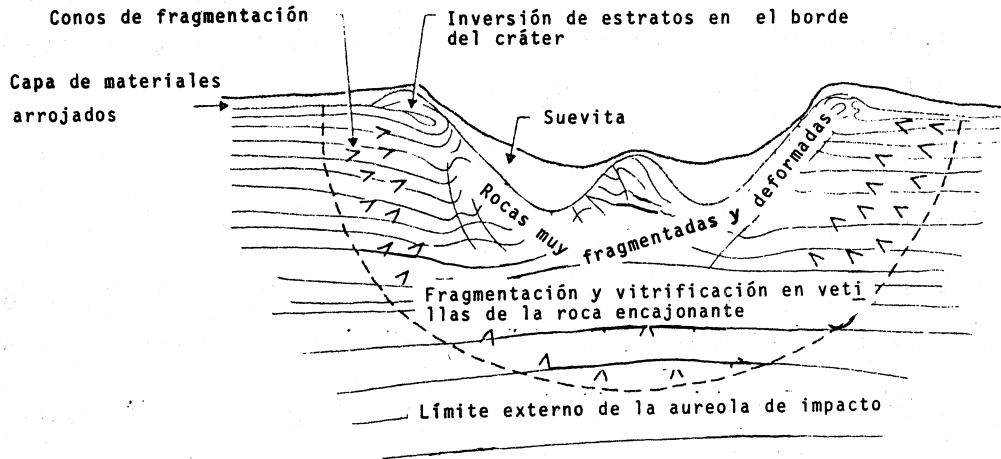


Figura XII.4 Sección transversal de un cráter de impacto meteorítico. La estructura más profunda está muy esquematizada. (Según Mutch, 1972).

terial original más o menos transformado en una matriz vítrea libre de fragmentos conocido como "impactita".

En la Tabla XII.2 se presenta una clasificación de etapas en el metamorfismo de impacto, debido a Engelhardt y Stöffler (1968) tomando como modelo el Cráter Ries de Alemania.

Presión (kbr)	Etapas de Metamorfismo de impacto	Deformaciones características y transiciones de fase	Temperatura Residual (°C)
c± 100	Etapas I	Fracturamiento Deformación plástica - - (cuarzo y feldespato diapléticos)	+ 100 200-300
250-300	Etapas II	Transiciones de fase (vidrios diapléticos de cuarzo y feldespato, fase de alta presión de SiO <sub>2</sub> )	1200-1500
500-550	Etapas III	Fusión selectiva (vidrios normales de - - cuarzo y feldespato, fases de alta presión de - SiO <sub>2</sub> )	
600-650	Etapas IV	Fusión de todos los principales minerales formadores de rocas (mezclas de rocas fundidas no homogéneas, Fladen).	2000-3000
+ 1000		Volatilización	c+a. 5000

<sup>a</sup>Según Engelhardt, W.v., y D. Stöffler, Etapas de Metamorfismo de Impacto en las rocas cristalinas de la Cuenca Ries, Alemania, en Metamorfismo de impacto de Materiales Naturales, B.M. French y N.M. Short, Mono Book Corp., Baltimore, Md. (1968).

TABLA XII.2 Clasificación de Etapas de Metamorfismo de Impacto<sup>a</sup>

#### 4. Criterios para distinguir las estructuras de impacto de las producidas por vulcanismo

En la Tabla XII.3 se señalan las características que presentan las estructuras de impacto y que se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Presencia de material meteorítico asociado al cráter.
- Geometría circular.
- Presencia de bordes periféricos con inversión de estratos.
- Levantamiento en el centro.
- Anomalías geofísicas, sean sísmicas, gravimétricas o magnéticas.
- Presencia de brechas.
- Metamorfismo de impacto.

#### 5. Localización de los cráteres de impacto

En la Tabla XII.4 se enlistan algunas de las estructuras terrestres que con cierta seguridad han sido originadas por impacto, observándose que sus diámetros pueden variar entre 11 m (Haviland, Kansas) y 65 km (Manicouagan, Quebec). No se han considerado los 100 km de Sudbury, Ontario ni Vredefort, Sudáfrica, porque su origen es sujeto de controversias. Las edades de todas esas estructuras oscila entre meses de un millón de años hasta 2 000 m.a.

#### 6. Ejemplos

a) Una estructura que indudablemente fue causada por impacto es el famoso Meteor Crater de Arizona. El diámetro del cráter es de 1220 m, su profundidad es de 180 m y la altura de sus bordes periféricos en relación con el terreno circundante varía de 30 a 60 m. Su forma más bien es cuadrada, debido a dos sistemas de fracturas preexistentes. Afecta a la Arenisca Moenkopi del Triásico, dando lugar a inversión de sus estratos y a fragmentos de ella en una matriz vítrea (Fig. XII.5). Los detritus producidos por el impacto se extienden hasta unos 1200 m de distancia del cráter. Como tí

Criterio	Naturaleza y Condición	Ejemplos
1.-Presencia de meteoritos	Rara excepto en los materiales de los cráteres recientes.	Barringer, Henbury
2.-Plano circular	Claramente circular cerca del centro. Modificado en los márgenes por: (a) Estructuras preexistentes. (b) Erosión, ligera a moderada.  Enmascarado por (a) erosión profunda (b) cubierta posterior (c) eventos tectónicos posteriores.	Brent Barringer, Manicouagan New Queber, Deep Bay, West Hawk Lake  Nicholson Lake, Dallen, Lake St. Martin Charlevoix, Sudbury
3.- Estructura del borde	Un borde levantado e invertido solo se observa en cráteres jóvenes simples. En los cráteres complejos el borde se ha caído para formar: (i) levantamiento (ii) zona transformada, o (iii) canal periférico	Deep Bay Ries Manicouagan Barringer, Brent
4.- Estructura Canal	En los cráteres simples es brechoide. En los cráteres complejos un levantamiento central que puede ser: (i) punto aislado, o (ii) estructura anular	Stein heim Gosses Bluff, Clearwater Lake West.
5.-Campo magnético	Inestable, normalmente se une al campo regional. se pueden presentar diferentes anomalías sobre la suevita y concentraciones de roca fundida.	Cráteres de clearwater lake, Deep Bay, Brent.

Tabla XII.3 Criterios para la Identificación de Cráteres de Impacto Terrestres. (Tomado de Dence, 1976).

Criterio	Naturaleza y Condición	Ejemplos
6.-Velocidades sísmicas.	Las rocas del cráter muestran velocidades sísmicas más bajas que las rocas encajonantes. Los cráteres en rocas estratificadas tienen una región central de estructura caótica.	Depp Bay, Brent  Gosses Bluff, Sierra Madera
7.-Brechamiento	Se observa en las muestras de superficie y en los núcleos de barrenación. Las rocas del borde presentan principalmente brechas monomícticas subyaciendo a los materiales arrojados, si estos se conservan. Brechas mixtas dentro del cráter interestratificadas con concentraciones de roca fundida.  Las rocas encajonantes en el promontorio central cortadas por pseudo-taquilitas y por diques de brecha mixta y rocas fundidas.	Clearwater lake west Brent, West Hawk Lake.    Vredefort, Manicouagan.
8.-Metamorfismo de impacto.	Criterio principal para impacto a hipervelocidad. Incluye conos de fragmentación, elementos planares en los minerales, sólidos vítreos, fases de alta presión, fusión completa para formar brechas mixtas, vidrios y porciones de rocas fundidas. Presentes en las brechas de materiales arrojados o en las brechas mixtas dentro del cráter; también en las rocas encajonantes que subyacen la región central del cráter. No en las rocas del borde.  Puede estar enmascarado por recocimiento, alteración hidrotermal (zeolitas, etc.), metamorfismo regional posterior.	Barringer, Ries Brent, Clearwater Lakes charlevoix.          Manicouagan, Sudbury

Tabla XII.3 Criterios para la identificación de Cráteres de Impacto Terrestres. (Tomado de Dence, 1976):

Nombre	Latitud	Longitud	Diámetro (Km)
Aouellou, Mauritania	20°15'N	012°41'W	250 m
Bosumtwi, Ghana	06°32'N	001°23'W	10.5
Boxhole, N. T., Australia	22°37'S	135°12'E	175 m
Brent, Ontario	46°05'N	078°29'W	4
Campo del Cielo, Argentina	27°28'S	061°30'W	70 m
Carswell, Saskatchewan	58°27'N	109°30'W	30
Charlevoix, Quebec	47°32'N	070°18'W	35
Clearwater Lake East, Quebec	56°05'N	074°07'W	15
Clearwater Lake West, Quebec	56°13'N	074°30'W	30
Crooked Creek, Missouri	37°50'N	091°23'W	5
Dalgaranga, Western Australia	27°45'S	117°05'E	21 m
Decaturville, Missouri	37°54'N	092°43'W	6
Deep Bay, Saskatchewan	56°24'N	102°59'W	9
Dellen, Sweden	61°50'N	016°45'E	12
Flynn Creek, Tennessee	36°16'N	085°37'W	3.6
Gosses Bluff, Northern Territory, Australia	23°48'S	132°18'E	22
Haviland, Kansas	37°37'N	099°05'W	11 m
Henbury, Northern Territory, Australia	24°34'S	133°10'E	150 m
Holleford, Ontario	44°28'N	076°38'W	2
Kaalijarvi, Estonian SSR	58°24'N	022°40'E	110 m
Kentland, Indiana	40°45'N	087°24'W	6
Köfels, Austria	47°13'N	010°58'E	5
Lac Couture, Quebec	60°08'N	075°18'W	10
Lappajarvi, Finland	63°10'N	023°40'E	10
Liverpool, Northern Territory, Australia	12°24'S	134°03'E	1.6
Manicouagan, Quebec	51°23'N	068°42'W	65
Manson, Iowa	42°35'N	094°31'W	30
Meteor Crater, Arizona	35°02'N	111°01'W	1220 m
Mien Lake, Sweden	56°25'N	014°55'E	5
Middlesboro, Kentucky	36°37'N	083°44'W	7
Mistastin, Labrador	55°53'N	063°18'W	20
Monturaqui, Chile	23°56'S	068°17'W	0.48
New Quebec, Quebec	61°17'N	073°40'W	3.2
Nicholson, Northwest Territories	62°40'N	102°41'W	12.5
Odessa, Texas	31°48'N	102°30'W	168 m
Pilot Lake, Northwest Territories	60°17'N	111°01'W	5
Ries, Germany	48°53'N	010°37'E	24
Rochechouart, France	45°50'N	000°56'E	15
St. Martin, Manitoba	51°47'N	098°33'E	24
Serpent Mound, Ohio	39°02'N	083°25'W	6.4
Sierra Madera, Texas	30°36'N	102°55'W	13
Sikhote Alin, Primorye, Terr. Siberia, USSR.	46°07'N	134°40'W	26.5 m
Siljan, Sweden	61°05'N	015°00'E	45
Steen River, Alberta	59°31'N	117°38'W	25
Steinheim, Germany	48°02'N	010°04'E	3
Strangways, N.T., Australia	15°12'S	133°35'E	16
Sudbury, Ontario	46°36'N	081°11'W	100
Tenoumer, Mauritania	22°55'N	010°24'W	1.8
Vredefort, South Africa	27°00'S	027°30'E	100
Wabar, Saudi Arabia	21°30'N	050°28'E	90 m
Wanapitei, Ontario	46°44'N	080°44'W	8.5
Wells Creek, Tennessee	36°23'N	087°40'W	14
West Hawk Lake, Manitoba	49°46'N	095°11'W	2.7
Wolf Creek, Western Australia	19°18'S	127°47'E	850 m

Tabla XII.4 Cráteres y Estructuras de Impacto Terrestres conocidos y probables\*.



