

GENERACION DE MAGMAS Y AUTOMETAMORFISMO  
POR COMBUSTION SUBTERRANEA DE CARBON Y DE  
LIMOLITAS CARBONOSAS EN LA FORMACION  
MARCELINA, PERIJÁ<sup>1</sup>

por PETER MOTICKA\*

RESUMEN

Considerables extensiones de mantos de carbón y de limolitas carbonosas de la Formación Marcelina (Terciario Inferior) han sido afectadas por combustión subterránea en épocas geológicas recientes, en repetidas ocasiones y en áreas diferentes a lo largo de toda la formación, alcanzando profundidades de más de 120 metros. Las primeras alteraciones mineralógicas ocurrieron hacia los 500°C. La cocción prosiguió hasta cerca de los 900°C, temperatura a la cual se inició la fusión de las limolitas y de las cenizas silicáticas del carbón. Las temperaturas máximas alcanzadas no fueron inferiores a 1350°C. Las presiones  $P_f$  reinantes han sido cercanas a la atmósfera ( $P_{H2O} \sim 1$  bar).

La asociación mineral más frecuente en las porcelanitas (limolitas cocidas) es tridimita y/o cristobalita con mullita, paragénesis que proviene de la degradación de la caolinita. En calizas dolomíticas cocidas se observa la asociación fassafta con la solución sólida espinela/magnesioferrita, junto con calcita y dolomita. Esta paragénesis es poco común, pero conocida en mármoles dolomíticos de contacto, pobres en sílice y ricos en aluminio y hierro. De las facies o etapas metamórficas establecidas, la que cubre las condiciones PT bajo las que se han formado las porcelanitas y bichita, es la antigua "Facies de la Sanidina" de Eskola, hoy sustituida por dos zonas, la de la *monticellita-melilita* y de la *tilleyita-spurrita*. Ninguna de estas dos paragénesis ha sido hallada aún en Perijá, debido a que las escasas calizas dolomíticas cocidas no han alcanzado temperaturas muy altas por encontrarse distantes de un manto de carbón. La asociación tridimita/cristobalita, sin embargo, sí puede agruparse en las zonas metamórficas mencionadas.

Las para-lavas son producto de la fusión de las cenizas del carbón y de una cierta proporción de limolitas provenientes del techo del manto. Su mineralogía es la de un basalto tholeítico contaminado con sedimentos (bytownita más ortopiroxeno o diópsido o pigeonita más cordierita más magnetita titanífera), mientras que el análisis de roca total, incluyendo el abundante vidrio, corresponde al de una dacita. La secuencia de cristalización de un "basalto" promedio es: ortopiroxeno-cordierita-magnetita-plagioclase-clínopiroxeno-tridimita y/o cristobalita. En todo caso queda cierta proporción de vidrio enriquecido en sílice y álcalis.

ABSTRACT

Considerable extensions of coal seams and coal-bearing siltstone beds of the Lower Tertiary Marcelina Formation have been repeatedly affected by underground combustion in recent geological

1. Manuscrito recibido 1977

\* Ministerio de Energía y Minas - Dirección de Investigaciones Geoanalíticas y Tecnológicas.

time and in different areas throughout the formation, reaching depths of over 120 meters. The first mineralogical alterations took place at about 500° C. Baking continued to nearly 900° C, at which point the siltstones and the coal's silicated ashes began to melt. Maximum temperatures attained were of about 1,350° C. Dominant  $P_f$  pressures were close to atmospheric pressure ( $P_{H_2O} \sim 1$  bar).

The most frequent mineralogical association within the porcelanites (baked siltstones) is tridymite and/or cristobalite with mullite, a paragenesis derived from caolinite degradation. In baked dolomitic limestones the association of fassaite with spinel/magnesioferrite solid solution is observed, together with calcite and dolomite. This is an uncommon paragenesis, known only from silica-poor, aluminum- and iron-rich contact dolomitic marble. Within the established metamorphic facies or stages, Eskola's former "Sanidine Facies" shows the P-T conditions of formation of the porcelanites and buchite; this has now been substituted by two zones: *monicellite-melilite* and *tilleyite-spurrite*. Neither of these two parageneses has yet been encountered in Perijá, because the scarce baked dolomitic limestones have not reached very high temperatures, occurring far away from coal seams. However, the tridymite/cristobalite association can be grouped in the above-mentioned metamorphic zones.

The paralavas are the result of melting of coal ashes and some proportion of the overlying siltstones. Their mineralogy is that of a sediment-contaminated tholeiitic basalt (bytownite plus orthopyroxene or diopside or pigeonite plus cordierite plus titaniferous magnetite), whereas whole-rock analysis, including the abundant glass, points to a dacite. Crystallization sequence of an average "basalt" is as follows: orthopyroxene-cordierite-magnetite-plagioclase-clinopyroxene-tridymite and/or cristobalite. In any case, a certain amount of silica- and alkali-enriched glass remains.

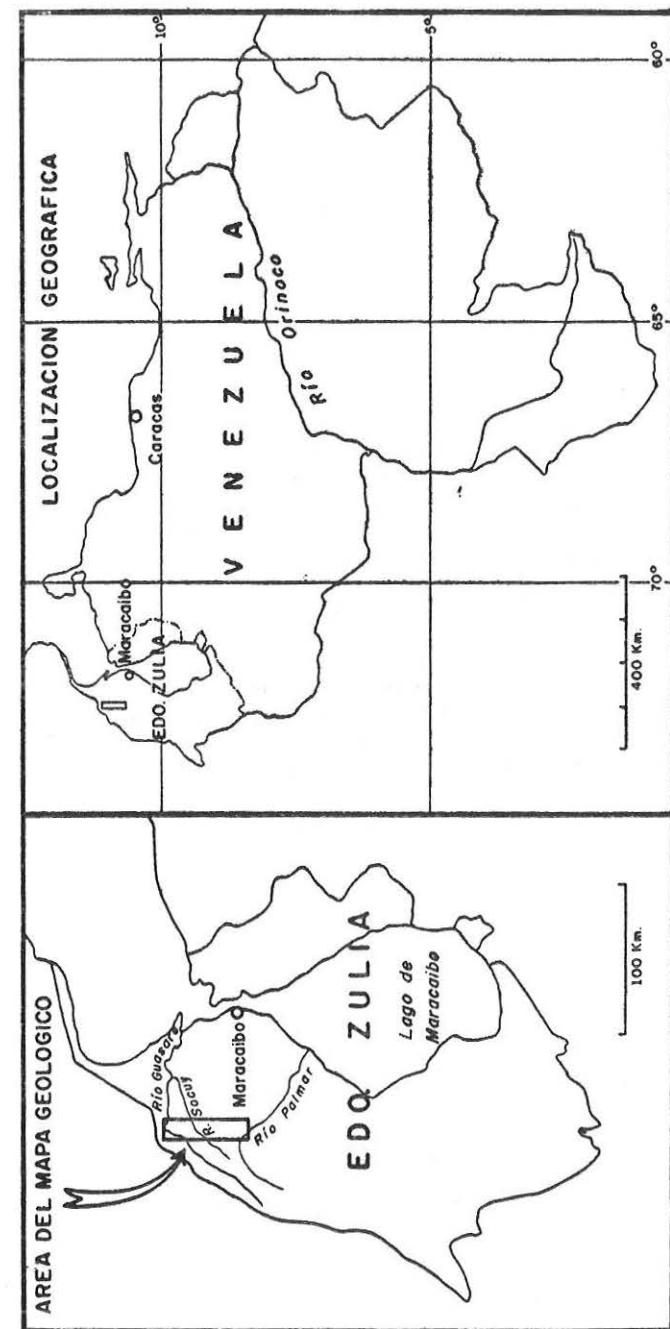
## INTRODUCCION

La primera mención de esta curiosidad geológica en la literatura estratigráfica venezolana se debe a HEDBERG y SASS (1937) quienes en la descripción de la Formación Paso Diablo aclararon muy brevemente que los "diques de basalto" señalados hasta entonces no eran sino simples arcillas fundidas por la oxidación de las capas de carbón. Una década más tarde SUTTON (1946) describe en la Formación Marcelina afloramientos de hasta 4 m de espesor de lutitas cocidas en colores rojizos y azules, que ocasionalmente adquirían una textura casi vítrea.

Estos fenómenos geológicos fueron "redescubiertos" al iniciar la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos los trabajos de prospección y de geología regional en el norte de Perijá en 1973. En informes petrográficos inéditos, MOTICKA (1973-1976) describe de la Formación Marcelina "basaltos" y sedimentos cocidos y sugiere la posibilidad de su generación por combustión de carbón. Más tarde, sin embargo, NOGUEIRA (1975) calificó estos sedimentos de ignimbritas y llamó "Volcánicas de La Baqueta" al conjunto de rocas intrusivas y efusivas de la Formación Marcelina. En vista del interés geológico especial que reviste el evento, la División de Petrología de la Dirección de Investigaciones Geoanalíticas y Tecnológicas ha iniciado a principios de 1977 un estudio detallado del mismo, cuyos primeros resultados se presentan en este trabajo.

## SITUACION GEOLOGICA

La Formación Marcelina (Paleoceno a Eoceno Inferior), es una secuencia interestratificada de limolitas carbonáceas oscuras, areniscas de grano fino en tonos



variables de gris, abundantes mantos de carbón, ocasionales nódulos gruesos de caliza y un horizonte delgado pero extenso y continuo de caliza fosilífera que ha servido como excelente estrato guía. El ambiente sedimentario de la formación se postula hoy de tipo deltaico paludal.

La formación aflora en forma de franja larga (aproximadamente 56 km) y muy estrecha (de 4 km al N a pocos centenares de metros al S) dispuesta en sentido NNE. Se extiende desde 3 km al norte del río Guasare, donde se sitúa en contacto de falla con la Formación Guasare, hasta la confluencia del Caño Colorado con el río Palmar en el sur. A todo lo largo de su límite occidental está en contacto concordante y transicional con la Formación Guasare infrayacente, contacto que se coloca entre el horizonte de caliza superior extremo de Guasare y los primeros mantos inferiores de carbón. El contacto oriental con la Formación Misoa\* suprayacente es también concordante y transicional, excepto en su extremo sur, donde se acuña contra una falla que la separa de la misma Formación Misoa.

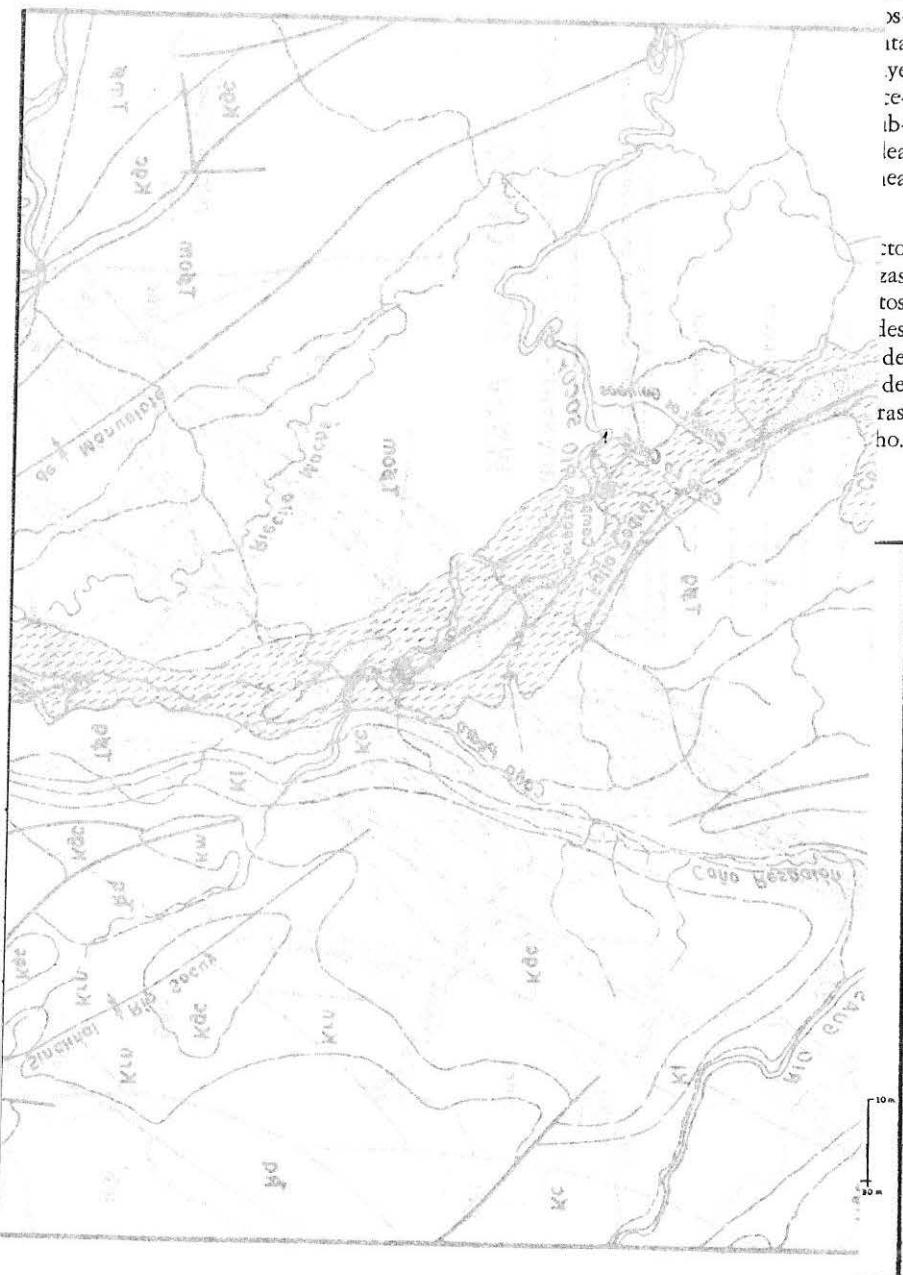
Esta franja está localizada en el borde occidental del gran Sinclinal de Manguelote. Por razones tectónicas, en el flanco oriental del sinclinal la Formación Marcelina sólo aflora en una faja muy delgada de 6 kms de longitud limitada por fallas y situada prácticamente en el abra del río Cachirí. Escasos kilómetros al oeste del extremo septentrional de la franja, se reconoce en el valle del río Guasare una pequeña subcuenca de la Formación Marcelina con una longitud de 6-8 km y una anchura máxima de 4 km, que forma el núcleo de un sinclinal y está totalmente rodeado por la Formación Guasare. El espesor de la Formación Marcelina varía entre 400 y 550 m.

