

INTRODUCCION AL ESTUDIO DE LA GEOLOGIA
Y DE LA PETROGRAFIA
DEL MACIZO DE SANTA MARTA
(Magdalena - Colombia)

(Trabajo hecho por cuenta del Servicio Geológico Nacional
y publicado con autorización de la misma entidad)

Por
LUIGI RADELLI*

RESUMEN: El autor presenta los resultados de un estudio geológico-petrográfico preliminar del Macizo de Santa Marta (Magdalena, Colombia). Este Macizo está constituido por rocas metamórficas (migmatitas, ectinitas, leptinitas) y magmáticas (granitos, microgranitos, riolitas), cuyo estudio permite reconocer la existencia de sucesivos fenómenos metamórfico-magmáticos, y está parcialmente cubierto por terrenos sedimentarios mesozoicos.

ABSTRACT: The author presents the results of a geological-petrographic study of the Santa Marta Massif. This Massif is composed of metamorphic (migmatites, ectinites, leptynites) and magmatic (granites, microgranites, rhyolites) rocks and is partially covered by sedimentary mesozoic rocks. The study of the relationships of the different crystalline formations gives data on successive metamorphic and magmatic phenomena.

RESUME: L'A présente les résultats d'une étude préliminaire, géologique et pétrographique, du Massif de Santa Marta (Magdalena, Colombie). Ce Massif se compose de roches métamorphiques (migmatites, ectinites, leptynites) et magmatiques (granites, microgranites, rhyolites), qui sont en partie couvertes par des sédiments mesozoïques. L'étude des relations mutuelles des différentes formations cristallines conduit à la reconnaissance de successifs cycles orogéniques.

RIASSUNTO: L'A. presenta i risultati di uno studio geologico-petrografico preliminare del Massiccio di Santa Marta (Magdalena, Colombia). Questo Massiccio è costituito da rocce metamorfiche (migmatiti, ectiniti, leptiniti) e magmatiche (graniti, micrograniti, rioliti), il cui studio ha permesso il riconoscimento di successivi fenomeni orogenico-magmatici, ed è parzialmente coperto da terreni sedimentari mesozoici.

* Servicio Geológico Nacional - Bogotá, Colombia.
Universidad Nacional, Departamento de Geología y Geofísica - Bogotá, Colombia.

INTRODUCCION

Nota.—En los trabajos de terreno han participado, además del autor, los señores G. Champetier de Ribes y G. Weecksteen, geólogos de la “Cooperation technique française” en misión en el Servicio Geológico Nacional de Colombia. Las observaciones directas de terreno pertenecen por lo tanto a los tres, mientras que del estudio petrográfico, de las discusiones y de las conclusiones es responsable sólo el autor. El autor es feliz de poder agradecer públicamente y de la manera más atenta a los señores G. Champetier de Ribes y G. Weecksteen por haberle permitido aprovechar su amistosa colaboración durante más de un año de trabajos de campo en el Norte de Colombia y en particular por la ayuda en la elaboración del mapa geológico adjunto a este trabajo.

Límites y método de trabajo

Este estudio regional a grandes rasgos del Macizo de Santa Marta está basado en observaciones rápidas de campo y en investigaciones petrográficas de laboratorio. Los límites del trabajo fueron impuestos por el poco tiempo a disposición y por las dificultades de penetración. La mayor parte del trabajo de campo se efectuó a lomo de mula y a pie y fue necesario limitar al máximo la toma de muestras, por haber dado los animales, desde los primeros días de viaje, evidentes signos de cansancio (debido a la altura), entre los cuales hay que comprender también muchas caídas en los precipicios, en una de las cuales se perdieron abundantes muestras. En muchas partes pudimos extender nuestras observaciones por medio del examen de fotos aéreas.

Trabajos anteriores

La documentación geológica sobre el Macizo de Santa Marta es extremadamente escasa. Aparte de algunos informes inéditos del Servicio Geológico Nacional de Colombia, que carecen por completo de significación, esta se reduce a un trabajo de GANSSEER (1) y a los trabajos fotogeológicos de RAASVELDT (5).

El trabajo de GANSSEER, examinado por nosotros antes de empezar la exploración, no nos ha sido de ninguna utilidad: en particular no encontramos válidas sus subdivisiones detalladas, como por ejemplo la de la “serie Chundua”; en nuestro concepto esto se debe a que este autor quiso entrar en el detalle antes de tratar de entender los grandes rasgos geológicos de la región.

Las rocas del Macizo y sus problemas: observaciones de campo

Se pueden dividir las rocas que constituyen el Macizo y su cubierta en la siguiente forma:

Rocas metamórficas

Granitos

Un conjunto de microgranitos, riolitas, tobas

Areniscas rojas (red-beds) más o menos continentales

Cretáceo calcáreo.

A) Las rocas metamórficas afloran:

en la parte central del Macizo (región de las lagunas): migmatitas y granitos neisicos, atravesados por granito, microgranito, riolitas;

En el valle Mamancanaca - Donachui: migmatitas;

Entre San Sebastián y el Río Guatapurí: leptinitas y migmatitas;

al W de Pueblo Bello: migmatitas leptiníticas;

En la región de San Pedro de la Sierra: migmatitas y ectinitas;

En la región de Santa Marta: ectinitas.

B) Entre los granitos se pueden distinguir:

El granito potásico de Pueblo Bello - San Sebastián, que vuelve a aparecer en la región de Atanquez, rosado, porfiroideo;

El granito de grano medio de la región entre la Colonia agrícola de Caracolílico y Pueblo Bello;

Los granitos (granodioritas) de grano fino de la región de las lagunas;

Las tonalitas de la región de Santa Marta.

El problema principal en el estudio de estos granitos es de saber si ellos pertenecen a un solo batolito diferenciado o representan diferentes inyecciones magmáticas.

C) El complejo pórfidos - riolitas - microgranitos - tobas.

Estas rocas afloran:

En todo el borde oriental del Macizo;

En el borde meridional;

En parte del borde occidental;

Al norte, al noroeste y al sur de Mamancanaca.

Nos parece que se pueden dividir estas rocas en dos grupos:

1) Pórfidos riolíticos rosados o blancos en transiciones frecuentes a verdaderos microgranitos que se hallan en masas o en filones. Es muchas veces difícil diferenciarlos del batolito granítico propiamente dicho: a veces parecen descansar sobre él, otras atravesarlo (caso de los diques micrograníticos). De todas maneras nosotros pensamos que existe una relación genética entre estas rocas y las graníticas.

2) Rocas porfíricas negras de texturas muy variadas, a veces claras con texturas más o menos ignimbriticas. Tienen composición riolítica. Están en contacto con el granito de Pueblo Bello y se encuentran con continuidad en la sección Valledupar - Pueblo Bello, como en los alrededores de Mamancanaca, en contacto con granito o con migmatitas. El problema —talvez uno de los más importantes del Macizo— es el de las relaciones de yacimiento entre estas rocas y el granito. A este respecto hay que tener en cuenta las observaciones siguientes:

a) El contacto entre estas rocas y el granito de Pueblo Bello, en donde está más visible, está demarcado por una zona extensa de alteración hidrotermal de las rocas porfíricas. El aspecto general hace pensar en un emplazamiento del granito en las rocas porfíricas.

b) El granito está cortado frecuentemente por los microgranitos, pero nunca lo vimos cortado por las rocas porfíricas del grupo 2, mientras que estas atraviesan las migmatitas de la región de las lagunas. Esto permite pensar que las riolitas no sean posteriores al granito.

c) Inversamente, nunca vimos el granito cortando las rocas porfíricas, que por lo general descansan sobre el batolito: pero ciertos filones que salen del granito (microgranitos) atraviesan las rocas porfíricas en la región de Mamancanaca y en otras partes. Parece por lo tanto que se puede llegar a la conclusión que hubo una simultaneidad entre la emisión de las lavas y la subida del batolito granítico, según un mecanismo que queda por precisar.

Para definir la edad geológica de este complejo fenómeno magnético, hay que tomar en cuenta las relaciones entre él y las rocas sedimentarias que se hallan en el borde suroccidental.

d) Las rocas sedimentarias que se hallan en este sector están constituidas por terrenos mesozoicos: areniscas rojas (red-beds) más o menos continentales de la formación La Quinta (Trías - Jura) y calizas cretácicas. Faltan por completo, en todo el Macizo, las sedimentarias paleozoicas, que tanta parte ocupan en la constitución de la Serranía de Perijá (En el valle del Río Cesar).

f) Las rocas mesozoicas parecen, tanto en un reconocimiento general en el terreno, como en un examen de las fotos aéreas, como una cubertera del Macizo.

g) Al contrario una importante observación de detalle hecha por uno de nosotros cerca Caracolí, en localidad La Tranca, parece probar que rocas porfíricas del grupo 2 se hallan intercaladas en los red-beds. Esto parece hablar en favor de una edad contemporánea entre la sedimentación de los red-beds y la efusión de las riolitas.

PARTE PRIMERA: LAS ROCAS METAMORFICAS

SECCION PRIMERA: LAS ROCAS METAMORFICAS DE LA ZONA INTERNA:

Migmatitas y granitos néisicos de la región de las lagunas (N de Mamancanaca).

Masas básicas incluidas en los granitos al NW de Mamancanaca

CIRCUNDADAS POR COMPLETO POR EL GRANITO DEL GRAN BATOLITO

Capítulo primero: Migmatitas y granitos néisicos de la región de Las Lagunas (N de Mamancanaca)

Estas rocas constituyen una faja relativamente angosta de rumbo aproximadamente EW y por lo tanto "grosso modo" paralela al valle de Mamancanaca, y se hallan circundadas por el granito del gran batolito.

Merece anotar que el valle de Mamancanaca separa dos departamentos de distinta composición: al S el batolito (y manifestaciones

volcánicas e hipoabisales asociadas) con rocas metamórficas al borde y en el techo; al N un sector del mismo batolito con rocas metamórficas incluidas. Este valle podría por lo tanto representar a un accidente tectónico EW, cubierto por las formaciones glaciales cuaternarias.

Facies esenciales

Las rocas metamórficas que se hallan en este sector pueden dividirse en tres grupos:

Embrequitas amigdaloideas

Embrequitas festoneadas

Facies granítico-néisicas

La granitización de todas estas facies es profunda y en algunos puntos completa, con desaparición de toda textura orientada. También si es difícil reconstruir en el detalle su evolución, según nuestras observaciones ésto se debe a un doble proceso migmático: el primero relacionado con los granitos néisicos actuales, el segundo con el gran batolito. Si esta manera de ver es correcta, estas rocas representan la parte más antigua del Macizo.

Las embrequitas amigdaloideas son rocas de color gris claro, con superficies de esquistosidad demarcadas por capitas bióticas plegadas en forma de S, que hacen transición tanto a facies festoneadas como a facies más "graníticas".

Las amígdalas están compuestas por porfiroblastos feldespáticos que alcanzan hasta los dos centímetros de diámetro máximo. Su abundancia en relación con las otras facies presentes en la zona no se puede precisar ahora, tanto por el carácter mismo de nuestra exploración como por la razón objetiva indicada arriba, es decir por las transiciones frecuentes de esta facies hacia otros tipos litológicos.

Las embrequitas festoneadas comprenden diferentes tipos, entre los cuales los principales son:

Neises diminutos inyectados lit-par-lit

Masas básicas (biótito-anfibólicas) atravesadas por filoncitos feldespáticos de facies pegmatítica

Embrequitas festoneadas típicas (escasas) con capititas siáticas y biótito-anfibólicas alternantes.

Así como las amigdaloideas, también estas rocas hacen transiciones hacia facies "graníticas".

Las *facies granítico-néisicas* parecen tener extensión menor que las anteriores y yacimiento muy irregular.

Se trata de rocas granulares más bien pobres en elementos mela-nocratos, de muy débil textura orientada, color rosado, en las cuales a simple vista se reconocen fenoblastos feldespáticos de hasta 5-10 centímetros de dimensión máxima en una matriz menuda. Puede que representen a los antiguos granitos que originaron la primera migmatización de las rocas anteriores y que hayan conseguido su actual facies néisica en el curso del ciclo metamórfico-magmático que provocó el emplazamiento del gran batolito.

Caracteres petrográficos

a) *Embrequitas amigdaloides.*

Son rocas con grandes porfiroblastos feldespáticos y cuarzosos. Bajo el microscopio se observan los siguientes minerales:

Plagioclasa, ortosa, cuarzo, biotita, mirmequitas, micropegmatitas.

Esenciales:

Plagioclasa (An 25 - 30%)
Ortosa micropertítica
Cuarzo
Biotita
Mirmequitas
Micropegmatitas

Accesorios:

Apatito
Circón
Ilmenita
Clorita

Residuales:

Anfibol

Estructura porfirolástica

La plagioclasa, muy abundante, da lugar a idioblastos maclados según albita, menos frecuentemente según albita-periclinia. A menudo fracturada con fracturas llenadas por diminutas láminas de biotita.

La ortosa micropertítica se halla en porfiroblastos, a veces enormes, siempre alotrioblásticos. No se observó microclina. Las desmezclas albiticas son diminutas y la albita se halla por lo general en forma de pequeñas goticas. Bastante fracturada, con fracturas llenadas por pequeñísimos granos de cuarzo, la ortosa presenta, especialmente en los porfiroblastos mayores, extinción ondulante.

El cuarzo se halla:

- 1) En grandes alotrioblastos fracturados, de extinción ondulante;
- 2) En menores granos, no fracturados, en posición intersticial y en el interior de los feldespatos;
- 3) En diminutas granulaciones llenando microfracturas.

El del primer tipo corroe y penetra a todos los demás minerales esenciales de la roca, con excepción de la biotita. El del segundo tipo corroe y penetra a todos los demás minerales de la roca, sin ninguna excepción. El cuarzo presente pertenece por lo tanto a dos diferentes generaciones, de las cuales sólo la segunda es posterior a la génesis de la biotita.

La biotita constituye sólo raramente láminas bien desarrolladas y por lo general se encuentra en agregados de láminas pequeñas no paralelas entre sí, pero reunidas en capitas plegadas en forma de S, en concentraciones irregulares o también en pequeñas fracturas de los feldespatos. Sustituye al anfibol (v. adelante).

Las mirmequitas y micropegmatitas están tan difundidas que el no mencionarlas equivaldría a no poner en evidencia un carácter estructural típico de estas rocas. A veces están muy desarrolladas.

El anfibol se presenta en muchas formas. Prevalece una estructura en haces de pequeñas fibrillas paralelas o no, casi aplacocroicas, ligeramente azulosas con ángulo de extinción $Z:c = 15-17^\circ$ (actinolita glaucofánica?); pero en la periferia de estas estructuras se observan a menudo pequeños restos de anfibol pleocroico de verde azul pálido a verde con $Z:c = 20-30^\circ$ (hornblenda). Un examen más atento permite reconocer en algunas estructuras de mayores dimensiones todos los caracteres intermedios entre estos dos extremos. Las partes más decoloradas son progresivamente sustituidas por la biotita antes descrita, con preservación de la textura de la roca. Hay por lo tanto las transiciones siguientes:

Minerales: hornblenda \rightarrow actinolita glaucofánica \rightarrow biotita;

Rocas: embrequititas amigdaloideas anfibólicas \rightarrow embrequititas amigdaloideas biotíticas con anfibol residual.

El anfibol hornbléndico aparece por lo tanto como el paleosoma de antiguas rocas interesadas por un primer ciclo migmático relacionado probablemente con los actuales granitos néisicos; la biotita como el producto último de un segundo ciclo migmático, del cual sería responsable el gran batolito, que habría producido primero la glaucofanización de la hornblenda (frente sódico) y sucesivamente la biotitización (frente potásico).

El apatito es abundante, se halla en cristales idiomórficos a veces de grandes dimensiones y parece en su mayoría neogénico.

El círcón es bastante frecuente y a menudo constituye granos bien desarrollados.

Ilmenita y óxidos de hierro se hallan esparcidos sin orden ninguno en granos opacos.

La clorita (pennina) es más bien escasa en esta roca.

a) *Embrequitas con textura amigdaloidea parcialmente destruida*

Estas rocas se hallan en los alrededores inmediatos de los granitos néisicos y representan una evolución en sentido "granítico" de las anteriores, de las cuales se diferencian por una destrucción más o menos completa de las capitas biotítico-anfibólicas debido a un mayor aporte siálico. Los elementos melanocratos se presentan en la roca fresca como restos iso-orientados, aislados en la matriz cuarzo-feldespática. Su composición mineralógica, a parte de una mayor abundancia relativa de minerales siálicos y un mayor desarrollo de las estructuras mirmequíticas y micropegmatíticas, es análoga a las de las rocas descritas arriba, pero se observa en éstas una mayor cantidad de clorita (pennina y clinocloro). En particular en algunos puntos la clorita substituye seudomórficamente antiguos cristales de granate. Esta observación nos pone frente al problema de una posible retromorfosis. Hay que señalar también algunos grandes cristales idiomórficos de ilmenita con borde de titanita, parcialmente corroídos por cuarzo.

b) *Embrequitas festoneadas*

Describiremos a continuación los caracteres generales de estas rocas, necesarios para comprender su evolución, sin demorarnos en la descripción de todas las facies presentes, pues se trata de las variedades comunes en esta clase de formaciones, como ya se indicó, y como es familiar a todos los que se hayan ocupado del estudio de terrenos granitizados.

Los minerales que se observan bajo el microscopio, en cantidades recíprocas variables en las diferentes variedades, son los siguientes:

Esenciales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfibol, biotita;

Accesorios: ilmenita, titanita, apatito, círcón.

El cuarzo es muy abundante. Se halla en grandes alotrioblastos de extinción ondulante, fracturados (primera generación) y en menores cristales, granulaciones y granos diminutos en el interior de los feldespatos (segunda generación).

El feldespato potásico está representado por lo general por ortosa micropertítica pero también están presentes algunos cristales de mi-

croclina: a menudo también la periferia de la micropertita está constituida por este mineral. Siempre en alotrioblastos a veces enormes, constituye en algunas muestras la totalidad de los feldespatos.