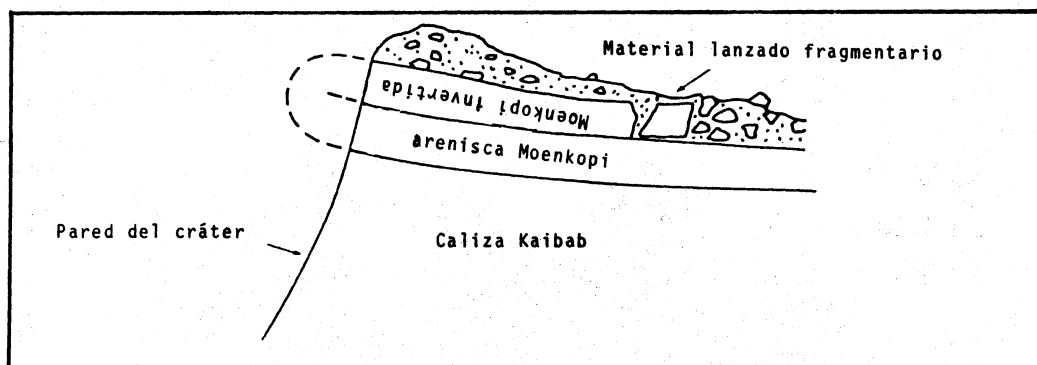


Figura XII.5 Diagrama esquemático que muestra la estratigrafía invertida del borde como se encuentra en el Meteor Crater. Tales estructuras, así como fallas inversas de ángulo pequeño, anticlinales de borde, estratos verticales y estratos ligeramente volteados, son comunes en los bordes de cráteres de impacto bien conservados.

picos minerales de impacto aparecen la coesita y la stishovita. La edad del cráter, determinada por consideraciones geológicas, oscila entre 20,000 y 40 000 años, es decir es muy reciente.

b) Uno de los sitios atribuidos a impacto y que merece la atención especial por sus yacimientos minerales asociados es la estructura de Sudbury, Canadá, ya que desde su descubrimiento en 1883 han producido varios billones de dólares de níquel, cobre, hierro y platino. Antes de considerar esta posibilidad, se pensaba que se trataba de un lopolito (Figura XII.6).

El origen basado en un impacto por un cuerpo celeste fue propuesto por Dietz (1962) y apoyado más tarde por Bray y colaboradores (1966), quienes determinaron que la distribución y orientación de los conos de fragmentación en la estructura de Sudbury son compatibles con su proposición. Más tarde French (1967), en base a estudios petrográficos, logró determinar rasgos planares múltiples en varios minerales, deformación de rocas cristalinas con bordes vítreos y presencia de vidrio impactítico. El impacto tuvo lugar hace 1.7 billones de años, aproximadamente.

La forma actual elíptica de Sudbury fue causada por deformación y metamorfismo posteriores al impacto de la estructura original circular, a la que Dietz le calculó unos 50 km de diámetro y 3 km de profundidad, y que fue producida por un

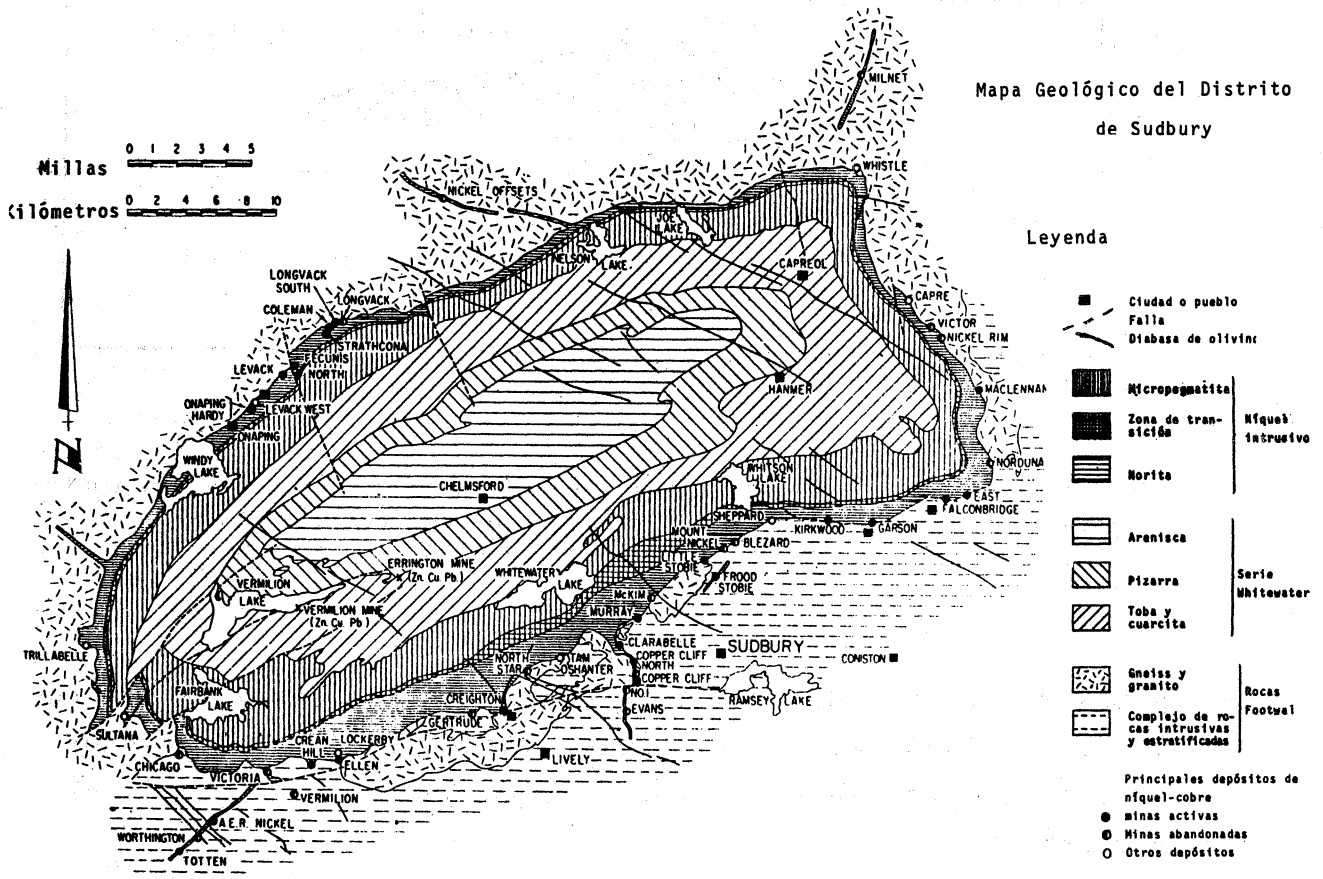


Figura XII.6 Mapa geológico y de localidades del Distrito de Sudbury, Ontario. (Tomado de Boldt y Queneau, 1967).

evento explosivo que desprendió una energía de  $3 \times 10^{29}$  ergs. La masa de ese cuerpo celeste sería de 30 000 a 200 000 toneladas, de acuerdo con varios autores.

Las teorías propuestas para explicar la génesis de los yacimientos minerales de Sudbury, basadas en el modelo meteorítico, son las siguientes:

-El meteorito es el responsable de la mineralización, en especial la del níquel. Sin embargo, esta idea no está apoyada por las observaciones de campo ni por la comparación isotópica de los yacimientos con los materiales meteoríticos; es también muy difícil poder explicar los altos contenidos de Cu y S que no se encuentran en esas proporciones en las variedades conocidas de meteoritos.

-Durante el impacto se produjo la fusión directa del meteorito y de las rocas afectadas, lo que originó un magma responsable de la mineralización.

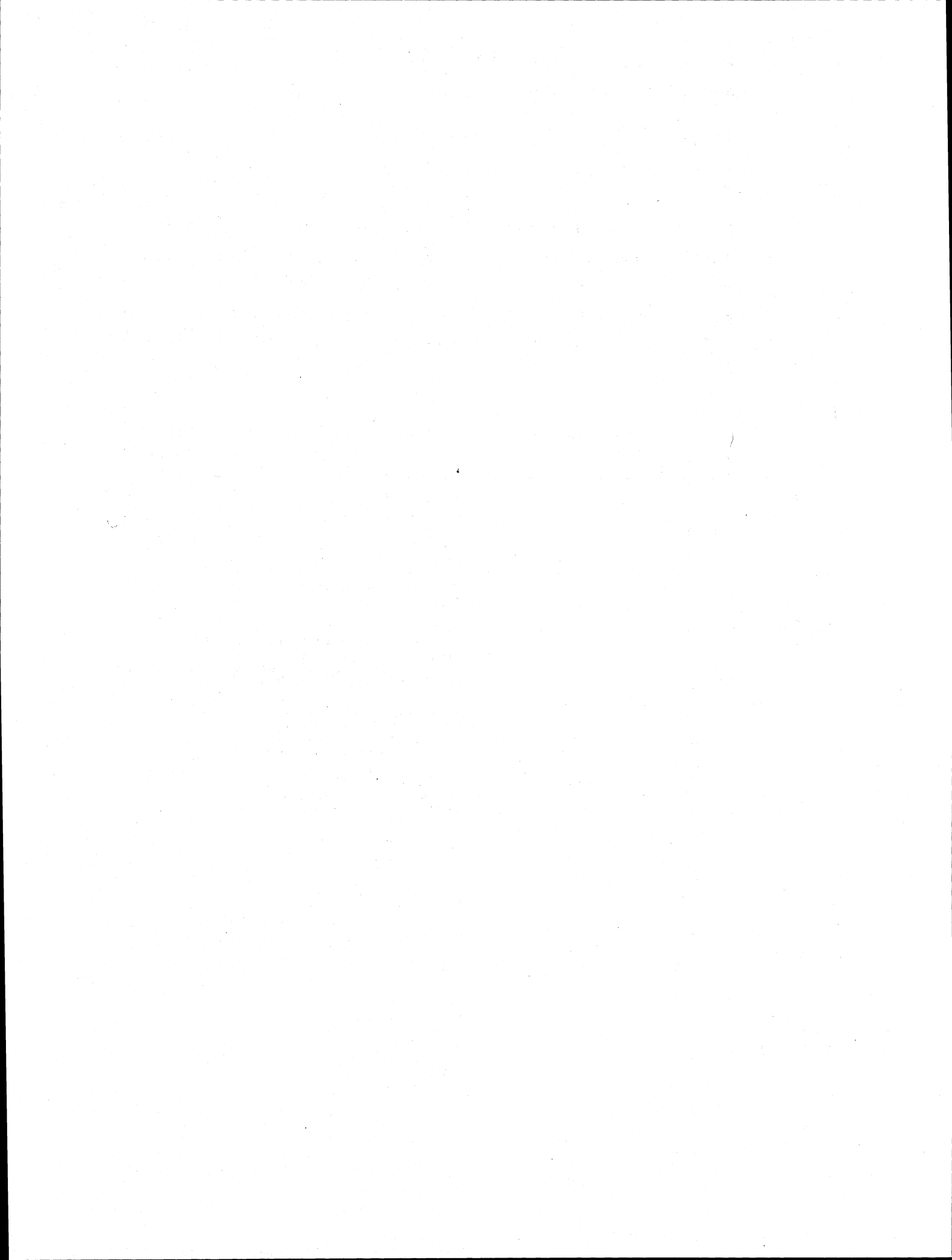
-El meteorito penetró tanto que llegó hasta la cámara magmática generadora, o bien

-El meteorito fracturó las rocas a tal grado de profundidad que provocó el ascenso del magma generador.

- c) El Cráter Manicouagan, localizado en Quebec, Canadá, tiene 65 km de diámetro y su importancia radica, además de su tamaño, en que fue ahí donde se realizaron por primera vez estudios sobre la aureola de metamorfismo de impacto, los que se pueden resumir en la Tabla XII 5.

DISTANCIA AL CENTRO	CARACTERISTICAS
33 km	Bandas de Flexión ("Kink") en la biotita.
27 km	Crucero en el cuarzo.
20 km	Deformaciones en la hornblenda y en el cuarzo (débiles en este último).
10 a 0 km	Vidrios diapléticos (desorden mecánico de las estructuras cristalinas, dando lugar a pseudomorfos que, en el caso de las plagioclasas, se denominan "maskelinitas").  Todos los minerales tienen "deformation lamellae". Para esto se sabe experimentalmente que se requieren presiones de 250 a 350 Kb.  Conos de fragmentación.  Fusión generalizada.