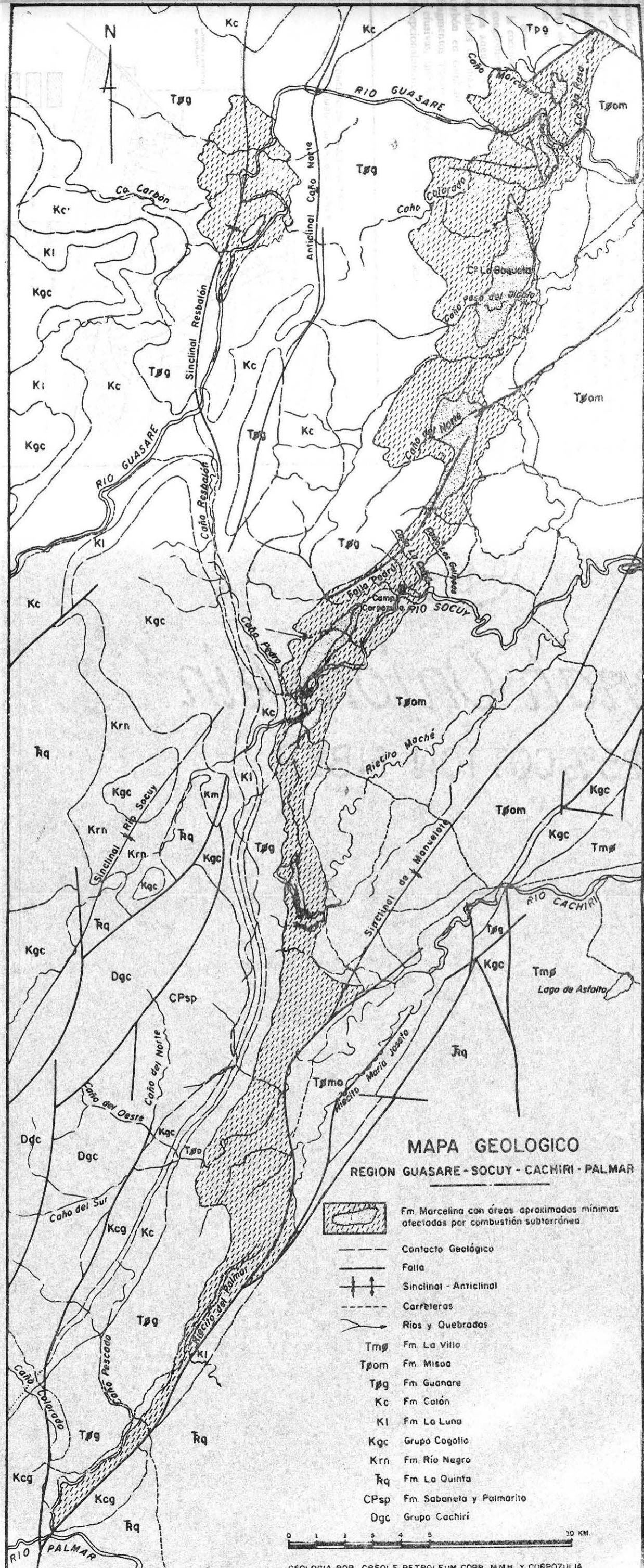
Esta somera descripción de la unidad se hace necesaria para comprender toda la extensión\* que ha alcanzado el fenómeno de la combustión subterránea. Esta se ha observado intermitentemente a todo lo largo de la franja y en todos sus niveles, desde el Caño Marcelina al norte del río Guasare hasta por lo menos las cabeceras del riequito Maché en el sur, incluyendo la subcuenca occidental descrita. Puede decirse que es un fenómeno típico de la Formación Marcelina (Ver Mapa Geológico).

En el trecho septentrional de la faja, comprendido entre los ríos Guasare y Socuy, la combustión subterránea ha alcanzado mayor extensión y espesores por

\* También este contacto es un tanto arbitrario y se basa en el hecho de que de allí hacia arriba se acaban los mantos de carbón y Misoa se hace más arenácea. Hacia el norte de la franja, el contacto se coloca en una delgada e intermitente capa conglomerática. El Ministerio de Energía y Minas tiende a incluir la Formación Marcelina en la Formación Misoa, debido a que ambas presentan ambientes sedimentarios similares. Sin embargo, para la prospección del carbón es práctico conservar la unidad, aunque sea reducida a rango de miembro.

\* El Mapa de Anomalías Aeromagnéticas preparado por la Técnica Roraima C. A. "Tecroca" para CORPOZULIA y que cubre el área de Perijá septentrional desde el Río Palmar hasta la frontera colombiana en el norte, es prueba impresionante de la extensión del fenómeno. Se observa una fuerte anomalía magnética, que prácticamente reproduce la forma de la franja de la Formación Marcelina en toda su longitud. La anomalía es expresión casi exclusiva de la fuerte concentración de magnetita en las brechas soldadas y para-lavas, mineral generado durante la combustión por oxidación de la pirita. Al sur del Riequito de Maché, la anomalía es fuertemente influenciada por las rocas metamórficas pre-devónicas de la Formación Perijá y por los sedimentos rojos y rocas volcánicas de la Formación La Quinta.





variabl  
caliza  
servido  
postula

L  
muy e  
sentid  
en co  
Colora  
en con  
tacto c  
los pri  
Misoa\*  
sur, do

Es  
nuelote  
Marcel  
por fa  
al oest  
Guasar  
6-8 km  
está to  
Marcel

la exten-  
se ha  
niveles  
las cab-  
crita. El  
Mapa

E  
y Socu

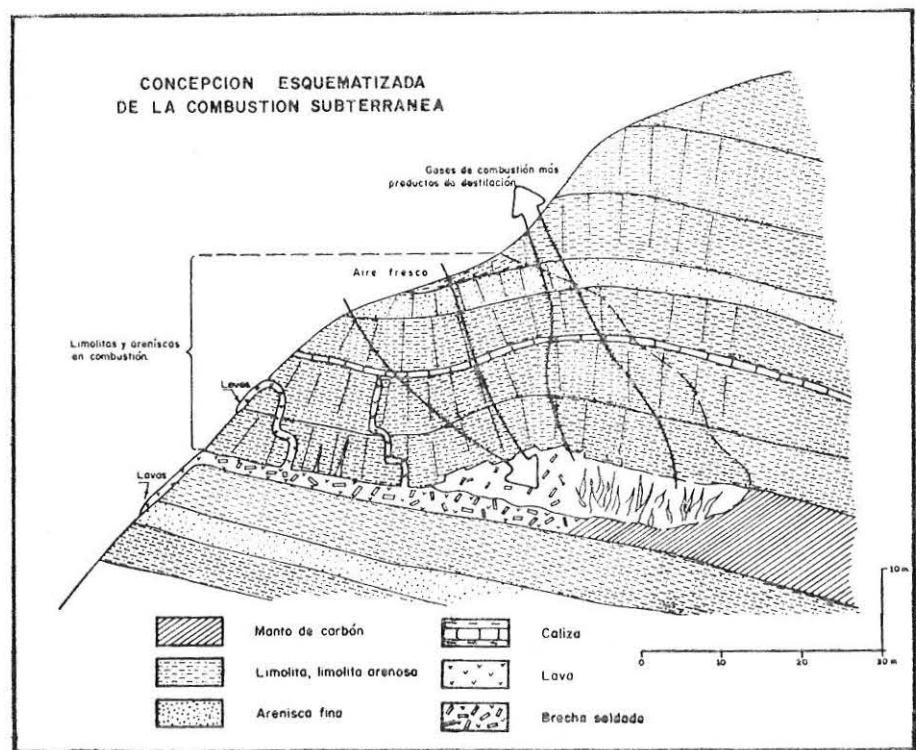
\* Tam  
arri  
la  
Min  
Mis  
para  
rang  
\* El

\* El para la Se fran siva gen anor mac



razones topográficas y por el bajo ángulo de buzamiento de las capas de limolitas y de los mantos de carbón, hechos que se discutirán más adelante. Por estas mismas razones CORPOZULIA se ha decidido a efectuar en ese sector una prospección y ubicación detallada de los mantos de carbón, a los fines de su pronta explotación a cielo abierto. De ahí que esta zona, específicamente la que incluye los Caños Norte, Paso Diablo, La Baqueta y Marcelina, tenga excelente accesibilidad y se disponga de amplia información geológica de superficie y del subsuelo mediante perforaciones. Su estudio ha permitido obtener una buena idea acerca de las relaciones estratigráficas de los productos de la combustión subterránea y de su extensión tridimensional.

Son tres los productos de la combustión subterránea: *porcelanitas*, producto de la cocción de limolitas carbonáceas y en menor escala, de areniscas finas, calizas y conglomerados; *brechas soldadas* y *flujo de brechas*, formadas por fragmentos líticos angulares de 1-15 cm de tamaño soldadas por, o embebidos en, cantidades variables de magma generado por la fluidización de parte del techo de mantos de carbón en combustión y de sus cenizas; *lavas* (para-lavas), magmas carentes de fragmentos líticos con aspecto de verdaderas lavas volcánicas, intrusivas someras y efusivas, que han llegado a fluir en la superficie aunque sea por corto trecho. Excepcionalmente se observan verdaderas obsidianas.



Las porcelanitas, que son los productos más abundantes del fenómeno, afloran en forma de extensos paquetes irregularmente lenticulares, generalmente desde varios centenares de metros hasta algunos kilómetros de extensión y de escasos metros hasta varias decenas de metros de espesor. En el área del Caño La Baqueta se ha perforado un espesor de porcelanitas de 75 m. Se presentan en cualquier nivel de la formación: en su base en el área al sur del sitio Los Chorros, en su nivel medio y tope en el área de prospección delimitada arriba, donde la combustión ha afectado esporádicamente no sólo al conglomerado tope, sino también sedimentos de la Formación Misoa. En una misma perforación pueden repetirse de 2 a 3 veces a diferentes niveles.

Las brechas soldadas y las lavas, aunque abundantes y a veces muy extensas, son mucho menos potentes y raras veces alcanzan 3 m de espesor. En el área de prospección se reconocen hasta 22 mantos de carbón distribuidos en todos los niveles, con espesores variables entre 1 m y 15 m. Hacia el borde occidental del sinclinal son relativamente escasos, intercalándose nuevos mantos hacia oriente, en dirección del núcleo del sinclinal. Varios de estos mantos pueden estar quemados simultáneamente y no necesariamente los superiores, ni en secuencia continua. En superficie se puede seguir el afloramiento del material escoriáceo (lo que ha sido el afloramiento de un manto) por muchos kilómetros sin que se hayan quemado los mantos a todo lo largo de su afloramiento. A profundidad en sentido del buzamiento (de 10-25° E en la zona de prospección y gradualmente mayor hacia el sur), también hay un límite a la combustión, que depende del sistema de aeración presente durante la misma. La mayor profundidad a la que se ha perforado un manto quemado ha sido 120 m. Se puede decir que la combustión de mantos ha mermado en no menos del 5% las reservas del carbón explotable a cielo abierto en el área en prospección (WIPPERN, *com. per.* 1977).

En algunos sitios la relación estratigráfica entre las porcelanitas y lavas es aparente, no así en otros. Normalmente los mantos contenidos originalmente en limolitas posteriormente cocidas y en su base, están quemados. En otros sitios no se observan brechas soldadas en la secuencia de porcelanitas ni en su base. Finalmente hay varios ejemplos de mantos quemados sin haberse cocido los sedimentos supra- o infrayacentes, aunque éstos sean ricos en material carbonoso. Esporádicamente se presentan mantos de carbón coquizado en su parte superior, debido a la combustión de las limolitas carbonosas suprayacentes, sin haberse quemado todo el manto (en el Caño Norte por ej., LEAÑO y MOMPART, *com. per.* 1977).