La plagioclasa se encuentra sólo en algunas muestras, en las cuales constituye grandes alotrioblastos fracturados y distorsionados, maclados según albita.

El anfibol es una hornblenda pleocroica de amarillento a verde con Z:c = 20°. No presenta el carácter residual observado en las embrequititas amigdaloides, pero si está frecuentemente substituida por biotita.

La biotita es muy débilmente coloreada, poco pleocroica, por lo cual se trata probablemente de una mezcla flogopítica. Se encuentra sea en láminas bien desarrolladas, sea en diminutas laminillas que substituyen al anfibol y rellenan fracturas de los feldespatos. Está fuertemente corroída por el cuarzo y se desarrolla a veces a expensas de la ilmenita.

Entre los accesorios es particularmente abundante la ilmenita, a menudo con borde de titanita y segregaciones metálicas en el interior, muchas veces reducidas a formas esqueléticas por la corrosión de los feldespatos y del cuarzo.

c) *Las facies granítico - néisicas*

Se encuentran en masas irregulares o en filones: en el terreno es difícil diferenciarlas de las rocas descritas arriba, con las cuales presentan diferencias apenas perceptibles. Pero bajo el microscopio su naturaleza distinta aparece muy claramente.

Los minerales observados son: cuarzo, plagioclásas (oligoclasa-anfesina), ortosa micropertítica, biotita, clorita; accesorios: circón, minerales metálicos, poco apatito.

Estructura granoblástico-cataclástica.

El cuarzo, por lo general en grandes alotrioblastos, presenta siempre extinción ondulante y a veces estructura laminar debida a fenómenos dinámicos.

La plagioclasa se halla en idioblastos fuertemente cataclásticos muchas veces distorsionados, maclados según albita, penetrados por o inmergidos en la ortosa.

La ortosa constituye alotrioblastos porfiroblásticos, casi siempre micropertíticos, a veces macropertíticos. Las micropertitas comprenden los tipos más variados y serán descritas aparte.

La biotita se halla en concentraciones de pequeñas láminas pleocroicas.

El anfibol está completamente ausente.

La clorita (pennina) es abundante y se encuentra en pequeñas láminas, así como la biotita de cuya alteración proviene.

En nuestro concepto estas rocas representan una antigua intrusión granítica, responsable de un primer ciclo migmático, y obtuvieron sus facies néisica durante el ciclo orogénico-magmático responsable de la segunda granitización, con el cual está relacionado el emplazamiento del gran batolito de la Sierra.

Capítulo II: Masas básicas inmergidas en los granitos al NW de Mamancanaca (laguna Guiachinacopunameina)

Afloran en esta zona rocas básicas con grandes cristales anfibólicos, de facies intrusiva: estas rocas constituyen masas más o menos irregulares; su forma tiene una tendencia hacia la elíptica y se presentan como gigantescas inclusiones en el granito del batolito. Sus dimensiones, en donde han sido observadas, pueden indicarse en algunos centenares de metros de diámetro máximo. Se encuentran atravesadas por varios filones de microgranito rosado, que pueden alcanzar los 20-30 metros de ancho. Sus bordes están demarcados por una faja más o menos continua, con algunos decímetros de espesor, en la cual prismas de anfibol se hallan inmersos dentro de una masa cuarzo-feldespática, producto de la penetración del granito; esta faja representa una aureola de metamorfismo de contacto. En otras palabras, estas rocas aparecen como antiguas rocas intrusivas básicas que han sido circundadas y penetradas por el magma del gran batolito.

Observaciones petrográficas

a) *La facies normal*

La roca tiene color oscuro, lo que se debe a la prevalencia de los fenocristales de anfibol, cuyas dimensiones pueden alcanzar los 2-3 centímetros, entre los cuales se hallan elementos siálicos. Los minerales observados bajo el microscopio son:

<i>Esenciales</i>	<i>Secundarios</i>	<i>Accesorios</i>
anfibol	cuarzo	apatito
piroxeno	epidota	minerales metálicos
plagioclasa	clorita	titanita
olivino		circón

Estructura holocristalina hipidiomórfica

El anfibol es una hornblenda poco pleocroica (de verde pálido a verde), con ángulo de extinción Z: $c = 25-30^\circ$. A menudo es pecílico, con inclusiones constituidas prevalecientemente de plagioclasa muy alterada.

El piroxeno es una augita casi incolora, relievada, aploocroica, de ángulo de extinción Z: $c = 40-45^\circ$, que se reconoce fácilmente por la intersección típica de las trazas de clivaje sobre la cara (001).

Asociaciones frecuentes de estos dos minerales: a veces se observa piroxeno en el interior de grandes cristales anfibólicos, otras veces esta relación está invertida. En algunos casos parece que algo de anfibol verde pálido (uralita) substituye al piroxeno, conservando la orientación cristalográfica de éste.

La plagioclasa (andesina-labradorita) se encuentra en idiomorfos maclados según albita, por lo general muy alterados, así que su determinación precisa resulta muchas veces difícil. A veces su alteración da origen a diferentes mezclas del grupo zoisita-epidota, otras veces la plagioclasa está por completo saussuritizada.

El olivino, no muy abundante, se halla en granos de diferentes tamaños, siempre muy frescos.

El cuarzo es más bien escaso y aparece de origen tardío (inyección del batolito): se encuentra en granos de dimensiones medianas, que corroen y penetran a todos los demás minerales mencionados.

La epidota aparece como producto de la alteración de los minerales esenciales.

La clorita es escasa y sus láminas se desarrollan a través de las del anfibol.

La evolución de esta roca comprende por lo tanto las siguientes etapas:

I — fase magmática: cristalización, en el orden, de olivino, piroxeno, anfibol, plagioclasa.

II — fase migmática: a) retromorfosis: transformación piroxeno-anfibol; saussuritización de la plagioclasa.

b) inyección: aporte (débil) de cuarzo; cloritización (fenómeno hidrotermal).

b) *La facies de contacto.*

Se trata de una facies evidentemente inyectada: prismas defecados y corroidos de anfibol se hallan en una masa clara cuarzo-feldespática. La textura es seudoesquistosa, la que se debe a la penetración del neosoma siguiendo planos preferenciales.

Los minerales observados bajo el microscopio son los siguientes:

Esenciales:	<i>paleosoma</i>	<i>neosoma</i>
	anfibol	plagioclasa ácida
	plagioclasa básica	cuarzo
		biotita
Secundarios:	zoisita	
	epidota	
	clorita	
Accesorios:	minerales metálicos	apatito

Bajo el microscopio se pueden observar varios procesos.

Si se considera como paleosoma la facies normal descrita arriba, se nota primeramente la desaparición del olivino, la transformación completa piroxeno-anfibol y la biotitización de gran parte de este último, con origen de biotita en racimos, en la cual a menudo se reconoce la estructura del anfibol, más raramente la del piroxeno.

Estos procesos —y en particular la metasomatosis potásica— están relacionados con: un aporte de apatito, en idioblastos a veces gigantescos, que testimonia una fase pegmatítico-neumatolítica; un aporte de plagioclasa (oligoclasa), en idioblastos maclados según albita o albita-periclinia; la neoformación de zoisita, epidota y clorita; un aporte (abundante) de cuarzo alotrioblástico, que corroe y penetra a todos los demás minerales.

SECCIÓN SEGUNDA: LAS ROCAS METAMÓRFCAS ENTRE EL GRANITO Y LAS ROCAS VOLCANICAS E HIPOABISALES:

Migmatitas leptiniticas al W de Pueblo Bello;

Leptinitas al E de San Sebastián;

Migmatitas al W de Ariguani;

Migmatitas de la región de Mamancanaca - Donachui.

Las rocas de que se trata en esta sección presentan, con respecto al batolito, relaciones de yacimiento completamente diferentes de las

que se trataron en la sección anterior: mientras que esas estaban inmersidas por completo en el granito, éstas constituyen partes de su techo o un borde entre éste y las rocas volcánicas e hipoabisales. Se diferencian de las otras rocas parecidas de los bordes del Macizo por no presentar transiciones a series de ectinitas.

Capítulo I: Migmatitas leptiníticas al W de Pueblo Bello

Se trata de rocas de esquistosidad por lo general bien reconocible macroscópicamente, que en el terreno se pueden clasificar como embrequetas festoneadas: se observan pues capas claras (prevalecientes) alternantes y concordantes con otras de color mucho más oscuro, debido a la presencia de anfibol.

Buenos afloramientos de estas rocas se hallan a lo largo del camino de Pueblo Bello a Palmarito, de los cuales se sacaron las muestras para el estudio microscópico.

A continuación trataremos por separado las capas claras y las coloreadas, dejando para más adelante una discusión sobre el complejo.

Estudio petrográfico

a) *Las capas claras de facies leptinítica*

Ya sobre una sección pulida se observa fácilmente a simple vista la textura esquistosa de la roca: ésta se debe a la presencia de extremadamente delgadas capitas melanocratas iso-orientadas, que con un examen de este tipo aparecen como restos de minerales ferromagnesianos, y por la forma alargada de los alotrioblastos de cuarzo en la matriz feldespática.

Los minerales que se reconocen bajo el microscopio son:

Esenciales: cuarzo, ortosa micropertítica, plagioclasa, biotita, epidota;

Accesorios: óxidos de hierro (por lo general magnetita titanífera alterada a hematita), círcón.

Estructura panalotrioblástica

El cuarzo es muy difundido y se halla:

1. En estructuras granoblásticas diminutas, que constituyen capitas irregulares;
2. En lentejones alargados, algunos de los cuales presentan estructura de mosaico, parecen derivar de la recristalización de granos más pequeños y tienen extinción ondulada, mientras que otros parecen constituidos de un solo cristal y no presentan ninguna traza de extinción ondulada.

La ortosa micropertítica constituye alotrioblastos, muchas veces de grandes dimensiones, a veces también estructuras alotrioblásticas gigantescas y de formas muy complejas, en las cuales se anidan otros minerales.

La plagioclasa se presenta en cristales de dimensiones muy inferiores a los de la ortosa. Se observan cristales de composiciones ligeramente diferentes, pero todos muy ácidos, de signo óptico siempre positivo: albita casi pura u oligoclásica ácida. Excepto algunos cristales de tendencia idioblástica, la plagioclasa es por lo general granoblástica; las maclas son muy escasas, sólo a veces se alcanza a apreciar débiles maclas según albita; contiene muchas impurezas, especialmente diminutas pajitas sericíticas o micáceas.

La biotita se halla en pequeñas láminas, dispuestas a lo largo de planos preferenciales iso-orientados; pero la orientación de las distintas láminas no coincide necesariamente con la de estos planos. Se trata por lo general de pequeñas agrupaciones de láminas que se hallan casi siempre asociadas con óxidos de hierro y que se desarrollan en la periferia de estos más o menos en todas las direcciones. Parece por lo tanto tratarse de un mineral neogénico, que se debe a la metasomatosis entre los iones K, Al, Si, movilizados durante el metamorfismo y aquellos óxidos.

La epidota se encuentra en diminutos granos, esparcidos en la roca sin orden ninguno.

b) *Las capas anfibólicas*

Son menos importantes que las anteriores. La textura esquistosa aparece marcada a simple vista, pero bajo el microscopio en sección delgada ésta resulta muy poco pronunciada.

Su composición mineralógica, como aparece bajo el microscopio, es la siguiente:

Minerales esenciales

plagioclasa
cuarzo
anfibol

Minerales accesorios

titanita
circón
epidota

Estructura cristaloblástico-granoblástica.

La plagioclasa es el mineral más difundido. Por lo general es alotrioblástica, solo a veces presenta una ligera tendencia hacia el idiomorfismo. Está siempre extremadamente rica en inclusiones, especialmente diminutas pajitas micáceas blancuzcas, por lo cual se ve turbio observando con un solo Nicol. Muchas veces está maclada según albita y presenta un ángulo de extinción en zona simétrica de 12-15°. Debido a la alteración no se pudo determinar su signo óptico. De todas maneras parece tratarse de una mezcla albítica como lo indica el confronto de sus índices con el del bálsamo. Corroe, penetra e incluye a los cristales de anfibol.

El cuarzo se encuentra en alotrioblastos fracturados (cuarzo I) y en estructuras de mosaico o en granos (cuarzo II) siempre de extinción ondulada. El cuarzo II es posterior a la plagioclasa, a la cual corroea y penetra.

El anfibol presenta características diferentes de cristal a cristal: algunos son casi incoloros y apleocroicos, otros son verduzcos y tienen pleocroismo bastante marcado, otros tienen colores azulados. El ángulo de extinción Z: c varía de 15 -17° a 20-25°. Probablemente se trata de una hornblenda interesada por una metasomatosis sódica más o menos intensa. Todos los cristales son deflecados y corroidos.

La epidota es neogénica y rellena microfracturas de los demás minerales.

Conclusiones

El conjunto de estas observaciones hace ver que entre las facies leptiníticas y las anfibólicas existen tanto diferencias profundas como ciertas analogías, a saber:

- a) Falta de feldespato potásico en las anfibólicas y grande abundancia de este mineral en las leptiníticas;
- b) Presencia exclusiva de biotita en las leptiníticas y de anfibol en las anfibólicas, sin que exista algún indicio de que la biotita de las primeras derive del anfibol;
- c) Presencia en ambas facies de plagioclasa ácida, en cristales mucho más desarrollados en las facies anfibólicas, pero con los mismos caracteres en ambas;
- d) La asociación albita-anfibol en las solas facies anfibólicas.

Nos parece por lo tanto que se puede afirmar que:

1. Hubo en estas rocas un importante proceso de metasomatosis sódica (origen de albita, parcial glaucofanización del anfibol, pertitización de la ortosa);
2. La facies leptinitica proviene con toda probabilidad de antiguas masas graníticas completamente recristalizadas contemporáneamente a la metasomatosis: la mobilización ha permitido en éstas la neoformación de biotita a expensas de los óxidos de hierro;
3. Teniendo en cuenta la concordancia de las facies leptiniticas con las anfibólicas, se pueden avanzar acerca de la génesis de estas últimas y del complejo dos hipótesis, a saber:
 - I—Que las facies anfibólicas deriven de antiguos filones básicos relacionados con el granito antiguo, interesados por el mismo metamorfismo del cual depende la leptinización y la migmatización del conjunto;
 - II—Que las facies anfibólicas sean rocas más antiguas atravesadas concordantemente y migmatizadas por los granitos antiguos, cuya recristalización ha dado origen a las leptinitas actuales;
4. La metasomatosis sódica, por haber interesado profundamente ambas facies del complejo, es independiente de éste y relacionada probablemente con la subida del gran batolito de la Sierra.

Capítulo II: La formación leptinitica al E de San Sebastián

Estas rocas afloran al E de San Sebastián entre el Paso de la Cruz y la elevación 1300, aproximadamente a lo largo del camino indio que de esta localidad baja al E hacia Valledupar.

Se presentan en estratos macizos, de rumbo más o menos NS, con desviaciones de éste de 15-20°, por lo general hacia el E, buzamiento al W. Fenómenos dinámicos posteriores a su última cristalización están evidenciados por abundantes pequeñas fallas y diaclasas.

Se trata de facies macroscópicamente muy homogéneas: rocas feldespáticas, con cuarzo abundante en pequeños lentejones alargados, pobres y muchas veces faltantes de minerales melanocratos.

Las variaciones que se observan son principalmente y tal vez exclusivamente de textura y se deben a la presencia de una trama más

o menos abundante de minerales melanocratos; se observan de tal manera facies de tipo amigdaloideo o festoneado y todos los tipos intermedios.

Las intercalaciones básicas son muy escasas en la parte superior de la serie y ligeramente más abundantes hacia su base.

La formación está atravesada por algunos filones de microgranito.

Caracteres petrográficos de las facies principales

Describiremos a continuación los principales tipos litológicos observados, poniendo en relieve especialmente sus características comunes.

a) *La facies leptinitica típica*

La composición mineralógica de estas rocas es muy sencilla: cuarzo, ortosa, plagioclasa, son los minerales esenciales; epidota y clorita los secundarios; circón, apatito, titanita y los óxidos metálicos los accesorios.

El cuarzo constituye principalmente grandes lentejones alargados que confieren a la roca una lineación y una estructura características, pero también se halla en menores alotrioblastos. Presenta siempre extinción ondulante. Frecuentes las nirmequitas.

La ortosa da lugar a porfiroblastos alotrioblastos micropertíticos, a veces gigantescos, de formas amiboideas o lenticulares lo más complejas.

La plagioclasa (oligoclasa) es granoblástica, maclada según albita, muy rica de impurezas que la hacen turbia.

El orden de cristalización, por lo que se refiere a los minerales siálicos, resulta muy claro de sus relaciones recíprocas y es el siguiente: plagioclasa, ortosa, cuarzo.

Por lo que se refiere a los minerales accesorios, hay que señalar que por lo menos el apatito es neogénico.

En muchas de las muestras se observan trazas de fenómenos dinámicos post-cristalinos: cataclasis de los minerales, especialmente del cuarzo, y origen de diaclasas orientadas perpendicularmente a la esquistosidad, que fueron posteriormente rellenadas por epidotas y cloritas. Esta facies es la más difundida de la serie: las demás que indicaremos a continuación representan en la realidad solo variaciones de ésta.

b) *Un caso particular: la facies débilmente amigdaloidea.*

Esta facies se encuentra en la parte superior de la serie, por ejemplo en la montaña al S del Paso de la Cruz, que se eleva detrás de la gran-de finca ubicada en la parte terminal del valle que va desde San Sebastián al Paso de la Cruz.

La estructura se debe al plegamiento de delgadas capitas verdosas que envuelven las partes prevalecientes cuarzo-feldespáticas; las transiciones hacia facies más comunes, con capitas verdosas paralelas, no replegadas, son frecuentes.

La textura esquistosa y la estructura amigdaloidea que macroscópicamente caracterizan a la roca, son mucho menos evidentes, apenas perceptibles bajo el microscopio en sección delgada; esto depende de que las capitas verdosas que se observan macroscópicamente resultan constituidas no por un mineral esencial, sino por minerales residuales y secundarios.