Tabla XII.5 Aureola de Impacto en el Crater Manicouagan.



## CAPITULO XIII. EL METAMORFISMO Y LA TECTONIA GLOBAL

### I. INTRODUCCION

Las estructuras de una región y los regímenes de temperatura y presión a los que fue sometida son una consecuencia de los movimientos de las placas litosféricas, y por tanto lo son también todas las manifestaciones de los procesos metamórficos, los que tienen lugar en los siguientes ambientes tectónicos:

a) Zonas de subducción, en donde se desarrollan los eventos de mayor extensión y complicación, que son función de: 1) la velocidad de destrucción de la placa; 2) el espesor de ésta; 3) el desarrollo de esfuerzos cortantes, y 4) Los contrastes en calor radiogénico entre las cortezas continental y oceánica transportadas.

b) Cordilleras meso-oceánicas, en donde se producen: 1) Alteraciones hidrotermales; 2) metamorfismo de intensidad baja a moderada, y 3) reacciones con el agua de mar a través de fracturas, originando un aumento o disminución en la intensidad del metamorfismo. A este tipo de fenómeno lo denomina Miyashiro (1973) metamorfismo suboceánico ("ocean-floor").

c) Fallas transformes, ambientes caracterizados sobre todo por un metamorfismo cataclástico ya que, por lo general, no hay actividad magmática.

### II. EVOLUCION DE LAS FAJAS METAMORFICAS

Con anterioridad a los trabajos de Miyashiro (1961) se pensaba que un terreno metamórfico normal se caracterizaba por asociaciones mineralógicas similares a las de las Highlands de Escocia. Fue este autor quien cambió esta idea al desarrollar tres conceptos revolucionarios:

a) El concepto de las series de facies metamórficas, acompañadas a veces por series de transición.

b) La existencia de fajas metamórficas biparalelas de aproximadamente la misma edad, una de mayor presión que la otra, y

c) Las fajas de mayor presión son más abundantes en periodos geológicos más recientes que las de menor presión.

Los tres conceptos llevan implícita una evolución de las fajas metamórficas.

### III. SERIES DE FACIES METAMORFICAS O TIPOS BARICOS

Una serie de facies es una asociación de varias facies metamórficas cuya mineralogía refleja un gradiente particular de temperatura y presión de modo que, al representarlas en un diagrama P-T como el de la Figura XIII.1, se observan tres tipos béricos principales:

a) De baja presión o de la andalucita-sillimanita. Ejemplo: faja Ryoke, Japón.

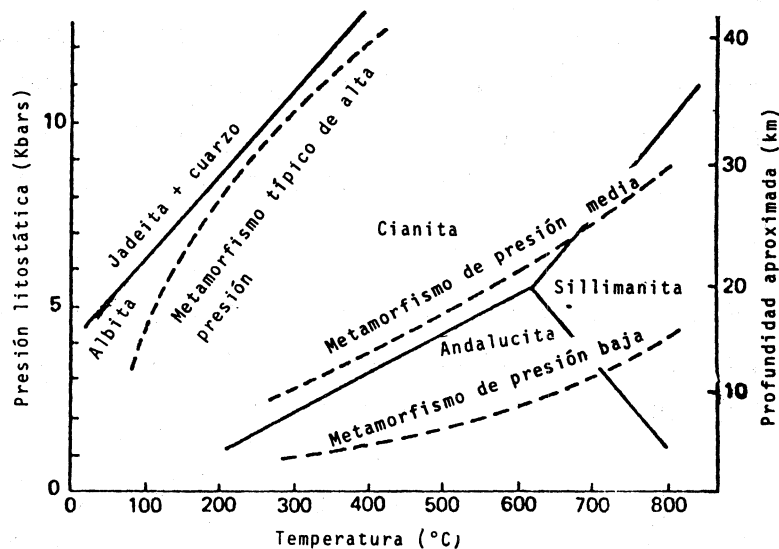


Figura XIII.1 Clasificación de las series de facies metamórficas en relación a los campos de estabilidad de los minerales de  $Al_2SiO_5$  y la jadeíta.

TIPO BASICO	SE CARACTERIZA POR	MINERALES COMUNES	SERIES DE FACIES METAMORFICAS COMUNES	MAGMATISMO ASOCIADO
Presión baja •	Andalucita	Biotita cordierita estaurolita sillimanita	Esquisto verde-anfibolita-granulita	Los productos del volcanismo geosinclinal, que varían de básicos a ácidos, están presentes, pero normalmente son escasos. Los granitos son muy abundantes, y están acompañados en algunos casos por andesitas y riolitas.
Presión media	Presencia de cianita y ausencia de glaucofana	Biotita almandino estaurolita sillimanita	Esquisto verde-anfibolita de epidota → anfibolita → granulita	Las ofiolitas y los granitos están presentes.
Presión alta	Glaucofana, jadeíta lawsonita	Almandino, estilpnomelano	Esquisto de glaucofano → anfibolita de epidota. Esquisto de glaucofano → esquisto verde; Prehnita-pumpellyta → esquisto de glaucofana	Abundan las ofiolitas que varían de ultrabásicas a básicas. Normalmente no hay granitos.

Tabla XIII.1 Clasificación triple de las series de facies del metamorfismo regional.

b) De presión moderada o de la distena-sillimanita. Ejemplo; Las Highlands de Escocia, y

c) De alta presión o de la jadeíta-glaucofana. Ejemplo: El Franciscano de California.

Las características de cada uno de los tipos béricos y la clase de magmatismo asociado se ilustran en la Tabla XIII.1. Es necesario aclarar que la designación de tipos de "baja y alta presión" puede dar lugar a confusiones porque, tal como se han definido, se refieren a las pendientes de las curvas geotérmicas y no a los valores mismos de la presión. Por ejemplo, en la Figura XIII.1 las zonas de baja temperatura del metamorfismo de alta presión pueden representar presiones inferiores de las zonas de alta temperatura del metamorfismo de baja presión. No obstante, hecha esta aclaración, se emplearán los nombres propuestos por razones de simplicidad.

#### IV. FAJAS METAMORFICAS BIPARALELAS

En muchas partes del mundo y sobre todo alrededor del Océano Pacífico, las fajas metamórficas consisten a menudo de dos porciones más o menos paralelas, una del tipo de alta presión del lado del océano y otra de baja presión del lado del continente, pudiendo estar acompañado cada uno por un tipo de presión intermedia.

Si se toma como ejemplo la parte principal del Japón, se observan cuatro fajas metamórficas paralelas que pertenecen a dos pares (Figura XIII.2):

- El más antiguo se compone de dos fajas: la Septentrional o Hida, de baja presión, del Triásico (180-190 m.a.) y la meridional o Sangún, de alta presión, cubierta por sedimentos sin metamorfosear del Triásico Medio.

- El par más joven, al sur del anterior, que consta de las fajas cretácicas Abukuma-Ryoke (91-102 m.a.) al norte y Sambagawa (84-93 m.a.) al sur, la primera de baja presión y la segunda de alta.



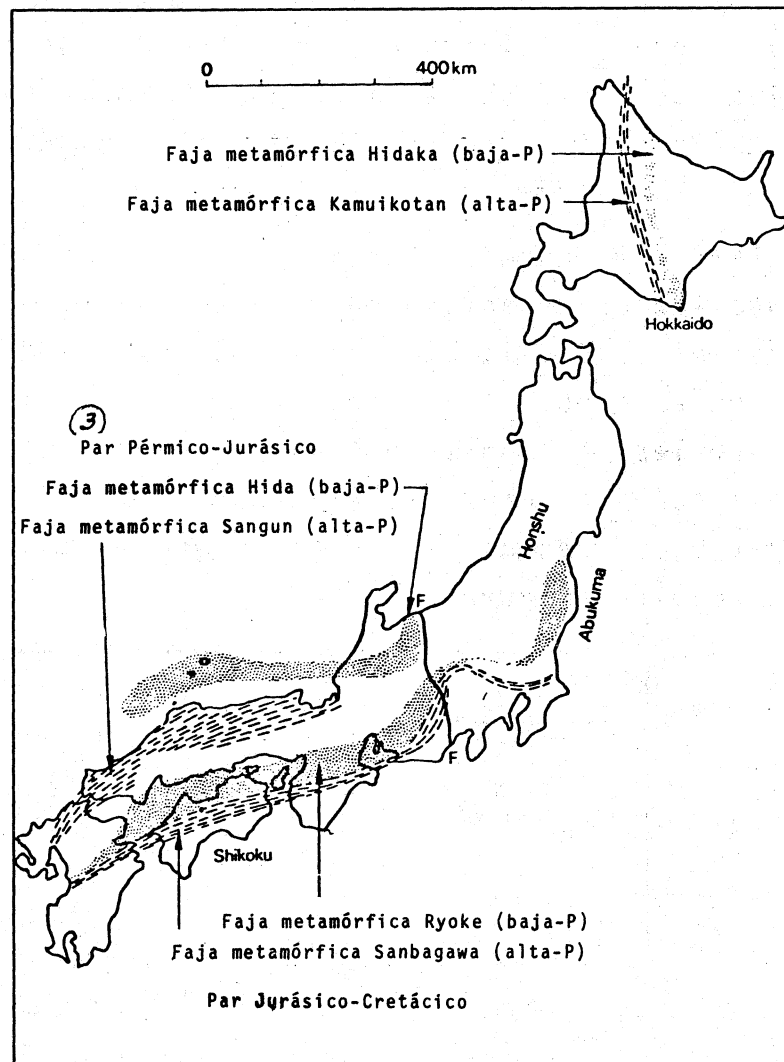


Figura XIII.2. Tres pares de fajas metamórficas regionales en Japón (Miyashiro, 1961, 1972). Un par está formado por las fajas Hida y Sangun, otro por las fajas Ryoke y Sanbagawa, y el tercero por las fajas Hidaka y Kamuikotan. La extensión oriental de la faja Ryoke se considera como expuesta en la Meseta Abukuma. F-F = línea Itogawa-Shizuoka (una falla del Terciario).

-En cada uno de los dos pares, la faja metamórfica septentrional- del lado continental- es del tipo de baja presión, mientras que la meridional -del lado del Pacífico- es del tipo de alta presión.

Cada par representa las partes profundas de una antigua faja orogénica. En el Paleozoico Temprano existía un gran geosinclinal que ocupaba aproximadamente el sitio actual del arco insular del Japón, en donde se depositaron gruesos sedimentos, en especial del Paleozoico Tardío, los cuales fueron so

metidos a procesos orogénicos y metamorfismo regional primero a fines del Paleozoico e inicios del Mesozoico y después a fines de éste, de tal modo que se formaron dos pares de fajas metamórficas que constituyen el espinazo del arco japonés.

Mas tarde, durante el Terciario, el sitio principal del movimiento tectónico activo se desplazó en dirección de la Trincher del Japón, la cual se formó tal vez por dicho movimiento. De este modo, la Trincher y sus áreas adyacentes (Islas Kuriles, NE Honsyu e Islas Izu y Bonin) constituyen una faja orogénica cenozoica hasta nuestros días, mientras que la parte occidental del Japón se volvió más estable durante el Cenozoico (Figura XIII.3).