La forma y extensión de limolitas y mantos quemados sugieren que ha habido una especie de control topográfico sobre la extensión de la combustión, por una topografía no muy distinta a la actual (WIPPERN, *com. per.* 1977). Del análisis de los resultados de las perforaciones puede inferirse que el límite inferior de la combustión a *grosso modo* sigue los contornos actuales de la topografía. Puede hablarse también de un control hidrográfico. En forma general puede decirse que el nivel freático ha limitado la extensión de la combustión hacia abajo. Se observa también que el fuego nunca ha pasado de una orilla a la otra de ríos que aún en época de sequía conservan suficiente agua, como es el caso de los ríos Socuy y Guasare. A ambas orillas del río Socuy afloran porcelanitas y brechas soldadas; en el lecho del río se presentan todos los mantos y limolitas inalteradas. Estas observaciones tienen sus implicaciones en la evaluación de la edad de estos fenómenos.

Existen varios ejemplos mundiales de este fenómeno que son similares al caso de Perijá, pero es sorprendente la estrecha semejanza que éste guarda con sedimentos cretácicos cocidos del área de Big Horn Mountains en el Estado de Wyoming, E.U.A. (BASTIN, 1905). No solamente los productos de la combustión, o sea las porcelanitas, las brechas soldadas y las lavas son prácticamente idénticas en aspecto y mineralogía, sino que también todas las características geológicas de los sedimentos y mantos de carbón no afectados son perfectamente comparables, hasta el extremo de la presencia de huellas de hojas muy bien conservadas.

## PETROGRAFIA

### Rocas no fundidas

1) *Porcelanitas.* Son las rocas afectadas por el calor de la combustión subterránea más abundantes en la zona. Normalmente afaníticas, son masivas a regularmente bandeadas, muy duras y presentan fractura conoidea. Su aspecto y textura macroscópica recuerdan a los de la cerámica o porcelana; de ahí su nombre. No se observan texturas de fusión parcial.

Se caracterizan por sus colores variados muy llamativos: rojo ladrillo, marrón, ocre, anaranjado, amarillo, gris claro, gris verdoso, etc. Generalmente son unicolores, pero a veces se presentan bandas polícromas. Se distinguen claramente de las limolitas arenosas carbonosas negras de las que provienen y que se describirán más adelante.

Al microscopio se observa una matriz microgranular en la que se hallan embebidas cantidades muy variables e irregularmente distribuidas por bandas de cuarzo, escaso feldespato y mica, todos de grano angular muy fino. Estos minerales, que pueden faltar por completo, son los únicos ópticamente reconocibles que representan fragmentos detritales relativamente gruesos y por esta razón, no alterados por el calor.

La matriz microgranular, cuya proporción varía de 50 a 100%, fue analizada por difractometría de rayos X, detectándose en casi todas las muestras muy abundante tridimita y/o cristobalita y frecuentemente mullita. En las porcelanitas de color rojo y ocre puede haber cantidades apreciables de hematita microgranular, y en las muestras que han alcanzado las mayores temperaturas se detecta además magnetita, que es tan común en las rocas fundidas. Es evidente que en la matriz hay también cierta proporción de compuestos amorfos de aluminio y álcalis, provenientes de la destrucción por calor de las arcillas y micas, especialmente de la caolinita y la sericitita.

En ninguna de las muestras visibles afectadas por el calor se observan residuos orgánicos. Sin embargo, muchas presentan una porosidad formada por finas oquedades elongadas en sentido de la estratificación, ocupados originalmente por la materia carbonosa.

2) *Limolitas finamente arenosas no cocidas.* Es ésta la roca que, cocida, genera las porcelanitas. Es afanítica, finamente estratificada (laminada) y de color negro a gris oscuro. Al microscopio presenta aspecto y textura muy similares a

las porcelanitas. La orientación (estratificación) es mejor y presenta algunos minerales adicionales visibles o detectables por difracción, que son eliminados, destruidos o transformados durante la cocción. Se observa 7 a 15% de material carbonoso en finos agregados orientados, 0,5 a 2% de pirita finamente dispersa y hasta 1% de glauconita autigénica. Mediante difracción de rayos X se detecta 20 a 50% de caolinita, muy abundante sericita y por regla general, mucho más cuarzo del que contienen las porcelanitas.

3) *Arenisca feldespática micácea, arcosas y conglomerados cocidos.* Aunque en menor proporción, también estas rocas detritales han sido frecuentemente cocidas. Su menor volumen respecto a la porcelanita se debe a que prácticamente carecían de material carbonoso sujeto a quemarse. Su cocción debió producirse por contacto con limolitas carbonosas en combustión, o por gases combustibles provenientes de la destilación de carbones, quemados luego en los sedimentos mencionados.

A causa de su granularidad más gruesa, el efecto de la cocción es menos conspícuo que en las porcelanitas. El color de estas rocas cambia de gris o beige claro a rojo óxido por efecto de la oxidación de los compuestos de hierro. Asimismo la estratificación resalta más en las muestras cocidas debido a la desigual distribución de los óxidos de hierro por capas.

Una típica arenisca feldespática micácea de la Formación Marcelina contiene 50 a 70% de cuarzo, 15 a 30% de plagioclasa y/o microclino, 10 a 15% de micas detritales (muscovita y biotita), abundante óxido de hierro, en especial magnetita, y muy pequeñas cantidades de circón, apatito y turmalina. El detritus es de grano fino a muy fino, anguloso y orientado por sedimentación. Ocasionalmente se observa hasta 10% de caolinita y algunos fragmentos líticos de fíbanitas y cuarcitas muy finas.

La misma roca, sujeta a cocción, aparte de las alteraciones del aspecto macroscópico, presentan al microscopio pocos cambios. Tanto el cuarzo como los feldespatos de grano fino no han sido alterados visiblemente. Las micas y la eventual arcilla, en cambio, han desaparecido o quedan pseudomorfos residuales que no difractan los rayos X. Por otra parte, la difractometría revela la presencia de cantidades variables (hasta 20%) de cristobalita (baja), proporción que generalmente supera al material microgranular presente, indicando forzosamente que los granos visibles de cuarzo llevan un borde transformado a cristobalita.

4) *Calizas cocidas.* De por sí las calizas no son muy abundantes en la Formación Marcelina y menos frecuentes aún son las calizas afectadas por combustión subterránea. Las rocas calcáreas impuras cocidas son de gran interés por las paragénesis variadas que pueden presentar.

Generalmente son de grano muy fino a afaníticas, masivas a gruesamente estratificadas, unas con el típico color ocre, y otras de color pardo oscuro indefinido. La mayoría presenta abundantes vetillas blancas. Están formadas por una matriz de calcita recristalizada de grano fino a muy fino con textura en mosaico, rellena de abundante fassaíta (hasta 50%), de grano muy fino (hasta 0,2 mm) y de cantidades variables (hasta 15%) de la solución sólida espinela/magnesioferrita de grano muy fino ( $\sim 0,1$  mm, foto N° 18).

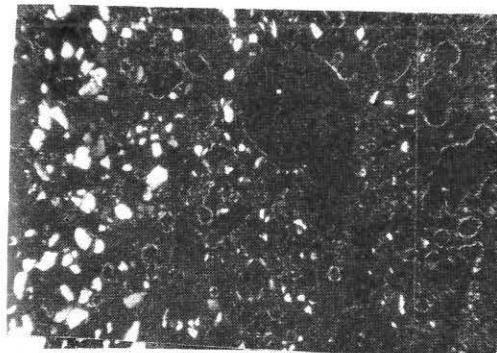


FOTO 1

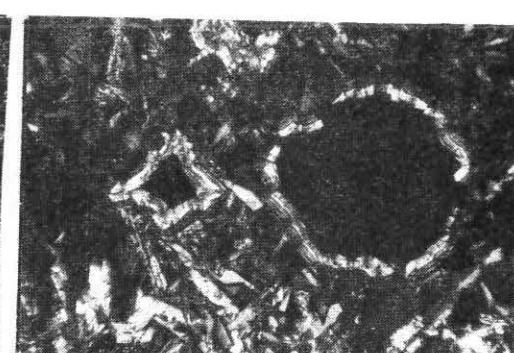


FOTO 2

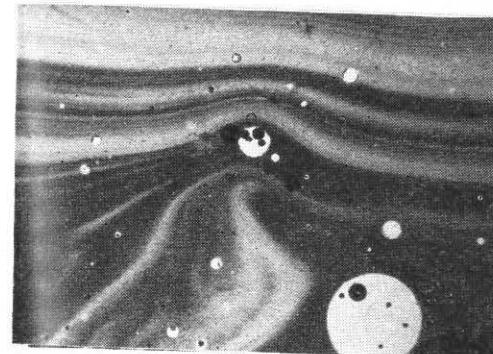


FOTO 3

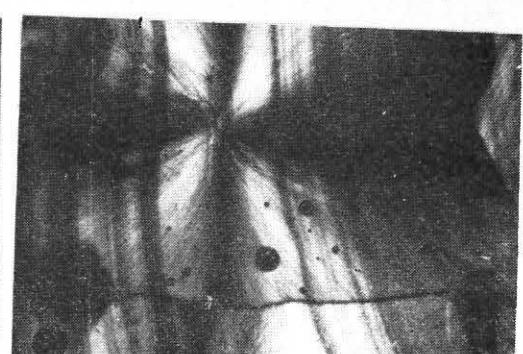


FOTO 4



FOTO 5

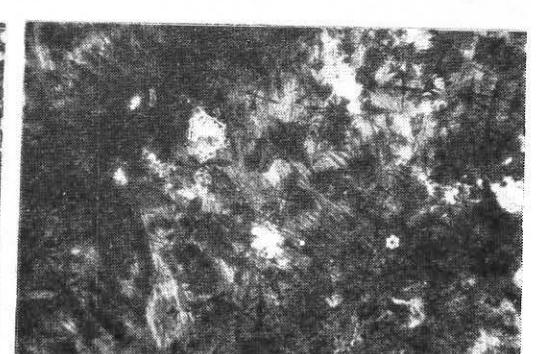


FOTO 6

FOTO 1

Oquedades aún irregulares dejadas por la eliminación del carbón en buchitas con fusión incipiente. Se observan granos detritales de cuarzo no fundido. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles X. Muestra P-10B.

FOTO 2

Vacuolas en para-lavas bordeadas interiormente por material aún no determinado. Longitud del campo 0.8 mm; Nícoles X. Muestra P-3B.

FOTO 3

"Obsidiana" con bandeoamiento por flujo y vacuolas. Longitud del campo: 5 mm; Nícoles II. Muestra 3058J.

FOTO 4

"Obsidiana" en la que se observa uno de los límites de las celdas poligonales de cordierita? fibrosa radial. Longitud del campo: 5 mm; Nícoles X. Muestra 3058J.

FOTO 5

Agregados fibrosos claros: cristobalita; agregados oscuros: cristalites de ortopiroxeno, todo en materia hialina. Longitud del campo: 0.8 mm; Nícoles II. Muestra LA-1.

FOTO 6

Ortopiroxeno esquelético (embrionario) en para-lavas escasamente cristalizadas. Longitud del campo 0.8 mm; Nícoles II. Muestra LA-2.

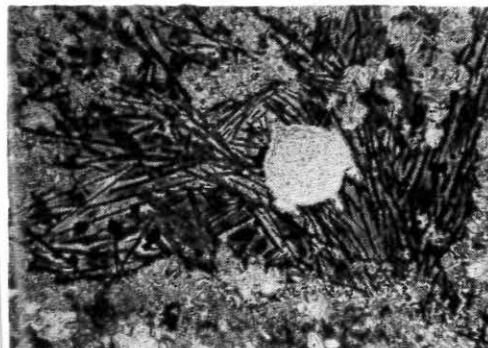


FOTO 7



FOTO 8

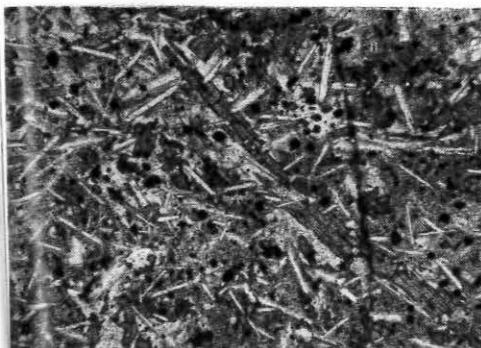


FOTO 9

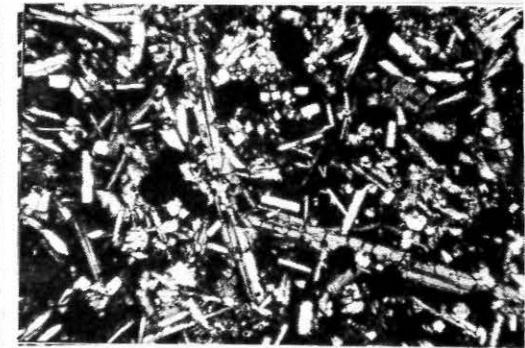


FOTO 10

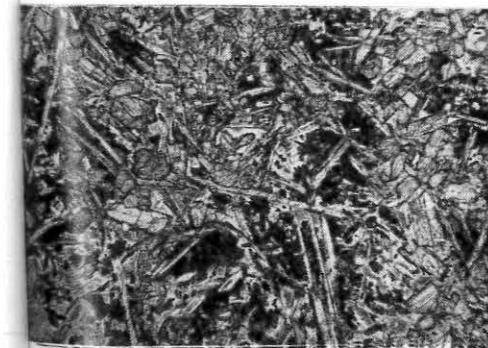


FOTO 11



FOTO 12

FOTO 7

Cristalitos de ortopiroxeno embebidos en vidrio. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles II. Muestra P-16.