Bajo el microscopio se observan los siguientes minerales:

<i>Esenciales:</i>	<i>Residuales:</i>	<i>Secundarios:</i>	<i>Accesorios:</i>
Cuarzo	Oxidos de hierro	Clorita	Apatito
Ortosa micropertítica	Anfibol	Epidota	Circón
Plagioclasa			Ilmenita

Estructura granoblástica-porfiroblástica, prevalecientemente aliotroblástica.

El estudio minerográfico permite precisar los siguientes puntos:

1) El cuarzo se halla:

- a) En lentejones alargados;
- b) En menores granos en el interior de los otros minerales de la roca;
- c) En estructuras de mosaico.

Presenta siempre extinción ondulada.

2) Entre los feldespatos, el potásico (micropertítico) está siempre mucho más fresco que el sódico-cálcico, el cual tiene siempre abundantes inclusiones, las que hacen difícil su determinación precisa. Dentro de estas inclusiones las más abundantes son laminillas micáceas y óxidos metálicos opacos.

3) El anfibol presenta caracteres variables de cristal a cristal y también de punto a punto de un mismo cristal: algunas veces es verde,

pleocroico, con ángulo de extinción Z:c de aproximadamente 20°; otras veces tiene caracteres glaucofánicos (color azul pálido, muy débil pleocroismo, pequeño ángulo de extinción Z:c, estructura finamente fibrosa). Estos caracteres (glaucofánicos) están presentes de una manera especial en los cristales inmersos o de todas maneras adyacentes a los de plagioclasa, la cual los corroe y penetra profundamente. En donde la substitución plagioclasa-anfibol es muy avanzada, la primera se enriquece de inclusiones de óxidos metálicos. Inclusiones de estos óxidos son abundantes también en el anfibol, especialmente en el glaucofánico.

4) La epidota se halla:

- a) En diminutos filoncitos discordantes (relleno de fracturas);
- b) Asociada con la plagioclasa;
- c) Asociada con el anfibol y los óxidos metálicos.

Debido a la observación a), resulta posterior a una ligera fase tectónica.

5) La clorita se encuentra en la periferia del anfibol o substituyendo completamente este mineral: es posterior a la glaucofanización.

Acerca de la evolución de estas rocas se tratará al final del capítulo.

c) *La facies debidamente festoneada.*

Es una facies bastante difundida en toda la serie. Se diferencia de la anterior por la disposición simplemente paralela de las delgadas capitas verdosas.

Varias observaciones se pueden hacer macroscópicamente sobre una sección pulida de la roca, a saber:

- a) La presencia de muchos porfiroblastos feldespáticos que sobresalen en la masa feldespática principal, en la cual se hallan inmersos lentejones alargados de cuarzo;
- b) La iso-orientación de los lentejones cuarzosos;
- c) Varias irregularidades de las capitas verdosas:
De distribución: entre las diferentes capas las distancias son muy variables, de algunos milímetros hasta uno o más centímetros;
De espesor: algunas son delgadísimas, a veces apenas visibles, otras espesas hasta uno o dos milímetros;

De la superficie de separación entre éstas y la masa feldespática principal: las capitas verdosas son a menudo deflecadas, corroidas y a veces algo plegadas;

De continuidad: frecuentemente las capitas están interrumpidas por el crecimiento de un porfiroblasto o por una penetración cuarzo-feldespática;

d) El relleno de diminutas diaclasas por un material muy parecido macroscópicamente a lo de las capitas coloreadas. A pesar de una gran uniformidad de aspecto macroscópico, el estudio minerográfico en sección delgada de muchas muestras permite reconocer en esta facies textural variaciones en cuanto al contenido mineralógico y de caracterizar por lo tanto las variedades cloríticas y epidóticas, según la prevalencia de uno de estos minerales sobre el otro.

Los caracteres comunes observables bajo el microscopio que aseguran de la homogeneidad de la formación son:

- 1) La textura, débilmente esquistosa, que se debe a la disposición según planes sub-paralelos de los elementos coloreados y a la elongación de los porfiroblastos cuarzosos;
- 2) La estructura, caracterizada por el cuarzo en lentejones alargados, por los porfiroblastos alotorioblastos de ortosa micropertítica, por los granoblastos de plagioclasa (oligoclasa);
- 3) La composición de la masa fundamental: cuarzo-ortosa-plagioclasa;
- 4) La presencia en las distintas variedades de los mismos minerales accesorios: apatito, circón, titanita, óxidos de hierro, en proporciones relativas muy poco variables.

La plagioclasa está por lo general muy alterada, así que muchas veces es difícil reconocer sus maclas (albita); al contrario la ortosa es por lo general bastante fresca.

Frecuentes las mirmequitas.

En las variedades cloríticas, que se encuentran más abundantemente en la parte superior de la serie, la clorita (por lo general penina) se halla en grandes láminas alargadas y en concentraciones de laminillas menores. La orientación de estas láminas grandes sigue a la esquistosidad de las rocas, mientras que las más pequeñas no tienen una orientación preferencial y muchas veces se desarrollan perpendicularmente a las primeras.

En ambos casos, dentro de las láminas incoloras o sólo débilmente verdosas de clorita se observan, con un solo Nicol, fibras alargadas con el color y el pleocroismo de la biotita: vale la pena de señalar que lo dicho es particularmente frecuente cuando la clorita se halla en la periferia de óxidos metálicos.

Casi siempre, estrictamente asociados con la clorita, se observan diminutos granos relieves y de colores de interferencia brillantes, que confieren a la clorita un aspecto turbio a la observación con un solo Nicol: probablemente se trata de epidota ferrífera.

Frecuentes en la clorita son las inclusiones de óxidos metálicos.

En las variedades epidóticas se observa muy claramente que este mineral se forma a expensas del anfibol, del cual permanecen en la roca sólo escasos y pequeños restos. La epidota se encuentra en alotrioblastos, muchas veces en asociación con clorita, en coronas de granos alrededor de otros minerales o llenando fracturas de estos.

La clorita, subordinada, pertenece a la variedad penina. Muy escasos los restos anfibólicos: se trata de anfibol casi incoloro o ligeramente verdoso, pleocroico o casi pleocroico, con ángulo de extinción $Z:c = 15-20^\circ$, fuertemente corroído y lixiviado.

d) *Las intercalaciones básicas.*

En esta serie de rocas prevalecientemente hololeucocratas se encuentran con cierta frecuencia intercalaciones básicas. Se trata de estratos concordantes no muy espesos, de color verde oscuro. Bajo el microscopio estas rocas resultan constituidas por plagioclasa y anfibol, con clorita y epidota, secundarios, subordinados.

La plagioclasa es el mineral prevaleciente: fuertemente alterada, es difícil de determinarse y se puede referir, con mucha incertidumbre, a oligoclasa. Inmersos en la plagioclasa se hallan prismas de anfibol, verde claro, ligeramente pleocroico, de ángulo de extinción $Z:c = 10-20^\circ$.

Clorita (clinocloro) y epidota se encuentran como relleno de fracturas que atraviesan tanto la plagioclasa como el anfibol. Muchas veces el clinocloro es seudomorfo sobre el anfibol.

Discusión

Resumiendo y completando las observaciones anteriores se pueden resumir los caracteres principales de la serie estudiada .

a) *Caracteres generales.*

Estas rocas metamórficas presentan tanto macroscópicamente como microscópicamente caracteres de composición mineralógica y de estructuras tales que se pueden clasificar como leptinitas:

Están esencialmente constituidas por cuarzo, ortosa, plagioclasa;

Los minerales melanocratos son por lo general muy escasos y pueden desaparecer por completo;

Su recristalización es completa y ya no hay alguna posibilidad de distinguir en su composición mineralógica un paleosoma de un neosoma. Puede ser considerada sin duda alguna de origen orto.

b) *El problema de la glaucofanización y de la pertitización.*

Se ha observado varias veces que el anfibol presenta, por lo menos parcialmente, caracteres glaucofánicos y que como regla general la ortosa es micropertítica. Hay que ponerse por lo tanto el problema de un aparente enriquecimiento sódico: es el Na de aporte externo o ya preexistía en las rocas?

Este problema da origen por sí mismo a otro: la formación de clorita y epidota es anterior a la glaucofanización y a la pertitización? Según nuestras observaciones, la génesis de estos dos minerales es posterior a todos los demás fenómenos que se puedan constatar en estas rocas. Epidota y clorita atraviesan en realidad todos los demás minerales y rellenan fracturas post-cristalinas (de la masa principal). Además se pueden observar las transformaciones anfibol hornbléndico - glaucofana y anfibol hornbléndico - clorita, pero nunca se observó la transformación clorita - glaucofana.

Se deduce de esto que no se puede pensar en una retromorfosis dinámica anterior al eventual enriquecimiento sódico, retromorfosis que habría facilitado el paso a las soluciones de este elemento.

Se puede hacer otra observación más: si glaucofanización y pertitización dependieran de un aporte, debería ser posible reconocer un gradiente, lo que no sucede.

Por lo tanto hay que pensar que estos dos fenómenos están relacionados simplemente con el metamorfismo regional que interesó a estas rocas y que se deben a soluciones sódicas residuales llegadas después de la recristalización de la plagioclasa.

Una prueba más de esto es que junto con el anfibol glaucofánico se hallan especialmente plagioclasas de composición albítica no macladas.

c) *El problema de la retromorfosis.*

Como se ha visto que el origen de clorita y epidota no está relacionado con el metamorfismo principal, entonces cabe preguntarse si su presencia, irregular pero constante en toda la serie, no se debe a un proceso (posterior) de diaforesis.

Parece que se puede poner el problema en los términos siguientes: la presencia de clorita y epidota se debe a fenómenos hidrotermales relacionados con la subida del granito del gran batolito de la Sierra, o es independiente de ésta?

Según nuestro concepto, como no se observó ninguna variación progresiva de la litología desde el contacto con el batolito hacia el exterior, y como se observó que este es un fenómeno mucho más general del que habría que esperar en el caso de que fuera relacionado con el batolito, es preferible la segunda hipótesis.

Debido a su grande interés para la interpretación de la evolución geológica de la región, volveremos a este argumento más tarde, después de haber descrito las demás formaciones del Macizo.

Conclusiones

La formación leptinitica deriva de la recristalización completa de antiguas rocas magmáticas ácidas.

Sus caracteres son muy parecidos a los de la formación de las migmatitas descritas en el capítulo anterior; sus intercalaciones básicas se pueden interpretar como se hizo para las de ésta.

Si se tiene en cuenta que por debajo de las leptinitas se encuentran, en concordancia, verdaderas migmatitas y que éstas reaparecen más al N en la sección Mamancanaca-Donachui, en donde las leptinitas están por completo ausentes, se puede considerar que nuestras leptinitas y facies análogas deriven de la recristalización de un antiguo eje granítico, que se había emplazado en forma de lacolito.

Capítulo tercero: Las migmatitas de Ariguani

Esta denominación comprende el conjunto migmático que aflora en la sección San Sebastián - Valledupar, entre las rocas leptiniticas descritas arriba y la finca de Ariguani.

Como ya se ha mencionado, son concordantes con la formación leptinitica.

Aplicando la clasificación propuesta por JUNG y ROQUES con base en la textura, no se sabe si considerar esta formación como embrequitica festoneada o más bien epibolítica. En realidad, en algunos puntos se aproxima mucho al primer tipo, pero a menudo, debido a un gran-

de aumento del contenido "granítico", presenta transiciones hacia el segundo: en donde los afloramientos son más extensos, libres de cubierta vegetal (por lo general en los cauces de los ríos) se observan entonces también fenómenos de budinaje, reducidos en cuanto a dimensiones, pero bien desarrollados.

Algunos niveles básicos, de algunos metros hasta algunas docenas de metros de espesor, constituidos esencialmente por minerales melanocratos, también están presentes y parece difícil explicarlos sin suponer fenómenos metasomáticos.

Teniendo en cuenta también esto, parece tal vez mejor clasificar la formación como migmatitas heterogéneas, cuya definición incluye una variedad de facies más grande que la de las homogéneas.

Los límites.

El límite E de la formación está demarcado muy claramente por el contacto con las rocas efusivas e hipoabísales del borde del Macizo. El límite superior (W), hacia las leptinitas no es igualmente claro. Hay que precisar que este límite, en el terreno, sólo se puede establecer con base en las distintas texturas y estructuras que presentan las dos formaciones.

Existe una zona de transición en la cual las dos formaciones (la leptinitica y la embrequéítico-epibolítica) interfieren.

El estudio microscópico permite reconocer que a esta zona corresponde una composición mineralógica distinta de la de las facies migmatíticas, pues en esta zona se encuentra, en lugar de biotitas-anfibol-piroxeno (caso general de las migmatitas de la parte inferior de la serie regional), solamente anfibol eventualmente con poca biotita como elementos coloreados.

Esta zona resulta ser por lo tanto una zona de transición no solamente en sentido geológico, sino también en sentido petrográfico.

Debido a estas observaciones, aparece una vez más la necesidad de considerar los ortoneises leptiniticos como una antigua masa granítica que se había introducido en una serie de rocas más antiguas.

En este punto los problemas a resolver son:

¿Este antiguo granito es o no responsable de la migmatización de la serie más antigua?

¿Corresponde, en caso positivo, a los neises graníticos de la región de las lagunas, con los cuales está relacionada la primera migmatización de las rocas metamórficas observadas en esa región?

Examen petrográfico de las facies principales

a) *La facies anfibolítica de transición.*

Bajo el microscopio las rocas de esta zona presentan una estructura intermedia entre la de las migmatitas piroxénicas más profundas y la de las leptinitas: se trata de una estructura prevalecientemente granoblástica, pero al mismo tiempo algunos cristales de cuarzo presentan la forma alargada típica del de las leptinitas.

La composición mineralógica es la siguiente:

<i>Minerales esenciales:</i>	<i>Minerales secundarios:</i>	<i>Minerales accesorios:</i>
Cuarzo	Biotita	Apatito
Plagioclasa	Clorita	Oxidos metálicos
Anfibol	Epidota	

Con respecto a las leptinitas hay que anotar la ausencia de ortosa. La textura es marcadamente esquistosa: no solamente los cristales de anfibol, sino también los de plagioclasa están iso-orientados y los lentejones de cuarzo siguen la misma orientación de estos dos minerales.

La plagioclasa (An 25) da lugar a idiomastos a veces porfioblastos, muy frescos, maclados según albita o albita-periclinia.

Frecuentes las antipertitas.

El anfibol es una hornblenda de color verde claro, no muy pleocroica (de amarillento a verde), con ángulo de extinción Z:c en promedio de 20°, muchas veces mucho más pequeño.

La biotitización.

La biotita, no muy abundante, aparece sin duda como neogénica: se desarrolla a expensas del anfibol, cuyos cristales vienen substituidos parcial o completamente. Las láminas de biotita no están orientadas según la primitiva esquistosidad de la roca, pero sí están iso-orientadas entre sí.

El problema que se pone en este punto, y que será discutido al final del capítulo, es el siguiente: la antiperlitización de la plagioclasa y la biotitización del anfibol son referibles a un enriquecimiento relacionado con las leptinitas descritas arriba o representan un proceso de diaforesis en la mesozona?

Se puede anotar de una vez que la discordancia entre el rumbo de la biotita y el del anfibol, junto con el carácter neogénico de la primera, demuestra que la textura "anfibólica", que es la que se observa en el terreno, es antigua y esto habla en favor de una neogénesis tardía de la biotita en correspondencia de una diaftoresis en la mesozona.

La causa que provocó la orientación de la biotita hay que buscarla tal vez simplemente en los esfuerzos ejercidos hacia la periferia por el aumento de volumen que se produjo durante la leptinización de la masa granítica antigua. De todas maneras, una cinemática paracristalina está evidenciada también por ciertos caracteres de la plagioclasa, especialmente la distorsión de los idioblastos y la extinción claramente ondulante de los porfiroblastos antipertíticos.

Clorita, epidota y el problema de la diaftoresis.

La clorita se halla substituyendo parcial o completamente al anfibol; la epidota está asociada con ella o rellena fracturas discordantes con la esquistosidad de la roca. Ambos minerales están mucho menos difundidos en estas rocas que en las leptinitas, lo que parece hablar en favor de nuestra hipótesis de un fenómeno de retromorfosis en la región. En realidad se ha observado arriba que en la formación leptinitica, cloritización y epidotización no disminuyen alejándose del contacto con el batolito, mientras que pasando a una formación inferior anotamos una imprevista disminución de ellos.

Esto confirma la independencia de su presencia de la subida del batolito y por lo tanto la necesidad de explicar su génesis por medio de un fenómeno diaforítico, que se desarrolló a escala regional, interesando las diferentes formaciones en medida distinta según su posición en la serie.

b) *Las migmatitas biotítico-anfibólico-piroxénicas.*

Recordamos que estas rocas afloran por debajo de las anteriores, entre estas y el río Guatapuri, en las proximidades de la finca de Ariguani, en donde vienen en contacto con las rocas efusivas e hipabisales del borde del Macizo.

Ya se expusieron arriba las dificultades encontradas en cuanto a su clasificación y cuales criterios hemos seguido en esta operación y no valdría la pena repetirnos.

A continuación describiremos por separado el tipo litológico predominante y las intercalaciones básicas observadas.

La facies dominante.

Macroscópicamente la textura aparece esquistosa, la que es bien reconocible en los tipos intermedios, es decir en los que podrían ser clasificados como migmatitas homogéneas.

Bajo el microscopio se reconocen los siguientes minerales:

<i>Esenciales:</i>	<i>Accesorios:</i>	<i>Secundarios:</i>
Plagioclasa	Ortosa	Clorita
Cuarzo	Apatito	
Biotita	Circón	
Anfibol	Oxidos y	
Piroxeno	Silicatos metálicos	

Estructura granoblástica

La plagioclasa (An 40) constituye idioblastos, maclados según albíta o albíta periclinia, a menudo antipertíticos.

El cuarzo, en cantidades variables de muestra a muestra, se halla en granos alotrioblásticos de extinción ondulante y sólo muy pocas veces en formas alargadas típicas de leptinitas.