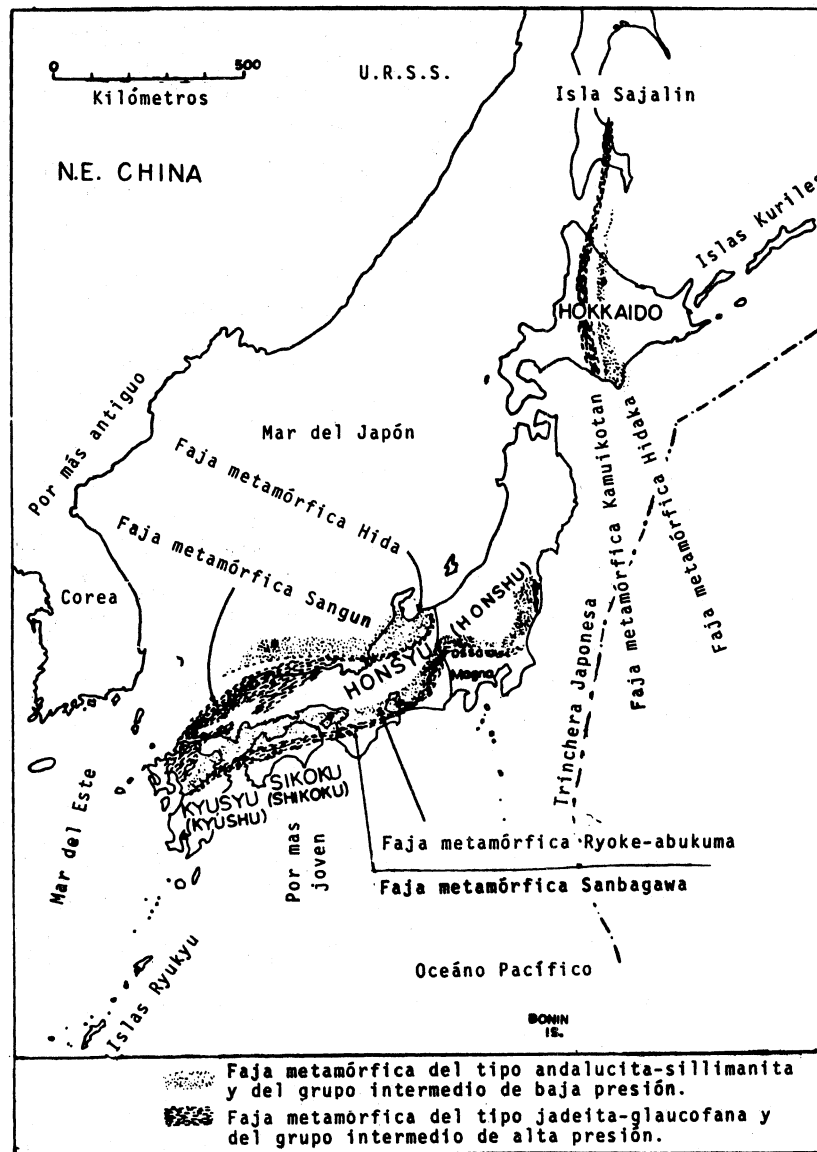


Figura XIII.3 Fajas metamórficas de Japón, reconstruidas a su estado original.

## V. INTERVALOS DE TEMPERATURA Y PRESION DE LAS SERIES DE FACIES

De acuerdo con Zwart (1967) los intervalos de temperatura y presión en donde se desarrollan las series de facies son los siguientes:

TIPO BARICO	PROFUNDIDADES En Km	PRESIONES En kb	GRADIENTES DE TEMPERA TURA En °C/km
Baja presión	Hasta 20 Km	1 -5.5	150 a 25
Presión Inter media	20-30	5.5 -8	25 a 17
Alta presión	30-60	8 -16	17 a 10

Tabla XIII.2

## VI. ASOCIACIONES DE ROCAS IGNEAS Y SU RELACION CON LA TECTONICA GLOBAL

En la Tabla XIII.1 se indicó ya que las rocas ígneas asociadas al tipo de baja presión son, de modo predominante, de composición ácida e intermedia, mientras que las asociadas al de alta presión son de naturaleza básica y ultrabásica. Las series de presión intermedia tienden a ser también intermedias en estos caracteres.

En la Tabla XIII.3 se resumen los caracteres petrológicos y tectónicos contrastantes de las fajas metamórficas de los terrenos de alta y baja presión tomando como base los datos disponibles de las fajas alpina y herciniana, respectivamente.

Existe también una relación entre las series de facies metamórficas y la sedimentación. Así:

- Las lutitas aluminosas y calizas son abundantes en terrenos de baja presión presentando mayor madurez y una relación  $K_2O/Na_2O$  más alta.
- Las grauvacas predominan en terrenos de alta presión mostrando un grado menor de madurez y, una relación  $K_2O/Na_2O$  más baja.

	Orogenia tipo Herci niana.	Orogenia tipo Alpina
Metamorfismo	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Metamorfismo somero, de baja presión</li> <li>2. Zonas minerales progresivas angostas.</li> <li>3. Cambios minerales debidos al incremento de la temperatura comúnmente observados.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Metamorfismo profundo, de alta presión.</li> <li>2. Zonas minerales progresivas anchas.</li> <li>3. Los cambios minerales debidos a una disminución de la presión <u>li</u> <u>st</u> <u>ática</u> tienden a producirse debido, probablemente, a la rápida erosión resultante del levantamiento isostático rápido.</li> </ol>
Rocas Igneas	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Abundantes granitos y migmatitas</li> <li>2. Pocas ofiolitas. Prácticamente no hay rocas ultrabásicas.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Pocos granitos y migmatitas.</li> <li>2. Abundantes ofiolitas con una considerable cantidad de rocas ultrabásicas.</li> </ol>
Amplitud de la Orogenia	Muy amplia (miles de kilómetros-	Relativamente angosta (cientos de kilómetros)
Levantamiento isostático después de cesar las fuerzas de compresión.	Levantamiento pequeño y lento. (La velocidad media de levantamiento es de aproximadamente 1mm. por cada 10-25 años)	Levantamiento grande y rápido. (La velocidad media de levantamiento es de aprox. 1mm por año).
Estructura	Las cabalgaduras son muy escasas o no hay	Las cabalgaduras son las estructuras predominantes.

Tabla XIII.3 Caracteres contrastantes de las Orogenias según Zwart (1971).

## VII. LOS ARCOS VOLCANICOS Y SU RELACION CON EL METAMORFISMO REGIONAL

El vulcanismo cuaternario de las márgenes continentales y arcos insulares es típico de la serie calcoalcalina, por lo que se podría asumir que las cadenas montañosas de esas áreas son manifestaciones superficiales de terrenos metamórficos de baja presión y fajas graníticas, tal como se ilustra en la Tabla XIII.4. Por tanto, las principales diferencias observadas en las áreas mencionadas serían función del grado de erosión.

La distribución temporal y espacial de las series de rocas volcánicas en los arcos insulares y márgenes continentales presenta, por lo general, las características indicadas en la Tabla XIII.5.

Profundidades generales	Ejemplos	Productos volcánicos andesíticos y riolíticos	Granitos	Metamorfismo regional
Superficie ↓ Relativamente Profundo	Arcos volcánicos del Cuaternario.	Abundantes	Ausentes	Ausente
	Terrenos del Terciario Tardío del lado del Mar del Japón del Noroeste del Japón	Abundantes	Escasos	Facies de Zeolitas y Prehnita-Pumpellyta
	Zona de la Sierra Nevada-Klamath de América del Norte	Abundantes	Abundante	Principalmente Facies Esquistos Verdes (?)
	Faja Ryoke del Japón.	Presentes	Abundante	Principalmente facies Anfíbrolita.
Nota: El metamorfismo de contacto provocado por los plutones graníticos ha sido ignorado.				

Tabla XIII.4 Series hipotéticas de profundidad creciente.

ETAPA	NATURALEZA	POSICION RESPECTO A LA TRINCHERA	NATURALEZA	METAMORFISMO
Primera	Toleítica	Inmediaciones	Zona sin vulcanismo	Alta Presión
Segunda	Calco-alkalina	Menos alejada	Toleítica	
Tercera	Alcalina	Intermedia	Calco-alkalina	Baja Presión
	Shoshonítica	Alejada	Alcalina	

Tabla XIII.5

Continentes estables	Fajas Orogénicas			Islas Oceánicas	Cordilleras mesoceánicas
	Arcos insulares inmaduros, muy activos.	Arcos insulares maduros, muy activos y márgenes continentales activas	Arcos insulares maduros activos.		
Serie toleítica ++	++	++	+	+	++
Serie calco-alkalina		++	++		
Serie alcalina ++		+	+	++	+
++, abundante; +, subordinado					

Tabla XIII.6 Rocas volcánicas más jóvenes y ambiente tectónico.

La distribución de las rocas volcánicas de acuerdo con el ambiente tectónico se ilustra en la Tabla XIII-6.

Los factores que controlan la diversidad de los magmas pueden ser los siguientes:

- Como las rocas de la serie calcoalcalina están confinados a los arcos insulares y márgenes continentales, deben estar relacionados directamente con la placa descendente.
- Las rocas de las series toleíticas y alcalinas se pueden generar tanto en la placa descendente como en el manto superior suprayacente. La corteza oceánica de composición toleítica y la capa peridotítica inferior de la placa subducente sufren una serie de cambios al aumentar la profundidad y, por tanto, la presión. A diferentes profundidades dentro y por encima de la placa descendente tienen lugar procesos de fusión que conducen a la generación de lavas toleíticas y calcoalcalinas, aumentando el contenido de álcalis a medida que aumenta la profundidad de la placa subductora.
- Las hipótesis para explicar la génesis de las tres series principales de rocas volcánicas ya estudiadas en el curso de Petrología Ignea se resumen en las tablas XIII-7 a 10.

La ascensión de lavas a través del manto y corteza continentales da como resultado una elevación de los gradientes geotérmicos regionales y una anatexis del material cortical más profundo, el cual sube a niveles superiores de la corteza, en donde forma plutones graníticos extensos y complejos. Estos plutones, a menudo compuestos de una multitud de pequeñas intrusiones, pueden presentar fenómenos de diferenciación y asimilación, así como dar lugar a procesos de metamorfismo de contacto (Figuras XIII.4 y 5).

GENESIS DE LAS SERIES ALCALINA Y TOLEITICA

ACTUALMENTE LAS HIPÓTESIS FUNDAMENTALES PARA EXPLICARLAS SON LAS DE:

YODER Y TILLEY  
KUNO Y KUSHIRO  
GREEN Y RINGWOOD

1. HIPOTESIS DE YODER y TILLEY (1962)

- MATERIAL ORIGINARIO: PERIDOTITA GRANATIFERA
- LIQUIDO RESULTANTE DE LA FUSIÓN PARCIAL DE ESTE MATERIAL A 60 KM O MÁS DE PROFUNDIDAD: ECLOGITA.
- NATURALEZA DEL MAGMA RESULTANTE: DEPENDE DE LA PRESIÓN Y DE LA SEPARACIÓN DE LOS COMPONENTES ONFACÍTICOS O GRANATÍ FEROS.
  - ALTAS PRESIONES: FAVORECEN LOS BASALTOS ALCALINOS.
  - BAJAS PRESIONES: FAVORECEN LOS BASALTOS TOLEITICOS.
  - SEPARACIÓN DE LA ONFACITA: ENRIQUECE AL LIQUIDO EN GRANATE (MÁS RICO EN AN, HY Y OL NORMATIVOS) PRODUCIENDO BASALTOS TOLEITICOS.
  - SEPARACIÓN DEL GRANATE: ENRIQUECE AL LIQUIDO EN ONFACITA (MÁS RICA EN AB, DI Y NE NORMATIVOS) PRODUCIENDO BASALTOS ALCALINOS.

Tabla XIII.7

2. HIPOTESIS DE KUNO y KUSHIRO (1963)

- MATERIAL ORIGINARIO: PERIDOTITA DE COMPOSICION UNIFORME
- COMPOSICIÓN DEL MAGMA RESULTANTE: DETERMINADA POR LA PROFUNDIDAD A LA QUE TIENE LUGAR LA FUSION PARCIAL EN EL MANTO.
- BAJA PROFUNDIDAD Y FUSIÓN PARCIAL EN PRESENCIA DE AGUA: FAVORECE LOS BASALTOS TOLEITICOS.
- PROFUNDIDAD ELEVADA, EN DONDE LA FORSTERITA Y LOS PIROXENOS FUNDEN CONGRUENTEMENTE: FAVORECE LOS BASALTOS TRANSICIONALES (RICOS EN ALUMINA).
- PROFUNDIDAD MÁS ELEVADA, EN DONDE LA FORSTERITA FUNDE INCONGRUENTEMENTE, ORIGINANDO CRISTALES DE ENSTATITA Y UN LÍQUIDO MÁS POBRE EN SÍLICE QUE LA FORSTERITA: FAVORECE LOS BASALTOS ALCALINOS.