FOTO 8

Cordierita en prismas hexagonales cortos, cristalitos de ortopiroxeno y cubos de magnetita titanífera. Longitud del campo: 0.8 mm; Nícoles II. Muestra LA-1.

FOTO 9

Ortopiroxeno en fenocristales alargados en matriz con bytownita en listones, magnetita y vidrio. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles II. Muestra 3058.

FOTO 10

Fenocristales de ortopiroxeno con bytownita acicular y tridimita prismática corta. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles X. Muestra 3058.

FOTO 11

"Basalto" diopsídico-bytownítico. Longitud del campo: 5 mm; Nícoles II. Muestra P-12.

FOTO 12

"Basalto" diopsídico-bytownítico. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles X. Muestra P-12.

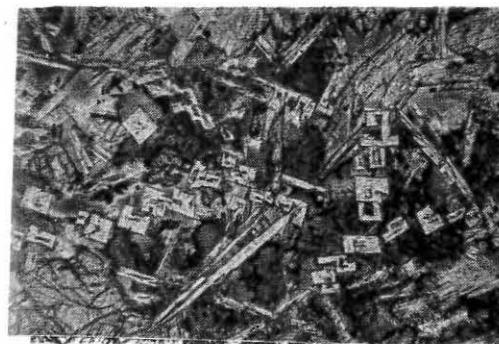


FOTO 13

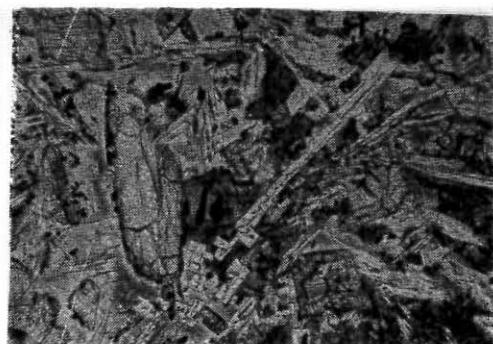


FOTO 14

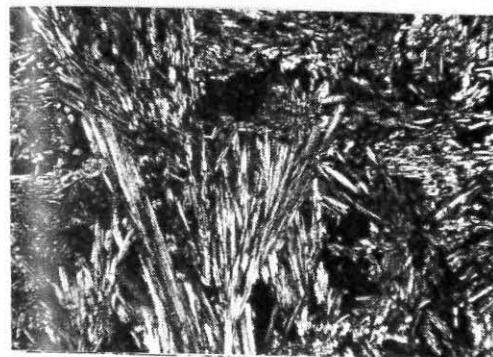


FOTO 15

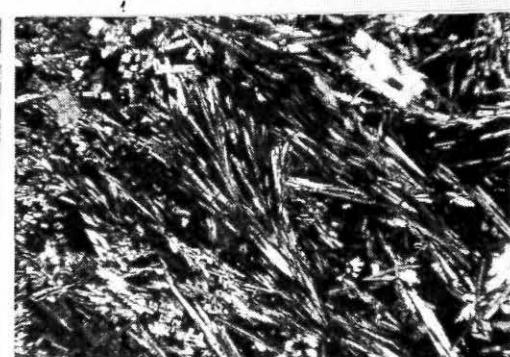


FOTO 16

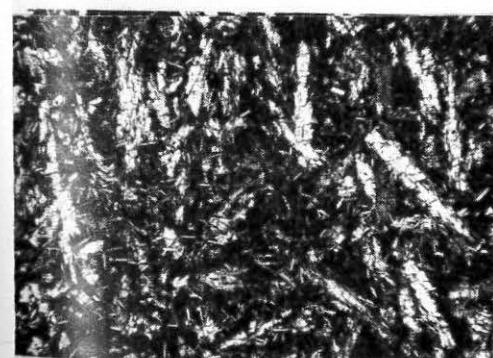


FOTO 17

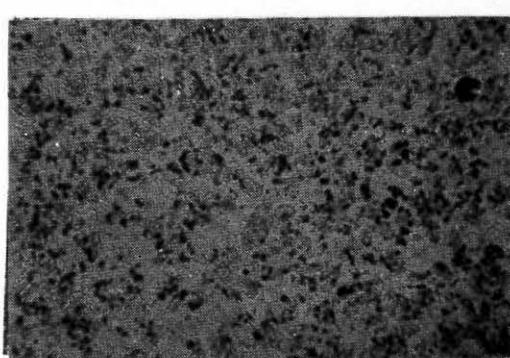


FOTO 18

## FOTOS 13 y 14

Bytownita en listones repetidamente maclados longitudinalmente, de manera que los individuos de la macla crecen en ángulo, ocasionalmente cerrándose completamente hasta formar maclas huecas; en "basalto" diopsídico y broncítico respectivamente. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles II.

## FOTOS 15 y 16

Pigeonita y bytownita aciculares en intercrecimiento palmeado. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles X y II respectivamente. Muestra P-12.

## FOTO 17

"Basalto" diopsídico con fenocristales alargados de diópsido intensamente fracturados. Longitud del campo: 2 mm; Nícoles X. Muestra P-11.

## FOTO 18

Mármol calco-dolomítico con abundante fassaíta (cristales claros de alto relieve) y espinela/magnesioferrita (pequeños cristales oscuros). Longitud del campo: 0.8 mm; Nícoles II. Muestra P-2C.

## GENERACION DE MAGMAS Y...

## 197

Algunas variedades de calizas son microgranulares (no recristalizadas), no contienen diópsido, pero sí cierta proporción de dolomita. Otras presentan cuarzo y muscovita detritales. Las variedades no recristalizadas, aunque visiblemente afectadas por el calor, frecuentemente presentan abundantes vetillas de yeso. Las muestras recristalizadas a su vez tienen vetillas de calcita. En la P-2B se observa además una costra de sanidina microgranular.

## Rocas fundidas (para-lavas)

En las zonas de mantos quemados se aprecia un sinnúmero de variedades de rocas fundidas y semifundidas, variedades que dependen de la temperatura alcanzada, la duración del evento, la velocidad de cristalización y de la proporción y tipo de cenizas de carbón y rocas de contacto fundidas.

Así se observan desde porcelanitas con fusión incipiente zonal y brechas soldadas, hasta flujos de brechas y para-lavas puras y homogéneas. Desde el punto del estado de cristalización hay lavas casi totalmente vítreas (obsidianas) hasta enteramente cristalizadas.

La porción fundida de estas rocas se diferencia netamente de las porcelanitas por su aspecto lávico-escoriáceo, poroso o vesicular, su color gris oscuro y, en algunos casos, su estructura de flujo con aspecto de cuerdas (lavas cordadas), si llegan a salir a la superficie terrestre y fluít.

1) *Flujos de brechas y brechas soldadas.* Este es el tipo más común de rocas fundidas. Provienen del relleno de una fase ya completamente fundida con cantidades variables de fragmentos líticos de porcelanitas caídas del techo del manto de carbón o mezcladas durante el colapso del techo. Si la cantidad del magma es pequeña y sólo suficiente para soldar los fragmentos, se habla de brechas soldadas. Ocasionalmente se observan variedades con "fragmentos" o zonas de porcelanita *in situ* rodeadas por magma que se deben a la inyección del mismo o a la fusión diferencial incompleta.

Los fragmentos líticos son angulares (hasta prismáticos) y se presentan en todos los tamaños, desde menos de 1 cm hasta 15 cm. Aunque conservan la estratificación de las porcelanitas, frecuentemente se hallan descoloridas debido a la reducción de la hematita o magnetita. Bajo el microscopio, estas buchitas exhiben aspecto muy similar al de las porcelanitas, pudiéndose reconocer únicamente los finos granos de cuarzo detritales en una matriz microgranular ópticamente irreconocible, que además de abundante tridimita y/o cristobalita contienen proporciones mayores de mullita que la porcelanita normal (difracción de rayos X).

Las buchitas están embebidas en para-lavas que presentan un estado de cristalización relativamente bajo a causa del enfriamiento rápido, debido a la abundancia de fragmentos líticos que le han caído. De ahí que se observe alta proporción de un vidrio marrón sucio lleno de ortopiroxeno en finísimos listones esqueléticos fragmentados, muy finas agujas intersertales de plagioclasa, abundante cristobalita esquelética fibrosa palmeada, y/o tridimita muy finamente prismática y maclada, cordierita en prismas hexagonales cortos (0,05 mm), frecuentemente

maclados y abundante magnetita titanífera en granos cúbicos muy finos. Frecuentemente llevan abundante cuarzo detrital fino que no ha sido fundido.

Estas rocas heterogéneas y escoriáceas son muy porosas (hasta 30%). Los poros, que aún no son esféricos, están recubiertos interiormente por un mineral micáceo con aspecto de halo o cortinaje y que aún no ha podido ser identificado.

2) *Para-lavas\**. Las lavas que no contienen xenolitos, ya sea porque éstos han sido fundidos también, porque han sido retenidos por un proceso de extrusión o porque nunca les han caído fragmentos, muestran todo el aspecto de lavas vacuolares equigranulares (no porfídicas) y homogéneas normales. Sólo una pequeña proporción de ellas ha fluído en la superficie terrestre. El mayor volumen ha sido retenido en el espacio del antiguo manto o en fisuras colaterales.

También estas para-lavas son muy variables por las razones anteriormente expuestas. De ahí que se tengan verdaderas, aunque raras obsidianas, con un contenido de vidrio de hasta 80%, hasta "basaltos" gruesamente cristalinos y con menos de 10% de vidrio.

Las para-lavas parcialmente cristalizadas se designan aquí "basaltos" (entre comillas) debido a que la mineralogía de los componentes mayoritarios (piroxenos y plagioclasa básica) corresponden a la de un basalto tholeítico. Un análisis de roca total (análisis Nº 2 y 3), incluyendo el vidrio ácido, corresponde sin embargo, a una dacita. Se trata, pues, de una asociación mineral no eutéctica, que no se halla en equilibrio químico con el vidrio.

Los componentes de las para-lavas son: plagioclasa (hasta 40%), un orto o un clinopiroxeno (hasta 40%), cristobalita y/o tridimita (hasta 50%), dos polimorfos de cordierita (hasta 20%), magnetita titanífera (hasta 8%), vidrio (80 a 7%) y vesículas (hasta 25%). Estas lavas no contienen ya cuarzo detrital ni mullita.

a) La *plagioclasa* se presenta en agujas intersetales muy finas (0,1 mm) en las lavas pobremente cristalizadas. A medida que hay mejor cristalización, las agujas se convierten en listones finos a medios (hasta 0,5 mm) y terminan en listones y tablas gruesas (hasta 1,5 mm) en los basaltos mejor cristalizados. Una particularidad común a todas las variantes es la de tener el núcleo hueco longitudinalmente, debido a un fenómeno de resorción, lo cual les imparte una similitud con agujas hipodérmicas. En las secciones basales se observa mejor este fenómeno, que tiende a desaparecer en las variedades tabulares más gruesas (Fotos Nº 11, 13, 14). Los tipos aciculares no están maclados, pero sí los tabulares que presentan básicamente maclas de albita y periclino.

b) *Piroxenos*. Se observan tanto orto-como clinopiroxenos.

*Ortopiroxenos* (2-15%).

En las para-lavas menos cristalizadas se presenta el hipersteno (ferro-

\* Las lavas provenientes de la fusión de sedimentos por combustión subterránea se llaman para-lavas.

hipersteno) en cristalitos\*\* (0,05-0,5 mm) alargados y en esqueletos (0,05-0,1 mm) embebidos sin orientación en abundante vidrio (hasta 80%) y asociado con tridimita/cristobalita, cordierita y con magnetita (Fotos Nº 5, 7). En lavas mejor cristalizadas el ortopiroxeno es broncita pleocroica (castaño-verde claro) en proporciones de hasta 15% en listones y prismas cortos, finos a gruesos (hasta 2,5 mm) no orientados y fracturados, asociados a bytownita, cordierita, tridimita/cristobalita, magnetita y menor cantidad de vidrio (Fotos 9, 10). En algunos casos se observa maclado según (011).

*Clinopiroxenos* (8-40%).