Biotita, anfibol y piroxeno se encuentran en proporciones relativas grandemente variables de muestra a muestra, en algunas de las cuales el piroxeno puede faltar por completo.

El anfibol presenta los mismos caracteres observados en la formación intermedia.

El piroxeno es una augita incolora, de ángulo de extinción Z:c = 45° en promedio, que a veces constituye cristales bien desarrollados. Tanto el anfibol como el piroxeno están orientados según la esquistosidad de la roca y se encuentran fuertemente corroídos, especialmente el anfibol, por el cuarzo y la plagioclasa.

La biotita se halla substituyendo al anfibol, especialmente en sus partes periféricas, pero mucho más difundidas y características son las estructuras bióticas dactilítico-symplectíticas, fuertemente pleocroicas, que no presentan alguna orientación preferencial.

Encontramos entonces también en estas rocas, pero mucho más desarrollado, el fenómeno de biotitización que hemos observado en forma incipiente en la formación intermedia.

La ortosa es escasa y presente solo en algunas de las secciones delgadas estudiadas.

La clorita se halla en todas las muestras estudiadas, pero hay que anotar que disminuye progresivamente hacia las partes más profun-

das de la formación. En los niveles superiores de ésta, la clorita puede alcanzar a substituir hasta por completo algunos de los cristales de los minerales melanocratos; en los niveles intermedios esta substitución es sólo parcial y en los más profundos sólo se encuentra este mineral llenando microfracturas de los minerales cataclásticos.

Las intercalaciones básicas.

Como tipo litológico representativo de estas intercalaciones se puede tomar el que aflora en la elevación de 700 metros s.n.m., en el camino de San Sebastián a Valledupar.

Se trata de rocas oscuras, negras o negro-verdes, que bajo el microscopio resultan constituidas por los siguientes minerales: biotita, piroxeno, apatito, plagioclasa, cuarzo, clorita, en orden de abundancia. Estructura lepidoblástica, debido a la prevalencia en la composición mineralógica de la roca de grandes láminas de biotita.

Las láminas de biotita se encorvan alrededor de los porfiroblastos de piroxeno (augita). El piroxeno está a veces substituido por biotita mas o menos profundamente: en algunos casos la substitución es casi completa y solo se encuentran en los cristales de biotita pequeñas fajitas alargadas de augita.

El apatito aparece como neogénico y se hincha a veces en porfiroblastos entre las láminas de biotita.

Plagioclasa y cuarzo, poco abundantes, especialmente la primera, se insinuan en la biotita, a veces entre las diferentes láminas, otras veces, especialmente el cuarzo, penetrando a lo largo de las trazas de clivaje.

La clorita es escasa.

Capítulo cuarto: Migmatitas biotítico-anfibólicas de la sección Mamancanaca - Donachui

En la primera parte de esta sección, hasta la localidad de Tromba, las migmatitas están atravesadas por rocas volcánicas e hipoadiscales (riolitas y microgranitos) del Macizo: paquetes de migmatitas se presentan a veces completamente inmersos en el volcánico y atravesados por filones de microgranito. Tienen rumbo NS, buzamiento hacia el W. Pasada Tromba, las migmatitas son más abundantes: siguen siendo atravesadas por rocas volcánicas e hipoadiscales y también por granito, pero ya no se observan grandes porciones de migmatitas inmersas en estas rocas ígneas.

A pesar de texturas festoneadas bien desarrolladas y reconocibles, se presentan ya en el terreno con evidente carácter néisico: se verá a continuación que la presencia de este carácter macroscópico se debe a una de las etapas de su evolución.

Desde el punto de vista morfológico, las zonas constituidas por migmatitas prevalecientes se diferencian en forma marcada de las graníticas cercanas de los alrededores de Donachui, pues las migmatitas dan lugar a montañas abruptas, mientras que en las regiones graníticas los valles son anchos y con pendientes más bien suaves.

Caracteres petrográficos

Macroscópicamente estas rocas presentan textura festoneada, con alternancia de capas claras (prevalecientes) y de capas negro-verdes (más delgadas).

Su composición mineralógica es parecida a la de las migmatitas de la sección San Sebastián-Río Guatapurí.

La parte superior de la formación se compone de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), ortosa micropertítica, mirmequitas, clorita, biotita neogénica, restos de anfibol, grandes porcentajes de zoisita y epidota, con ilmenita y circón como accesorios. En algunas muestras también se observan restos de granate, que se hallan envueltos por grandes láminas de clorita.

Estructura granoblástica a veces cataclástica

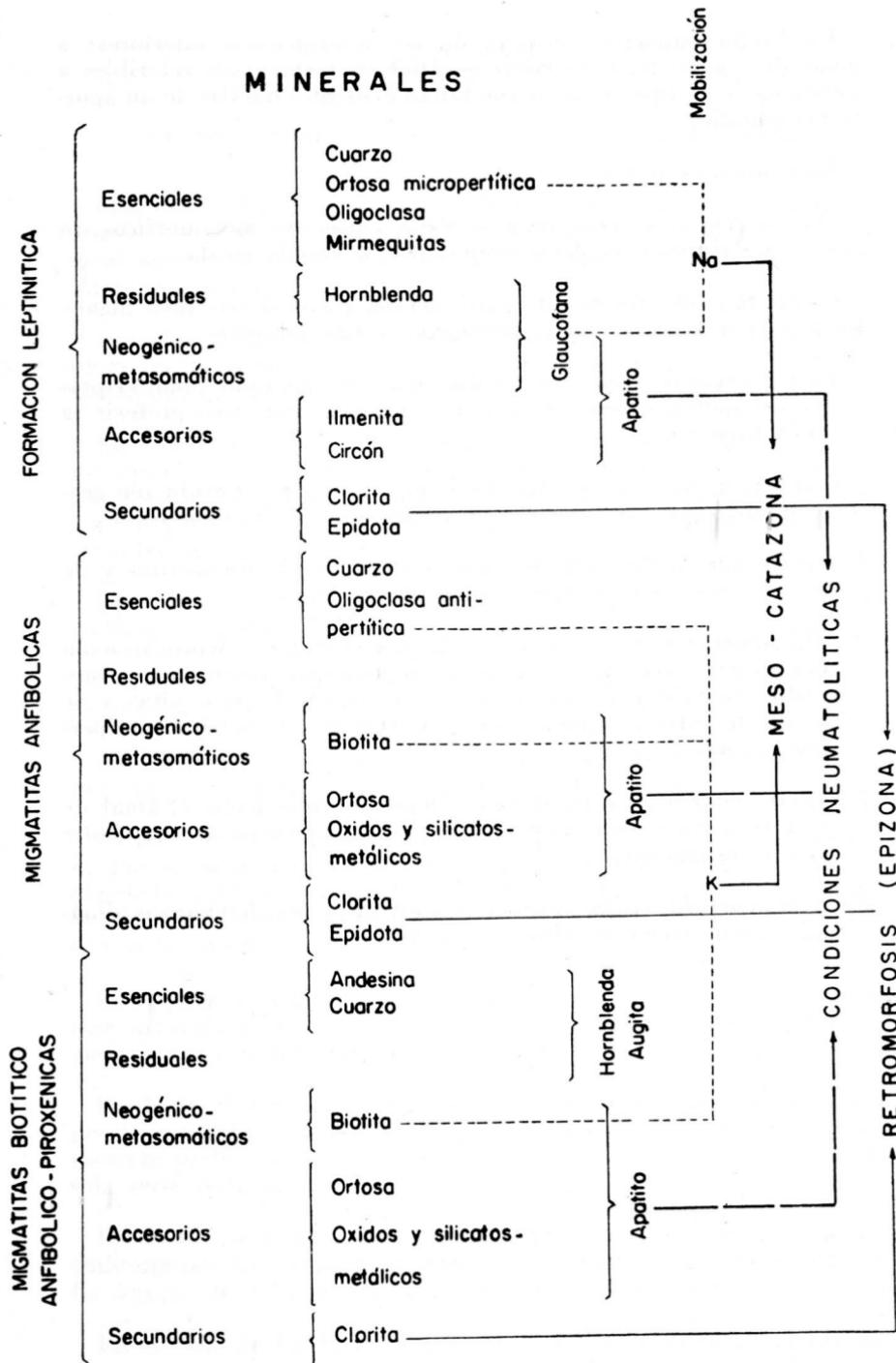
Hacia las partes más profundas disminuye el contenido de ortosa, aparece algo de microclina, mientras que siguen siendo abundantes los otros minerales mencionados, y la plagioclasa a veces se presenta antiperáltica. Al E de Donachui se nota un incremento en el contenido de anfibol, al cual a veces se asocian piroxenos rómbicos y monoclinos, que se hallan inmersos en una matriz feldespática muy alterada.

En todas las muestras estudiadas hay evidentes trazas de una cataclasis bastante fuerte, que da lugar a estructuras cataclásticas.

Conclusiones

Nos parece útil en este punto resumir las observaciones hechas sobre las rocas metamórficas de la vertiente oriental de la Sierra.

Considerando las formaciones en su posición estratigráfica, estas observaciones se pueden resumir en el cuadro adjunto.



Un hecho importante resulta de las descripciones anteriores: a pesar de que se trate de rocas que por su textura son referibles a formaciones de tipo migmatítico, faltan evidentes huellas de un aporte neosomático.

Esto nos hace pensar:

Que la génesis de estas rocas se debe a procesos metamórficos sin aporte del exterior, es decir isoquímicos a grande escala;

O que la evidencia de un aporte neosomático (si éste tuvo lugar) ha sido velada por sucesivos fenómenos cristaloblásticos.

La presencia de facies leptiniticas, que consideramos como el producto del metamorfismo de antiguos granitos, nos hace preferir la segunda hipótesis.

Con esta manera de ver, las etapas principales de la evolución geológico-petrográfica de las rocas en estudio serían las siguientes:

- 1) Granitización de antiguas rocas, con origen de migmatitas y de un eje granítico, prevalecientemente potásico;
- 2) Metamorfismo del conjunto en la meso-catazona: leptinitización del granito, recristalización de las migmatitas (más o menos completa), movilización especialmente de Na (en la parte alta) y de K (en la parte profunda) con neoformación de pertitas, antiper-titas, biotita;
- 2') Establecimiento de condiciones neumatólicas hacia el final de esta fase, como está comprobado por la presencia de abundante apatito neogénico;
- 3) Retromorfosis en la epizona, acompañada por fenómenos dinámicos, con origen de clorita y epidota.

SECCION TERCERA

LAS ROCAS METAMÓFICAS DE LA VERTIENTE W DE LA SIERRA

Con cierto detalle se estudió sólo la parte más septentrional de este sector, es decir la región de Santa Marta, mientras que para las otras apenas se hizo el trabajo necesario para la cartografía de las diferentes formaciones.

Antes de describir las rocas de Santa Marta, haremos por lo tanto un resumen de las observaciones que se hicieron sobre las rocas metamórficas que afloran entre Fundación y La Gaira.

En la sección La Gran Vía - San Pedro de la Sierra afloran rocas metamórficas de diferentes clases: neises anfibólicos, neises biotíticos y micacitas inferiores, que en el mapa se reunieron con las migmatitas por estar siempre atravesadas por filones de granito leucoxenito biotítico de grano fino.

Las micacitas inferiores se componen de cuarzo enladrillado, plagioclasa (oligoclasa), biotita, moscovita, poca ortosa y epidota.

Estructura granoblástico-porfiroblástica debido al desarrollo de los cristaloblastos de plagioclasa.

La plagioclasa es zonada, a veces maclada según albita o albitalpericlinia, en algunos casos ligeramente antipertítica.

La biotita, muy obscura y pleocroica prevalece sobre la moscovita, la que se halla por lo general en forma de pajitas incluidas en la plagioclasa. Es posible que la antiperita se haya formado a expensas de inclusiones moscovíticas en la plagioclasa, pues de éstas conservan la forma.

La migmatización de estas rocas es a veces completa y se encuentran atravesadas por abundantes filones de cuarzo, mineral que algunas veces forma amígdalas en la misma roca.

Desde la elevación 950 m. s.n.m. sólo se encuentran embrequititas, por lo general biotíticas. Según estas observaciones y en vía completamente preliminar, ectinitas y migmatitas parecen pertenecer a una sola serie metamórfica.

Desde el Río Frío hasta el río La Aguja afloran constantemente embrequititas. Las ectinitas se vuelven a encontrar en el valle del río La Aguja, en el Cerro La Calera, en el Cerro del Mico.

En el valle de La Aguja y el Cerro del Mico afloran micacitas de dos micas (cuarzo granoblástico enladrillado, poco feldespato, bio-

tita lepidoblástica, moscovita, epidota, apatito, circón) con intercalaciones de esquistos sericíticos; en el Cerro de la Calera mármoles más o menos puros y micacitas.

LA SERIE PARAMETAMÓRFICA DE SANTA MARTA

Entre el paralelo de Ciénaga y la ciudad de Santa Marta aflora una serie parametamórfica, de rumbo por lo general N 40° E, buzamiento muy variable, muchas veces plegada en las formas más complejas.

Esta serie se halla circundada por el granito del gran batolito, el cual, especialmente en la localidad La Gaira, la atraviesa en forma de filones leucocratos, de tal manera que a veces en el terreno el conjunto se presenta con verdadero carácter migmático, debido también a que el granito, además de atravesar a las rocas metamórficas, penetra en ellas en forma de bolsas concordantes.

La intrusión granítica da razón de las irregularidades de yacimiento observadas.

Desde el punto de vista petrográfico se observan variaciones súbitas de composición mineralógica y el examen microscópico permite establecer que estas se pueden referir a fenómenos de contacto.

Es difícil establecer la naturaleza primitiva de estas rocas: en términos generales se trata de una serie "para" que comprende algunos niveles calcáreos.

La facies más difundida parece ser una micacitas de dos micas que se compone de cuarzo granoblastico enladrillado que se halla en un tejido lepidoblástico de biotita y moscovita, (en el cual prevalece algunas veces la primera, otras veces la segunda de estas micas), cantidades variables de plagioclasa (An 30—35), poca epidota, hematita y apatito.

En algunos niveles más cárnicos la biotita está reemplazada en forma más o menos compleja por anfibol, mientras que la moscovita desaparece por completo: contemporáneamente aumenta la cantidad de epidota, aparecen titanita y algo de granate; un poco de turmalina se asocia al apatito y la plagioclasa alcanza basicidad An 50—60.

Otras veces la neoformación de anfibol no es completa y se encuentran rocas en las cuales alternan capitas cuarzo-calcáreas y anfibólicas. Hacia la ciudad de Santa Marta, las rocas se componen de actinolita en estructuras de haces, cuarzo criboso muy abundante, plagioclasa básica, epidota, biotita, titanita y de un mineral uniaxial que con cierta duda se puede referir a la familia de las werneritas. En algunas muestras se encuentran pequeñas masas por com-

plete alteradas que se pueden interpretar como cordierita pinitizada. Una cosa muy importante que hay que anotar es que todas estas transformaciones no hacen variar el aspecto macroscópico de las rocas, ni su textura, la cual permanece esquistosa sin tomar ningún carácter cornubianítico.

Discusión

El interrogante en relación con este punto es si todas las facies observadas son referibles genéticamente a fenómenos de contacto, es decir si el fenómeno de contacto se desarrolló sobre rocas metamórficas correspondientes a la zona de las micacitas de dos micas o más bien sobre rocas menos metamórficas (micacitas moscovíticas o esquistos sericíticos).

A favor de la segunda hipótesis están el fuerte pleocrismo de la biotita, carácter típico de la biotita originada por contacto, la presencia de niveles todavía calcáreos, la presencia de intercalaciones sericíticas en las micacitas halladas en las cercanías del Cerro del Mico.

Será de grande interés controlar en el futuro esta hipótesis con estudios de campo más detenidos y en particular examinar en detalle las relaciones entre las ectinitas y las migmatitas en la vertiente W de la Sierra, pues tal vez será posible volver a encontrar en esta región el frente de las migmatitas en la zona de las micacitas superiores, situación ya observada por nosotros en la península de la Guajira.

Nota: La región septentrional del Macizo, hacia la costa, no ha sido visitada por nosotros: la hemos considerado compuesta por migmatitas, y así la representamos en el mapa, por analogía de facies morfológica y por las indicaciones obtenidas de algunas muestras enviadas para su estudio al Servicio Geológico Nacional por los constructores de la carretera Dibulla-Santa Marta, en cuya descripción no vamos a detenernos mas que para decir que se trata de rocas evidentemente granitizadas, de estructura esquistosa poco apreciable, compuestas de cuarzo, plagioclasa ácida, ortosa micropertítica, mirqueitas y escasos elementos coloreados alterados.

PARTE II: LAS ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas constituyen gran parte del Macizo de Santa Marta. Afloran con continuidad en los valles entre la Colonia Agrícola de Caracolícto y Pueblo Bello; entre Pueblo Bello y San Sebastián y se extienden al N de este pueblo, constituyendo toda la parte central y parcialmente la vertiente N de la Sierra Nevada hasta ve-

larse contra una falla NE - SW, que atraviesa todo el Macizo y las pone en contacto con las migmatitas de la costa; reaparecen luego en la región NW del Macizo, es decir en la región de Santa Marta.

Desde el punto de vista morfológico se presentan en diferentes formas. Entre la Colonia Agrícola de Caracolito y Pueblo Bello el granito da lugar prevalecientemente a colinas bosiformes por lo general pequeñas.

Entre Pueblo Bello y San Sebastián (y por cierta extensión también al norte de este pueblo y a veces en otros puntos, como por ejemplo en el valle de Mamancanaca en los alrededores de Vicentina) el granito presenta una morfología característica relacionada con su estado de alteración: ésta produce muchas veces algunos metros de suelo rojizo en el cual se originó una red hidrográfica diminuta y tupida. En este sector, también en donde la alteración no es bastante profunda para dar lugar a un verdadero suelo, la roca está descompuesta en forma tal que no se pueden sacar muestras compactas: éstas sólo se pueden colectar en las incisiones más profundas de los ríos, que ponen al descubierto afloramientos frescos.