Tabla XIII.8

### 3. HIPOTESIS DE GREEN Y RINGWOOD (1967)

- MATERIAL ORIGINARIO: PIROLITA (1 PARTE DE BASALTO Y 3 DE PERIDOTITA)
- COMPOSICIÓN DEL MAGMA RESULTANTE: DETERMINADA POR EL GRADO DE FUSION PARCIAL Y LA PROFUNDIDAD A LA QUE EL MAGMA SE SE PARA DE SU RESIDUO SOLIDO.
- ALTO GRADO DE FUSIÓN PARCIAL: FAVORECE LOS MAGMAS TOLEITICOS
- BAJO GRADO DE FUSIÓN PARCIAL: FAVORECE LOS MAGMAS ALCALINOS
- CON EL MISMO GRADO DE FUSIÓN PARCIAL: LOS MAGMAS ORIGINADOS A MAYOR PROFUNDIDAD SON LOS ALCALINOS.
- NO OBSTANTE, LOS DIFERENTES TIPOS DE MAGMAS SE PUEDEN MODIFICAR POSTERIORMENTE POR CRISTALIZACION FRACCIONADA AL ASCENDER HACIA LA SUPERFICIE.

Tabla XIII.9

### GENESIS DE LA SERIE CALCOALCALINA

LAS CINCO HIPÓTESIS FUNDAMENTALES PARA EXPLICARLA SON:

1. CRISTALIZACION FRACCIONADA DE UN MAGMA BASALTICO (BOWEN, 1928; OSBORN, 1959; KUNO, 1968)
2. FUSION PARCIAL O TOTAL DE MATERIAL SIALICO Y MODIFICACION POSTERIOR DEL MAGMA ORIGINADO POR CONTAMINACION CON MATERIAL BASICO (HOLMES, 1932; TURNER Y VERHOOGEN, 1960; MARINELLI, 1961).
3. CONTAMINACION DEL MAGMA BASALTICO CON MATERIAL DE LA CORTEZA SIALICA (DALY, 1933; TILLEY, 1950; KUNO, 1950).
4. FUSION PARCIAL DE CUARZO-ECLOGITA O DEL BASALTO METAMORFIZADO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCION (GREEN Y RINGWOOD, 1968; NICHOLLS Y RINGWOOD, 1973).
5. FUSION PARCIAL DEL MANTO PERIDOTITICO EN CONDICIONES HIDRATADAS (POLDERVAART, 1955; KUSHIRO, 1969, 1973).



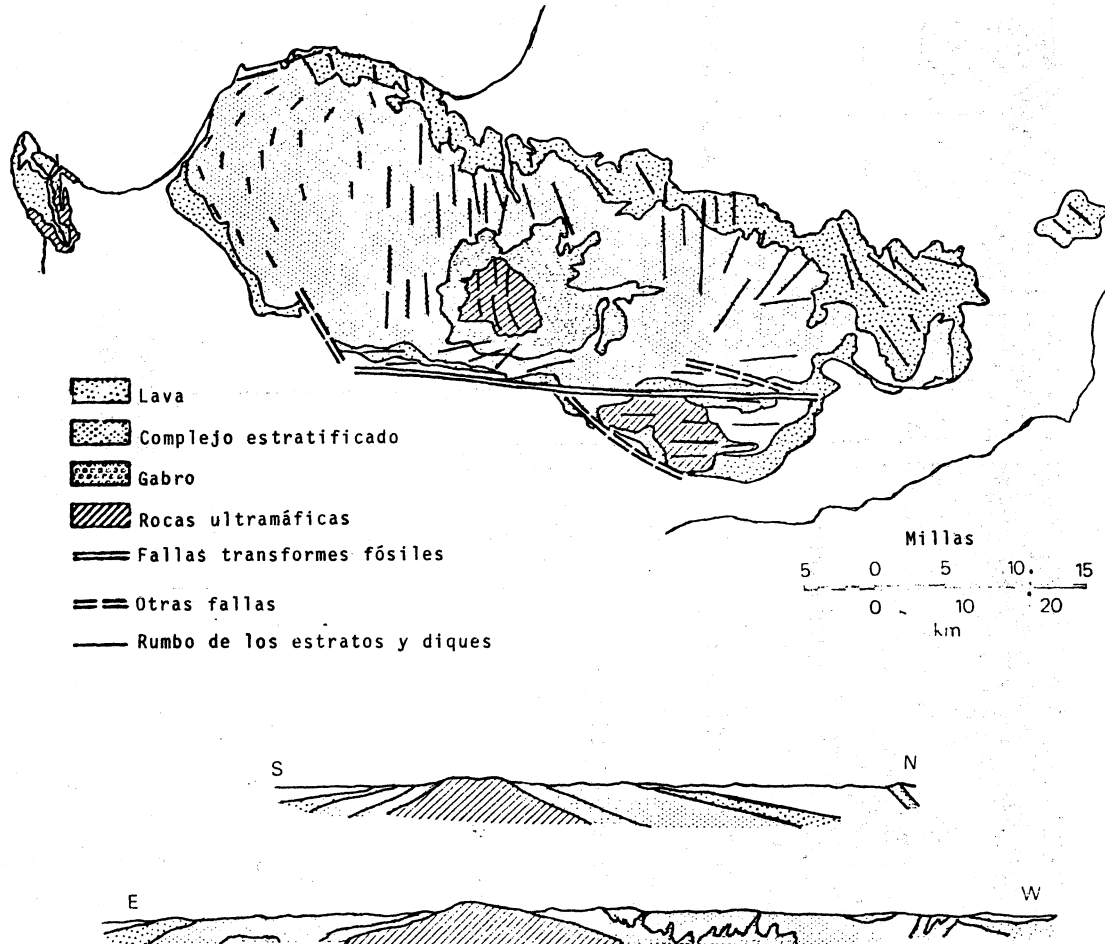


Figura XIII.3 Mapa y secciones transversales del Complejo Troodos, modificado de Gass & Masson-Smith (1963).

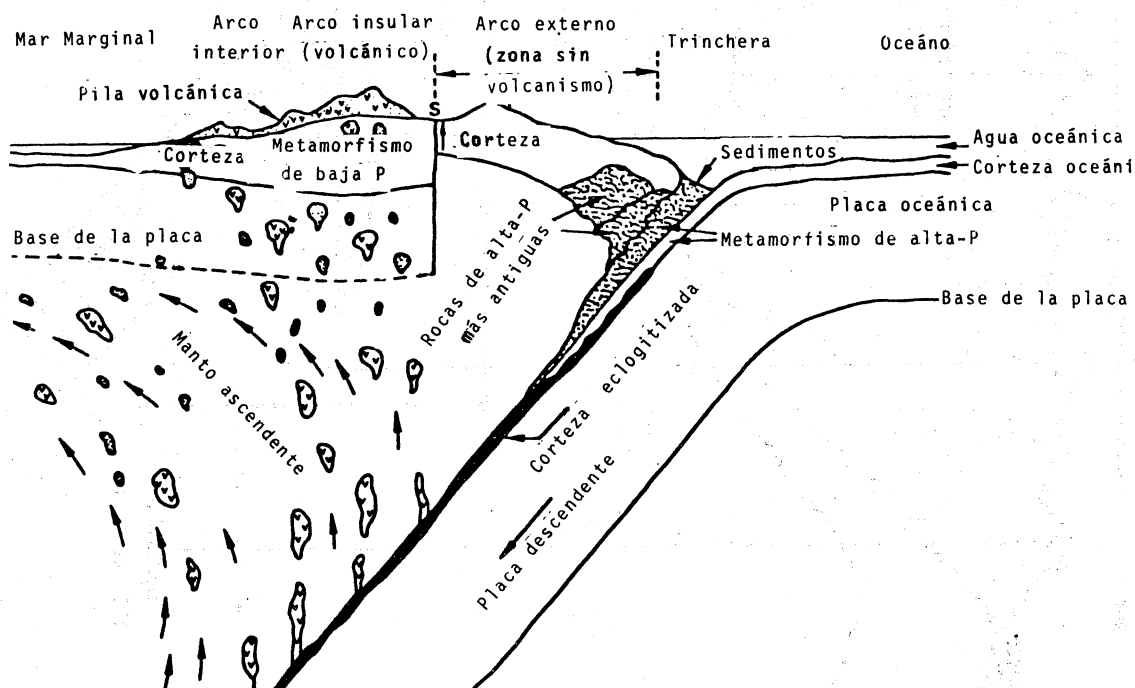


Figura XIII.4 Figura esquemática que representa el origen de las fajas metamórficas paralelas con referencia especial al Arco del noreste de Japón desde el Mioceno al Reciente (Miyashiro, 1972).

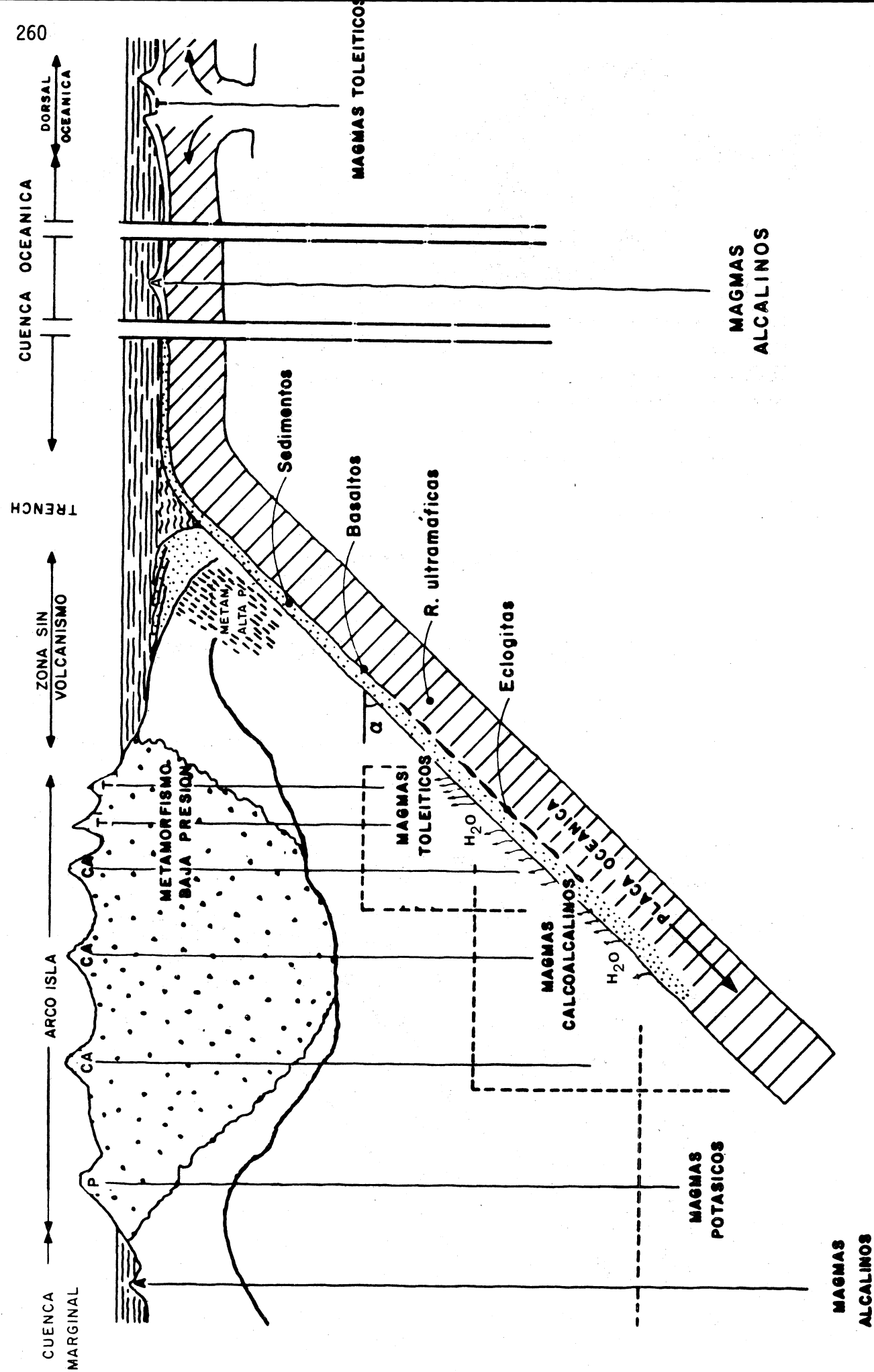


Figura XIII.5

### VIII. EL METAMORFISMO SUBOCEANICO

Este término fue acuñado por Miyashiro en 1971 y se refiere al metamorfismo asociado a la actividad tectónica y térmica de las cordilleras meso-oceánicas. Se trata de rocas metamórficas provenientes de basaltos, gabros y peridotitas y que constituyen el Horizonte Simbólico No.3.