Son mucho más abundantes que los ortopiroxenos, sobre todo en las lavas mejor cristalizadas. Se trata generalmente de un diópsido normal, en listones a prismas cortos, (hasta 1 mm), idiomorfos a hipidiomorfos, fracturados, zonados, raras veces maclados según (100), incoloros a amarillentos y sin orientación apreciable. Está asociado a bytownita, cristobalita/tridimita y magnetita titanífera. No se observa en paragénesis con cordierita ni con ortopiroxenos. La proporción de vidrio en las para-lavas diopsídicas no sobrepasa en ningún caso el 15% y este piroxeno no ocurre como cristalite embrionario.

Un caso especial (muestra P-12) es la asociación de bytownita (40%) con una pigeonita (30%) casi uniaxial, ambas en agujas largas (hasta 2 mm) intercresidas en forma palmeada y de abanico (Fotos 15, 16). Además hay vidrio (10%), tridimita (5%) y magnetita.

c) *Minerales de sílice*. En la mayoría de las para-lavas, el cuarzo detrital ha sido fundido. En su lugar se presentan cantidades variables de los polimorfos tridimita y/o cristobalita reconocidos por difracción de rayos X. Son difíciles de apreciar bajo el microscopio por su diminuta granularidad. En algunas muestras se observan prismas cortos (0,06-0,1 mm, Foto Nº 10) con maclado polisintético? muy similares a plagioclasa, con la cual se han confundido. Los microanálisis indican, sin embargo, que es sílice casi puro y se cree que se trate de tridimita. La cristobalita se presenta probablemente en los finísimos agregados fibrosos radiales que pueden observarse en la Foto Nº 6 (ver también sección Geoquímica).

d) *Cordierita* (hasta 20%). La cordierita aparece en las variedades de para-lavas muy hialinas y es re-absorbida en las lavas mejor cristalizadas. Se asocia a ortopiroxeno, pero no se ha observado con diópsido. Se presenta normalmente en dos formas cristalinas: prismática hexagonal muy corta (0,05 mm), ópticamente positiva y con pleocroismo lila, y alotoriomorfa formando manchas continuas irregulares. La primera forma parece ser en realidad una macla según (110), compuesta por seis individuos prismáticos trigonales en la cual los pares de individuos opuestos presentan continuidad óptica (Foto Nº 8).

El difractograma de una supuesta obsidiana (muestra 3058) revela la presencia únicamente de cordierita. Bajo el microscopio se observa un mosaico de

\*\* Traducción del término "crystallite", definido así (Am. Geol. Inst., 1970): "Término amplio que se aplica a un cuerpo diminuto de composición mineralógica o forma cristalina desconocida, que no polariza la luz. Los cristalites representan la etapa inicial de cristalización de un magma".

T A B L  
M I C R O A N

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	49.17	52.65	47.73	51.10	50.62	47.63	52.27	52.29	52.52	54.11	52.42	46.34	49.49
TiO <sub>2</sub>	.34	.12	.09	.18	.54	.63	.68	.37	.26	.21	.52	.90	.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.85	29.29	29.96	27.59	4.70	3.64	4.24	5.58	1.31	2.13	1.86	6.51	31.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	1.23	1.21	1.20	1.66	27.00	35.87	25.16	18.09	13.43	3.86	3.38	4.46	4.25
MgO	.22	.00	.17	.17	14.58	12.26	15.92	24.02	29.04	17.69	17.62	14.65	11.26
CaO	15.21	15.00	15.80	14.20	1.48	.03	.67	.67	2.58	22.12	23.45	26.65	.00
Na <sub>2</sub> O	2.39	2.67	2.93	3.24	.37	.15	.04	.00	.01	.00	.03	.06	.18
K <sub>2</sub> O	.49	.19	.29	.78	.30	.03	.14	.00	.01	.11	.08	.47	.58
TOTAL	98.90	101.12	98.16	98.92	99.56	100.24	99.12	101.02	99.15	100.23	99.36	100.04	97.70

- 1 Bytownita en "basalto"; promedio de 4 microanálisis puntuales (An 86.8 Ab 11.6 Or 1.5)
- 2 Bytownita en "basalto"; promedio de 4 microanálisis puntuales (An 86.2 Ab 13.1 Or .6)
- 3 Bytownita en "basalto"; promedio de 5 microanálisis puntuales (An 85.8 Ab 13.3 Or .8)
- 4 Bytownita en "basalto"; promedio de 2 microanálisis puntuales (An 82.4 Ab 15.3 Or 2.4)
- 5 Ferrohipersteno esquelético en flujo de brecha; promedio de 4 microanálisis puntuales
- 6 Ferrohipersteno en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 7 Hipersteno esquelético en flujo de brecha; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 8 Broncita en "basalto"; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 9 Pigeonita magnesiana en "basalto"; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 10 Diópsido en "basalto"; promedio de 4 microanálisis puntuales
- 11 Diópsido en "basalto"; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 12 Fassaíta en mármol dolomítico; promedio de 4 microanálisis puntuales
- 13 Cordierita prismática en flujo de brecha; promedio de 4 microanálisis puntuales
- 14 Cordierita prismática en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 15 Ferrocordierita alotriomorfa en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 16 Magnetita titanífera en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 17 Magnetita titanífera en "basalto"; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 18 Magnetita titanífera en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 19 Magnetita titanífera en "basalto"; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 20 Magnetita titanífera en "basalto"; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 21 Espinela/magnesioferrita (solución sólida) en caliza dolomítica; promedio de 5 microanálisis puntuales
- 22 Vidrio en "basalto"; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 23 Vidrio en "basalto"; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 24 Tridimita en flujo de brecha; promedio de 3 microanálisis puntuales
- 25 Cristobalita ? en flujo de brecha; promedio de 2 microanálisis puntuales
- 26 Cristobalita ? en flujo de brecha; 1 microanálisis puntual

\* Los microanálisis se realizaron con microsonda de electrones marca Cambridge MK5 con sistema de dispersión de energía (EDS). Correcciones ZAF mediante programas FRAME B (para EDS) y EMPDR V-Rucklidges Electron Microprobe Data Reduction, Dic. 1969. ANALISTA: Tec. Martin Davidson.

B L A 1

A L I S I S \*

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
48.96	48.22	.51	.62	.59	.63	.81	.12	72.43	76.17	94.34	82.92	69.90
.25	.00	18.16	20.82	18.70	12.26	9.02	.91	.52	1.28	.28	.22	.75
32.42	32.00	11.50	2.48	2.59	5.32	6.71	15.13	12.00	9.93	2.01	10.16	19.26
—	—	70.47	72.32	74.16	80.49	80.45	—	—	—	—	—	—
4.32	12.81	—	—	—	—	—	58.48	3.21	1.11	.88	.76	.73
11.32	7.66	.00	1.41	1.39	1.12	1.35	22.79	.20	.09	.04	.28	.00
.03	.02	.06	.07	.14	.23	.01	.73	1.42	1.71	.42	4.09	8.20
.07	.10	.11	.61	.39	.36	.12	.01	1.70	1.60	.47	.45	1.99
.41	.04	.09	.02	.23	.12	.01	.07	6.93	3.59	.43	.10	.00
97.98	100.83	100.90	98.35	98.18	100.52	98.48	98.24	98.40	95.48	98.88	98.99	100.83

MUESTRA

- P-12A  
Zu-3058  
P-12  
Z-2  
LA-1  
P-16  
P-12B  
Zu-3058  
P-12  
P-12A  
Z-2  
P-20  
LA-1  
La-1  
P-16  
P-16  
P-12A  
LA-1  
P-12B  
P-12  
P-2B  
P-12A  
Z-2  
P-16  
LA-1  
P-12B

poliedros irregulares con un diámetro promedio de 5 mm, cada uno formado por un agregado finamente fibroso y regularmente radial convergente en el centro del poliedro. Este agregado fibroso es probablemente un tercer polimorfo ? de cordierita (Fotos N° 3, 4).

e) *Magnetita titanífera* (hasta 8%). La magnetita está presente en todas las lavas en cubos abundantes y finos a muy finos, regularmente dispersos. La magnetita procede de la reducción de la hematita en las porcelanitas, proveniente a su vez de la oxidación de la pirita (Fotos N° 8, 9).

f) *Vidrio* (7-8%). Todas las para-lavas presentan proporciones variables apreciables de un vidrio marrón sucio intersticial (Fotos N° 7, 13), siendo las lavas diopsídicas bien cristalizadas con menor cantidad hialina. Normalmente el vidrio no es limpio, sino que está lleno de minerales embrionarios esqueletales y otras impurezas no identificadas.

g) *Vacuolas*. Las oquedades presentes en las rocas de fusión incipiente se deben a la eliminación del material carbonoso (Foto N° 1); de ahí que se vean muy irregulares. A medida que se completa la fusión las oquedades van mejorando su esfericidad hasta ser perfectamente esféricas en las para-lavas; debido a que son magmas "secos" y no existe el proceso de depresión súbita como en las lavas provenientes de grandes profundidades, esa es la única explicación para el gran volumen de vacuolas presentes en las para-lavas (hasta 25%). Su diámetro varía de < 1 mm hasta 10 mm y están siempre vacías.

#### GEOQUIMICA MICROANALITICA

En la investigación geoquímica de las fases cristalinas y vítreas de las para-lavas y porcelanitas, la microsonda de electrones ha demostrado ser una poderosa aliada en el microanálisis puntual selectivo y de barrido. Puede decirse que sin ella este estudio no hubiera sido posible. En la Tabla N° 1 se resumen los resultados de los microanálisis realizados.

#### Plagioclasa (Microanálisis 1 a 4)

Con un rango de variación An de 82,4 al 86,8 en cuatro muestras de para-lavas de muy diferentes composiciones químicas y estados de cristalización, este es el mineral mayoritario de composición más constante. Los barridos transversales tampoco revelan zonación apreciable, posiblemente debido a su carácter acicular y de listón delgado, de modo que en todo momento de la cristalización el cristal entero pudo reaccionar con el magma. Sin embargo, entre cristales de la misma muestra se observa una variación apreciable (Na<sub>2</sub>O 1,99 - 4,07 en muestra P-12, por ej.), lo cual denota la elevada inhomogeneidad composicional de las para-lavas a muy pequeña escala. Esta característica es genérica en todas las demás fases cristalinas de las para-lavas.

#### Piroxenos (Microanálisis 5 a 11)

Los piroxenos embrionarios y esqueléticos son ferrohiperstenos e hiperstenos. A medida que mejora la cristalización, su composición se desplaza hacia la bronceita (ver Figura 2). El paso a diópsido (reacción del cristalite con el magma) probablemente tiene lugar en una etapa temprana de cristalización del ortopiroxeno, sea como ferrohipersteno o hipersteno. Los análisis de diópsidos se concentran en una pequeña área en la divisoria entre diópsido y endioípsido, o sea que son diópsidos sub-cálcicos de composición relativamente constante. De algunas determinaciones de parámetros ópticos realizados se concluye que muchos granos poseen un fino borde exterior de augita debido a la absorción de mayor cantidad de hierro a expensas de magnesio y calcio (2V<sub>z</sub> se desplaza de 51° en el núcleo a 42.5° en el borde). El promedio de los valores 2V<sub>z</sub> del diópsido es de 56,5° ± 0,5°.

Aunque el punto representativo de la pigeonita magnesiana se sitúa en el campo de la clinobronceita (Figura 2), su bajo valor 2V<sub>z</sub> = 9.5° lo identifican como pigeonita subcálcica.

#### Magnetita titanífera (Microanálisis 16 a 21)

Al igual que los piroxenos, la magnetita presenta en las para-lavas una gama composicional muy amplia, sobre todo en lo que se refiere al contenido de TiO<sub>2</sub> (9.02 a 20.82%). Analizando las muestras correspondientes se nota que es imposible atribuir la variabilidad de la concentración TiO<sub>2</sub> al grado mayor o menor de cristalización de los "basaltos" ni al contenido de TiO<sub>2</sub> en la roca total, sino a la temperatura de cristalización.

Las magnetitas contienen, además de TiO<sub>2</sub>, cantidades apreciables de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.48 a 11.50%) y de MgO (1.12 a 2.94%). Debido a que su distribución en el grano de magnetita es homogénea hasta el rango de escasos micrones (Ø del haz de electrones de la microsonda), se considera que al igual que el TiO<sub>2</sub>, éstos se hallan en solución sólida en la magnetita. Se les puede expresar como componentes de espinela en magnetita. Al convertir los óxidos en espinela s.s. (MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) se aprecia generalmente un exceso en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que puede invertirse en componente de hercinita (Fe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub>). De esta forma se obtiene una gama composicional de 0 a 4.98% de espinela s.s. (análisis 16 y 17 respectivamente) y de 19,6 a 0% de hercinita en los mismos microanálisis. Esta variabilidad es atribuible únicamente a la disponibilidad de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO en las lavas.

#### Cordierita (Microanálisis 13, 14 y 15)

Las cordieritas prismáticas hexagonales idiomorfas tienen composición química relativamente constante y normal, con la relación MgO:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:SiO<sub>2</sub> muy cercana a la ideal 2:2:5. La variedad alotriomorfa del análisis 15, con notable pleocroísmo azulado, es una ferrocordierita con una proporción alta de hierro (FeO 12.81%), no encontrada en la literatura sobre buchitas y para-lavas. Como en la mayoría de los demás componentes de las para-lavas, el campo de estabilidad de la cordierita depende, entre otros parámetros, de la composición global de la roca.