En las partes más altas de la Sierra, que han sido denudadas por los grandes glaciares cuaternarios, los granitos dan lugar a vertientes fuertes y lisas, abruptas en la parte alta, en donde la gelifracción es más fuerte.

En el sector NW del Macizo (región de Santa Marta) estas rocas presentan caracteres morfológicos intermedios entre los de Pueblo Bello-San Sebastián y los de Sierra propiamente dicha: formas muy regulares y alteración no muy profunda.

Los límites

La intrusión granítica no presenta una forma bien definida. En la vertiente N, en el sector de San Sebastián, las rocas metamórficas buzan claramente hacia la masa intrusiva, la cual presenta por lo tanto en este sitio forma etmolítica. Pero no se puede decir lo mismo en lo que se refiere a las relaciones entre granito y rocas metamórficas al W de Pueblo Bello, en donde las segundas parecen mas bien constituir un resto del techo de la intrusión, la cual se muestra por lo tanto mas bien concordante o lacolítica.

Hacia el norte, como se ha dicho, el granito está limitado por una falla y probablemente la misma situación se halla en el contacto SE del granito de Santa Marta. Las rocas metamórficas están atravesadas por apófisis filonianas de la masa principal y por su yacimiento parecen como techo de ésta.

Hacia el S y en varias partes hacia el E los granitos están en contacto con microgranitos y riolitas, pero como nosotros interpretamos

a estas últimas rocas como la parte superior del mismo complejo magnético, es decir como una especie de "carapace" del granito, no se puede hablar en este caso de contactos propiamente dichos, como lo son los que se encuentran entre formaciones distintas. Sobre este tema volveremos más adelante.

LOS GRANITOS DE LA PARTE CENTRAL Y MERIDIONAL DEL MACIZO

Las rocas intrusivas que se extienden entre Pueblo Bello y San Sebastián y de aquí a constituir las mayores elevaciones de la Sierra Nevada, han sido divididas por GANSSEN (1), según facies y edad geológica, en la forma siguiente:

<i>facies:</i>	<i>edad geológica:</i>
San Sebastián Granite-Granite Gneiss	pre-paleozoico
Ojeda Quarzmonzonite]	Jura (Triás)
Bolívar Granodiorite]	

Probablemente estas subdivisiones se deben a las observaciones siguientes: el estado de alteración del granito de San Sebastián, la asociación de las rocas graníticas en la parte más elevada de la montaña con las rocas hipoabisales y efusivas que este autor considera de edad jurásica (triásica), por analogía con rocas similares en los sedimentos rojos tipo Girón o La Quinta, en varios puntos del valle del río César.

A esta manera de pensar se oponen varios hechos, a saber:

- a) Entre las rocas intrusivas de San Sebastián (Pueblo Bello-San Sebastián) y las de la región de la Colonia Agrícola de Caracolito existe una notable constancia de facies petrográfica y de afloramiento y en las rocas frescas nunca se observó un carácter néisico, así sea en el examen microscópico.
- b) Un aspecto néisico en el granito de San Sebastián sólo se observa macroscópicamente en donde la masa granítica está más alterada (sin dar lugar a un verdadero suelo) y se debe simplemente al constipamiento del material, que se compone de granos disueltos entre sí, entre los cuales se encuentran a veces idiomorfos porfiroideos de ortosa.
- c) Entre las rocas intrusivas y las efusivas que afloran al S y al SE del Macizo existe una continuidad bien definida, así que no se puede atribuir los granitos a un fenómeno magmático distinto del que originó las rocas hipoabisales y efusivas.

d) Entre las intrusivas tipo San Sebastián y las que afloran más al N, no existe sino una transición gradual, y no homogénea en todos los puntos, de grano, pero nunca se tiene la impresión de un límite más o menos definido, como habría que esperar en el caso de una intrusión posterior de las segundas.

e) El carácter petrográfico del granito de San Sebastián es marcadamente monzonítico, debido a la abundancia de ortosa, y este carácter se conserva en las rocas de la parte central de la Sierra, como ha sido evidenciado también por GANSSEN.

f) También, aunque nosotros no hemos visitado esta localidad, nos parece que la que GANSSEN llama granodiorita de Bolívar pueda haberse originado simplemente por diferenciación magmática (sódica), como por otra parte está comprobado por la consanguinidad entre el magma que originó la masa de la Sierra y la (tonalítica) de la costa (Santa Marta).

Debido a estas observaciones nos parece lógico considerar todos los granitos de esta región como pertenecientes a un solo batolito, cuya parte más externa se consolidó en forma de microgranitos y riolitas.

Observaciones petrográficas

a) *La facies porfiroidea rosada (granito monzonítico de Pueblo Bello-San Sebastián).*

Es la facies más difundida entre Pueblo Bello y San Sebastián y algo al norte de esta localidad, y reaparece por un pequeño trayecto en la desembocadura de la carretera de San Francisco de Assís en la carretera Valledupar-Fundación.

Estructura holocristalina hidromórfica porfiroidea: grandes cristales de ortosa rosada, por lo general hidromórficos, se hallan inmersos en una matriz granular más pequeña.

Su composición mineralógica es muy sencilla: esenciales, cuarzo, ortosa micropertítica, plagioclase 25 An, biotita y hornblenda; accesorios, titanita en cristales bien desarrollados, circón, apatito, epidota y óxidos metálicos.

El cuarzo, en grandes alotriomorfos, presenta extinción ondulada. Se ven comúnmente las aureolas mirmequíticas en el borde de los cristales de plagioclase.

La ortosa, a pesar de su habitus hidromórfico, cristalizó sin duda después de la plagioclase y anteriormente al cuarzo; se observan

pues a menudo estructuras pertíticas entre ortosa y plagioclasa, las que se deben a una penetración centripeta de la ortosa en la plagioclasa, con aislamiento de partes de esta última en la primera. La plagioclasa está maclada según albita y a menudo zonada.

Muy abundantes son en esta facies las inclusiones autígenas; se trata de pequeñas masas subredondas u ovoidales de dimensiones de hasta algunos decímetros, de color gris y estructura porfiroidea, que muchas veces se hallan en bandas.

Esta es también la facies en la cual están más desarrollados los fenómenos de alteración. La erosión pone en relieve la presencia de cuerpos filonianos por lo general de no grande espesor, aplitas, en su mayoría, y pegmatitas de color rosado claro o blanco.

La masa granítica está atravesada en esta región también por diques básicos, de color oscuro, muy alterados. Faltando muestras aptas para el estudio microscópico, se pueden referir genéricamente a doloritas.

b) *El granito grisáceo entre la Colonia Agrícola de Caracolicito y Pueblo Bello.*

Es esta una facies que se halla asociada con la anterior, de la cual difiere por la falta de estructura porfiroidea. La transición de una a otra es gradual. Su máximo desarrollo se observa entre la Colonia Agrícola de Caracolicito y Palmarito. Está menos alterada que la anterior y como ésta contiene abundantes inclusiones autígenas.

Su composición mineralógica es igual a la del granito descrito arriba: esenciales, cuarzo, ortosa micropertítica, plagioclasa An 25, biotita, anfíbol; accesorios, titanita, círcón, apatito, poca epidota. El cuarzo presenta extinción ondulada. Alrededor de la plagioclasa zonada, comúnmente existe una corona de albita casi pura. Estructura granular, holocristalina hidiomórfica.

c) *Los granitos de Duriameina con cuarzo de tendencia hidiomórfica.*

Esta facies es la que más o menos regularmente se halla al N de la porfiroidea: la transición de una a otra es más bien gradual y no siempre bien reconocible en el terreno. La zona en la cual ella aflora coincide bastante bien con aquella en la cual aparecen con cierta frecuencia las facies micrograníticas. Por otra parte su estructura presenta cierta analogía con la de estas últimas, como se reconoce en particular en la tendencia automorfa del cuarzo, que da lugar a grandes cristales, por lo general fracturados.

Su composición mineralógica es parecida a la de las facies anteriores, con respecto a las cuales sólo se aprecia un mayor contenido en

cuarzo, un aumento de la plagioclasa (oligoclase con aureola albítica) a expensas del feldespato potásico y la presencia de no muy abundantes láminas de moscovita. El grano es grueso, pero la estructura no es porfiroidea sino en el caso de un desarrollo local de fenocristales de cuarzo.

Una clastesis está bien pronunciada y se reconoce ya a simple vista sobre secciones pulidas. Bajo el microscopio este carácter aparece aun más claramente: las plagioclases están intensamente fracturadas y a veces incluidas en cuarzo recristalizado, de extinción fuertemente ondulada, el anfibol se ve distorsionado. La moscovita —mineral que se observó, dentro del complejo ígneo, sólo en esta facies— parece genéticamente relacionada con la clastesis: se desarrolla pues a expensas del feldespato potásico en los puntos en los cuales la clastesis ha sido más fuerte. La clastesis por lo tanto está seguida por la blastesis.

En las proximidades de grandes diques micrograníticos se observan facies particulares, especialmente ricas de cuarzo micropegmático que da lugar a microestructuras de las formas más complejas. La composición de estas rocas es casi exclusivamente cuarzo-ortoclásica.

d) *La facies granodiorítica gris-violeta de la región de Mamancanaca y de las lagunas.*

Esta facies se extiende inmediatamente arriba de las morenas de Mamancanaca y en la región de las lagunas (por ejemplo la Guachinacopunameina, en donde se colectó la roca tomada como representativa). Se trata de rocas de grano fino, sin ningún carácter porfiroideo, muy frescas. Desde el punto de vista morfológico dan lugar a pendientes casi verticales y a valles estrechos.

Los afloramientos han sido pulidos por la acción del hielo.

Su composición mineralógica está caracterizada por la neta prevalencia del feldespato sódico-cálcico sobre el potásico, lo que confiere a la roca su carácter granodiorítico, al cual preludia el aumento proporcional del sodio sobre el potasio, observado en los granitos descritos en el párrafo anterior.

Estructura holocrystalina, granular hidromorfica.

Minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa (oligoclase), poca microclina, anfibol y biotita; accesorios: titanita, apatito, óxidos metálicos. En el contacto entre microclina y plagioclasa se desarrollan en ésta coronas de cuarzo mirmecítico. Son frecuentes las substituciones de anfibol por biotita, menos abundantes los concrecimientos de estos dos minerales. Algunos hidromorfos de plagioclasa están circundados por una corona albítica; otros (los mayores) aparecen a veces antipertíticos.

Discusión.

Según nuestras observaciones, las rocas graníticas que afloran en la parte central y meridional de la Sierra Nevada de Santa Marta pertenecen a un solo batolito, diferenciado en una parte central potásica y en otra, más externa, sódica, diferenciación que se debe a la mayor movilidad de los iones Na respecto a los de K. Esta conclusión está basada ya en las observaciones de campo, durante las cuales nunca hemos notado un cambio de facies suficientemente neto para justificar la hipótesis de diferentes subidas magnéticas, ya en las observaciones microscópicas, que permiten constatar la transición gradual de una facies a otra también por lo que se refiere a la composición mineralógica de las rocas y a su estructura íntima.

e) *Las tonalitas de Santa Marta.*

Las rocas intrusivas de Santa Marta se emplazaron en niveles más altos que las anteriores: se hallan pues en contacto con las ectinítas que por ellas están metamorfoseadas (metamorfismo de contacto).

Su composición mineralógica es sencilla: esenciales, cuarzo, biotita, hornblenda y poca ortosa; accesorios, titanita, apatito, círcón, óxidos de hierro; secundarios, epidota, clorita y sericitita.

Estructura holocrystalina granular hipidiomórfica.

El grano es medio, pero hay que anotar el notable desarrollo de las láminas a menudo exagonales de biotita y de los prismas de anfibol. La plagioclasa se presenta en hidromorfos tabulares, maclados prevalecientemente según albita. Se trata en promedio de una andesina-labradorita, pero están presentes tanto mezclas más ácidas como más básicas en los cristales zonados.

A menudo está sericitizada: en los cristales zonados la sericitización está más avanzada en el núcleo básico.

El cuarzo es abundante y presenta extinción ondulada.

Anfibol y biotita están representados aproximadamente en igual cantidad: frecuentemente ambos están alterados a pennina.

La ortosa es escasa: en el contacto entre ella y la plagioclasa se desarrollan en la periferia de la segunda fenómenos de reacción (mirmequitas).

La epidota es secundaria y se halla en granos irregulares muchas veces asociados con clorita.

Conclusiones

Resulta de las notas anteriores la consanguinidad estrecha que existe entre las diferentes rocas intrusivas que participan en la constitución del Macizo de Santa Marta. Tal consanguinidad está comprobada no sólo por la presencia común a todas las facies de los mismos minerales esenciales, sino también por la de los accesorios, en particular de la titanita, que en todas las facies se halla con los mismos caracteres y con las mismas dimensiones aproximadamente. Las diferencias de composición mineralógica observadas se pueden referir a diferentes proporciones en el contenido de los elementos K, Na, Ca.

Considerando la posición de las rocas de distinta composición (granitos monzoníticos - granodioritas - tonalitas) entre sí y respecto a las rocas encajantes, nos parece que se puede pensar las rocas intrusivas como producto de la consolidación de un solo magma en el cual los elementos mencionados se distribuyeron desde el centro hacia la periferia por migración, siendo ésta mayor para los elementos de radio iónico menor.

Se puede por lo tanto dividir el batolito de la Sierra en zonas limitadas por los frentes de migración:

potásicos	granitos monzoníticos
sódico	granodioritas
calco-sódico	tonalitas

Un frente ferro-magnesiano está también revelado por el progresivo enriquecimiento de las rocas en minerales coloreados (anfíbol y biotita) desde los granitos hacia las tonalitas.

PARTE TERCERA: LAS VOLCANITAS - RIOLITAS Y MICROGRANITOS

Observaciones geológicas.

Además de haber hablado de estas rocas, y de haber definido su extensión, en la introducción, hemos tenido que mencionarlas varias veces en el curso de las páginas anteriores.

Acerca de sus relaciones con los granitos, nuestro punto de vista es que estas rocas están relacionadas genéticamente con el cuerpo mag-

mático principal, del cual hay que entenderlas como la parte que solidificó a mayor proximidad de la superficie, o de todas maneras, en condiciones de temperatura y presión menores.

Se pueden, pues, hacer las siguientes observaciones:

1) Las rocas riolíticas, muchas veces de color negro, a veces de texturas particulares (ignimbriticas), otras veces brechoideas, se hallan en la periferia del granito, sección Valledupar - Pueblo Bello y San Francisco de Asís - Pueblo Bello y región de las lagunas, en donde atraviesan a las migmatitas.

2) Diques de microgranito rosado atraviesan tanto los granitos como las riolitas (región de Mamancanaca), pero nunca se observó el granito atravesando las riolitas.

3) Se pueden observar en varios puntos (por ejemplo en la sección San Francisco de Asís - Pueblo Bello) entre las riolitas periféricas o yacentes sobre el granito y éste transiciones estructurales graduales: riolitas más o menos vidriosas - riolitas con cuarzo automorfo - riolitas con cuarzo automorfo y plagioclasa cristalina zonada - microgranitos - granitos de tendencia granofírica - granitos normales.

Se llega por lo tanto a la conclusión que hay simultaneidad entre el emplazamiento de las lavas (según un mecanismo que queda para precisar) y la subida del gran batolito con su cortejo microgranítico filonianio.

SECCIÓN PRIMERA: LAS RIOLITAS

a) *Las facies ignimbriticas del borde meridional.*

Estas facies se pueden fácilmente observar a lo largo de la carretera Valledupar - Fundación, entre otras en las siguientes localidades: Buenavista, Caja de Ahorros, Chapinero, de las cuales provienen las muestras escogidas para el estudio microscópico.

En la primera de estas localidades las rocas constan de una masa diminuta, en parte granular, ácida, en la cual se hallan inmersos elementos angulosos de diferentes dimensiones y a veces llamas de color más oscuro.

En la segunda localidad las rocas tienen un aspecto riolítico más común: color claro, grano finísimo con pocos fenocristales y una textura orientada apenas perceptible.

En la tercera las rocas presentan una textura netamente festoneada, que se debe a la alternancia de diminutas capitas de diferentes

colores (rosado y blancuzco), que a veces presentan pliegues diminutos de tipo plástico.

Bajo el microscopio se reconocen:

Tipo Buenavista: sanidina en fenocristales más o menos bien formados; plagioclasa (oligoclásica ácida) maclada según albita también en fenocristales; cuarzo translúcido; anfibol decolorado y a menudo alterado en cristales en su mayoría deflecados, dentro de una matriz fina, en la cual abundan las esferulitas; los productos de devitrificación en general (mucha calcedonia) y los de alteración (clorita, epidota, calcita secundaria), que indican fenómenos de autoneumatólisis. Como accesorios, titanita, círcón y poco apatito.

Tipo Caja de Ahorros: pocos fenocristales de plagioclasa (oligoclásica) maclada; escasos fenocristales de sanidina (?); abundantes microlitos del mismo mineral en una masa parcialmente vidriosa, prevalecientemente constituida por un agregado subcristalino de color gris; productos de devitrificación y de alteración hidrotermal. Es posible que la masa principal derive de una devitrificación por autoneumatólisis.

Tipo Chapinero: una masa fundamental compuesta de esferulitas entre las cuales prevalecen las de calcedonia (reniformes, botroidales, esféricas) y un agregado cristalino como el descrito anteriormente; escasos fenocristales de plagioclasa y de sanidina; algunas láminas alteradas y deflecadas de biotita.

La textura de esta roca, tal como aparece bajo el microscopio, se puede describir de la manera siguiente: la masa fundamental está atravesada por capitas de curso irregular, que comprenden en la periferia un nivelito más o menos continuo de vidrio y en la parte central calcedónica translúcida que se desarrolla hacia el centro desde el estrato vidrioso. Algunas veces uno o ambos nivelitos vidriosos pueden faltar y estar completamente substituidos por calcedonia. La disposición de estas capitas en el interior de la masa fundamental es muy irregular, pues están a menudo plegada, a veces en pliegues más bien estrechos que pueden pasar a microfallas, con separación de las dos extremidades de la capita y resanamiento por obra de la masa fundamental.