Este metamorfismo fue visualizado antes de la obtención de muestras, como resultado de mediciones geofísicas, pues se descubrió que las fajas de anomalías magnéticas paralelas a las cordilleras son el resultado del magnetismo remanente de la capa superior de rocas basálticas (espesor máximo 2 Km). Los diquestratos subyacentes han sufrido metamorfismo hidrotermal que los han dejado débilmente magnetizados y las rocas inferiores a éstos muestran magnetizaciones muy débiles, sean inducidas o remanentes.

La estructura y composición de la corteza oceánica se muestra en la Tabla XIII.11.

HORIZONTE	Vp (Km/seg)	g/cm <sup>3</sup>	ESPESOR (Km)	LITOLOGIA
1	1.45-2.0	1.5-2.0	0.45	Sedimentos sin consolidar
2	5.07±0.65	2.6	1.7±0.75	Basaltos interestratificados con productos piroclásticos y algunos sedimentos consolidados
3	6.69±0.28	2.9	4.86±1.42	Puede ser de: Diabasa-gabro (Vp: 7.0-7.1 Km/seg) ó Anfibolita (Vp: 6.8-7.0 Km/seg).

Tabla XIII.11

Las características del metamorfismo suboceánico pueden agruparse en:

- Geológicas:

Recristalización parcial  
Estructura sin foliación  
Cataclasis ligera  
Metamorfismo litostático  
Metamorfismo hidrotermal  
Gradientes térmicos superiores a 30°C/Km  
Abundancia de serpentinitas

- Geoquímicas:

Metamorfismo por hidratación:

Ej.: Gabro → Esquistos verdes

Aumento de  $Fe_2O_3/FeO$  y  $H_2O$  y Na en la facies zeolítica (espilitización de los basaltos).

Disminución de CaO y  $SiO_2$  para formar peder nales y calizas pelágicas, cuya migración ex plicaría la presencia de radiolaritas.

Abundancia de clorita y albita en la Facies Esquistos Verdes

- Petrográficas:

Presencia de las facies zeolítica, esquistos verdes, anfibolita y corneana de piroxeno

Ausencia de las facies de prehnita-pumpelly ta y de glaucofana-lawsonita.

## IX. LAS OFIOLITAS Y LOS ESQUISTOS AZULES EN RELACION CON LA TECTONICA DE PLACAS

Los complejos ofiolíticos, constituidos desde su cima hasta su base por radiolaritas con o sin rocas carbonatadas de aguas profundas, por lavas espiliticas almohadilladas y por gabros y peridotitas serpentinizadas características de mu chas cadenas montañosas, parece ser que representan fragmen tos del fondo oceánico transportados por un proceso aún po co comprendido denominado "obducción", es decir cabalgamien to tectónico de la placa oceánica sobre la continental; esos fragmentos incluirían también partes del manto supe rior. En la actualidad existen tres complejos ultramáficos

interpretados como fragmentos de corteza oceánica y del manto superior: el Macizo del Troodos en Chipre, las Montañas Bowutu de Papúa y el Complejo Camagüey en Cuba. Dicho de otra manera, se puede aprender mucho de la petrología de las cordilleras meso-oceánicas a partir de estudios de los complejos continentales, como se ilustra en la Figura XIII-6.

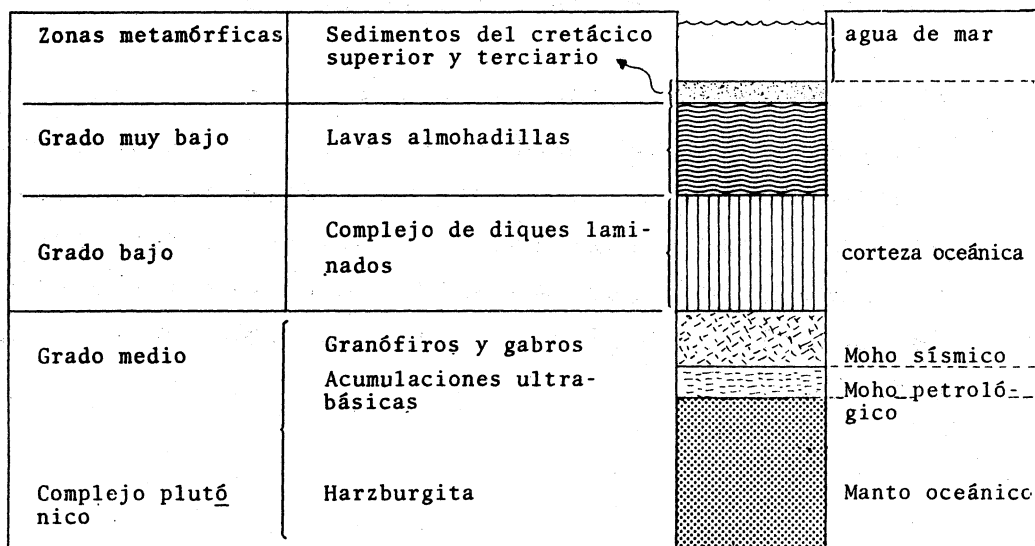


Figura XIII.6

La asociación frecuente de ofiolitas y esquistos azules en las fajas orogénicas puede resultar de la etapa inicial de impacto compresivo entre una placa oceánica y otra continental. La existencia de zonas perturbadas combinadas con la ausencia de contactos de altas temperaturas en los límites entre las losas frías de peridotitas del manto y los sedimentos de las trincheras serían una evidencia geológica del emplazamiento por obducción. El reconocimiento de estas fajas de peridotitas-serpentinitas-esquistos azules con zonas de subducción y obducción desenterradas podría permitir la delimitación de antiguos impactos compresivos entre placas litosféricas en movimiento.

Las altas presiones necesarias para la generación de esquistos azules se puede deber a:

- Sobrepresiones tectónicas, producidas directamente bajo la corteza oceánica con obducción, o dentro de un prisma

de sedimentos fríos de las trincheras y transportados a grandes profundidades.

- Sobrepresión fluída, originada por la generación rápida de agua con o sin CO<sub>2</sub>.
- Sobrepresión térmica por expansión debida a un calentamiento local.

## X. LAS SERIES DE FACIES Y EL TIEMPO

Al examinar la presencia de los tipos béricos a través del tiempo se observa que los de presiones bajas e intermedias tienen una distribución regular, mientras que los de alta presión están prácticamente limitados a las fajas fanerozoicas, siendo más abundantes a medida que las rocas son más jóvenes (Tabla XIII.12). Ello ha dado lugar a diversas hipótesis:

	Precámbrico	Paleozoico	Mesozoico-Cenozoico
Metamorfismo de presión baja	Succofennidas Karíidas Canadá (parte) Australia N.E. de China	Hercínidas Appalaches (parte) Este y Sur de Australia. Faja Hida (Japón) Series Pichilemu (Chile)	Faja Ryoke-Abukuma (Japón) Faja Hidaka (Japón)
Metamorfismo de presión media	Canadá (parte)	Caledónidas Appalaches (parte)	Cordillera Norteamericana (parte)
Metamorfismo de presión alta	Anglesey (Gales)	Kiyama (Japón) Faja Sangún (Japón) Series Ourepto (Chile) Cordillera Penjna (NW de Kamchatka)	Alpes Grupo Franciscano (California) Faja Sanbagawa (Japón) Faja Kamoihotan (Japón) Nueva Caledonia Kamchatka Central

Tabla XIII.12 Tipos béricos del metamorfismo regional y edades geológicas.

- a) Crecimiento de los continentes por acreción, de modo que las fajas biparalelas se mueven hacia el mar a través del tiempo, ampliándose las áreas de menor presión, mientras que las de alta presión se mantienen a lo largo de una faja delgada, activa y fácilmente erosionable.
- b) Velocidad de descenso de la placa oceánica: El descenso rápido favorece la formación de tipos béricos de alta presión por lo que tal vez éste haya aumentado con el transcurso del tiempo.
- c) La velocidad de hundimiento fue tal vez siempre la misma, pero el gradiente geotérmico terrestre puede estar disminuyendo a través del tiempo, como resultado del empobrecimiento gradual de elementos capaces de producir calor por desintegración radiactiva.

## XI. CONCLUSIONES

La subducción de una placa oceánica fría bajo los arcos insulares o márgenes continentales da lugar a un gradiente geotérmico bajo, inferior a  $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  cerca de las trincheras. Este gradiente, creado por una velocidad rápida por descenso, es suficiente para producir metamorfismo de alta presión, combinando a las presiones altas involucradas en la convergencia de las placas.

A profundidades mayores en la zona de subducción se puede generar una fusión en el manto sobre la placa descendente y quizás también en ésta, debido a la liberación de volátiles y al calor producido por la fricción; el movimiento ascendente de este material caliente da como resultado una importante transferencia de calor que conduce a gradientes mayores de  $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y a un metamorfismo de baja presión y altas temperaturas en la corteza continental.

Cuando la velocidad de hundimiento es lenta, el gradiente geotérmico será demasiado alto para permitir la formación del tipo bérico de alta presión, lo que explicaría que en algunas fajas orogénicas no sea clara su naturaleza biparalela.

En la actualidad parece obvio que las rocas ígneas y metamórficas pueden estar relacionadas entre ellas y con las zonas de subducción. En efecto las ofiolitas y los esquistos azules junto con otras rocas de alta presión aparecen en las cercanías de las trincheras, mientras que hacia el continente, sobre las porciones más profundas de la placa descendente, es común la asociación de rocas metamórficas de baja presión como los esquistos verdes y anfibolitas con plutones graníticos y vulcanismo andesítico.

Siguiendo a Ernst (1975), si son correctas las estructuras térmicas presentadas en la Figura XIII.7 y la red petrográfica de la Figura XIII.8, la disposición espacial de las facies metamórficas en la vecindad de los límites divergentes y convergentes de las placas litosféricas sería la ilustrada en las Figuras XIII.9 y XIII.10.

## XII. EJEMPLO: LAS FAJAS METAMORFICAS DEL SUR DE MEXICO Y SU SIGNIFICADO TECTONICO

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1981) en el Sur de México, existen cuatro complejos cristalinos a los que ha denominado Oaxaqueño (Proterozoico Medio), Acatlán (Paleozoico), Xolapa y Tierra Caliente, cuyas edades no han sido aún establecidas con exactitud pues algunos autores opinan que son paleozoicas mientras que otros las asignan al Mesozoico (Figura XIII.11).