ANALISIS DE ROCA TOTAL\*

TABLE 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
SiO <sub>2</sub>	71.10	60.70	61.62	62.46	59.00	54.04	86.1	.4	.8	73.2	63.5	48.6	43.7	32.8	27.2	17.4	10.5	49.9
TiO <sub>2</sub>	.31	.29	.72	.80	.00	.59	.4	.8	.7	1.1	1.3	1.2	.7	.7	.4	1.2		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.00	8.45	16.30	15.83	18.00	22.25	5.2	17.4	15.3	31.1	22.8	10.1	25.5	10.1	6.0	24.1		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.82	5.55	6.89	6.59	2.53	3.18	4.1	4.4	4.4	6.6	10.1	32.0	33.4	24.6	7.9	11.6		
MnO	—	—	3.52	2.16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CaO	.21	12.04	3.85	4.25	.15	.38	.8	1.2	1.2	3.8	3.5	2.8	2.6	3.7	2.9	9.7	17.2	3.1
Na <sub>2</sub> O	.60	1.79	1.22	1.27	.86	.80	5	1.5	1.5	1.4	1.4	.7	.7	.8	.9	.6	1.2	
K <sub>2</sub> O	2.39	1.03	1.50	1.35	1.82	1.98	.2	.8	1.0	.5	.5	.7	.6	2.0	1.6	1.1	.2	.6
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	2	.4	.4	.7	.6	.1	.4	.8	.1	.1	1.7	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	1	.1	.1	.6	.1	.4	.2	.4	.2	.2	.1	
PR	2.98	1.24	.91	1.71	16.61	15.60	.1	.2	.2	.2	.2	.4	.2	.3	.2	.1	.2	
TOTAL	99.92	99.50	99.24	99.36	100.38	99.40	98.4	100.9	100.2	98.3	97.3	100.6	97.6	100.3	97.3	98.3		

1	Porcelanita	P-8B
2	“Basalto” diopsídico	Z-2
3	“Basalto”, broncítico	LA-3
4	Flujo de brecha	50581
5	Limolita arenosa	Z-4
6	Limolita arenosa	PB-53A
7	Ceniza de carbón	Sondeo 36
8	Ceniza de carbón	Sondeo 6
9	Ceniza de carbón	Sondeo 8
0	Ceniza de carbón	Sondeo 36
1	Ceniza de carbón	Sondeo 6
2	Ceniza de carbón	Sondeo 6
3	Ceniza de carbón	Sondeo 6
4	Ceniza de carbón	Sondeo 8
5	Ceniza de carbón	Sondeo 36

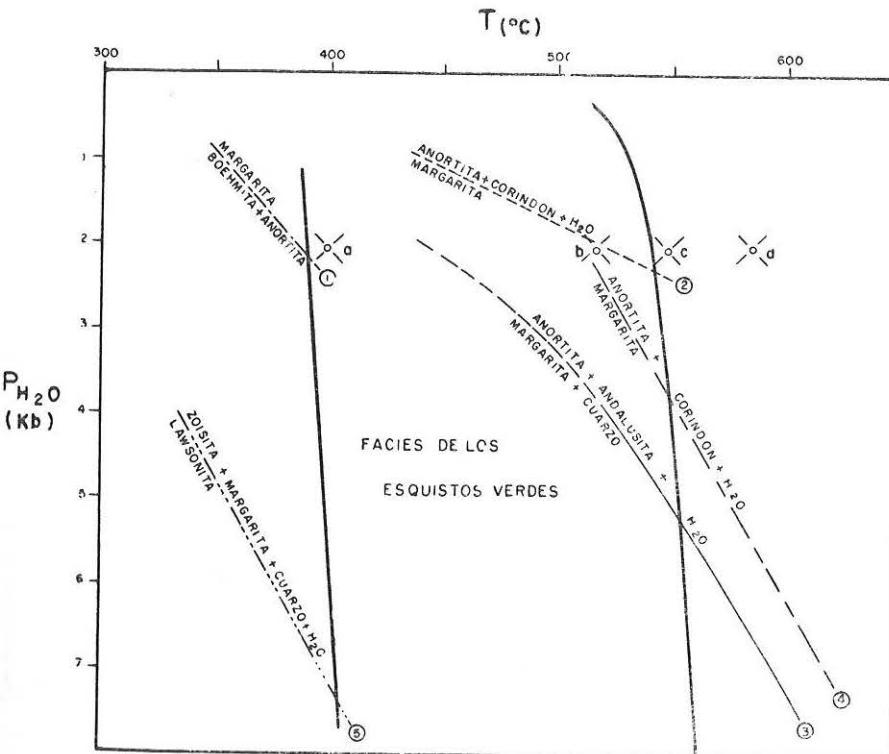
Analisis 1 a 6 mediante fotoespectrómetro de absorción atómica marca Perkin-Elmer 503. Analistas: Químicos Pablo Martínez y Oswaldo Montero. Analisis 7 a 16: selección nor contenido decreciente de SiO<sub>2</sub> de entre 32 análisis químicos por vía humeda obtenidos por CORPOZULIA.

### Polimorfos $SiO_2$ (Microanálisis 24, 25 y 26)

Se analizaron tanto la forma prismática idiomorfa (análisis 24), como los agregados fibrosos mucho más abundantes, cuya composición es extremadamente variable. Al comparar los correspondientes difractogramas con la petrografía, se deduce que la forma prismática corresponde a la tridimita y la fibrosa a la cristobalita. La composición errática de ésta última indica que se trata de una forma embrionica con estructura inestable, que va expulsando las impurezas ajenas a  $\text{SiO}_2$  a medida que cristaliza mejor. Este proceso se aprecia en los análisis 26, 25 y 24. El microanálisis 24 corresponde ya a una tridimita "normal". A diferencia del cuarzo, estos polimorfos son capaces de aceptar cantidades apreciables de alúmina, álcalis y hierro en la red cristalina.

### Vidrio (Microanálisis 22 y 23)

Como cabe esperar, la matriz vítreo concentra sílice y álcalis con respecto a las cenizas de carbón y a las limolitas y se empobrece en alúmina y magnesio. Si las lavas hubieran cristalizado totalmente, se habrían formado además un feldespato potásico (sanidina) y más tridimita o cuarzo. Las plagioclasas serían más sódicas.



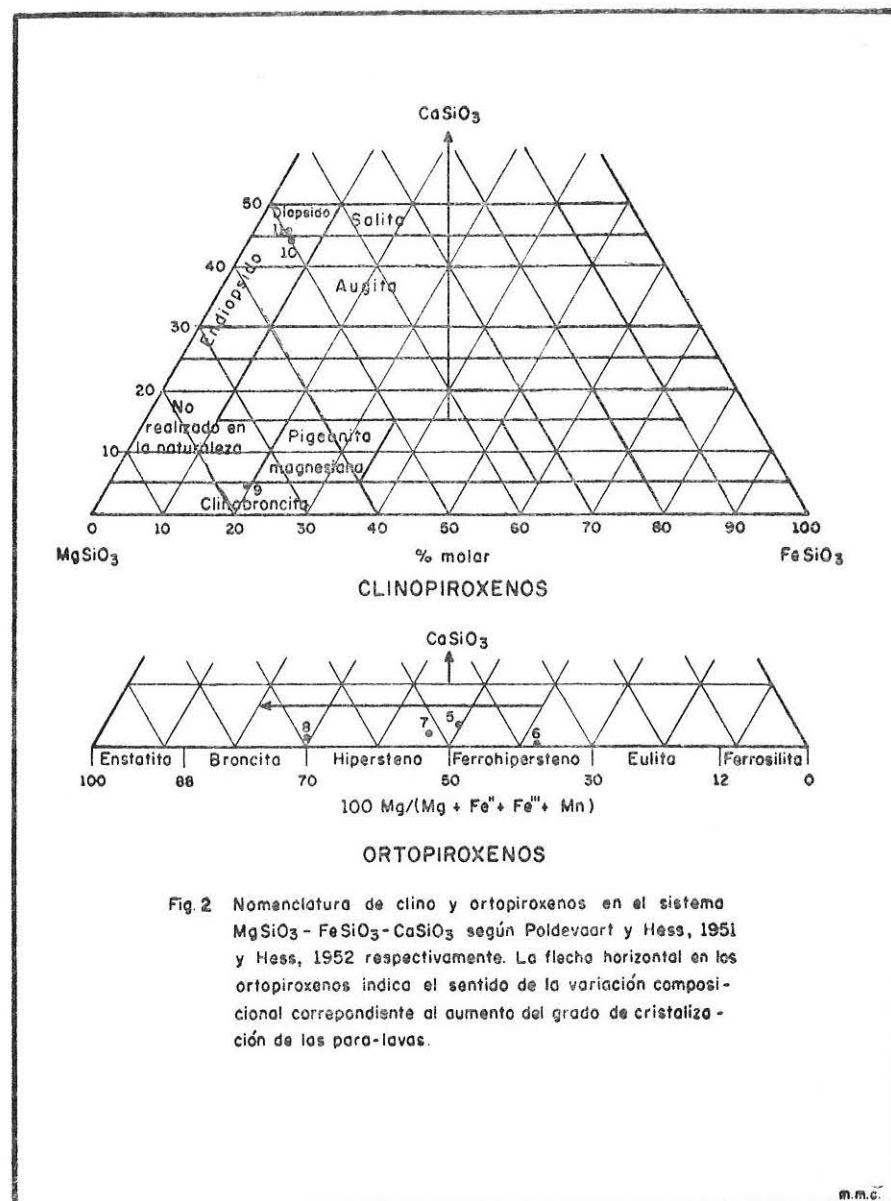


Fig. 2 Nomenclatura de clino y ortopiroxenos en el sistema  $\text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3 - \text{CaSiO}_3$  según Poldevaart y Hess, 1951 y Hess, 1952 respectivamente. La flecha horizontal en los ortopiroxenos indica el sentido de la variación compositonal correspondiente al aumento del grado de cristalización de las para-lavas.

### Relación ceniza/limolita en las para-lavas

Es difícil, si no imposible, evaluar la proporción de limolitas arenosas fundidas junto con las cenizas de carbón. Las cenizas representan un promedio de 1,5% (0,8—3,1%) en peso de 32 análisis de carbón considerados. En volumen la proporción fluctuaría alrededor del 1%. En un manto de 10 m de espesor la fusión de las cenizas exclusivamente generaría sólo 10 cm de para-lavas. Las evidencias de campo indican que la cantidad de lava es mucho mayor, quizás más del doble.

Otra dificultad en esa evaluación es la composición química enormemente variable y errática de las cenizas (análisis 7-16) aún dentro de un mismo manto, siendo imposible establecer una comparación con la composición de las lavas (análisis 2, 3 y 4). Por otra parte, la química de las porcelanitas (análisis 1) se diferencia de la de las para-lavas en su mayor proporción de Fe, Mg, Ca y Na y mayor cantidad de sílice, potasio y volátiles.

Aparentemente la composición química de las limolitas (análisis 5 y 6) es mucho más constante que la de las cenizas, comparable a la de las porcelanitas como cabía esperar, excepto, por supuesto, la pérdida al rojo, que en las limolitas alcanza un promedio de 16%.

### EVALUACION DE LAS CONDICIONES FISICAS DE LA COMBUSTION SUBTERRANEA

#### Presión

Para todos los fines prácticos la presión  $P_f$  ( $P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}$ ) ha sido la atmosférica ( $\sim 1$  bar) debido a que la combustión se ha desarrollado muy cerca a la superficie y ha estado en comunicación directa con la atmósfera al comienzo de la combustión, y luego a través del sistema de fisuras originadas por el colapso (ver figura 1).

De allí que todos los componentes volátiles han abandonado el sistema a temperaturas relativamente bajas, quedando las porcelanitas, y más aún, las para-lavas, esencialmente secas (los minerales nuevos generados por el calor son todos anhídros).

#### Temperatura

Debido a que se trata de una amplia gama de temperaturas que han prevalecido durante la combustión subterránea, y que tienen su expresión en la nueva mineralogía y textura, se intentará definir, además de las temperaturas máximas alcanzadas, las temperaturas mínimas requeridas para lograr los primeros cambios mineralógicos en este proceso.

Las rocas que muestran las primeras señales de haber sido cocidas (decoloración del negro y suave coloración en tonos pastel) presentan dos características nuevas:

- degradación de arcillas y micas;
- presencia de tridimita y/o cristobalita

La destrucción de los filosilicatos a presión de ambiente es un proceso que requiere una temperatura de aproximadamente 500° C, y que puede considerarse como la mínima necesaria para producir los primeros cambios mineralógicos en la limolita arenosa. La tridimita y/o cristobalita, aunque son minerales de alta temperatura (puntos de inversión del cuarzo a  $\beta$ -tridimita: 867° C y éste a cristobalita: 1470°) pueden cristalizar ambas en forma no estable (metaestable) a temperaturas muy inferiores a las indicadas y no sirven como termómetros geológicos.