Discusión.

Mientras que para las rocas del primer tipo el mecanismo de emplazamiento parece fácilmente reconstruible y referible a una actividad magmática sub-aérea, no se puede decir lo mismo de las de los otros dos grupos, y en particular de las del último.

La mayoría de los autores considera a estas facies ignimbriticas como el producto de la deposición de una nube ardiente, pero un

mecanismo de esta naturaleza no parece poder dar cuenta de la movilidad (plasticidad) que se observa, gracias a la presencia de las capitales descritas, en nuestras rocas, en las cuales, además, nunca se observan lapilli, como habría que esperar en el caso de la deposición de una nube ardiente.

Hay que decir además que esos micropliegues no se pueden referir a ninguna deformación tectónica observable en el terreno, sin tener en cuenta que de todas maneras parece difícil que rocas de tipo macizo puedan reaccionar en esta forma bajo esfuerzos externos.

Por otra parte en un reciente trabajo A. STEINER (9), estudiando las ignimbritas de North Island (New Zeland), llegó a conclusiones muy diferentes de las clásicas acerca del mecanismo de emplazamiento de esta clase de rocas. Este autor atribuye el emplazamiento de las ignimbritas a coladas de lavas ácidas (de composición riolítica) en las cuales existen dos líquidos no mezclables.

El autor llega a esta conclusión debido a la observación en secciones delgadas de roca fresca (=no devitrificada) de dos vidrios de distinta naturaleza y de diferente índice de refracción: "It can be seen under the microscope that the groundmass of ignimbrites with completely fresh groundmass consist of two distinct glassy phases, differing in their shape, colour and refractive index" (idem - pág.19).

El líquido que prevalece da origen a la masa fundamental de la roca, el menos abundante a una mesostasis que se separa en lenticelas, masas irregulares, canalitos capilares, etc. La distribución de la mesostasis indica, según STEINER, coexistencia de dos fases líquidas: "The distribution of the mesostasis in, and its relationship to, the glassy base seems to indicate an emulsion of two contrasting glasses" (ibidem).

Siempre según este autor, es propiamente la no mezclabilidad de dos líquidos que da origen a la mesostasis más fluída, la que permite a esta clase de lavas ácidas de correr, contrariamente a lo que pasa con las riolitas comunes: "The fact that the mesostasis commonly forms capillary streaks and minutely thin lenses enclosed by much thicker glass shreds seems to indicate that the mesostasis has a relatively great fluidity. The fluid mesostasis... impart a considerable fluidity to the whole two-liquid lava, which therefore should be highly mobile" (idem - pág. 27).

Nos parece que se pueda adoptar esta manera de ver por lo que se refiere a las rocas del grupo Chapinero. A pesar de que estas rocas están fuertemente devitrificadas y por consiguiente no se pueden ejecutar observaciones sobre los dos vidrios originales, en secciones delgadas más gruesas del común se tiene en realidad la impresión de que entre la mesostasis (capitas) y la matriz existen relaciones como las indicadas por STEINER para las ignimbritas de North Island.

Por lo que se refiere a las rocas del tipo Buenavista, a pesar de podría ponerse en la misma categoría que las de Chapinero, debido a la presencia de las llamas de que se ha hablado y por otras características, nos parece preferible considerarlas, siguiendo la terminología propuesta por STEINER (*ibidem*), como seudoignimbritas que se originaron por deposición de tobas.

Las rocas del grupo Caja de Ahorros puede que se hayan originado en la misma forma de las de Chapinero y que su estructura típica haya desaparecido casi por completo (menos cierta orientación apenas perceptible sobre secciones pulidas), debido a fenómenos de devitrificación relacionadas con una autoneumatolisis.

Acerca de la extensión de las ignimbritas nos faltan datos precisos, pero parecen más bien limitadas a la parte más externa del Macizo, pues en éste predominan riolitas normales con intercalaciones de facies brechoideas.

b) *Las riolitas del sector meridional (entre la carretera Valledupar Fundación y Pueblo Bello).*

La facies normalmente representada en este sector es de riolitas obscuras, a menudo negras, con cuarzo mas o menos manifiesto, a veces automorfo (especialmente en las proximidades de los microgranitos). La estructura más difundida es la porfirítica, pero también se encuentran rocas esencialmente micro, hipo o criptocristalinas sin fenocristales. En las rocas de estructura porfirítica, bajo el microscopio, en sección delgada, se observan:

Fenocristales de plagioclasa (oligoclásica ácida), ortosa, cuarzo, biotita, anfibol, como minerales esenciales; como accesorios, apatito, óxidos de hierro, círcón, epidota secundaria.

La masa fundamental puede ser criptocristalina, parcialmente vidriosa, holocrystalina con microlitos (especialmente de plagioclasa), pilotaxítica.

La plagioclasa está maclada según albita, a menudo zonada, frecuentemente alterada, especialmente en el núcleo de los cristales zonados.

La ortosa es a veces hidromórfica, otras veces alotriomórfica, y a menudo presenta la macla de Karlsbad.

El cuarzo manifestado varía en cantidad dentro de grandes límites de punto a punto de la masa lávica. Tiene siempre tendencia automorfa y este carácter está más definido en las rocas en las cuales este mineral es más abundante.

Biotita y anfibol por lo general no se hallan juntos: en las diferentes muestras aparece el uno o el otro. Ambos están por lo general corroídos y alterados. En una de las muestras examinadas bajo el microscopio se observa que la epidota secundaria substituye pseudomórficamente al anfibol, con segregaciones de óxidos metálicos hacia la periferia del antiguo mineral.

En la sección San Francisco de Asís - Palmarito, son también muy abundantes las facies brechoideas, con elementos a veces grandes, angulosos, inmersos en una masa fundamental diminuta. A veces estas brechas volcánicas, que documentan una importante actividad explosiva, constituyen masas importantes que resisten muy bien a la erosión, por lo cual se encuentran formando estribaciones alargadas.

c) *Las riolitas de la región de Mamancanaca.*

Estas riolitas afloran en la parte E del valle de Mamancanaca, en donde constituyen los relieves que limitan a éste, a lo largo del camino que hacia el E, después de costear a dos lagunas, baja hacia Donachui. También en esta región las riolitas están asociadas con microgranitos. Se observan diferentes tipos litológicos: brechas, lavas coloreadas (rojo-vinosas, verdosas, grises) y, en la parte superior del valle que baja hacia Tromba y Donachui, facies ignimbriticas claras, de textura festoneada (alternancia de capas blancas y grisáceas de algunos milímetros de espesor), muy compactas, macizas, con evidentes trazas de movimientos plásticos evidenciados por el intenso plegamiento de las capas. Todas estas rocas volcánicas han atravesado las migmatitas: bloques de migmatitas con hasta algunos decímetros de diámetro se encuentran con cierta frecuencia inmersos y cementados en las lavas, especialmente en las facies ignimbriticas.

En la vertiente N del valle de Mamancanaca, cerca del comienzo de la subida hacia las lagunas y al paso hacia el valle de Tromba, aparece en una pared casi vertical un paquete de rocas estratificadas que descansan sobre y parcialmente recubiertas por el volcánico, que probablemente está constituido de migmatitas desraizadas.

Microgranito rosado atraviesa con frecuencia las riolitas: por lo general se trata de filones de diferentes espesores, pero, en la bajada hacia Donachui, también hemos podido observar una penetración más profunda del microgranito, el cual constituye en las riolitas pequeñas masas alargadas y digitadas.

Observaciones petrográficas

Estructura porfírico-hialoplítico-vitrofídica.

En la masa vitrofídica están inmersos fenocristales de cuarzo de tendencia automorfa, sanidina, plagioclasa (oligoclasa ácida) y al-

gunas láminas de biotita como minerales esenciales; como accesorios, turmalina rosada fuertemente pleocroica en estructuras radiadas de pequeños prismas, óxidos de hierro (hematita y magnetita), calcita y epidota secundarios.

En algunas muestras se observan estructuras cristalinas, a veces de grandes dimensiones, con bordes demarcados por segregaciones de óxidos metálicos (hierro principalmente) substituidas a veces por calcita, otras veces por clorita.

Además de esta facie normal existen entre las rocas volcánicas de este sector niveles completamente devitrificados de facies micropigmatíticas.

d) *Las riolitas plagioclásicas de la región de las lagunas.*

Riolitas íntimamente asociadas con microgranitos se encuentran, atravesando las migmatitas, al S del Pico El Guardián, entre éste y Mamancanaca.

La extensión de estas rocas es en este sector menor que en el anterior y aquí las transiciones hacia los microgranitos son más frecuentes.

Se observan tanto rocas de estructura hipohialina, que a veces incluyen pequeñas masas pilotaxíticas (tal vez restos de bombas caídas en la lava), como porfíricas por la presencia de fenocristales en una masa cripto e hipocrystalina.

Entre los fenocristales abundan las plagioclásas (ácidas) y el cuarzo automorfo, mientras que los de ortosa son menos abundantes: estas rocas parecen por lo tanto de una composición próxima a la de las granodioritas de la misma región.

Además de los anteriores también se encuentra entre los fenocristales la biotita. Como accesorios se observa especialmente epidota. En la masa fundamental están a veces muy difundidas las esferulita. Las transiciones estructurales hacia los microgranitos son muy frecuentes y a veces no es fácil atribuir las rocas a lavas recristalizadas más bien que a microgranitos, pues algunas presentan estructuras micropigmatíticas que podrían derivar tanto de una devitrificación como de un enfriamiento más lento.

e) *Las tobas de Donachui*

Nos falta mencionar las rocas volcánicas que se hallan en la vertiente que separa el valle de Donachui del de Chequesquemena (Atanquez). El interés de esta mención no está tanto en la importancia volumétrica de estas rocas sino por ser estas rocas las solas

que puedan sin duda testimoniar una actividad explosiva del volcánismo de Santa Marta. Se trata pues de un paquete de tobas negruzcas, finamente estratificadas, que descansa sobre migmatitas.

Bajo el microscopio aparecen constituidas por una matriz finísima en la cual están inmersos pocos cristales de cuarzo y laminillas hematíticas.

SECCIÓN SEGUNDA: LOS MICROGRANITOS

La descripción de estas rocas no nos va a detener durante mucho tiempo; debido a la naturaleza misma de este trabajo nos limitaremos a indicar sus características principales.

En el terreno se observan en tres distintas condiciones:

Como facies de transición entre riolitas y granitos;

En macizos más o menos importantes;

En diques.

Ejemplos del primer tipo de yacimiento se pueden observar en la sección de San Francisco de Asís-Palmarito; por lo que se puede juzgar debido al estado de alteración de las rocas en esta región, al S de Pueblo Bello; entre Valledupar y Atanquez.

Se trata de rocas muy ácidas, porfíricas, las cuales, debido a la abundancia de cuarzo micropegmático, pueden clasificarse como verdaderos granofiros; o de microgranitos con grandes cristales de cuarzo automorfo. Su masa fundamental es por lo general holocrystalina, granular, y se compone prevalecientemente de cuarzo y plagioclasa.

Microgranito en macizo se encuentra al N de San Sebastián. Se trata de pequeñas masas al S de Duriameina, de una masa más importante al ESE de Mamancanaca. Son microgranitos claros, holocrystalinos con cuarzo automorfo, cuyo estudio microscópico no se pudo hacer por la desafortunada pérdida de las muestras representativas, por causa de accidentes de viaje.

El microgranito en filones también se encuentra al N de San Sebastián. Un magnífico ejemplo de éste existe en la montaña que separa el valle de Duriameina del de Mamancanaca, la cumbre de la cual está constituida por uno de estos filones, que se halla en relieve sobre el granito, más erosionable. Mas al N de esta localidad estos filones se hacen siempre más abundantes y alcanzan su máximo desarrollo en la región de las lagunas al N de Mamancanaca, en donde frecuentemente se observan grupos de dos o tres de ellos paralelos entre sí. Su potencia alcanza fácilmente algunas docenas de metros y sobresalen de las rocas circundantes por su color rosado. Su estruc-

tura es porfírica holocristalina. La masa fundamental está constituida por granos de cuarzo, prevalecientes, y de feldespato. Entre los fenocristales, los hay de cuarzo automorfo, plagioclasa zonada y de ortosa. El mineral melanocrato más difundido es la biotita, pero a veces junto con ella se halla anfibol pleocroico de amarillo a verde y ángulo de extinción Z: c = 20° en promedio.

Muy frecuentes las estructuras de reacción: especialmente coronas de cuarzo mirmequítico en la plagioclasa.

Además de los grandes filones en los cuales presenta la estructura mencionada arriba, el microgranito se halla en diques de dimensiones más reducidas que atraviesan las migmatitas. En este caso su estructura es porfírico-pilotaxítica; los fenocristales son principalmente de cuarzo y plagioclasa y las rocas se aproximan mucho a las riolitas.

PARTE CUARTA: LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

En el sector del Macizo estudiado por nosotros, las rocas sedimentarias afloran en el borde meridional y en la parte occidental de éste. Se trata de sedimentos tipo "red-beds", de la formación La Quinta y subordinadamente de calizas cretácicas que descansan sobre los anteriores, formaciones que ocupan una gran parte de la Cordillera que se eleve al E del río Cesar (Serranía de Perijá), mientras que aquí constituyen más bien afloramientos reducidos.

El significado geológico y la descripción de los "red-beds" y de la serie cretácea constituyen el objeto de otro trabajo, (7) y por lo tanto aquí será suficiente resumir las características principales de estas formaciones.

Los red-beds constituyen una serie clástica que se depositó contemporáneamente (?) al desarrollo de un volcanismo básico (basáltico-andesítico) que originó tobas, lavas y rocas hipoabisales, de tipo micrógábrico. La edad de la formación es jura-triásica y su deposición sigue a la orogénesis paleozoica, cuyas líneas directrices están actualmente en gran parte veladas por la tectónica terciaria. El ambiente deposicional es continental o subcontinental.

Las calizas corresponden a la transgresión cretácea, que empezó con la resedimentación de los sedimentos continentales anteriores. Las calizas son ricamente fosilíferas y contienen especialmente grandes cantidades de ostreas.

Ningún metamorfismo de contacto se observó en estos sedimentos cerca de las rocas magmáticas del Macizo; al contrario las sedimentarias descansan sobre las ígneas y las metamórficas.

PARTE QUINTA: CONCLUSIONES GENERALES

1) *Migmatitas y ectinitas*

El problema de las relaciones entre migmatitas y ectinitas es el siguiente: se trata de una serie continua o entre las dos hay una discordancia y pertenecen por lo tanto a dos ciclos metamórficos distintos?

La evidencia del terreno parece en favor de la primera hipótesis, a pesar de que la observación sea difícil por la presencia de muchas fallas, a causa de las cuales los rumbos y buzamientos de las rocas varían con grande frecuencia.

De todas maneras, por lo menos en vía preliminar, preferimos adoptar esta manera de ver, también por analogía con la situación de este tipo observada por nosotros en la cercana península de La Guajira.

2) *Migmatitas y leptinitas*

El estudio de terreno y las siguientes investigaciones de laboratorio nos han permitido poner en evidencia una secuencia potásica, cuyo metamorfismo ha dado origen en el interior de las migmatitas a una masa leptítica. La forma de esta masa sugiere que se trate de un antiguo eje granítico. Nos parece que este granito se introdujo en la serie migmática antes de un metamorfismo de esta en la meso-catazona, como está comprobado por la extensión de las estructuras leptíticas (cuarzo en lentejones alargados y ortosa en porfiroblastos digitados) en la parte de ellas más cercanas a las leptinitas propiamente dichas.

3) *La edad del Macizo*

Todas las consideraciones acerca de la edad de las formaciones del Macizo están basadas sobre dos puntos fundamentales:

La edad de la retromorfosis

La validez de la observación según la cual las riolitas del Macizo estarían intercaladas en los red-beds mesozoicos en la localidad La Tranca.

Primer punto: nos parece lógico considerar la retromorfosis como ercíniana, puesto que en el otro lado del Valle del Río Cesar, en la Serranía de Perijá, hemos podido observar terrenos paleozoicos metamorfoseados en la epizona (zona de las micacitas superiores).

Segundo punto: aceptando como válida la observación según la cual habría contemporaneidad entre el comienzo de la sedimentación de los red-beds y la emisión de las lavas, el batolito de la Sierra aparece como tardí-erciniano, probablemente post-tectónico, lo que coincide bien con los conocimientos actuales acerca de la geología general de los Andes Colombianos.