El Complejo Oaxaqueño consiste en gneises bandeados de la facies granulita, con una parte basal de ortogneises anortosíticos - gabroides y una parte superior de paragneises calcáreos, pelíticos y cuarzo-feldespáticos, que incluyen varios intervalos de charnockitas. Su edad, deformación, estratigrafía y metamorfismo se interpretan en términos de un ciclo tectónico grenvilliano.

El Complejo Acatlán es polimetamórfico y consiste en dos partes: 1) Una placa autóctona formada en su base por migmatitas, en su parte media por esquistos pelíticos y areníticos con gabros diferenciados y en su parte superior por metasedimentos cuarcíferos sin carbonatos y 2) Una placa alóctona constituida por ofiolitas eclogitizadas junto con



abundantes granitoides milonitizados, todos ellos cubiertos por metasedimentos inmaduros de tipo flysch. Este complejo se interpreta en términos de un ciclo Wilson del Paleozoico, relacionado con la apertura y cierre de un Océano pre-Atlántico, mejor conocido como Iapetus en el sistema orogénico Apalachiano-Caledoniano.

Los complejos metamórficos Xolapa y Tierra Caliente, cuya edad más probable es mesozoica, parecen representar respectivamente las partes infracortical (raíz) y supracortical de arcos magmáticos y cuencas sedimentarias asociadas, que se desarrollaron como respuesta a una subducción pacífica principalmente durante la fase mesozoica del régimen tectónico Cordillerano.

La construcción geológica gradual del sur de México se atribuye así a los regímenes tectónicos Grenvilliano, Apalachiano y Cordillerano, cada uno de los cuales dejó su inconfundible rúbrica en las rocas involucradas.

En la Tabla XIII.13 se resumen las principales características geológicas de los cuatro complejos cristalinos citados.

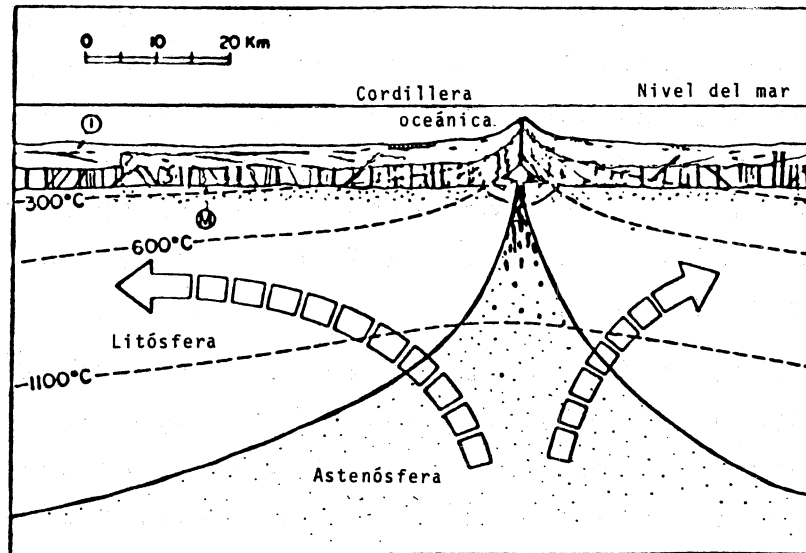


Figura XIII.7 (a) Diagrama esquemático del límite de una placa divergente. El diagrama corresponde en general a la cordillera del Pacífico oriental, que se caracteriza por el rápido crecimiento del piso oceánico; para límites de placas divergentes con menor velocidad, como la Cordillera Mesoatlántica, las partes del levantamiento muestran evidencias de fisuramiento, típicamente una fosa tectónica (graben) bien desarrollada. Las cantidades crecientes de astenósfera que se funde parcialmente al ascender (por lo tanto al perder presión) suministran los magmas basálticos toleíticos de cordillera, que se muestran en negro. Las capas oceánicas son: (1) sedimentos pelágicos de mar profundo; (2) basaltos almohadillados y brechas, y (3) gabros + complejos de diques de diabasa laminados. (M) es la discontinuidad de Mohorovicic. Nótese la región de acumulación de rocas ultramáficas que se forman como un producto de la cristalización fraccionada de un magma toleítico (que se muestra parcialmente sólido). El metamorfismo de temperatura relativamente alta y presión relativamente baja está confinado a la vecindad del penacho (plume) ascendente.

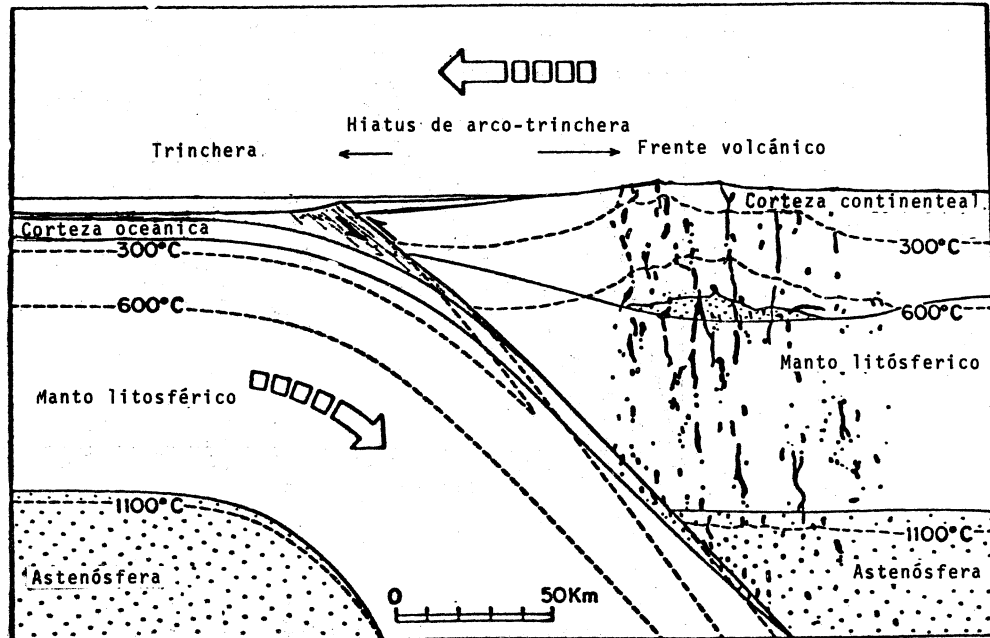


Figura XIII.7 (b) Diagrama esquemático de un límite de placa convergente. En algunos casos (Indonesia, por ejemplo) el cabalgamiento y un levantamiento en el muro de la trinchera que está del lado continental ha producido un arco volcánico; por sencillez, esto no se ha ilustrado en la figura, la cual es muy similar al límite actual del norte de Chile. La fusión parcial de rocas preexistentes ocurre en tres regiones: (1) la corteza oceánica metabasáltica (anfíbolita y/o eclogita) en la parte superior de la placa descendente, dando origen a magmas calcialcalinos; (2) la astenósfera estable no descendente (muro colgante) adyacente a la placa descendente; y (3) las partes basales engrosadas de la corteza silícica rica en H<sub>2</sub>O. Los primeros dos tipos de magma se muestran en negro, el tercero en punteado. El metamorfismo de temperatura relativamente alta y presión relativamente baja se desarrolla en el "mélange" angosto de la zona de subducción, mientras que una amplia zona de recristalización de temperatura relativamente alta y presión relativamente baja caracteriza al arco magmático.

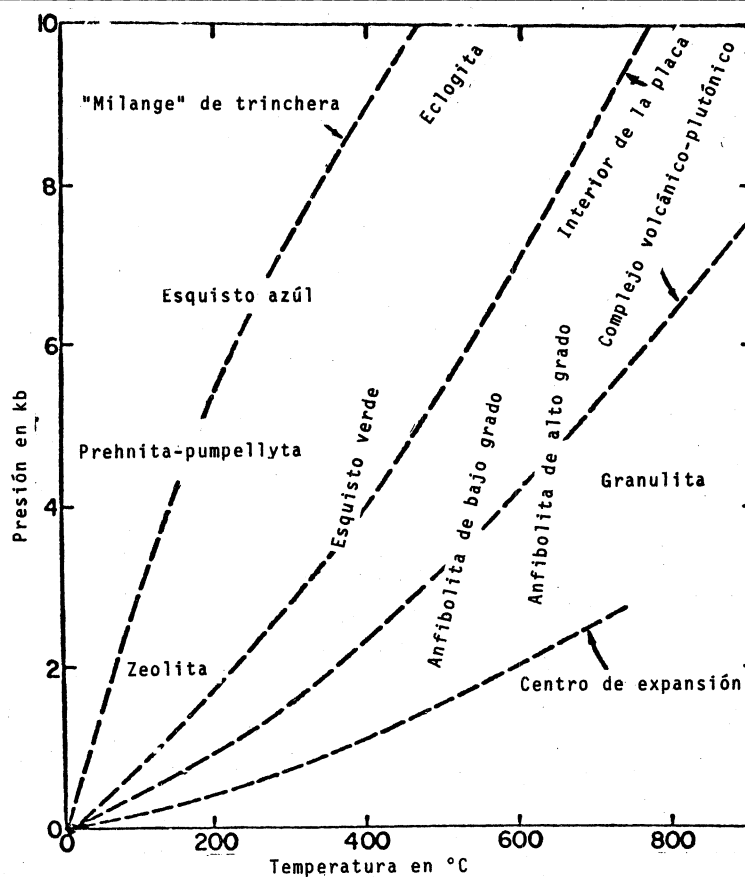


Figura XIII.8 Red petrogenética diagramática para tipos de rocas de la corteza. Exceptuando las partes de temperatura relativamente alta del diagrama, se supone que una fase fluida rica en agua se halla siempre presente durante el metamorfismo. También se ilustran trayectorias de P-T metamórficas características de ambientes de tectónica de placas con trastantes.

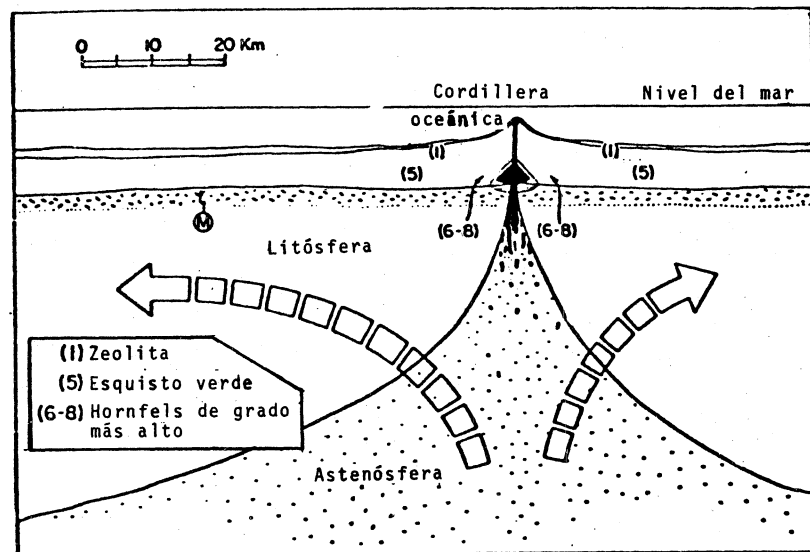


Figura XIII.9 Distribución esquemática de los tipos de facies metamórficas en la vecindad de un límite de placas divergente, suponiendo que las figuras XIII.7 (a) y XIII.8 son correctas.