El otro extremo lo constituyen las temperaturas alcanzadas por las rocas totalmente fluidizadas. Las para-lavas en cuestión contienen una serie de minerales formados entre las temperaturas líquidus y sólidos de una fusión y cuyo comportamiento ha sido extensamente estudiado experimentalmente (SCHREYER y SCHAIRER, 1961; MIYASHIRO, 1954-1956). Estos investigadores concluyen que los campos de estabilidad de minerales como la cordierita, la mullita, la magnetita, además de los orto- y clinopiroxenos y la plagioclasa, dependen fuertemente de la composición global de la lava. Normalmente las temperaturas líquidus son notablemente más altas para los compuestos simples monarios, binarios o ternarios, que para los compuestos complejos como son las para-lavas naturales. Así, la magnetita comienza a cristalizar a 1600° C de una fusión bajo presión atmosférica de puro  $Fe_3O_4$ , pero a menos de 1250° C en una lutita fundida de los yacimientos de hulla de Bokaro, India. La bytownita de las lavas estudiadas (An81) comenzaría a cristalizar a 1500° C en el material de la India. De estos minerales sólo los polimorfos estables de  $SiO_2$  tienen temperaturas de inversión constantes, pero como hemos visto, no sirven como termómetros petrogenéticos.

BUDDINGTON *et al.* (1955), postulan que el porcentaje de  $TiO_2$  contenido en la magnetita es básicamente función de la temperatura de cristalización. Esta hipótesis es válida únicamente si el  $TiO_2$  se halla en exceso en forma de rutilo o ilmenita. Estos dos minerales están ausentes en la asociación de las para-lavas, porque probablemente no pueden formarse bajo esas condiciones genéticas, pero en los vidrios residuales siempre hay suficiente  $TiO_2$ , y hasta una ligera concentración (0.52 a 1.28%) con respecto a la roca no fundida.

Las para-lavas pueden, pues, considerarse como un sistema con exceso de  $TiO_2$  y usar (con reservas) la solución sólida  $Fe_3O_4$  -  $TiO_2$  como termómetro geológico. En la Figura 3 se aprecia la gama de temperaturas cubierta por las magnetitas, que varía entre 900° y algo más de 1000°C. Según BUDDINGTON la influencia de la presión es despreciable. No se han analizado todavía las magnetitas contenidas en las buchitas pero se estima que su contenido de  $TiO_2$  corresponda a una temperatura ligeramente inferior a 900°C. Es aproximadamente a esta temperatura cuando se inicia la fusión parcial de porcelanitas y buchitas.

Las evidencias petrográficas indican que el ortopiroxeno y la cordierita alta (indialita) cristalizan a mayores temperaturas que la magnetita titanífera. WYLLIE (1959) derivó el campo de estabilidad de la cordierita experimentalmente mediante la fusión de una arcosa. Aunque no se da su composición química, puede asumirse que es cercana a la de las limolitas arenosas de Marcelina. Si ésto es cierto, la gama a la presión de  $\sim 1$  bar sería de 1220 a 1310°C (Figura 4). La otra proposición de WYLLIE, de deducir la temperatura de cristalización de la

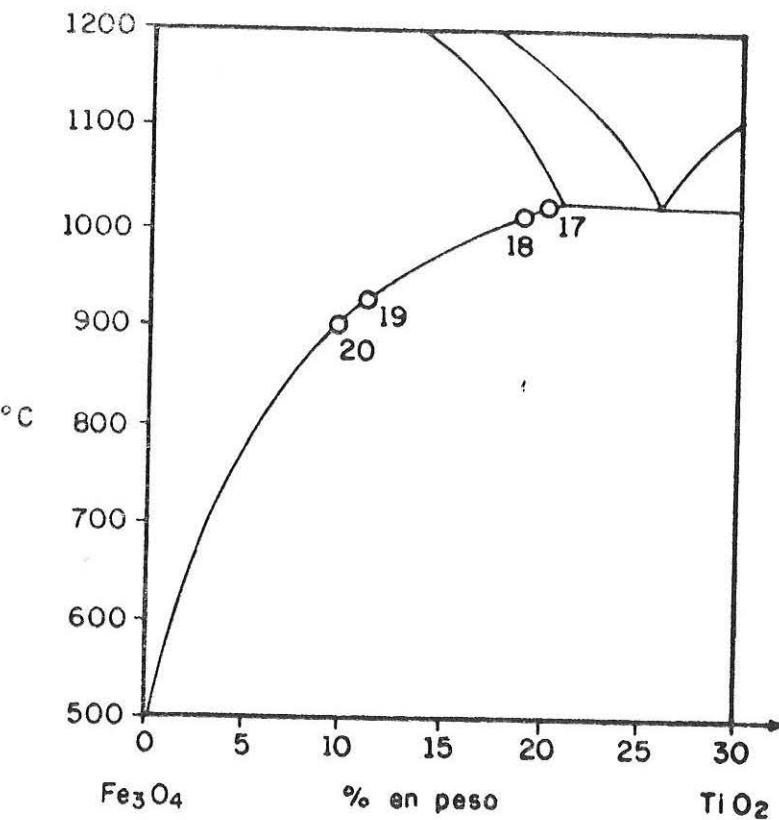


Fig. 3 Relación esquemática entre la proporción de  $TiO_2$  en  $Fe_3O_4$  y la temperatura de cristalización según Buddington *et al.*, 1955 (los números corresponden a los de orden de los microanálisis.)

cordierita por su índice de distorsión reticular\* fue descartada por SCHREYER y SCHAIKER (1961).

Si se considera que las temperaturas de cristalización de estos dos minerales son inferiores a la T. líquidus, y ésta a su vez puede ser bastante inferior a la temperatura máxima real alcanzada por el manto en combustión, puede inferirse en forma preliminar que estas temperaturas máximas no han sido inferiores a 1350°C.

De todas estas consideraciones puede concluirse que la única forma de obtener las temperaturas exactas correspondientes al campo de estabilidad de los minerales del líquidus y sólidus en fusiones de sistemas complejos, es a través de la medición experimental empleando el material natural en cuestión. En una segunda fase de este programa se procederá a realizarla.

#### PETROGENESIS

En la escasa literatura sobre este tipo de rocas se contemplan dos aspectos genéticos distintos, aunque en algunos casos íntimamente relacionados:

- (a) metamorfismo por combustión subterránea (autometamorfismo);
- (b) generación de magmas (para-lavas)

Bajo condiciones normales la fusión lítica ha tenido lugar únicamente en rocas de los contactos superiores e inferiores de mantos de carbón y de las cenizas silicáticas que éstos contienen. El calor generado por la combustión de limolitas carbonosas aparentemente no ha sido suficiente para fundirlas. De allí que las para-lavas, aunque muy frecuentes, son mucho menos abundantes que las porcelanitas.

Debido a la coincidencia en la Formación Marcelina de abundantes y gruesos mantos de carbón interestratificados con espesos paquetes de limolitas parcialmente muy bituminosas, se presentan las premisas ideales para el amplio desarrollo de ambos fenómenos.

#### Metamorfismo por combustión subterránea (autometamorfismo)\*\*

Puede establecerse aquí, pues, que de acuerdo a las evidencias de campo y laboratorio las porcelanitas no son sino producto de la alteración térmica en estado sólido de las limolitas carbonosas (y de calizas dolomíticas silíceas) con formación de nuevos minerales, tales como tridimita, cristobalita, mullita, fassaíta, espinela, hematita, magnetita y sanidina. Estas son características de verdadero metamorfismo que se discutirán más adelante.

\* El índice de distorsión reticular  $\Delta$  indica el grado de perfección reticular de la cordierita, que depende de la temperatura y velocidad de cristalización.  $\Delta$  puede calcularse a partir de los Ángulos de BRAGG  $2\theta$  de (511) y (131).

\*\* BENTOR y VROMAN (1960) incluyeron en la acepción de "autometamorfismo" los fenómenos de alteración térmica en estado sólido mediante el calor generado por combustión interna de rocas, lo cual es bastante descriptivo.

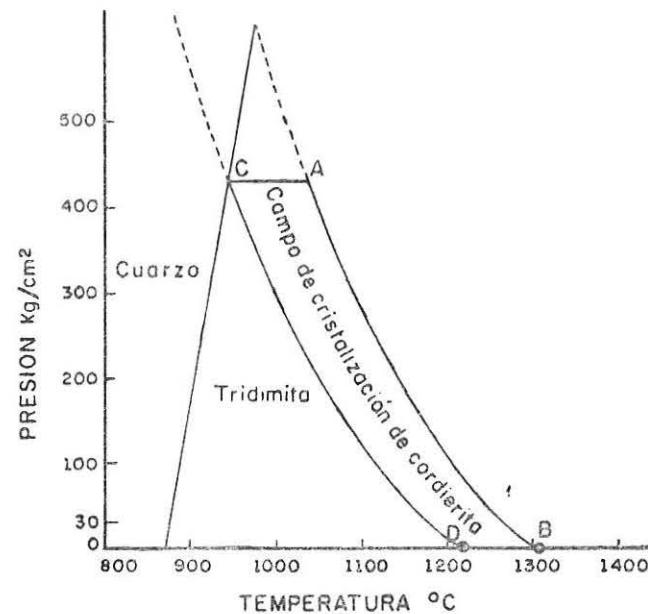


Fig. 4 Condiciones PT estimadas de cristalización de cordierita en una arcosa fundida experimentalmente. La curva AB representa fusión total de la roca y CD las condiciones de enfriamiento brusco. Según P.J. Wyllie (25) 1956.

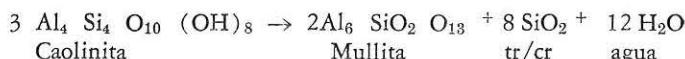
La energía térmica proviene de la combustión del material carbonoso contenido en la misma limolita y se considera que la proporción de combustible contenido en ella (7-15%) es suficiente para mantener la combustión. Puesto que también hay arenas finas de considerable espesor, calizas dolomíticas y hasta conglomerados, todos ellos cocidos y sin contenido de carbón, debe postularse un mecanismo de calentamiento adicional.

El efecto de contacto con los mantos de carbón y limolitas carbonosas en combustión podría explicar la alteración de escasos espesores de rocas adyacentes, hasta escasos metros quizás, debido a la mala conductividad térmica de las rocas y a la corta duración de la combustión. La otra posibilidad es la de gases combustibles, productos de destilación de la combustión bajo condiciones de atmósfera enrarecida de oxígeno, que ascienden por un sistema de fisuras a estratos superiores, donde luego se queman en presencia de mayor cantidad de oxígeno alterando las rocas carentes de combustible de igual forma que si la tuvieran (ver Figura N° 1).

Un aspecto llamativo de las porcelanitas de Perijá es la virtual ausencia de residuos de material carbonoso. Se debe asumir que la combustión ha sido completa, eliminándose todo el combustible en forma de  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ .

De las facies o zonas metamórficas establecidas y en uso, la que cubre las condiciones PT bajo las cuales se han formado las porcelanitas y buchitas, es la antigua "Facies de la Sanidina" de Eskola, hoy sustituida por dos zonas, la de la *monticellita-melilita* y *tilleyita/spurrita*. Estas dos zonas corresponden a condiciones especiales del metamorfismo de contacto a altísimas temperaturas ( $> 800^{\circ}\text{C}$ ) y bajísimas presiones (entre 50 y 500 baras). Las diferencias entre este tipo de metamorfismo y el autometamorfismo señalado son, por una parte, las presiones aún más bajas ( $\sim 1$  bar) y por otra, que la energía térmica no afluye por contacto de xenolitos en flujos de lavas, sino que se genera en la misma roca.

Ninguna de las dos asociaciones antes mencionadas se ha hallado aún en Perijá, probablemente porque las escasas calizas dolomíticas cocidas no han alcanzado temperaturas muy altas, por encontrarse distantes de un manto de carbón. La asociación tridimita/cristobalita-mullita ha sido mencionada frecuentemente, pero su campo de estabilidad aún no se ha establecido experimentalmente. Todo indica que la paragénesis se formó a partir de la degradación de la caolinita:



La escasa proporción de álcalis contenidos en la tridimita/cristobalita (análisis Nº 24, 25 y 26) proviene de la sericita, que también es destruida por el calor. El cuarzo detrital no contribuye a la formación de los polimorfos de  $\text{SiO}_2$  sino en un estado avanzado de la cocción y muchas veces se mantiene inalterado hasta la fusión incipiente.

En las calizas dolomíticas se observa la asociación fassaíta-espinela/magnesioferrita. Esta última representa una solución sólida (enfriada bruscamente) de las fases  $MgAl_2O_4$  (espinela) y  $Mg Fe^{3+}O_4$  (magnesioferrita) (Microanálisis Nº 21), solución sólida que existe completa sobre una cierta temperatura aun no determinada experimentalmente\*. La relación espinela/magnesioferrita es 21,5/78,5 y es estable en diferentes muestras. La fassaíta es una augita alumínica y algo subsilícica, común en calizas pobres en sílice metamorfizadas al contacto. La asociación normal es piroxeno-espinela-calcita/dolomita.