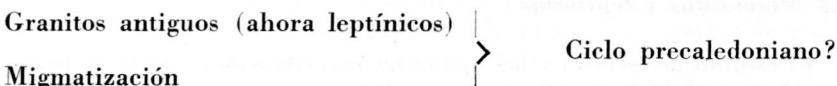
De todas maneras se puede por lo menos establecer provisionalmente la siguiente sucesión fenomenológica:

Deposición de los red-beds mesozoicos

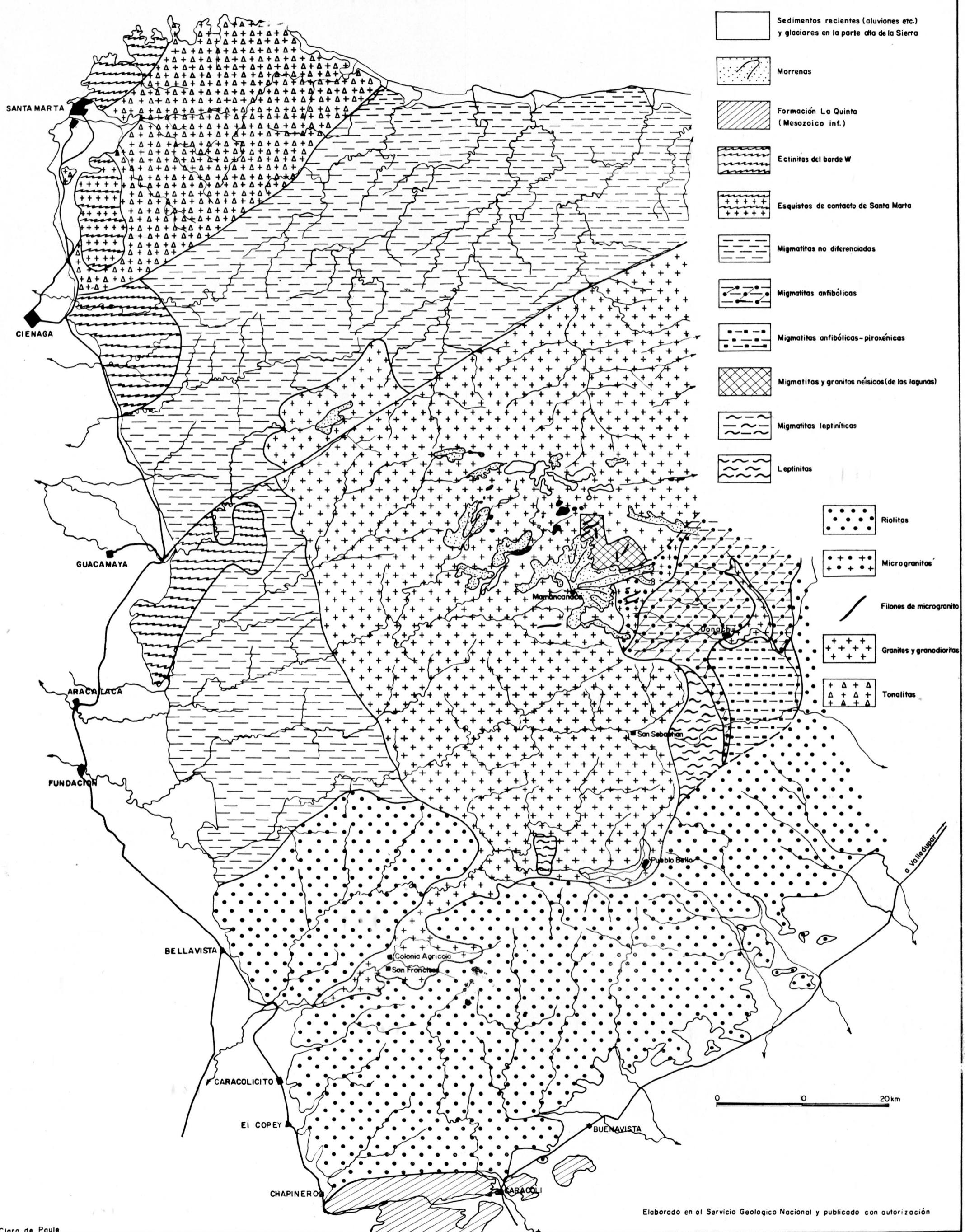


Retromorfosis

Metamorfismo en la meso-catazona Ciclo caledoniano?
(con leptinitización de los granitos antiguos)



Esquema geológico - petrográfico
del Macizo de Santa Marta



Elaborado en el Servicio Geológico Nacional y publicado con autorización

BIBLIOGRAFIA

- 1) GANSSER, A.—Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta; Schweiz. Min. Petr. Mitt. Vol. 35, 1955.
- (2) JUNG, J. et ROQUES, M.—Introduction à l'étude zoneographique des formations cristallophylléniques; Mem. Carte géol. de la France, 1952.
- (3) MASON, B.—Principles of geochemistry; John Wiley & Sons, New York, 1958.
- (4) RAASVELDT, H. C.—Fallas de rumbo en el noreste de Colombia; Rev. del Petróleo, N° 64, 1956.
- (5) RAASVELDT, H. C.—Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta; Rev. Acad. Colomb. Cieg. Ex. Fis. Nat., Vol. IX, N° 38, 1957.
- (6) RADELLI, L.—Las dos granitizaciones de la península de La Guajira; Geol. Col., N° 1, 1962.
- (7) RADELLI, L.—Acerca de la geología de la Serranía de Perijá entre Codazzi y Villanueva (Magdalena - Guajira, Colombia); Geol. Col., N° 1, 1962.
- (8) RAGUIN, E.—Geologie du granite; Masson, Paris, 1958.
- (9) STEINER, A.—Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. A new petrogenetic concept; Bull. N° 68, N. Zeal. Geol. Survey, 1960.
- (10) TERMIER, H. et G.—L'évolution de la lithosphère; vol. I. y II, Masson, Paris, 1960.
- (10) WOKITTEL, R.—Bosquejo geográfico y geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serranía de Perijá; Bol. Geol. (Colomb.), Vol. 5, N° 3, 1957.

INDICE

	Págs.
Nota	42
Límites y método de trabajo	42
Trabajos anteriores	42
Las rocas del Macizo y sus problemas: observaciones de campo	43
PARTE I: LAS ROCAS METAMORFICAS	45
Sección I: Las rocas metamórficas de la zona interna	45
Cap. I: Migmatitas y granitos néisicos de la región de las lagunas (N de Mamancanaca):	45
—embrequitas amigdaloideas.	
—embrequitas festoneadas.	
—las facies granítico-néisicas.	
Caracteres petrográficos	47

Cap. II: masas básicas inmergidas en los granitos al NW de Mamane-	51
naca (laguna Guichinacopunameina)	51
Observaciones petrográficas	51
 Sección II: Las rocas metamórficas entre el granito y las rocas volcánicas e hipoabisales	53
 Cap. I: Migmatitas leptiníticas al W de Pueblo Bello	54
Estudio petrográfico	54
Conclusiones	56
 Cap. II: La formación leptinítica al E de San Sebastián	57
Caracteres petrográficos de las facies principales:	58
—La facies leptinítica típica.	
—Un caso particular: la facies débilmente amigdaloides.	
—La facies débilmente festoneada.	
—Las intercalaciones básicas.	
Discusión:	62
—caracteres generales.	
—el problema de la glaucofanización y de la pertitización.	
—el problema de la retromorfosis.	
Conclusiones	64
 Cap. III: Las migmatitas de Ariguani	64
Los límites	65
Examen petrográfico de las facies principales:	66
La facies anfibólica de transición:	
—la biotitización.	
—clorita, epidota y el problema de la diaftoresis.	
—Las migmatitas biotítico-anfibólico-piroxénicas:	
—la facies dominante.	
—las intercalaciones básicas.	
 Cap. IV: migmatitas biotítico-anfibólicas de la sección. Mamaneanaca- Donachui	69
Caracteres petrográficos	70
Conclusiones	70

Sección III: Las rocas metamórficas de la vertiente W de la Sierra	73
La serie parametamórfica de Santa Marta	74
Discusión	75
—Nota.	
PARTE II: LAS ROCAS INTRUSIVAS	75
Los límites	76
Los granitos de la parte central y meridional del Macizo	77
Observaciones petrográficas:	78
—La facies porfiroidea rosada (granito monzonítico de Pueblo Bello-San Sebastián)	78
—el granito grisáceo entre la Colonia Agrícola de Caracolícto y Pueblo Bello	79
—los granitos de Duriameina con cuarzo de tendencia hidromórfica	79
—la facies granodiorítica gris-violeta de la región de Mamancanaca y de las lagunas	80
Discusión	81
—Las tonalitas de Santa Marta	81
Conclusiones	82
PARTE III: LAS VOLCANITAS - RIOLITAS Y MICROGRANITOS	82
Observaciones geológicas	82
Sección I: Las riolitas	83
Las facies ignimbríticas del borde meridional	83
Discusión	84
Las riolitas del sector meridional (entre la carretera Valledupar-Fundación y Pueblo Bello)	
—Las riolitas de la región de Mamancanaca.	
Observaciones petrográficas	87
—Las riolitas plagioclásicas de la región de las lagunas.	
—Las tobas de Donachui.	
Sección II: Los microgranitos	89
PARTE IV: LAS ROCAS SEDIMENTARIAS	90
PARTE V: CONCLUSIONES GENERALES	91
—Migmatitas y ectinitas.	
—Migmatitas y leptinitas.	
—La edad del Macizo.	
BIBLIOGRAFIA	95
FOTOS	98

FOTO 1—Embrequitas amigdaloides. Cuarzo mirmequítico en una masa feldespática en la cual se reconocen ortosa micropterítica (esquina sup. izq.) y plagioclasa. (N+; x 150).

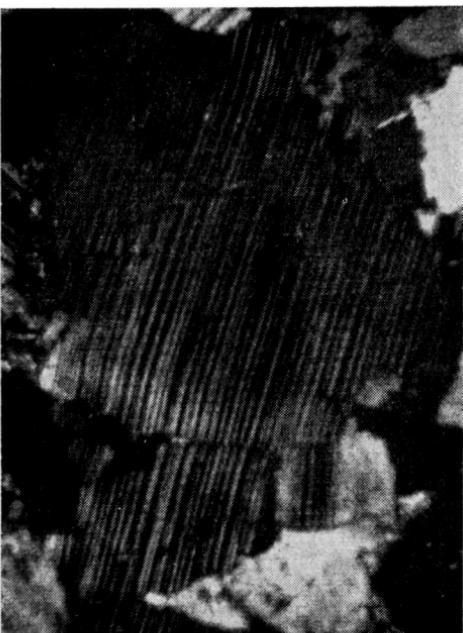
FOTO 2—Facies granítico-néisica. Fenoblasto de plagioclasa maclada según albita, ligeramente distorsionado. (N+; x 150).

FOTO 3—Migmatitas festoneadas. Cristaloblastos de plagioclasa maclada según albita y albita-periclinina en una masa fundamental sericitizada. (N+; x 150).

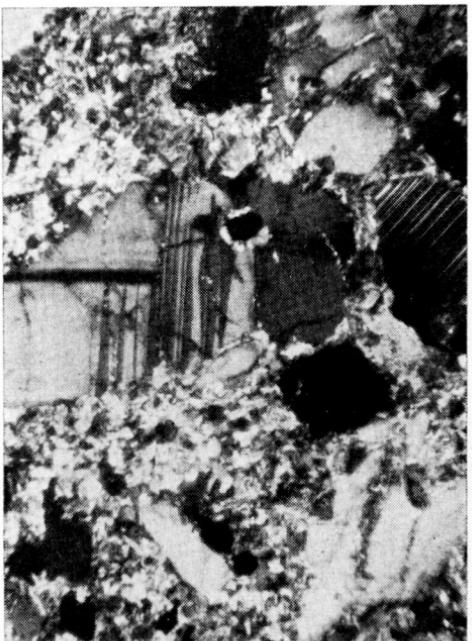
FOTO 4—Migmatitas festoneadas. Gotas alargadas de cuarzo en un cristal de ortosa, en la masa cuarzoso-feldespática. Nótense las laminillas serícitas alrededor de los granos centrales. (N+; x 150).



1



2



3

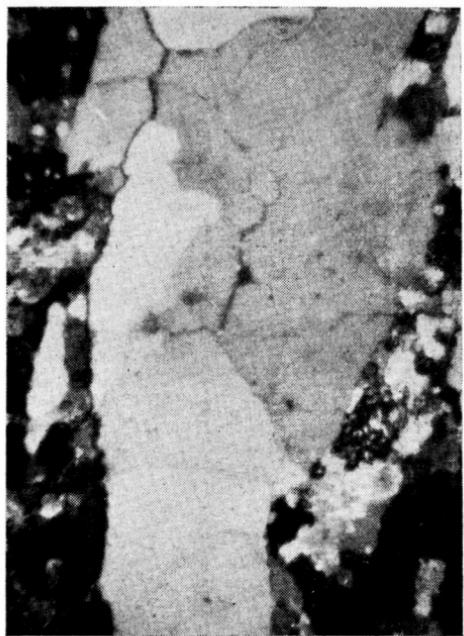


4

FOTO 5—Migmatitas leptiniticas al W de Pueblo Bello: detalle de un porfiroblasto alargado de cuarzo. (N+; x 52).

FOTO 6—Leptinitas de San Sebastián: porfiroblasto alargado de cuarzo, alrededor del cual se observan granoblastos de ortosa micropertítica (arriba) y de plagioclasia (abajo, izquierda). (N+; x 30).

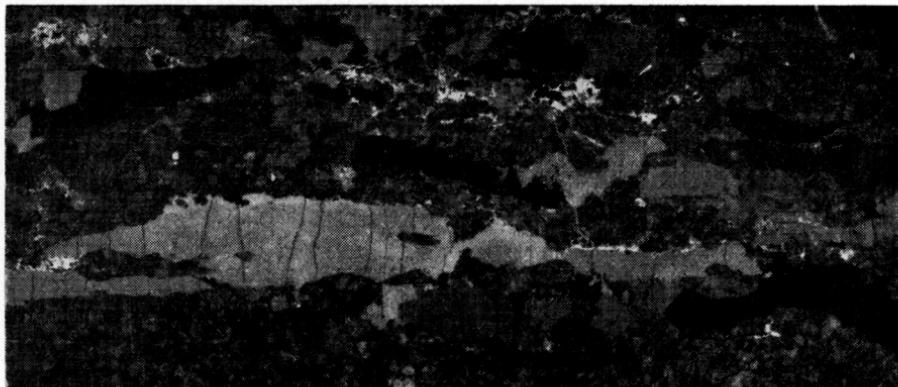
FOTO 7—Estructura de las leptinitas de San Sebastián: se observan los enormes porfiroblastos alargados de cuarzo en la masa feldespática ligeramente sericítico-clorítica (N parcialmente cruzados; x 7; negativo).



5



6



7

FOTO 8—Migmatitas de Ariguaní: biotita simpleteítica y minerales metálicos (magnetita titanífera corroída) en la masa fundamental cuarzo-feldespática. Se observan las delgadas capitas cloríticas alrededor de algunos granos. (N+; x 125).

FOTO 9—Intercalaciones básicas en las migmatitas de Ariguaní. Detalle de una de las capas biotítico-piroxénicas: estructuras lepidoblásticas de biotita y granoblasto-porfiroblástico de piroxeno. (N+; x 125).

FOTO 10—Intercalaciones básicas en las migmatitas de Ariguaní: fenoblasto de plagioclasa maclada según albita y albита-periclinina cortando las láminas de biotita lepidoblástica. (N+; x 125).

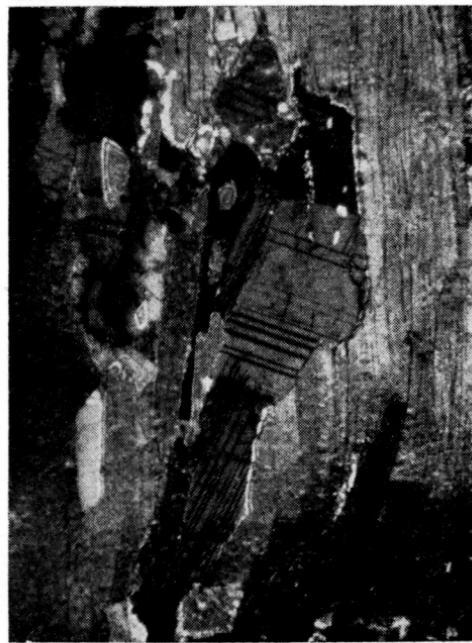
FOTO 11—Migmatitas anfibólicas de Donachui: plagioclasa y anfibol en la masa fundamental profundamente alterada. (N+; x 125).



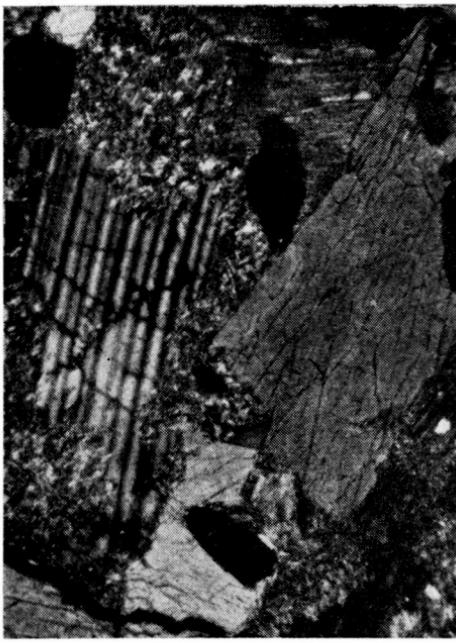
8



9



10



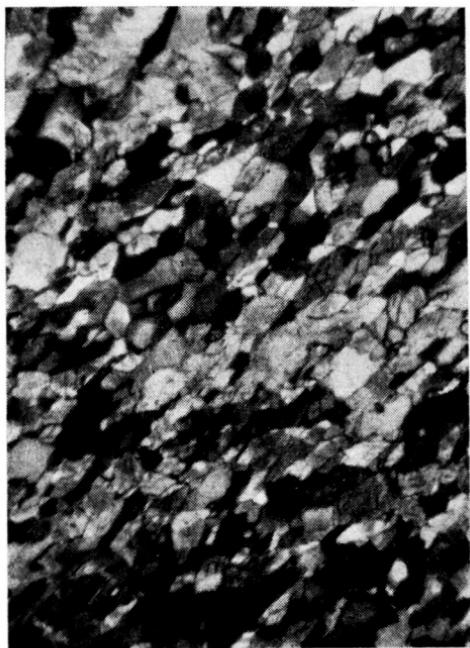
11

FOTO 12—Facies normal de la serie parametamórfica de Santa Marta: esquistos epidótico-anfibólicos, en los alrededores de La Gaira. (N+; x 20).

FOTO 13—Facies poco metamórfica de la misma serie, en la cual todavía está presente abundante calcita no transformada (entre La Gaira y Santa Marta). (N+; x 120).

FOTO 14—Facies metamórfica derivada de la anterior: tejido tupido de anfibol, clorita y wernerita (?) en el cual aparece también plagioclasa de neoformación (alrededores de Santa Marta). (N+; x 120).