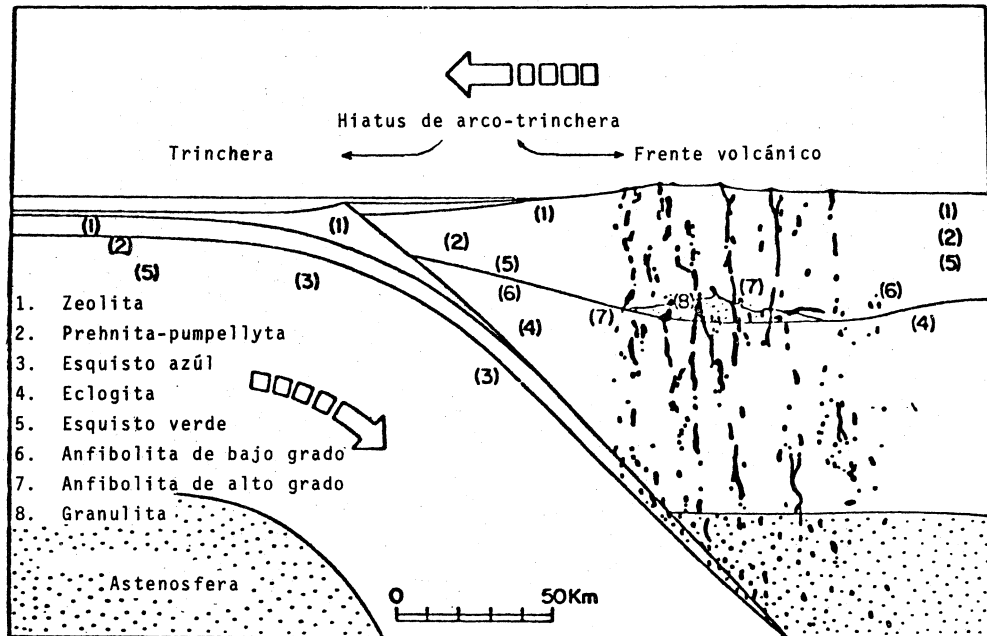
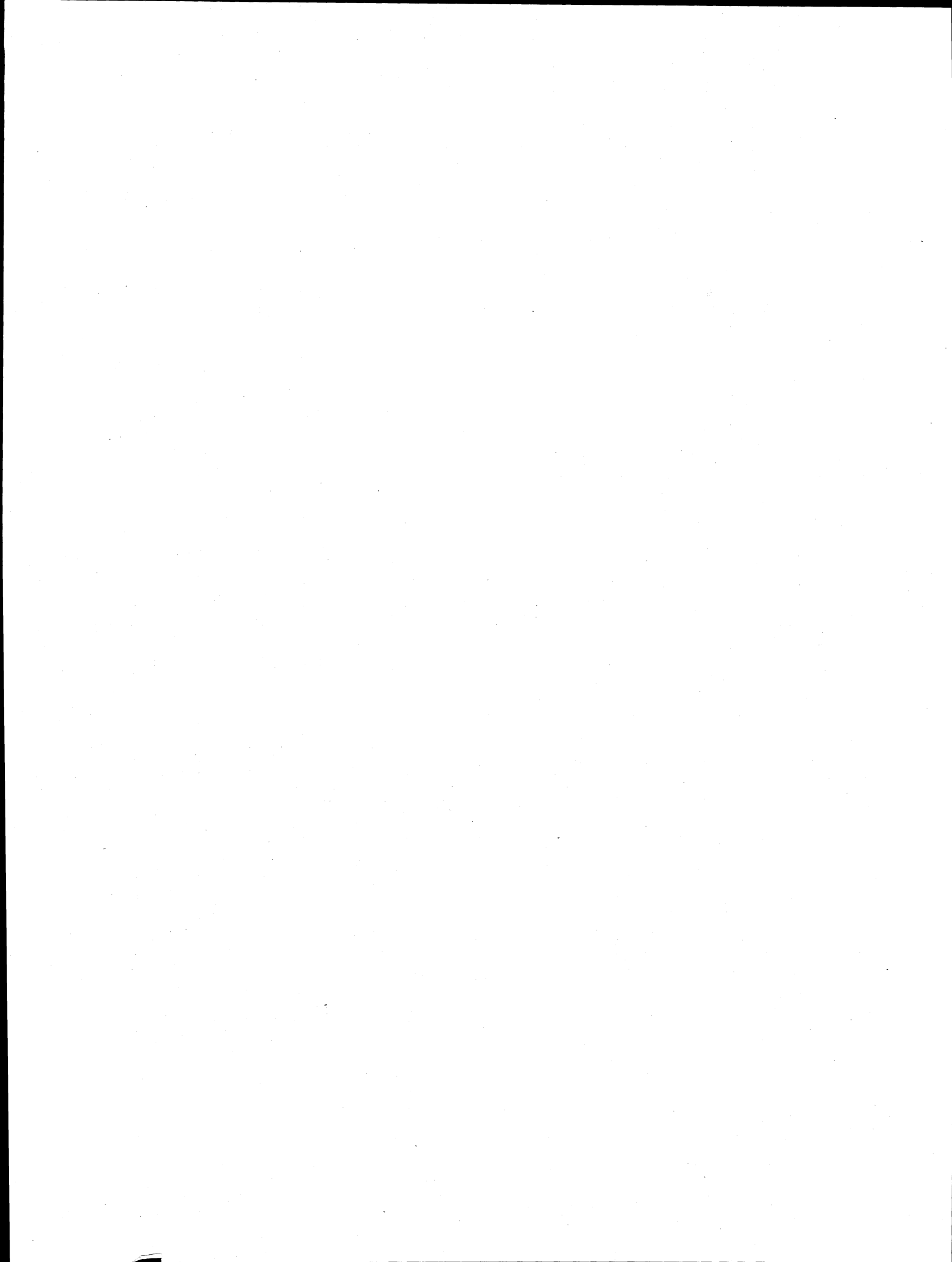


Figura XIII.10 Distribución esquemática de los tipos de facies metamórficas en la vecindad de un límite de placa subducente, suponiendo que las figuras XIII.7 (b) y XIII.8 son correctas.



Edad	OAXAQUEÑO		ACATLAN		XOLAPA		TIERRA CALIENTE	
	Proterozoico Medio	270 Km.	Paleozoico Temprano	270 Km.	Paleozoico Mesozoico	500 Km.	Mesozoico - Paleozoico	250 Km.
Longitud Mínima		100 Km.		170 Km.		75 Km.		100 Km.
Anchura Máxima		17 Km.		15 Km.		10 Km.		4 Km.
Espesor Mínimo		10,000 Km <sup>2</sup>		10,000 Km <sup>2</sup>		20,000 Km <sup>2</sup>		7,000 Km <sup>2</sup>
Protolito Sedimentario		Tipo Plataforma		Límite continental oceánico pasivo		Arco Insular		Arco Insular
Protolito Igneo		Tofeítico-Alcalino		Ofiolítico		Calci-Alcalino		Calci-Alcalino
Estilo Dominante		Monofásico		Polifásico		Monofásico		Polifásico
Facies Metamórficas Principales		Granulita		Plurifacial		Anfibolita		Esquistos Verde
Serie de Facies Metamórficas		Mesobárica		Polibárica		Hipobárica		Hipobárica
Milonitas Sintectónicas		Desconocidas		Abundantes		Raras		Raras
Migmatitas		Raras		Raras		Abundantes		Desconocidas
Basamento Siálico		No expuesto		Retrabajado en parte oceánica		Siálico		Granítico
Estilo Orogénico		Ensiálico		Ciclo Wilson		Margen continental		Margen continental
Principales Minerales Metálicos Económicos		Ti-P-Fe-U-Th-Zr		No explorado potencialmente Co, Ni.		No explorado		Sulfuros polimetálicos masivos y en vetas
Provincia Estructural		Grenvilliana		Appalachiana Caledoniana		Cordillerana		Cordillerana

Tabla XIII.13 Terrenos cristalinos principales del Sur de México y sus características geológicas principales.





## BIBLIOGRAFIA

## a) ESENCIALMENTE TEORIA

1. AUBOUIN, J., R. BROUSSE y J.P. LEHMAN  
Tratado de Geología. Tomo I, Petrología  
Trad. del francés por I. Zamarreño e I. Gil  
Ed. Omega, Barcelona, 1981.
2. D'AMICO, C.  
Le Rocce Metamorfiche  
Patron Editore, Bologna, 1973.
3. EHLERS, E.G y H. BLATT  
Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic  
W. H. Freeman, San Francisco, 1982.
4. ERNST, W. G.  
Ed. Metamorphism and plate tectonic regimes  
Halsted Press (John Wiley)  
Stroudsburg, Penna, 1975.
5. HARKER, A.  
Metamorphism  
Methuen & Co., Londres, 1939.
6. MASON, R.  
Petrology of the Metamorphic Rocks  
George Allen & Unwin, Londres, 1978
7. MEHNERT, K. R.  
Migmatites and the origin of Granitic Rocks  
Elsevier, Amsterdam, 1968.
8. MIYASHIRO, A.  
Metamorphism and metamorphic belts  
George Allen & Unwin Ltd.  
Londres, 1973
9. RAGUIN E.  
Géologie du Granite  
Masson et Cie, París, 1957
10. SUK, M  
Petrology of Metamorphic Rocks  
Elsevier, Amsterdam, 1983.

11. TURNER, F. J.  
Metamorphic Petrology  
Segunda Edición  
Mc Graw Hill, Nueva York, 1982
12. TURNER, F.J y J. VERHOOGEN  
Petrología Ignea y Metamórfica  
Trad. del inglés por J.M. Fúster y  
P. Martínez Strong  
Ed. Omega, Barcelona, 1963.
13. WINKLER, H.G.F.  
Petrogenesis of Metamorphic Rocks  
Quinta Edición  
Springer Verlag, Berlín, 1979.

b) ESENCIALMENTE PRACTICA

1. HEINRICH, W. M.  
Petrografía microscópica  
Trad. del inglés por P. Martínez Strong  
Ed. Omega, Barcelona, 1972.
2. MOORHOUSE, W. W.  
The study of rocks in thin sections  
Harper & Row  
New York, 1959.
3. JUNG, J.  
Précis de Pétrographie  
Masson et Cie. Paris, 1958.
4. SPRY, A.  
Metamorphic Textures  
Pergamon Press, Oxford, 1969.
5. WILLIAMS, H.F.J. TURNER y C.M. GILBERT  
Petrography  
Segunda Edición  
W. H. Freeman, San Francisco, 1982.

## c) EJEMPLOS DE MEXICO

1. CARRILLO-BRAVO, J.  
Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamps.  
Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr., V.XIII (1 y 2)  
p. 1-98, México, 1961.
2. DE CSERNA, Z.  
Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico  
Geol. Rundschau, V.60 p. 1488-1513  
Berlín, 1971 (a).
3. DE CSERNA, Z.  
Taconian (Early Caledonian) deformation in the Huasteca Structural Belt of eastern Mexico  
Americ. Journ. Sci., V.271, p.544-550  
Washington, 1971 (b).
4. DE CSERNA, Z., J.L. GRAF Y F. ORTEGA-GUTIERREZ  
Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Tamps.  
Revista Inst. Geol. UNAM, V.1., p.33-43  
México, 1977.
5. MAPES-VAZQUEZ, E., S. ZAMORA-MONTERO y J. GERONIMO-GODOY  
Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de Concepción del Oro y Avalos, Zacatecas  
Publicación 10E, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, México, 1964.
6. RAMIREZ-RAMIREZ, C.  
Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamps.  
Revista Inst. Geol. UNAM, V.2, (1), p.31-36  
México, 1978.
7. ORTEGA-GUTIERREZ, F.  
El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas de los cañones del Novillo y la Peregrina, área de Cd. Victoria, Tamps.  
Revista Inst. Geol. UNAM, V.2 (1), p.19-30  
México, 1978.
8. ORTEGA-GUTIERREZ, F.  
Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance  
Geofísica Internacional, V.20 (3), p.177-202  
México, 1981.

## d) BIBLIOGRAFIA ADICIONAL

1. FYFE, W.S. y F.J. TURNER  
Reappraisal of the Metamorphic facies concept  
Contr. Mineral and Petrol., V.12, p.354-364. 1966.
2. HIGGINS, M.W.  
Cataclastic Rocks  
U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 687. 1971.
3. KING, E. A.  
Space Geology. An Introduction  
John Wiley, Nueva York, 1976

Estos apuntes se terminaron de imprimir en el mes de junio de 1985, en los Talleres de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M. La edición consta de 500 ejemplares.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3000