La magnetita, aunque más común en las para-lavas, se observa ya en las buchitas de mayor temperatura. La oxidación de la pirita presente en las limolitas genera la hematita que colorea típicamente a las porcelanitas. Posteriormente, a temperaturas cercanas a la fusión incipiente, la hematita es reducida a magnetita (decoloración de las porcelanitas).

La presencia de yeso de erigen para- o post-calentamiento en vetillas de calizas cocidas, sugiere un proceso que en forma simplificada puede expresarse como

una oxidación de la pirita por medio del oxígeno contenido en aguas supergénicas, con producción de hematita y ácido sulfúrico. Este último a su vez se combina con calcita para generar yeso, agua y  $\text{CO}_2$ .

Fusión de limolitas arenosas y de cenizas de carbón

Las para-lavas son producto de la fusión total de las cenizas silicáticas y de óxidos y sulfuros (0.5 - 10% en peso del carbón; análisis N° 7 a 16), junto con cierta proporción de limolitas arenosas del techo y piso 3 del manto.

Del análisis petrográfico se deduce una secuencia de cristalización que puede variar con la composición química global, con la temperatura máxima alcanzada por el magma y con la velocidad de su enfriamiento. Normalmente el primer mineral en cristalizar es un ortopiroxeno esquelético junto con magnetita titanífera. Si hay suficiente calcio en el sistema, lo cual se cumple en la mayoría de los casos, continuará la secuencia con la generación de plagioclasa y de diópsido, y finalmente cristaliza tridimita y/o cristobalita.

Si hay exceso de magnesio (el aluminio parece estar siempre presente en suficiente cantidad) y deficiencia de calcio, se formará cordierita antes que magnetita. No se ha observado la asociación diópsido-cordierita. Esta última cristaliza únicamente junto con ortopiroxeno y bytownita.

El piroxeno embriónico o esqueletal es invariablemente un ortopiroxeno, lo cual sugiere que éste reacciona con el magma para formar diópsido. En las muestras mejor cristalizadas (con menor proporción de vidrio), el piroxeno es normalmente el diópsido y más raramente la broncita en los sistemas deficientes en calcio. Excepcionalmente se observa pigeonita magnesiana en lugar de broncita (o de diópsido ?), hecho que aun no tiene explicación adecuada.

## ASPECTOS GENERALES

### *Ignición de la combustión*

Se han propuesto una serie de mecanismos de ignición, de los cuales tres parecen razonables:

- auto-ignición por procesos de oxidación del carbón cercano a la superficie;
  - ignición por oxidación de la pirita contenida en el carbón;
  - ignición por fuegos superficiales naturales (por rayos) o encendidos por el hombre, que quema afloramientos\*, en este caso, de carbones y limolitas carbonosas y luego la combustión continúa bajo tierra.

En Perijá no se han encontrado pruebas concluyentes de alguna de las tres posibilidades. Aunque se conoce la auto-ignición del carbón explotado durante su

- El sistema  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  (espinela hercínítica) y  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (magnetita) existe como solución sólida completa sobre los 858°C. Por debajo de esta temperatura la región de la exsolución de las dos fases se amplía a medida que desciende la temperatura; la temperatura crítica mencionada es independiente de la presión (TURNOCK, 1959, *vide* DEER *et al.*, 1962).

transporte y almacenamiento, su conflagración *in situ* y no disturbado es al menos hipotético.

Tanto los carbones como las limolitas carbonosas contienen pequeñas cantidades de pirita ( $\sim 1\%$ ), normalmente muy dispersa en la roca, que se oxida a hematita en las porcelanitas, la cual es luego reducida de nuevo a magnetita en las lavas. Aunque los magmas presentan 10% y más de magnetita, y suponiendo que toda provenga de la oxidación de la pirita (lo que equivale a 15% de este último), debe tenerse presente que el magma representa sólo 10% en volumen del manto original, lo cual reduce la concentración de pirita en los carbones a 1% o menos.

Por otra parte, no puede descartarse la posibilidad de ignición por fuegos superficiales que no son desconocidos en la zona, sobre todo en épocas de sequía, durante las cuales casi todas las quebradas están totalmente secas, favoreciendo así la propagación de la combustión. No hay certeza de que las limolitas carbonosas hayan logrado encenderse solas mediante algunos de estos mecanismos de ignición, o si requirieron el elevado calor desarrollado por un manto de carbón adyacente en combustión. Las evidencias de campo indican que ambas modalidades pueden haber tenido lugar en Perijá.

#### Edad y duración del fenómeno

Debido al carácter lenticular y discontinuo de las rocas afectadas, debe posibilitarse un gran número de focos de combustión a todo lo largo y en todos los niveles estratigráficos de la Formación Marcelina. Asimismo, es probable que la combustión haya comenzado en momentos distintos en cada foco. En lo que sí hay cierta seguridad, es que todos ellos datan de épocas recientes geológicamente hablando (Holoceno), quizás escasos centenares o decenas de millares de años hasta el presente. Esta seguridad procede de la existencia tanto de un control topográfico como de un control hidrográfico sobre la extensión tridimensional de la combustión, aspecto que ya ha sido discutido. Entre los nativos de la zona corre el rumor de que en tiempos históricos se han observado humos que escapaban del interior de la tierra en el Caño Paso del Diablo; de allí el nombre sugestivo del caño.

Para determinar la edad absoluta de estos eventos termales, además de los indicios estratigráficos y otras relaciones de campo, se han empleado en otros sitios métodos de determinación de edad absoluta, por trayectorias de fisión (fission track dating) y por relaciones isotópicas (geocronología isotópica). En el caso de la Formación Marcelina se gestiona actualmente una determinación por el método K/Ar.

Por otra parte es difícil, si no imposible, evaluar la duración de uno de estos eventos termales. La combustión subterránea es un proceso muy lento y prolongado debido a la escasez natural de oxígeno. Se sabe que bajo ciertas circunstancias puede durar hasta centenares de años. Las limolitas petrolíferas de "Smoking Hills" en Canadá han estado ardiendo sin interrupción durante los últimos 150 años (BENTOR y KASTNER, 1976). Además del sistema de aereación, la duración de la combustión depende de la extensión y forma del yacimiento y de la proporción y tipo de combustible que contiene.

#### Sistema de aereación de la combustión (ver Figura 1)

Toda combustión requiere combustible, por cuya razón todos los casos de combustión subterránea que se conocen han tenido lugar a escasa profundidad, desde decenas hasta escasos centenares de metros a lo sumo (mínimo de 120 m comprobados en la Formación Marcelina)\*. Al iniciarse el fuego en el afloramiento de un manto de carbón o limolita muy carbonosa, evidentemente no hay problemas de aereación mientras no haya colapso. Por ello la combustión avanza con mucha mayor rapidez a lo largo del afloramiento que a profundidad. Una vez que el fuego ha alcanzado cierta profundidad (quizás algunas decenas de metros) penetrando a lo largo del manto, el techo y las capas suprayacentes ceden, eliminándose la oxigenación por esta vía. Probablemente muchos fuegos subterráneos se extinguieron en esta etapa.

Con el colapso, sin embargo, los estratos suprayacentes son profusamente fracturados y microfallados, tanto más si estas capas suprayacentes han perdido a su vez su materia carbonosa por combustión. De esta forma se ha creado un nuevo sistema de aereación por difusión. El sistema es de doble vía, puesto que además de la aducción de aire deben eliminarse los gases de la combustión y los posibles productos de destilación. Estos últimos serán más abundantes a medida que se enrarezca la atmósfera. A profundidad y con una atmósfera enrarecida no puede hablarse realmente de un fuego con llamas, sino de carbones encendidos al rojo (brasas) sin llamas.

Eventualmente la combustión se detiene por falta de oxígeno. Otras razones de su extinción son la acción de la mesa fréatica y el término del combustible. Esta última es la causa menos probable, en vista de las grandes extensiones de los mantos de carbón y capas de sedimentos bituminosos.

#### RECOMENDACIONES

Como se ha visto, la combustión subterránea de carbón se ha producido en repetidas ocasiones y en sitios diferentes de la Formación Marcelina en épocas relativamente recientes, quemando una porción pequeña ( $\sim 5\%$ ), pero apreciable de las reservas. No hay razón para que ésto no vuelva a ocurrir, ya que las condiciones actualmente reinantes en la zona son óptimas para una nueva ignición (tala, quema, sequía, etc.).

A todo lo largo de la Formación Marcelina deberá evitarse la quema incontrolada. Si se produjera un fuego en áreas de afloramientos de carbón o de limolitas carbonosas, deberán observarse éstos y extinguir cualquier ignición lo antes posible, ya que la combustión es difícil, si no imposible de controlar una vez que haya progresado hasta cierta profundidad.

#### AGRADECIMIENTOS

El suscrito agradece en primer lugar a CORPOZULIA, en especial al Jefe del Departamento del Carbón, el Ing. J. L. Joves, por permitir el uso del Campan-

\* En la Cuenca Matrurium (Israel) del Mioceno superior, la secuencia de rocas autometáfíticas alcanza 260 metros de espesor (BENTOR y KASTNER, 1976).

mento del río Socuy durante el trabajo de campo y posteriormente haber puesto a la disposición los mapas y planos geológicos y análisis químicos de carbones. Este trabajo hubiera sido poco menos que imposible sin las fructíferas discusiones sobre el tópico con los geólogos J. Wippern, A. Leaño y L. Mompart adscritos a CORPOZULIA, a quienes se agradece muy sinceramente. Reconocimiento muy especial se debe a la desinteresada colaboración del Técnico M. Davidson, quien dedicara mucho tiempo y esfuerzo a los numerosos microanálisis que permitieron diagnosticar numerosos minerales minúsculos; igualmente a la Geóloga M. A. Chávez de Soares por su ayuda en la medición de constantes ópticas, y a los Geólogos Cecilia Martín F., y Enrique Viteri por su lectura crítica del trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- ARNOLD, R. y ANDERSON, R. (1907). *Geology and oil resources of the Santa María Oil District*. U.S.G.S. Bull., 322, 48.
- BASTIN, E. S. (1905). *Note on baked clays and natural slags in Eastern Wyoming*. J. Geol., 13, 408.
- BENTOR, Y. K., GROSS, S. & HELLER, L. (1963). *High temperature minerals in non-metamorphosed sediments in Israel*. Nature, 4892.
- (1963). *Some unusual minerals from the "Mottled Zone" Complex, Israel*. Am. Min., 48, 924.
- BENTOR, Y. K. & KASTNER, M. (1976). *Combustion metamorphism in Southern California*. Science, 193, 486.
- BRADY, L. F. & GREIG, G. W. (1939). *Note on the temperature attained in a burning coal seam*. Am. J. Sci., 237, 116.
- BUDDINGTON, A. F. et al. (1955). *Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite*. Am. J. Sci., 253.
- COLE, D. (1974). *A recent example of spontaneous combustion of oil-shale*. Geol. Mag., 111, 355.
- CRICKMAY, C. H. (1967). *A note on the term Bocanne*. Am. J. Sci., 265, 626.
- DEER, W. A., HOWIE, P. A. y ZUSSMAN, J. (1962). *Rock-Forming Minerals*. J. Wiley and Sons, Inc., New York.
- GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA (1965). *Chemical analysis of Canadian rocks, minerals and ores*. Geol. Surv. Can. Bull., 115.
- HEDBERG, H. D. & SASS, L. C. (1937). *Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la cuenca de Maracaibo, Venezuela*. Bol. Geol. y Minas, Venezuela, 1, 77.
- JAEGER, J. C. (1957). *The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet*. Am. J. Sci., 255, 306.
- KOLODNY, Y. & GROSS, S. (1974). *Thermal maturation of organic matter: isotopic and petrological evidence*. J. Geol., 82.
- MCCLINTOCK, W. F. (1932). *On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary sediments of south-west Persia*. Min. Mag., 23 (139), 207.
- MOORE, E. (1922). *Coal*.
- MOTICKA, P. (1973-1976). *Informes petrográficos inéditos*. Min. Energía y Minas, Caracas.

- MURDOCH, J. (1961). *Crestmore, past and present*. Am. Min., 46, 245.
- NOGUEIRA, A. (1975). *Visita a los carbones de la parte inferior y media de la Formación Marcelina en la zona del Caño Pedrú (Guía de Excursión)*. Corpozulia, Publ. Espec.
- RICE, C. M. (1963). *Dictionary of Geological Terms*.
- SCHREYER, W. & SCHAIRER, J. F. (1961). *Compositions and structural states of anhydrous Mg-cordierite: a re-investigation of the central part of the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_4$* . J. Petr., 2, 324.
- SUTTON, F. A. (1946). *Geology of the Maracaibo Basin*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 30 (10), 1621.
- VENKATESH, V. (1952). *Development and growth of cordierite in para-lavas*. Am. Min., 37, 813.
- WINKLER, H. (1974). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 3<sup>a</sup> Edic.
- WYLLIE, P. J. (1959). *Microscopic cordierite in fused Torridonian arcose*. Am. Min., 44, 1039.