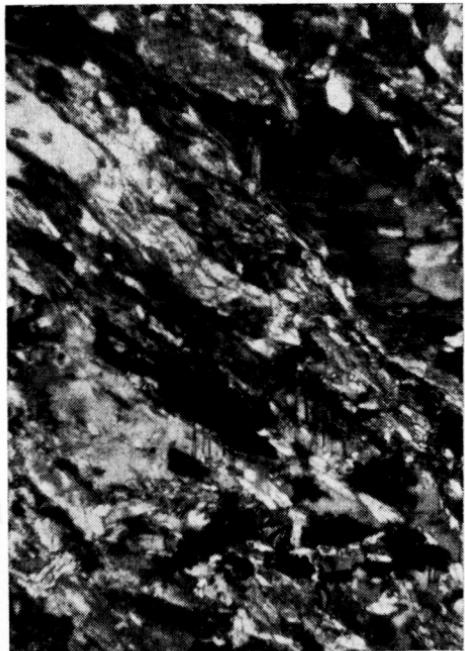
FOTO 15—Porfiroblasto de plagioclasa zonada originado en la serie parametamórfica por contacto con los filones holoecocratos procedentes del grande batolito. (N+; x 120).



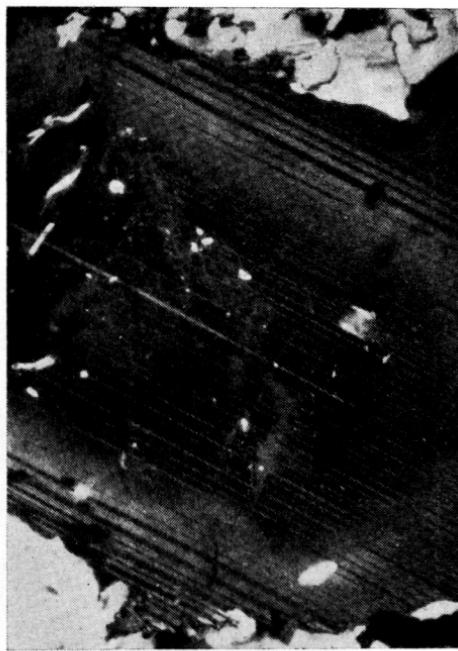
12



13



14

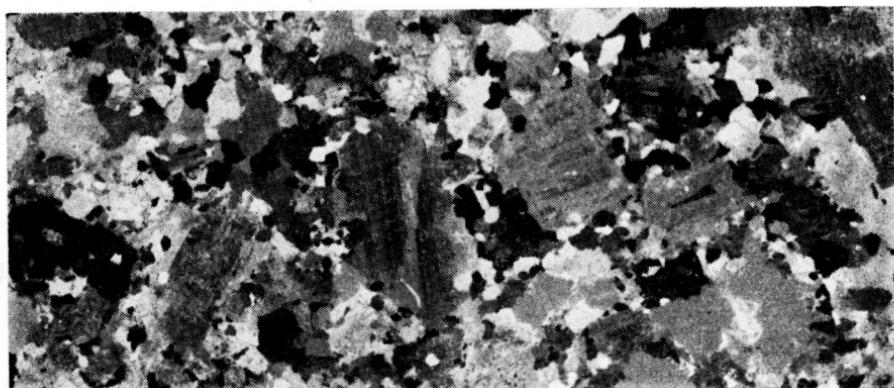


15

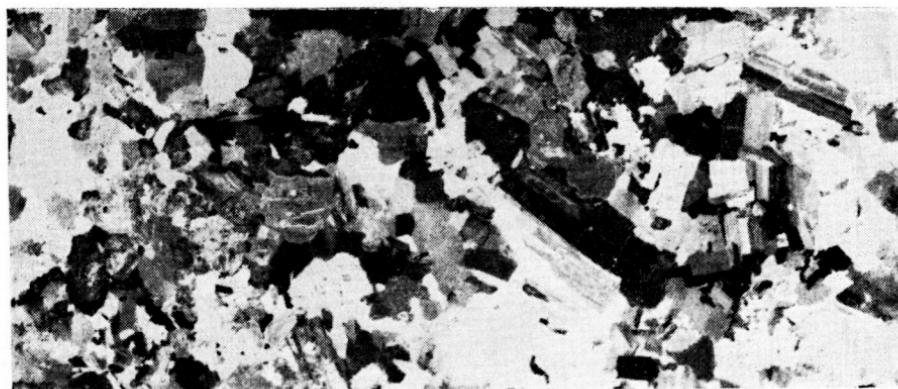
FOTO 16—Estructura del granito de Pueblo Bello. (Sección delgada negativo; N parcialmente cruzados; x 7,5).

FOTO 17—Estructura del granito entre Colonia de Caracolí-cito y Pueblo Bello. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).

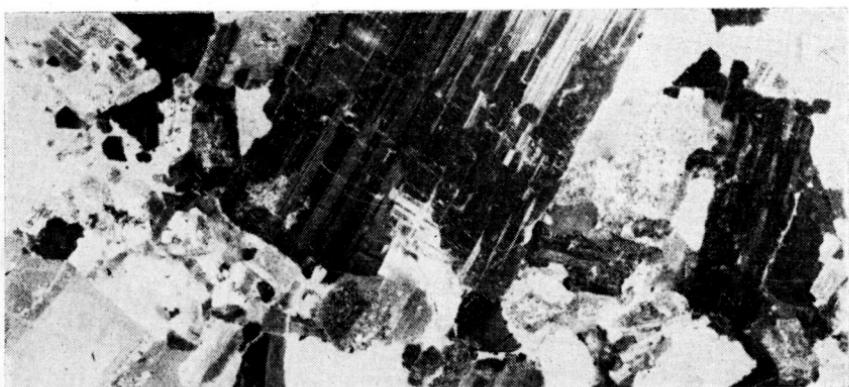
FOTO 18—Estructura de las tonalitas de Santa Marta. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).



16



17

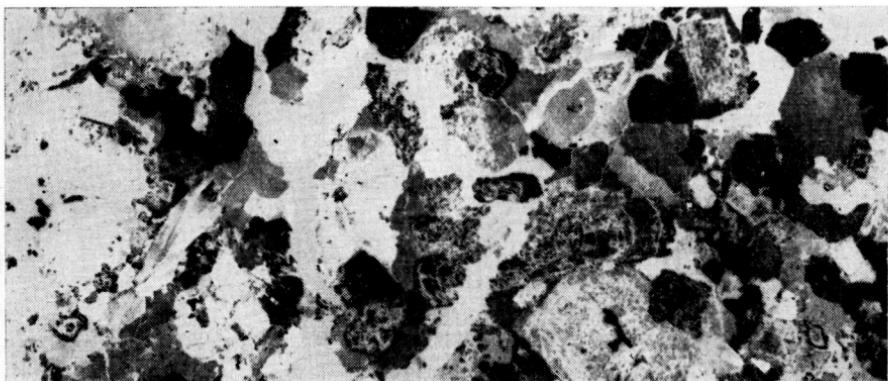


18

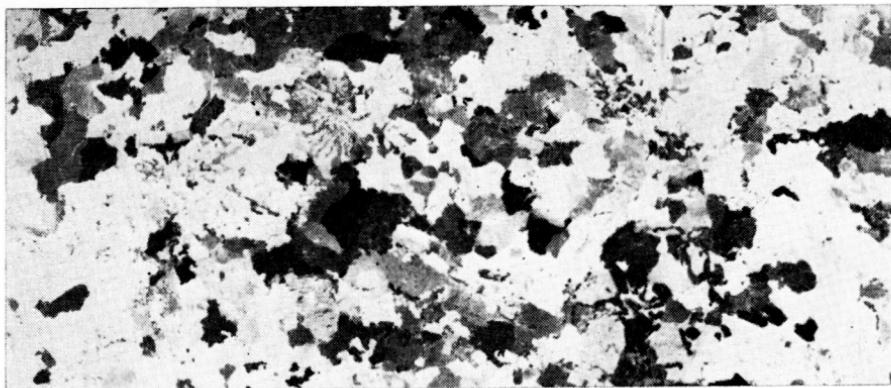
FOTO 19—Estructura del granito de Duriameina. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).

FOTO 20—Estructura del microgranito entre Colonia de Carracolito y Pueblo Bello (transición granito-riolita): se observan las micropegmatitas. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).

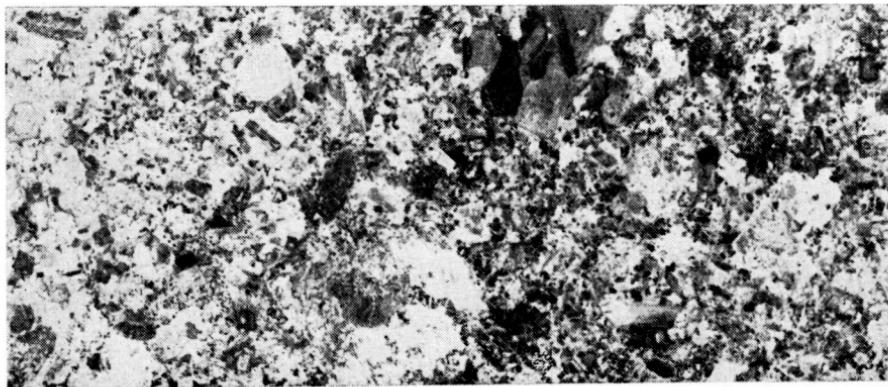
FOTO 21—Estructura del microgranito de Duriameina: se observan los fenocristales de plagioclasa y los de cuarzo automorfo. (Sección delgada, negativo; N+ x 7,5).



19



20

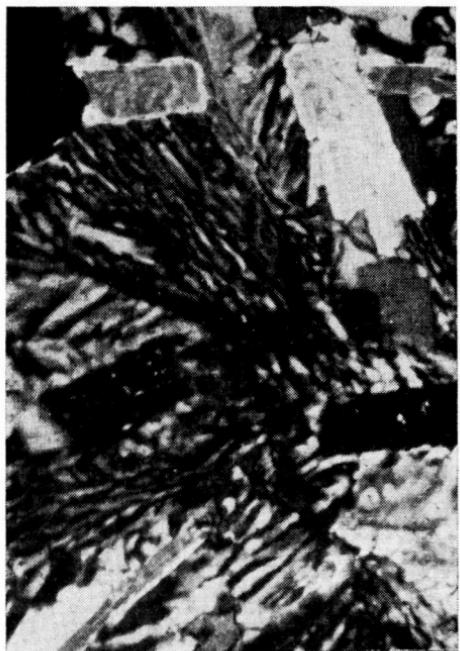


21

FOTO 22—Detalle de la foto 21: estructuras micropegmatíticas en el microgranito de Duriameina. (N+; x 560).

FOTO 23—Detalle del microgranito de Duriameina: fenocrystal de plagioclasa en una masa micropegmatítica. (N+; x 140).

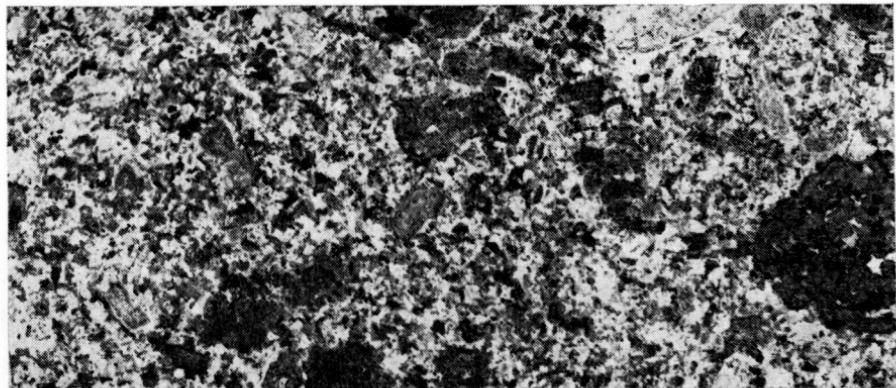
FOTO 24—Facies de transición entre microgranitos y riolitas: Norte de Mamancanaca, región de las lagunas. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).



22



23



24

FOTO 25—Turmalina noble en las riolitas al E de Mamanaca. (N||; x 620).

FOTO 26—Turmalina común en las riolitas al E de Mamanaca. (N||; x 530).

FOTO 27—Estructura de las riolitas tipo Buenavista. (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).

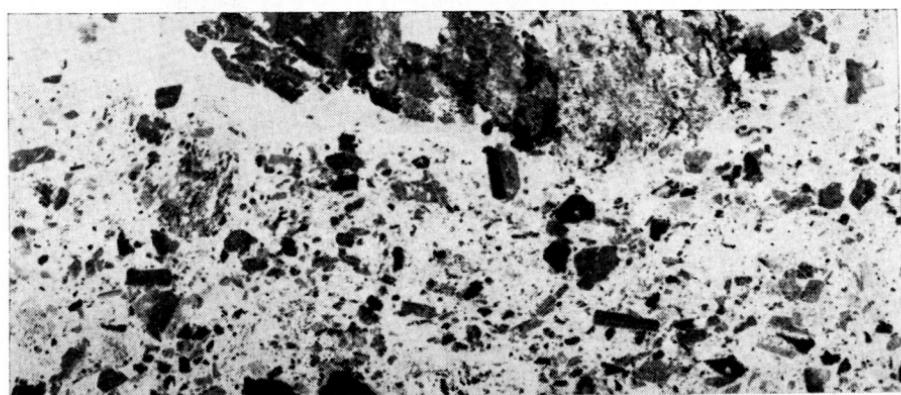
FOTO 28—La misma roca, pero con mayor abundancia de vidrio (blanco en la foto). (Sección delgada, negativo; N+; x 7,5).



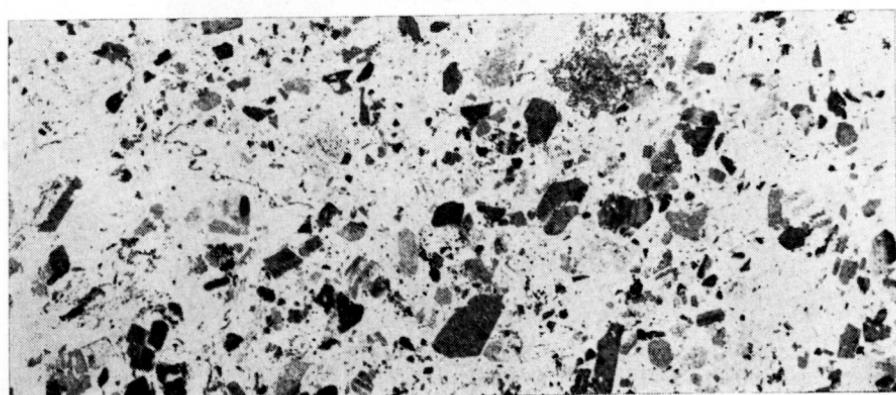
25



26



27

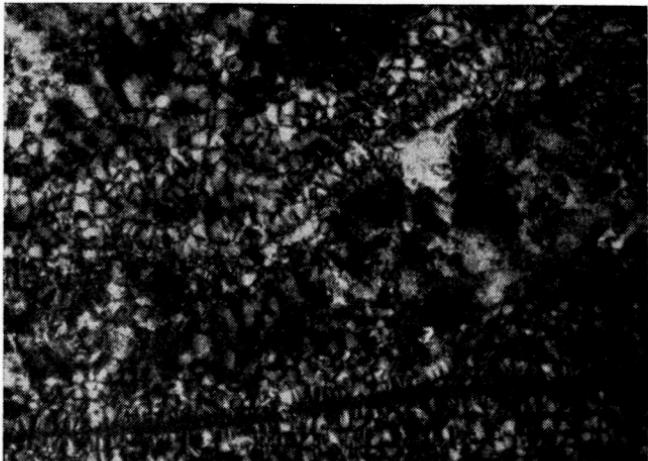


28

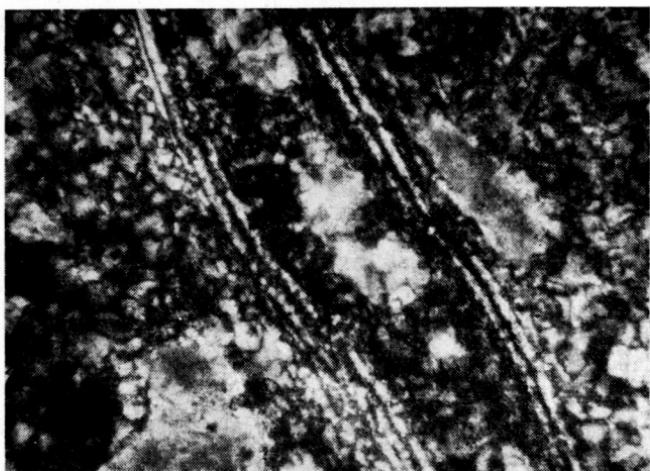
FOTO 29—Ignimbritas de Chapinero: aspecto de la masa fundamental devitrificada en la cual abundan las esferolitas; en la parte inferior de la foto se aprecia una capita de la mesostasis (véase texto). (N+; x 120).

FOTO 30—Ignimbritas de Chapinero: capitas de las mesostasis más flúida, que se debe a la no miscibilidad de los líquidos y que permite una fluidez mayor de la ordinaria a estas lavas ácidas. (N+; x 120).

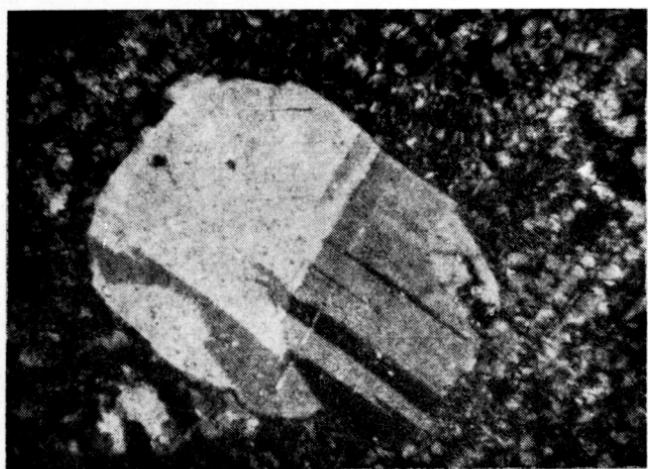
FOTO 31—Ignimbritas de Chapinero: fenocristal de plagioclasa en la masa fundamental devitrificada; alrededor de la plagioclasa capitas de la mesostasis fluida que se adaptaron a esa. (N+; x 125).



29



30



31